

GEOLOGISCHE KARTE VON SALZBURG 1 : 200 000

# ERLÄUTERUNGEN

GERHARD PESTAL, EWALD HEJL, RAINER BRAUNSTINGL, RALF SCHUSTER  
(Redaktion)

Mit Beiträgen von

RAINER BRAUNSTINGL, ILSE DRAXLER, HANS EGGER, MARIA HEINRICH  
EWALD HEJL, WOLFGANG A. LENHARDT, GERHARD LETOUZÉ-ZEZULA  
MANFRED LINNER, GERHARD W. MANDL, BEATRIX MOSHAMMER  
GERHARD PESTAL, CHRISTIAN RUPP, ALBERT SCHEDL, RALF SCHUSTER  
DIRK VAN HUSEN, INGE WIMMER-FREY, GERALD VALENTIN

28 Abbildungen  
11 Farbtafeln



Wien 2009

Anschriften der Verfasser

Dr. ILSE DRAXLER, Dr. HANS EGGER, Dr. MARIA HEINRICH, Dr. GERHARD LETOUZÉ-ZEZULA  
Dr. MANFRED LINNEN, Dr. GERHARD W. MANDL, Dr. BEATRIX MOSHAMMER, Dr. GERHARD PESTAL  
Dr. CHRISTIAN RUPP, Dr. ALBERT SCHEDL, Dr. RALF SCHUSTER, Dr. INGE WIMMER-FREY  
Geologische Bundesanstalt  
Neulinggasse 38  
A 1030 Wien

ilse.draxler@geologie.ac.at, hans.egger@geologie.ac.at, maria.heinrich@geologie.ac.at  
gerhard.letouze@geologie.ac.at, manfred.linner@geologie.ac.at, gerhard.mandl@geologie.ac.at  
beatrice.moshammer@geologie.ac.at, gerhard.pestal@geologie.ac.at  
christian.rupp@geologie.ac.at, albert.schedl@geologie.ac.at, ralf.schuster@geologie.ac.at  
inge.wimmer-frey@geologie.ac.at

Landesgeologe Dr. RAINER BRAUNSTINGL, Mag. GERALD VALENTIN  
Amt der Salzburger Landesregierung  
Postfach 527  
A 5020 Salzburg  
rainer.braunstingl@salzburg.gv.at

Univ.-Doz. Dr. EWALD HEJL  
Universität Salzburg  
Fakultät für Naturwissenschaften  
Fachbereich für Geographie und Geologie  
Hellbrunnerstrasse 34  
5020 Salzburg  
ewald.hejl@sbg.ac.at

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

Univ.-Prof. Dr. DIRK VAN HUSEN  
Simetstraße 14  
A 4813 Altmünster  
dirk.van-husen@telering.at

[www.geologie.ac.at](http://www.geologie.ac.at)  
[www.salzburg.gv.at](http://www.salzburg.gv.at)  
[www.uni-salzburg.at](http://www.uni-salzburg.at)  
[www.zamg.ac.at](http://www.zamg.ac.at)

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 978-3-85316-047-3

Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.  
Redaktion: Dr. GERHARD PESTAL, Univ.-Doz. Dr. EWALD HEJL, Dr. RAINER BRAUNSTINGL, Dr. RALF SCHUSTER  
Satz und Gestaltung: Dr. ALBERT DAURER  
Druck: Ferdinand Berger & Söhne GmbH, A 3580 Horn

# Inhalt

1. Einleitung .....	5
2. Geographischer Überblick .....	7
3. Geologische Entwicklungsgeschichte des Salzburger Alpenraumes – Ein Überblick .....	17
3. 1. Präkambrium und Kambrium: Bildung der ältesten Gesteine Salzburgs .....	17
3. 2. Ordovizium, Silur und Devon: Loslösung von Gondwana und Drift gegen Norden .....	17
3. 3. Karbon: Bildung von Pangäa durch die variszische Kontinentalkollision .....	18
3. 4. Perm und Trias: Krustendehnung und Entstehung der Karbonatplattformen .....	19
3. 5. Jura: Bildung des Penninischen Ozeanbeckens und der Juvavischen Decken der Nördlichen Kalkalpen .....	20
3. 6. Unterkreide: Beginn der Eoalpidischen Gebirgsbildung .....	21
3. 7. Oberkreide: Beginn der Subduktion des Penninischen Ozeans .....	22
3. 8. Paläogen: Schließung des Penninischen Ozeans .....	23
3. 9. Neogen: Entstehung der Ostalpen und der Molassezone .....	24
3.10. Landschaftsentwicklung im Pleistozän und Holozän .....	25
4. Erläuterungen zur Legende .....	27
4.1. Helvetikum .....	27
4.1.1. Südhelvetikum .....	27
4.1.2. Ultrahelvetikum .....	30
4.2. Subpeninikum .....	31
4.2.1. Subpenninische Deckensysteme des Tauernfensters .....	32
4.2.1.1. Venediger-Deckensystem .....	33
4.2.1.2. Eklogitzone .....	41
4.3. Penninikum .....	42
4.3.1. Penninische Deckensysteme des Tauernfensters .....	43
4.3.1.1. Glockner-Deckensystem .....	43
4.3.1.2. Mateier Schuppenzone und Nordrahmenzone .....	46
4.3.2. Penninische Deckensysteme am Nordrand der Ostalpen .....	50
4.3.2.1. Rhenodanubische Flyschzone .....	50
4.3.2.2. Ybbsitzer Klippenzone .....	54
4.4. Ostalpin .....	54
4.4.1. Unterostalpin .....	54
4.4.1.1. Unterostalpine Schuppen am Südrand des Tauernfensters .....	54
4.4.1.2. Radstädter Deckensystem (inklusive „Krimmler Trias“), Katschbergzone .....	55
4.4.2. Oberostalpin .....	59
4.4.2.1. Schladming-Seckau-Deckensystem (Weißpriach-, Duisitz- und Obertal-Decke) .....	59
4.4.2.2. Koralpe-Wölz-Deckensystem .....	62
4.4.2.2.1. Schoberkristallin .....	63
4.4.2.2.2. Lessacher Phyllonitzone .....	65
4.4.2.2.3. Wölzer, Rappold- und Radentheiner Glimmerschiefer .....	66
4.4.2.2.4. Innsbrucker Quarzphyllitzone, Wagrainner Phyllitzone und Ennstaler Phyllitzone .....	67
4.4.2.3. Ötztal-Bundschuh-Deckensystem .....	69
4.4.2.4. Drauzug-Gurktal-Deckensystem .....	71
4.4.2.4.1. Deferegger und Kreuzeckkristallin .....	71
4.4.2.4.1. Gurktaler Decke .....	72
4.4.2.5. Grauwackenzone (Basis des Tirolikums, Norische Decke) .....	76
4.4.2.6. Nördliche Kalkalpen (Juvavikum, Tirolikum, Bajuvarikum) .....	80
4.5. Periadriatische Intrusivgesteine .....	97
4.6. Alpidische Molasse .....	98
4.6.1. Inneralpine Molasse .....	98
4.6.1.1. Tertiäre Schotterfluren auf den Nördlichen Kalkalpen .....	98
4.6.1.2. Inntalertiär .....	99
4.6.1.3. Ennstalertiär und Tertiär von Tamsweg .....	99
4.6.2. Vorlandmolasse (autochthon und allochthon) .....	100
4.7. Quartär .....	107
4.7.1. Pliozän – Pleistozän .....	110
4.7.2. Pleistozän .....	110
4.7.3. Pleistozän (Würm Spätglazial) – Holozän .....	117
4.7.4. Holozän .....	126
5. Rezente Krustendynamik .....	127
6. Mineralische Rohstoffe .....	129
6.1. Erze .....	129
6.2. Kohle, Ölschiefer .....	130
6.3. Kohlenwasserstoffe .....	130
6.4. Salz und andere Industriemineralien .....	130
6.5. Baurohstoffe .....	131
7. Hydrogeologie .....	133
8. Naturgefahren und Ingenieurgeologie .....	135
9. Museen, Schaubergwerke, Karsthöhlen und Lehrpfade .....	137
9.1. Museen und Schausammlungen .....	137
9.2. Schaubergwerke .....	139
9.3. Karsthöhlen .....	140
9.4. Lehrpfade, Exkursions- und Aussichtspunkte .....	141
10. Literatur .....	145

# Vorwort

Geologisches Fachwissen mittels Datenbanken und geographischer Informationssysteme zu erfassen und der Öffentlichkeit zugänglich zu machen, ist eine der wesentlichen Aufgaben eines geologischen Staatsdienstes im Informationszeitalter. Geologische Übersichtskarten verknüpft mit einer hierarchisch geordneten Generallegende sind dabei exzellente Hilfsmittel. Für den effizienten Datenaustausch und die Präsentation von regionalen erdwissenschaftlichen Daten sind diese Übersichtskarten unverzichtbar. Sie gelten daher weltweit als Standardwerke Geologischer Dienste.

Seit den frühen achtziger Jahren wurde auch von der Geologischen Bundesanstalt wiederholt auf die Notwendigkeit einer Geologischen Übersichtskarte Österreichs 1 : 200 000 hingewiesen. In diesem Zusammenhang startete Werner JANOSCHEK 1989 den ersten Versuch, eine entsprechende Karte im Rahmen der Landesaufnahme in Zusammenarbeit mit dem Land Salzburg zu erzeugen. Letztlich hat sich aber erst das vor 15 Jahren von Direktor Hans Peter SCHÖNLAUB forcierte Konzept, eine moderne Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich im Maßstab 1:200 000 in Kooperation mit mehreren Bundesländern zu erstellen, als richtungweisend erwiesen. In der Person des Salzburger Landesgeologen Rainer BRAUNSTINGL konnte ein bestens motivierter Förderer dieses Projekts gewonnen werden, der die Arbeiten an der Geologischen Übersichtskarte von Salzburg sowohl finanziell als auch tatkräftig unterstützte. Ebenso vorbildlich war das Engagement von Ewald HEJL, der sein regionalgeologisches Wissen nicht nur den Studenten der Universität Salzburg näher bringt, sondern dieses auch bereitwillig in die Erstellung der Karte investierte. Durch die zentrale Lage Salzburgs inmitten der Ostalpen stellte die Strukturierung der Kartenlegende eine besondere Herausforderung des Redaktionsteams dar, wobei Ralf SCHUSTER mit seinem Konzept zur tektonischen Gliederung des Ostalpinen Kristallins entscheidende Impulse beitragen konnte.

Der Geologischen Bundesanstalt und dem Land Salzburg, die im Jahr 2005 die Geologische Karte von Salzburg 1:200 000 herausgegeben haben, war es ein wichtiges Anliegen, das Kartenprojekt in Gestalt des nun vorliegenden Erläuterungsheftes zu einem würdigen Abschluss zu bringen.

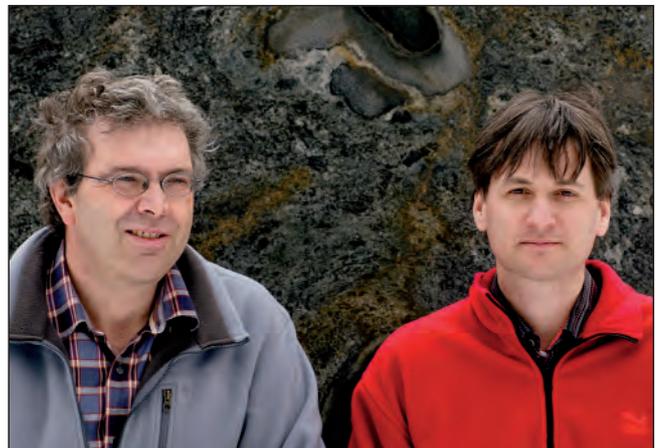
Ich möchte im Namen des Redaktionsteams allen Kartenblattbearbeitern und den Mitautoren der Erläuterungen für ihre Beiträge herzlich danken. Möge das nun vorliegende Heft, die in der Geologischen Karte dargestellten geologischen Einheiten präzisieren und den Informationsgehalt der Kartenlegende einem breiten Anwenderkreis zugänglich machen.

GERHARD PESTAL

## Das Redaktionsteam



Rainer BRAUNSTINGL & Ewald HEJL in den Amtsräumen des Salzburger Landesgeologischen Dienstes.



Gerhard PESTAL & Ralf SCHUSTER im Garten der Geologischen Bundesanstalt.

# 1. Einleitung

G. PESTAL, R. BRAUNSTINGL & E. HEJL

Es liegt im vitalen Interesse eines jeden Landes, sein Territorium zu untersuchen, seine natürlichen Gegebenheiten zu erkennen und die Ergebnisse dieser Forschungen in nachvollziehbarer Weise der Öffentlichkeit zugänglich zu machen. Dies betrifft auch die geologischen Forschungsergebnisse über den Aufbau und die aktuellen Prozesse der obersten Erdkruste, denn der geologische Zustand einer Region ist mitbestimmend für die Lebens- und Wirtschaftsbedingungen seiner Bewohner. Es ist den Betroffenen oft kaum bewusst, wie sehr sie von der Oberflächengestalt der Landschaft, von den auftretenden Böden und Gesteinen, den Bodenschätzen und nicht zuletzt vom Grundwasser abhängig sind.

Eine Kernaufgabe der Geologischen Bundesanstalt ist es, Österreich geologisch zu kartieren, die im Zuge der geologischen Landesaufnahme auftretenden wissenschaftlichen Fragestellungen zu bearbeiten und die erhobenen Daten der Öffentlichkeit in geologischen Kartenwerken und in begleitenden Publikationen zur Verfügung zu stellen. Diese Produkte dokumentieren die zu erwartenden geologischen Verhältnisse eines bestimmten Gebietes und ermöglichen Einblicke in dessen Untergrund. Durch die sachkundige Interpretation geologischer Karten können Chancen für die vorteilhafte Entwicklung einer Region erkannt und die gesamte Volkswirtschaft eines Landes positiv beeinflusst werden. Somit sind diese Karten eine unverzichtbare Planungsgrundlage für viele Bereiche des Lebens. Angefangen von der Trinkwasser- und Rohstoffversorgung über die Planung von Kraftwerken und überregionalen Infrastrukturbauwerken bis zur lokalen Raumplanung liefern geologische Karten unabdingbare Informationen über den Untergrund, seine nutzbaren Ressourcen, aber auch seine geogenen Risiken. Nicht nur die Art und Beschaffenheit der Gesteine, sondern auch deren flächenhafte Verbreitung, deren Lagebeziehungen und deren Fortsetzung in den Untergrund sind aus modernen geologischen Karten ersichtlich.

Die neue Geologische Karte des Bundeslandes Salzburg 1:200 000 und die zugehörigen Profilschnitte wurden im Jahr 2005 in der Reihe Geologie der Österreichischen Bundesländer publiziert. Sie stellt die Fläche des Landes Salzburg (ca. 7150 km<sup>2</sup>), aber auch Teile Tirols, Oberösterreichs, der Steiermark, Kärntens, Südtirols und Bayerns dar. Das wissenschaftliche Konzept und die Drucklegung dieser Karte wurden durch ein Gemeinschaftsprojekt zwischen dem Land Salzburg und der Geologischen Bundesanstalt ermöglicht.

Die Tradition der Erstellung geologischer Karten reicht bis in die erste Hälfte des 19. Jahrhunderts zurück. In Österreich geht diese auf eine Initiative von Erzherzog Johann zurück. Dieser große Förderer der Geowissenschaften erkannte im Zuge einer Englandreise 1815/16 die Bedeutung der geologischen Landesaufnahme für die Lagerstätten erkundung und die damit zusammenhängenden Folgewirkungen (Industrie Gründungen und ihre Versorgung mit Kohle und Erzen). Daher beauftragte Erzherzog JOHANN den Mineralogen Matthias ANKER vom steirischen Museum „Joanneum“, eine „Gebirgskarte der Steiermark“ aufzunehmen. Nach zehnjähriger Arbeit erschien diese 1829 im Maßstab 1:576 000 und enthielt neun lithologisch-stratigraphische Ausscheidungen. In weiterer Folge begannen „Geognostisch-montanistische“ Vereine von „Tirol und Vorarlberg“ sowie von „Innerösterreich und dem Land ob der Enns“ mit geologischen Kartierungen des Landes unter dem besonderen Gesichtspunkt der Lagerstätten erkundung.

1845 wurde am k.k. Montanistischen Museum (der Vorläuferorganisation der Geologischen Reichsanstalt) unter der Leitung Wilhelm HAIDINGERS die erste „Geognostische Übersichtskarte der Oesterreichischen Monarchie aus den in die Bibliothek der k.k. Hofkammer im Münz- und Bergwesen vorhandenen und von den k.k. Montanistischen Aemtern eingesendeten Daten“ im Maßstab 1:864 000 erstellt. HAIDINGER wurde wenige Jahre später zum ersten Direktor der 1849 gegründeten k.k. Geologischen Reichsanstalt ernannt und veranlasste den Beginn der ersten systematischen Geologischen Landesaufnahme. Die Ergebnisse jener Kartierungen wurden in handkolorierten, geologischen Manuskriptkarten im Maßstab 1:144 000 doku-

mentiert, die bei Bedarf händisch kopiert wurden. Im Archiv der Geologischen Bundesanstalt befinden sich mehrere tausend dieser historischen Karten. Sie betreffen den gesamten Bereich der Monarchie und besitzen einen hohen wissenschaftsgeschichtlichen Wert. Eine dieser ersten geologischen Karten stellt auch das Gebiet zwischen der Landeshauptstadt Salzburg und Saalfelden dar (☛Tafel 3).

Wie in allen Naturwissenschaften, so ist auch in den Erdwissenschaften der wissenschaftliche Fortschritt seit jenen frühen Tagen der Geologischen Landesaufnahme beträchtlich. Die Anwendungsmöglichkeiten und das daraus resultierende Anforderungsprofil für geologische Spezialkarten und geologische Übersichtskarten hat sich seit damals grundlegend verändert. Die Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 ist heute das zentrale Kartenwerk der Geologischen Bundesanstalt. Sie ist darauf ausgelegt, den Gesteinsbestand und andere geologische Gegebenheiten mit hoher Ortsauflösung darzustellen. Die Karte und die Erläuterungen sollen dem mit den Grundlagen der Geologie vertrauten Fachmann eine rasche und genaue Kenntnis der Geologie eines Gebietes vermitteln und ihn bei seinen Entscheidungen unterstützen.

Ein großer Teil des Bundeslandes Salzburg ist durch wissenschaftlich hochwertige Spezialkarten (Blattschnittskarten und ergänzende Gebietskarten) abgedeckt (☛Tafel 4). Einige weitere Blattschnittskarten lagen zum Zeitpunkt der Ausgabe der Übersichtskarte im Jahr 2005 als Manuskriptkarten vor. Diese Spezialkarten zeigen die detaillierte Lithologie des Landes. Ihre Ausgabe erstreckte sich aber über einen Zeitraum von nahezu 60 Jahren. Bedingt durch den langen Zeitraum ihres Erscheinens, nämlich mehrere Jahrzehnte, stellten aber oftmals die Parallelisierung der dargestellten Einheiten zwischen den unterschiedlichen Spezialkarten und ihre Einbindung in die moderne lithostratigraphische Nomenklatur und Tektonik ein gewisses Problem dar.

Die nun vorliegende Übersichtskarte von Salzburg im Maßstab 1:200 000 versucht, den aktuellen geologischen Wissensstand im Zusammenhang mit den Nachbarländern darzustellen. Die Legende enthält Angaben zur Tektonik, zur Formationsgliederung (Litho- und Chronostratigraphie)

und zur Lithologie. Großflächige ingenieurgeologisch relevante Phänomene und quartäre Sedimentkörper ergänzen den Inhalt. Die Legende ist streng hierarchisch geordnet. Die prinzipielle Reihung der geologischen Einheiten wird in erster Linie durch die Chronostratigraphie und in zweiter Linie durch die tektonische Hierarchie bestimmt.

Ein wesentliches Ziel der Übersichtskarte ist die wissenschaftlich zeitgemäße sowie nomenklatorisch und logisch

konsistente Darstellung der lithostratigraphischen und tektonischen Haupteinheiten. Damit wird die Nutzung von lagegenaueren Spezialkarten mit regional unterschiedlicher oder veralteter Nomenklatur erleichtert.

Verwendete Literatur: BACHL-HOFMANN et al. (1999).  
Empfohlene, die historische Entwicklung der geologischen Karten Salzburgs erläuternde Literatur: SCHRAMM (2007).

## 2. Geographischer Überblick

G. PESTAL, R. BRAUNSTINGL & E. HEJL

Das Land Salzburg verdankt seine hervorragende Stellung nicht seiner Fläche oder Einwohnerzahl (es zählt diesbezüglich zu den kleineren österreichischen Bundesländern), sondern seinem reichen kulturellen Erbe und seiner wirtschaftlichen Stärke. Auf der E–W-gerichteten Längsachse Österreichs liegt Salzburg ungefähr in der Mitte, etwa auf halbem Wege zwischen dem Neusiedlersee und dem Bodensee. Die Lage am Schnittpunkt europäischer Hauptverkehrsadern brachte in der Vergangenheit so manchen Vorteil für den Handelsstandort, wird aber in neuerer Zeit auch als belastender Faktor für die alpine Umwelt wahrgenommen. Als Region innerhalb der zentralen Ostalpen besitzt Salzburg viele landschaftliche Besonderheiten, Gebirge und Flussengen bilden dabei natürliche Grenzen und untergliedern das Land in mehrere geographische Einheiten. Diese räumlichen Gegebenheiten der ursprünglichen Naturlandschaften bildeten die Rahmenbedingungen für die Entwicklung der historisch gewachsenen Gaue, die noch heute die politischen Bezirke des Landes sind.



Abb. 1.  
Pongau – Pinzgau.

Blick über die Dientener Berge und die markante Furche des Salzachtales in die Hohen Tauern mit dem Großvenediger (3666 m), dem höchsten Gipfel Salzburgs. Links der Bildmitte ist der Hundstein 2117 m, einer der markantesten Höhenzüge der Grauwackenzone des Mitterpinzgaus, zu sehen. Am rechten Bildrand erkennt man noch den schroffen Südrand des Hochkönigmassivs.

Foto: D. VAN HUSEN (1989).



Abb. 2.  
Lungau – Blick von der Katschberghöhe nach Nordosten zum Hauptkamm der Schladminger Tauern.  
Mitte links: Hochgolling (2862 m), Mitte rechts: Kasereck (2740 m).  
Foto: E. HEJL (2006).

Den südlichsten Landesteil bildet der **Lungau**, der von den Hohen Tauern, den Niederen Tauern und den Gurktaler Alpen umschlossen wird. Seine Kerngebiete sind das Tamsweger Becken, das oberste Murtal bis zur Murenges westlich vom steirischen Ort Predlitz und die Täler mit den Zuflüssen des Muroberlaufs. Diese erschließen die Ostab-

dachung der Hohen Tauern, die südlichen Radstädter und Schladminger Tauern sowie die nördlichen Nockberge. Folgt man dem natürlichen Verlauf der Talandschaften, so wäre der Lungau mit seiner Beckenlage eher an das Murtal und an die Steiermark anzubinden. Dass er zu Salzburg gehört, ist historisch begründet. Denn vom Pongauer Kern-



Abb. 3.  
Lungau – Oberstes Murtal westlich von Schellgaden.  
Rechts ist das Gehöft Maierhof zu erkennen, der linke Berggipfel ist das Silbereck (2810 m), mit der Fundstelle von mehreren sensationellen Fossilien im Silbereckmarmor des Venediger-Deckensystems (vergl. Legenden-Nr. 197).  
Foto: G. PESTAL (2003).



Abb. 4.  
Pinzgau – Blick vom äußeren Kapruner Tal auf den Zeller See, die Dientener Berge und das Steinerne Meer.  
Foto: R. BRAUNSTINGL (2006).

raum aus wurden das oberste Ennsgebiet, dann über den Radstädter Tauern das oberste Murgebiet dem Territorialbesitz Salzburgs angegliedert. Dieser reichte bis zum Beginn des 16. Jahrhunderts über den Katschberg hinweg sogar bis ins Maltagebiet mit dem zentralen Ort Gmünd, der heute aber zu Oberkärnten gehört.

Nördlich des Alpenhauptkammes befinden sich der Pongau und der Pinzgau. Der Pinzgau umfasst einerseits die

wichtigen Siedlungs- und Wirtschaftsräume des oberen Salzachtales von der Tiroler Grenze am Gerlospaß bis zur Enge von Taxenbach (= Ober- und Mitterpinzgau) und andererseits, verbunden über die Talwasserscheide nördlich von Zell am See, jene des oberen Saalachgebietes (= Unterpinzgau). Letztgenanntes erstreckt sich vom Saalfeldner Zentralraum nach Norden in die Kalkalpen, erschließt hier das Steinerne Meer sowie die Leoganger- und die Loferer Steinberge und hat seine natürlichen Grenzen am Pass Strub gegen Tirol und in der Enge östlich des Steinpasses gegen Bayern.

Südlich des Salzachtales befinden sich die Hohen Tauern, die in der Venedigergruppe, der Granatspitzgruppe, der Glocknergruppe und der Sonnblickgruppe durch eine hochalpine Topographie mit schroffen Landschaftsformen gekennzeichnet sind. Die Hohen Tauern werden von mehreren N–S-verlaufenden Tälern erschlossen. Das westlichste, bereits an die Zillertaler Alpen grenzende Tal ist das der Krimmler Ache, das östlichste ist das Rauriser Tal. Dabei bildet der Hauptkamm der Hohen Tauern die natürliche Südgrenze des Pinzgaus gegen Südtirol, Osttirol und Oberkärnten. Mit 3666 m ist der Großvenediger der höchste Gipfel Salzburgs. Rund 130 m höher ist der zwischen Osttirol und Kärnten gelegene 3798 m hohe Großglockner, der nicht nur der höchste Berg des gesamten Kartenblattes, sondern ganz Österreichs ist.

Nördlich des Salzachtales von Westen her bis nach Zell am See erstrecken sich die Ausläufer der Kitzbüheler Alpen mit ihren von Wäldern und Almwiesen bedeckten Höhen. Diese sanfteren Landschaftsformen setzen sich östlich von Zell am See in die Dientener Berge und weiter bis in den Pongau fort.



Abb. 5.  
Pinzgau – Kitzlochklamm.  
Zeigt die Felsformation des Klammkalks über der Kitzlochklamm am Ausgang des Rauriser Tales. Im Hintergrund ist die Grauwackenzone der Dientener Berge zu erkennen.  
Foto: G. PESTAL (2006).



Abb. 6.  
 Pinzgau – Bergpanorama aus den mittleren Hohen Tauern im Bereich des oberstes Fuschertales von der Piffkarschneid (nahe der Großglocknerstraße) aus gesehen.  
 Von links nach rechts sind das Sinwelleck (3261 m), Fuschert-Kar-Kopf (3331 m), Breitkopf (3154 m), Hohe Dock (3348 m), Bratschenkopf (3401 m), Großes Wiesbachhorn (3564 m), Kleines Wiesbachhorn (3283 m) und Hoher Tenn (3368 m) zu sehen. Im Hintergrund links des Sinwellecks ist noch die Spitze des Großglockners (3797 m) zu erkennen.  
 Foto: G. PESTAL (2007).





Abb. 7.  
Pinzgau – Bergpanorama aus den westlichen Hohen Tauern.  
In der Bildmitte sind der Großvenediger (3666m) und der Große Geiger (3360m) sowie rechts davon die Dreierherrenspitze (3499m) zu erkennen. Die Berge am rechten Bildrand gehören zur Reichenspitzengruppe, die den Grenzkamm zu Tirol und den Zillertaler Alpen bildet. Im Vordergrund rechts befindet sich der Große Rettenstein (2366m), einer der markantesten Berge der Kitzbüheler Alpen.  
Foto: G. PESTAL (2007).

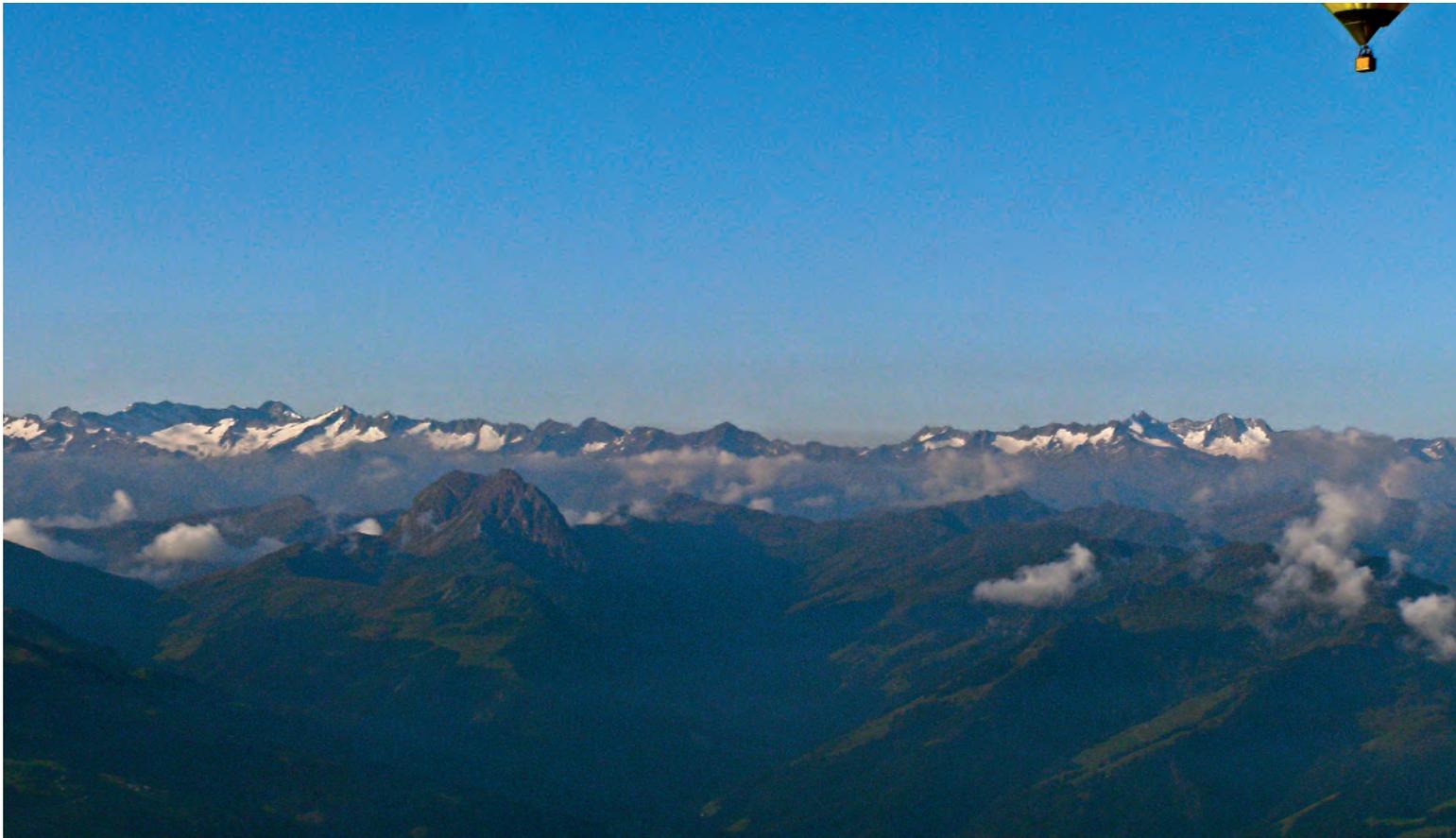




Abb. 8.  
Pongau – Tennengebirge bei Parwerfen, ein für den Pongau typischer Teil der Salzburger Kalkhochalpen.  
Foto: E. HEJL (2007).

---



Abb. 9.  
Pongau – Blick von Werfenweng nach Westen zum Hochkönig (2941 m).  
Foto: E. HEJL (2007).

---



Abb. 10.  
Tennengau – Blick vom Gosaukamm über das Becken von Abtenau und die Osterhorngruppe zum Untersberg (Salzburger Hochthron, 1853 m).  
Foto: D. VAN HUSEN (1989).



Der Pongau umfasst einerseits das mittlere Salzachtal östlich der Enge von Taxenbach mit den Verkehrsknotenpunkten Schwarzach und Bischofshofen sowie seinem zentralen Ort St. Johann und erstreckt sich nach N bis zu den Salzachöfen. So wird der Kalkalpendurchbruch der Salzach zwischen Hagen- und Tennengebirge beim Paß Lueg genannt. Des Weiteren umfasst der Pongau das oberste Gebiet der Enns, die in den Radstädter Tauern ihren Ursprung hat und über Flachau, Altenmarkt und Rad-

Abb. 11.  
Tennengau – Blick von Dürrnberg nach Norden zu den Barmsteinen. Diese markante Felsformation liegt hoch über dem Salzachtal unmittelbar an der Grenze zu Bayern und bildet eines der landschaftlichen Wahrzeichen der Kalkvoralpen des Tennengaus.  
Foto: M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER (2006).



Abb. 12.  
Tennengau – Flachgau.  
Blick aus dem Salzkammergut über den Attersee und den Mondsee zur Drachenwand und in den Flachgau. In der linken Bildhälfte erkennt man den schroffen Nordabfall des Schafbergs (1782m) und links der Bildmitte den Gaisberg (1287 m).  
Foto: D. VAN HUSEN (1989).

stadt der steirischen Grenze beim Mandlingpass zustrebt. Das Fritztal und die Talwasserscheide bei Eben sowie das Wagrain Tal und die Wagrain Höhe verbinden die beiden Kerngebiete, den Salzach- und den Ennspongau. Nördlich des Ennstales öffnet sich eine Region besonderer landschaftlicher Schönheit in den sanften Bergen um Filzmoos am Fuße der Bischofsmütze und des schroffen Gosaukammes. Mit dieser Landschaft durchaus vergleichbar ist auch der Bereich nordwestlich des Salzachtales zwischen Mühlbach und Dienten am Fuße des Hochkönigs. Das vom Salzachtal nach Süden verlaufende Gasteinertal und das Großarlal erschließen die Ankogelgruppe in den nordöstlichen Hohen Tauern mit ihrer hochalpinen Topographie. Das Kleinarltal und das obere Ennstal mit seinen südlichen Zuflüssen führen in die nördlichen Radstädter Tauern. Der Hauptkamm der Hohen Tauern und

der Radstädter Tauern bildet die natürliche Südgrenze des Pongaus gegen Oberkärnten und den Lungau.

Am nördlichen Ausgang der Salzachöfen verbreitert sich die Tallandschaft der Salzach. Gemeinsam mit den spätglazialen Terrassen bildet die Talaue zwischen Golling und Hallein den Zentralraum des Tennengaus, der abgesehen von der Schluchtstrecke des Paß Luegs nur über die Talwasserscheide von St. Martin verkehrstechnisch mit dem Pongau verbunden ist. Die nördlich von St. Martin gelegene Senke von Annaberg und das Becken von Abtenau bilden das zweite Kerngebiet des Tennengaus. Dieses ist über das untere Lammertal mit dem Salzachtal bei Golling verbunden. Östlich des Salzachtales und nördlich des Lammertales befindet sich das Mittelgebirge der Kalkvoralpen, das in der Osterhorngruppe weite Gebiete des Tennengaus prägt und sich über seine Grenzen bis in den



Abb. 13.  
 Flachgau – Blick über den Schwarzenberg (1334 m) und den Gaisberg (1287 m) nach N zum Wallersee, zum Mattsee und zum Obertrumersee. Der langgestreckte Höhenzug des Kobernaußer Waldes rechts im Hintergrund liegt bereits in Oberösterreich.  
 Foto: D. VAN HUSEN (1989).

Flachgau zum Schafberg und zum Gaisberg erstreckt. Der erstgenannte, an der Grenze zu Oberösterreich gelegene Aussichtsberg eröffnet einen weiten Blick ins Salzkammergut. Vom Gipfel des Zweitgenannten zeigt sich das Bild der **Landeshauptstadt** und ihrer Umgebung, das vom Mönchsberg, vom Kapuzinerberg sowie vor allem vom Salzburger Becken bestimmt wird. Denn bei Anif, kurz vor der Landeshauptstadt weitet sich das Salzachtal trichterförmig zum Salzburger Becken, das bis zur Saalach zu Salzburg gehört und hier den Zentralraum des **Flachgaus** bildet. Hier liegen das kulturhistorische Zentrum und der bedeutendste Wirtschaftsraum des Landes. Nordöstlich des Salzburger Beckens breitet sich der hügelige, eiszeitlich geformte Teil des Flachgaus aus, dessen präquartäres Grundgebirge größtenteils noch zum alpinen Deckengebirge gehört. Nur der nördlichste Teil des Flachgaus, ab der Linie Oberndorf – Nußdorf – Grabensee ist bereits Teil der Molassezone

und gehört somit zum Alpenvorland im eigentlichen Sinn des Wortes. Die in der Flyschzone gelegenen Vorberge der Kalkalpen erreichen an der östlichen Landesgrenze Höhen bis knapp über 1000 m (Kolomannsberg, 1114 m), sind ansonsten aber deutlich niedriger (Heuberg, 901 m; Haunsberg, 835 m). Inmitten der Flyschhügel- und Moränenlandschaft, schon in Grenznähe zu Oberösterreich, liegt das Salzburger Seengebiet mit dem Wallersee, Obertrumer See, Mattsee und Grabensee. Auch einige bedeutende Siedlungs- und Wirtschaftsräume befinden sich in diesem Teil des Flachgaus. Manche seiner östlichen Tallandschaften (z.B. bei Thalgau oder Mattsee) sind hydrographisch nicht mehr mit der Salzach, sondern mit der Traun oder dem Inn verbunden.

Verwendete Literatur: SEEFELDNER (1961).



Abb. 14.

Die Landeshauptstadt und ihre Umgebung.

In der Bildmitte nahe der Salzach sind das historische Stadtzentrum, der Mönchsberg und der Kapuzinerberg zu sehen. Im Bildhintergrund ist das Bayerische Alpenvorland mit dem Waginger und dem Absdorfer See zu erkennen.

Foto: D. VAN HUSEN (1989).

# 3. Die geologische Entwicklungsgeschichte des Salzburger Alpenraumes – Ein Überblick

G. PESTAL, G.W. MANDL, M. LINNER, R. SCHUSTER & D. VAN HUSEN

Die Gesteine des Bundeslandes Salzburg entstanden im langen Zeitraum von rund 600 Millionen Jahren, vom jüngsten Präkambrium bis ins Holozän. In dieser Zeit erlebten sie sehr unterschiedliche Entwicklungsgeschichten. Ihre ursprünglichen Ablagerungs- und Entstehungsbereiche lagen entweder an der Erdoberfläche, in seichten Schelfmeeren, in großen Ozeanbecken oder tief in der Erdkruste, ja teilweise sogar im obersten Erdmantel. Nunmehr benachbarte Gesteinseinheiten waren zeitweise auf oft Hunderte von Kilometern von einander entfernten Kontinenten oder in den dazwischen liegenden Ozeanbecken beheimatet. Plattentektonische Prozesse führten zur Schließung von Ozeanen und darauffolgenden Kontinentkollisionen. Dabei wurden die Gesteine jedes mal verfaultet, übereinandergeschoben und zum Teil in die Erdkruste versenkt. Die versenkten Gesteine wurden metamorph umgewandelt und manche stiegen durch tektonische Prozesse wieder zur Erdoberfläche auf. Es entstanden Hochgebirge und deren Abtragungsprodukte füllten neue Sedimentbecken. Ihr heutiges Aussehen erhielten die Gesteine während der Kreide und des Tertiärs. In diesem Zeitraum erfolgte jener Gebirgsbildungszyklus, der zur Bildung der Alpen führte.

Im Folgenden wird die geologische Entwicklungsgeschichte im Lauf der erdgeschichtlichen Perioden (➡Stratigraphische Tabelle auf der vorderen Umschlag-Innenseite) näher beschrieben. An Beispielen wird aufgezeigt, welche Gesteine das jeweilige geologische Ereignis dokumentieren. Bei den angeführten Beispielen wurde versucht, überwiegend Gebiete und Lokalitäten des Bundeslandes Salzburg zu präsentieren. Neben dem Gesteinsinventar und den tektonischen Prozessen werden auch noch die eiszeitlichen Vergletscherungen und deren Abschmelzphasen einer kurzen einleitenden Betrachtung unterzogen.

Im nachfolgenden Text werden zahlreiche übergeordnete tektonische Einheiten, Deckensysteme und Decken der Kartenlegende genannt. Die Tektonische Übersicht (➡Tafel 1) zeigt diese Einheiten und ihre Lagebeziehungen. Als Blockbild werden die großtektonischen Einheiten in ➡Tafel 6 dargestellt. Die plattentektonische Situation der Erde vom Beginn des Ordoviziums bis ins Oberkarbon wird in ➡Tafel 5 in fünf Schritten dargestellt. Hier finden sich auch vier Abbildungen zur Paläogeographie des alpinen Raumes von der Obertrias bis ins Oligozän. Die Darstellung der globalen Situation orientiert sich an STAMPFLI & BOREL (2004), jene des Alpenraums an KRENMAYR et al. (1999). Schematische Darstellungen der Ostalpen in der Zeit der Ablagerung der Augensteine (Oligozän) und im Miozän während der Freilegung des Tauernfensters finden sich auf ➡Tafel 2A und ➡Tafel 2B. Die maximale Vergletscherung während der letzten Eiszeit ist in ➡Tafel 11 (hintere Umschlag-Innenseite) rekonstruiert.

## 3.1. Präkambrium und Kambrium: Bildung der ältesten Gesteine Salzburgs

Die ältesten Gesteinseinheiten Salzburgs wurden zwischen dem jüngsten Präkambrium und dem Kambrium, also im Zeitraum vor rund 650–488 Millionen Jahren (Ma) gebildet. Die Einheiten der zukünftigen Ostalpen befanden sich damals in hoher südlicher Breite und wurden während des Cadomischen Ereignisses (650–600 Ma) an den Rand des Gondwana-Kontinentes angegliedert. Durch weitere Subduktionsprozesse an diesem aktiven Kontinentalrand kam es zu Dehnungsprozessen und zur Öffnung und Schließung kleinräumiger ozeanischer Becken (back-arc basins; NEUBAUER, 2002). Die Situation ist wahrscheinlich im Wesentlichen mit jener im heutigen Ostasien zu vergleichen.

Zur Ablagerung kamen zu dieser Zeit siliziklastische Sedimente in Form von Tonsteinen, Sandsteinen und Grauwacken, welche uns heute großteils in metamorpher Form als Phyllite, Glimmerschiefer und Paragneise entgegentreten. Die tektonische Aktivität führte zu intensivem basischem und saurem Magmatismus. Die dabei entstandenen Vulkanite und Plutonite finden wir heute als Amphibolite und Orthogneise.

Präkambrische Metasedimente sind wahrscheinlich am Aufbau des Subpenninikum des Tauernfensters (Komplex der Alten Gneise, Storz-Komplex) und einiger Einheiten des Ostalpinen Kristallins (z.B. Schladminger Gneiskom-

plex, Prijakt-Polinik-Komplex, Bundschuh-Priedröf-Komplex) beteiligt. Metabasite finden sich z.B. in den mittleren Hohen Tauern südlich von Mittersill als großflächige Amphibolitvorkommen. Sie sind aus Basalten und gabbroiden Gesteinen entstanden, welche vor rund 500 Ma eine ozeanische Kruste gebildet haben. Die im Ostalpinen Kristallin bzw. in der Grauwackenzone zahlreich vorhandenen Amphibolite bzw. Metabasite und Ultrabasite (beispielsweise am Marchbachjoch S Wörgl) zeigen unterschiedliche chemische Signaturen, die verschiedene plattentektonische Positionen für deren Entstehung belegen.

## 3.2. Ordovozium, Silur und Devon: Loslösung von Gondwana und Drift gegen Norden

Im Ordovizium und Silur (488–416 Ma) setzte sich das Geschehen zunächst mehr oder weniger kontinuierlich fort. Allerdings ist dieser Zeitraum in den Gesteinen der Ostalpen wesentlich besser dokumentiert als

jener zuvor. Weiterhin bildeten sie Teile des Gondwana-Kontinents, am Kontinentalrand zum Rheischen Ozean. Im späten Silur, wurden sie dann als Teil des Hun-Superterranes (Krustenfragmente) von Gondwana abgespalten, als sich dazwischen der Paläotethys-Ozean zu öffnen begann (☛ Tafel 5).

Die überlieferten Metasedimentabfolgen bestehen größtenteils aus siliziklastischem Material, ab dem oberen Ordovizium sind aber auch erste karbonatische Ablagerungen bekannt (SCHÖNLAUB, 1979). Das Ordovizium ist durch besonders intensiven, vor allem sauren und intermediären Plutonismus gekennzeichnet, während sich die Loslösung des Hun-Superterranes im Silur durch (alkali-)basaltischen Vulkanismus ankündigt.

Gut erhaltene Gesteinsabfolgen aus dieser Zeit sind vor allem in der Grauwackenzone (beispielsweise die Jauern-, Löhnersbach-, Klingler-Kar- und Schattberg-Formation) aber auch in der der Innsbrucker Quarzphyllitzone und der Gurktaler Decke vorhanden. In jener Periode treten im Ostalpinen Kristallin Gesteinseinheiten mit vergleichbaren Edukten auf, die aber heute in höher metamorpher Form (beispielsweise im Wölz-Komplex und im

Während des Devons (416–359 Ma) driftete das Hun-Superterrane durch plattentektonische Prozesse angetrieben kontinuierlich nordwärts (☛ Tafel 5). Im Zuge der Nordbewegung gelangten damit auch die Einheiten der heutigen Ostalpen allmählich in niedere geographische Breiten, und die höheren Wassertemperaturen in den äquatornahen, tropischen Meeresbereichen stellten günstige Lebensbedingungen für eine Vielzahl Karbonat bildender Organismen dar.

Die devonischen Ablagerungen des Ostalpins spiegeln diese Verhältnisse wider: In Hochzonen des Schelfgebietes wurden Karbonatplattformsedimente abgelagert, während sich die in jener Periode entstandenen Schwellen- und Beckensedimente als siliziklastische, pelitische und psammitische Ablagerungen mit unterschiedlichem Karbonatgehalt darstellen. Heute liegen die devonen Plattform- und Riffablagerungen im Ostalpin in unterschiedlich stark metamorphem Zustand vor. Reste fossiler riffbildender Organismen sind z.B. aus dem Spielbergdolomit bekannt, der seine Typlokalität in der Salzburger Grauwackenzone

Rappold-Komplex) vorliegen. Ein Beispiel für quarzreichen ordovizischen Magmatismus sind die Bundschuh-Orthogneise der Bundschuh-Decke (südlich von St. Margarethen im Lungau), welche im mittleren Ordovizium (um 470 Ma) als Granite intrudierten, oder der in der Grauwackenzone weit verbreitete Blasseneck-Porphyr. Dieser ordovizische, dazitische bis rhyolitische Vulkanit tritt in Salzburg unter anderem nordöstlich von Zell am See im Bereich der Schwalbenwand auf. Besonders prächtig ist er aber jenseits der Landesgrenze zwischen dem Wildseeloder und der Hohen Salve in der Kitzbüheler Grauwackenzone entwickelt. Im Kontrast dazu bildet der im Silur auftretende basaltische Magmatismus die Ausgangsgesteine der Metabasit-Gruppe der Stolzalpen-Decke (Teil der Gurktaler Decke).

westlich von Leogang am Spielberghorn hat. Aus der Gurktaler Decke sind die Marmore der Murauer-Gruppe zu nennen und als Beispiel für amphibolitfaziale Marmore können die Brettstein-Marmore genannt werden. Vom basaltischen Magmatismus, der im Devon ozeanische Inseln entstehen ließ, zeugen etwa die zahlreichen Metabasitvorkommen der Grauwackenzone, welche im Gebiet des oberen Saalachtals nordwestlich von Zell am See als mächtige Einschaltungen in den siliziklastischen Metasedimenten der Löhnersbach-Formation auftreten.

### 3.3. Karbon: Bildung von Pangäa durch die variszische Kontinentkollision

Das Karbon (359–299 Ma) ist durch die Bildung des Pangäa Superkontinents geprägt. Im untersten Karbon war die Subduktion des Rheischen Ozeans noch im Gange. Am aktiven Kontinentalrand bildete sich ein magmatischer Bogen mit einer Vulkankette, wie wir sie heute z.B. von Indonesien kennen. Schließlich kollidierte zunächst das Hun-Superterrane und später auch Gondwana mit Laurussia (☛ Tafel 5). Die Kontinent-Kollisionen führten zur Bildung des Variszischen Gebirges, in welches auch die Krustenstücke der heutigen Ostalpen einbezogen waren. Während des Höhepunkts der variszischen Orogenese ereigneten sich großräumige Deckenüberschiebungen, regionalmetamorphe Überprägungen und großräumige Granitintrusionen. Ab dem Oberkarbon kam es aber auch schon wieder zum Abbau des Reliefs durch extensionelle Tektonik und massive Erosion.

Eklogite, die im Zusammenhang mit der Subduktion des Rheischen Ozeans vor ca. 360 Ma entstanden sind, kennen wir aus Einheiten des Ostalpinen Kristallins. Metamorphisierte Reste von vulkanischen und vulkanoklastischen Gesteinen des magmatischen Bogens sind uns in der Habach-Gruppe des Subpenninikums in den Hohen Tauern erhalten. Der ebenfalls zum Subpenninikum gehörige Draxel-Komplex ist aus klastischen, turbiditischen Sedimenten hervorgegangen, die vom Hun-Superterrane in den Ozean geschüttet wurden. Im Zuge dieses variszischen Ereignisses kam es im Bereich des heutigen Subpenninikums der Hohen Tauern zu intensivem Plutonismus (340–320 Ma), welcher heute in Form der Zentralgneise in Erscheinung tritt. Die Umgebungsgesteine wurden dabei in unterschiedlichem Maße migmatisiert und von Gängen durchschlagen. Auch viele Teile des Ostalpinen Kristallins,

wie z.B. der Bundschuh-Priedröf-, Deferegger oder Schladinger Kristallinkomplex, erfuhren eine mittel- bis hochgradige Metamorphose wobei Granat und Staurolith gebildet wurden. Andere Einheiten, wie beispielsweise die Grauwackenzone oder die Gurktaler Decke verblieben in einem hohen tektonischen Niveau und erlebten keine oder lediglich eine sehr schwache Metamorphose.

Die Abtragung und Einebnung des variszischen Gebirges im Oberkarbon ist in der Stangnock-Formation in der Gurktaler Decke, im Dreiländereck zwischen Salzburg, Kärnten und der Steiermark am 2336 m hohen Königstuhl dokumentiert. Sie repräsentiert limnisch-fluviatile Ablagerungen in einem kleinen, lokal begrenzten, intramontanen Becken. Diese Ablagerungen liegen heute als Konglomerate, pflanzenführende Sandsteine und Tonschiefer vor und führen auch geringmächtige Kohle- bzw. Anthrazit-Flöze.

### 3.4. Perm und Trias: Krustendehnung und Entstehung der Karbonatplattformen

Im Perm (299–251 Ma) befanden sich die heute in den Ostalpen auftretenden Gesteinseinheiten am Westende des Paläotethys Ozeans, welcher als große Bucht weit in den Pangäa-Superkontinent hineinreichte (☛Tafel 5). Es herrschte ein transtensives Regime, welches zur Dehnung der Lithosphäre führte (SCHUSTER & STÜWE, 2008). Im Zuge der Ausdünnung der Lithosphäre kam es zur Bildung basaltischer Schmelzen im lithosphärischen Mantel. Diese stiegen bis an die Untergrenze der Kruste empor (magmatic underplating) und verursachten einen stark erhöhten Wärmefluss. Dadurch kam es in der Kruste zu einer temperaturbetonten Metamorphose und zu intensiver magmatischer Tätigkeit. Die Erdoberfläche wurde dabei im Laufe des Perms von wenigen hundert Metern Seehöhe bis auf Meeresniveau abgesenkt. Das Gebiet lag nahe dem Äquator und es herrschten heiße, aride Bedingungen.

Die Landschaft war in dieser Periode durch kahle Berg- und Hügelzüge mit dazwischen liegenden, wüstenhaften Schwemmebenen bestimmt. Das Landschaftsbild kann man sich daher ähnlich wie jenes der Arabischen Halbinsel vorstellen. Im jüngeren Perm wurden Teile der trockenen Wüstenlandschaft von ersten Ausläufern des Tethys-Meeres von Südosten her überflutet. Die klimatisch bedingte, hohe Verdunstungsrate führte zu einem Ansteigen der Salzkonzentration in seichten, schlammigen Meeresbereichen und schließlich mancherorts zur Ausfällung von Salz und Gips.

Die Wüstenablagerungen mit eingeschalteten sauren Vulkaniten finden wir heute in den Gesteinen der Prebichl- und Gröden-Formation am Südrand der Kalkalpen, im Alpi-

nen Verrucano der unterostalpinen Decken der Radstädter Tauern oder der Wustkogel-Formation im Venediger-Deckensystem der Hohen Tauern. Die Haselgebirgsvorkommen aus der Umgebung von Hallein oder des Lammeraltales zeugen von starker Verdunstung innerhalb seichter Meeresbecken.

Gesteine, die eine temperaturbetonte permische Metamorphose erfuhrten und die teilweise auch permische Pegmatite führen, sind im Koralmpe-Wölz-Deckensystem anzutreffen. Sie finden sich einerseits im Lungau bei Seetal an der Grenze zur Steiermark (Wölz- und Rappold-Komplex) oder im Deferegger Gebirge (Michelbach-(Strieden-)Komplex).

In der Trias (251–200 Ma) waren die Einheiten der heutigen Ostalpen weiterhin Teil des Pangäa-Kontinentes und lagen innerhalb des tropischen Klimagürtels der Erde. Die Dehnung am Westende der Tethysbucht setzte sich mit verminderter Intensität weiter fort, und weite Gebiete sanken, teilweise auch durch thermische Subsidenz bedingt, immer weiter ab. Dadurch entwickelte sich ein immer weiter gegen Westen in den außeralpinen Raum von West- und Nordeuropa ausgreifendes Schelfmeer. In diesen westlich und nordwestlich gelegenen Bereichen ragten während der gesamten Trias eingeebnete Teile des variszischen Gebirges als große Inseln aus dem Wasser (☛Tafel 5).

In der Untertrias waren größere Bereiche des Ostalpins und des Subpenninikums noch terrestrisch. Flusssysteme lagerten Quarzgerölle und Sande in weiten Tälern ab oder transportierten diese klastischen Sedimente in die Randbecken des Tethys Ozeans. Durch die immer weiter ausgreifende Überflutung setzte der klastische Eintrag im Ostalpin schließlich aus und in den flachen Randbecken, welche durch eine eingeschränkte Wasserzirkulation charakterisiert waren, kam es zur Ablagerung von Kalkschlämmen mit organischem Material, in denen zum Teil auch Gips ausgefällt wurde. Am Beginn der Mitteltrias verbesserte sich der Wasseraustausch der Randbecken mit den tiefen Bereichen des Tethys Ozeans zusehends (MANDL, 2000). Das Ostalpin war Teil eines lichtdurchfluteten, tropisch warmen Schelfmeeres, dessen Rand von nährstoffreichen Tiefenwässern aus dem Ozean umspült wurde. Dieser neue Lebensraum wurde durch kalkabscheidende Organismen wie Algen, Schwämme und Korallen besiedelt. Diese bauten Riffe und gegen das Festland zu bildeten sich weite Lagunen mit Algenmatten. Am Beginn der Obertrias kam es zu einer weltweiten Absenkung des Meeresspiegels und damit verbunden zu einem verstärkten Eintrag klastischen Materials. In den landnäheren Gebieten des Schelfbereiches bildete sich Sandstein, Dolomit, Rauwacke und Gips. Diese Entwicklung wird als „Keuper“ bezeichnet und sie reichte bis ins Subpenninikum der Hohen Tauern. Daran grenzten breite Lagunen an, die gegen den Ozean durch langgestreckte Riffgürtel begrenzt waren (HAAS et al., 1994). Vor den Riffen, in Wassertiefen von wenigen 100 Metern, sammelte sich der feinste Kalkschlamm, das Ausgangsmaterial für die fossilreichen Hallstätter Kalke mit ihren berühmten Ammoniten. An den Bildungsraum der Hallstätter Kalke schloss der Kontinentalabhang an. Mit zunehmender Wassertiefe wurden hier kie-

selige Sedimente gebildet. Stellenweise lagerten sie wohl direkt auf ozeanischer Kruste des Tethys-Ozeans auf. Dieser Teil des Ablagerungsraumes (das sogenannte Meliaticum) sollte während der späteren Gebirgsbildung weitgehend in der Tiefe verloren gehen. Aus den Kalkalpen kennen wir daher nur spärliche Reste dieser Gesteine ganz im Osten, im niederösterreichischen Schneeberg-Gebiet. Sie sind aber beispielweise in den Karpaten und in den Ophiolithdecken der Dinariden weit verbreitet. Die enorme Kalkproduktion der Meeresorganismen hielt während der gesamten Trias mit der Subsidenz des Untergrundes schritt. So wurden mehr als 3000 m mächtige Karbonatplattform-sedimente gebildet. Die triassischen Karbonatplattformen des Ostalpins kann man sich ähnlich vorstellen wie jene der Karibik oder des Großen Barriere-Riffs vor der Ostküste Australiens.

Sowohl fluviatile als auch marine, klastische Sedimente der Untertrias sind in den Ostalpen überliefert. Die fluviatilen Ablagerungen werden in den Radstädter Tauern als Lantschfeldquarzit und in den Nördlichen Kalkalpen als Alpiner Buntsandstein bezeichnet. Die Werfen-Formation, welche am Südrand der Nördlichen Kalkalpen, z.B. im Pongau weit verbreitet ist, wurde in marinem Milieu abgelagert. Darüber folgen die mitteltriassischen Ablagerungen der Randbecken. Sie werden durch die Reichenhall- und die Gutenstein-Formation repräsentiert. Mächtige Karbonatplattformen der Mitteltrias (Wetterstein-Formation) bilden die Basis der Gebirgsstöcke der Kalkhochalpen des Pinzgaus und des Pongaus. Die Karbonatgesteine der mittleren Trias beschränken sich im Bereich des Bundeslandes Salzburg nicht alleine auf die klassischen Vorkommen in den Nördlichen Kalkalpen, sie sind auch aus dem Unterostalpin der Radstädter Tauern und der Nöblach-Wand zwischen Krimml und dem Gerlospass sowie in stärker

metamorpher Form aus der unteren Seidlwinkl-Formation im Subpenninikum der Hohen Tauern bekannt geworden. Obertriassische Gesteine in „Keuper“-Fazies finden sich in der oberen Seidlwinkl-Formation und der Piffkar-Formation im Subpenninikum der Hohen Tauern. In den Lagunen der Karbonatplattformen wurde der Hauptdolomit und der gebankte Dachsteinkalk im Gezeitenbereich gebildet. Letzteres Gestein prägt heute maßgeblich das Landschaftsbild der Salzburger Kalkalpen in den verkarsteten Hochflächen

der Leoganger Steinberge, des Steinernen Meeres, des Hagen- und Tennengebirges und des Göllmassives. Die Dachsteinriffkalkalke beispielsweise des Hochkönigs und des Gosaukamms stellen Reste des Riffgürtels dar. Der Ober- rähriffkalk und die fossilreiche Kössen-Formation, welche in seichten Becken um die Riffe entstand, bilden den Abschluss der kalkalpinen Triasentwicklung. In besonders schöner Weise ist dies auf der Steinplatte im Grenzbereich zwischen Salzburg und Tirol zu studieren.

### 3.5. Jura: Bildung des Penninischen Ozeanbeckens und der Juvavischen Decken der Nördlichen Kalkalpen

Im Jura (200–146 Ma) begann der Zerfall des Pangäa-Superkontinents, der über 160 Ma das Antlitz der Erde bestimmt hatte. Nachdem es schon ab dem unteren Jura entlang der späteren Trennungsfugen zu initialen tektonischen Bewegungen gekommen war, öffnete sich im mittleren Jura zwischen dem zukünftigen Westafrika und dem zukünftigen südlichen Nordamerika das neue Ozeanbecken des zentralen Atlantiks. Dieser endete vorerst westlich von Spanien, fand aber, an gewaltigen (Transform-)Störungen zwischen Spanien und dem nordwestlichen Afrika, weit gegen Osten versetzt, gleichsam eine Fortsetzung im Penninischen Ozeanbecken (Alpine Tethys) des alpinen Raumes. Der Penninische Ozean bildete sich zwischen dem zukünftigen Europa und dem „Apulischen Sporn Afrikas“ (→Tafel 5). An einer gegen Apulia einfallenden Störung kam es zur Bildung eines „Riffs“, das heißt zu einem durch Dehnung und Absenkung gebildeten Graben in der kontinentalen Erdkruste. In der Folge wurden Teile des subkontinentalen lithosphärischen Mantels von Apulia gleichsam „herausgezogen“ (exhumiert) und bildeten, ab etwa 165 Ma, den ersten Boden des neu entstandenen Ozeanbeckens (MANATSCHAL et al., 2002). Durch die Ausdünnung der Lithosphäre kam es zur Druckentlastung im unterlagernden asthenosphärischen Mantel und es bildeten sich basaltische Schmelzen (in rund 75 km Tiefe wurden 10–15 % des Mantels aufgeschmolzen). Diese Schmelzen stiegen auf und ab ca. 160 Ma war ein mittelozeanischer Rücken vorhanden, an dem ozeanische Kruste gebildet wurde. Dadurch verbreiterte sich das Ozeanbecken kontinuierlich und Apulia wanderte mit wenigen Zentimetern pro Jahr gegen Osten. Die westliche Begrenzung des Penninischen Ozeans war der Europäische Kontinent mit dem Helvetischen Schelf, zu dem auch das heutige Subpenninikum der Hohen Tauern gehörte. Dem Helvetischen Schelf stand östlich des Ozeanbeckens der Apulische Schelf gegenüber. Teil davon war das Ostalpin, welches die nördlichsten Ausläufer des Apulischen Sporns von Afrika bildete. Das Ostalpin war somit eine schmale Kontinentbrücke zwischen dem Penninischen- und dem Tethys-Ozean welcher im Südosten von Apulia lag. Das ostwärts Wandern von Afrika und seinem weit nach Norden ragenden Apulischen Sporn führte zu einer allmählichen Einengung der westlichen Tethys. Ab ca. 170 Ma kam es zu südostgerichteten, intraozeanischen Subduktionsprozessen und danach zur Obduktion von Ophiolithdecken aus dem Bereich des Tethys-Ozeans auf den östlichen Kontinentalrand von Apulia. Die Obduktionsprozesse endeten noch im Oberen Jura um ca. 150 Ma. Vermutlich wurde das Ostalpin im obersten Jura von Apulia abgetrennt und an einer transpressiven Zone durch Seitenverschiebungen, relativ zu Apulia, gegen Westen bewegt.

Die ab dem Beginn des Jura einsetzenden tektonischen Prozesse sind im heutigen Ostalpin gut nachzuvollziehen. Zunächst versanken die Karbonatplattformen und es entstand ein gegliedertes submarines Relief. Auf Hochzonen zwischen Störungen (Horsten) bildeten sich maximal einige Zehnermeter mächtige, bunte Schwellenkalkalke, an Abschiebungen entstanden Brekzien und in Becken wurden tonig-kieselige Kalkschlämme abgelagert. Im Zuge der initialen Öffnung des Ozeanbeckens verstärkte sich die tektonische Unruhe noch und das Unterostalpin, welches ab diesem Zeitpunkt den Kontinentalrand Apulias zum Penninischen Ozean bildete, wurde durch weitere Abschiebungen stark fragmentiert. Das gesamte Ostalpin sank während des mittleren Jura weiter ab, sodass die größte Meerestiefe am Beginn des Oberjura erreicht wurde. Über weite Bereiche kamen nur noch kalkfreie Beckensedimente (Radiolarite) zur Ablagerung, ebenso wie auf der ozeanischen Kruste des angrenzenden ozeanischen Beckens. Etwas anders verlief die Entwicklung am Europäischen Kontinentalrand. Hier kam es anfänglich zu Hebungen, welche dazu führten, dass Teile des heutigen Subpenninikums flache Inseln im Bereich des helvetischen Schelfs bildeten. Dadurch wurden die permotriassischen Ablagerungen lokal bis auf den Kristallinsockel erodiert. An den Kü-

sten bildeten sich Kohle führende Ablagerungen und in den umgebenden flachen Meeresbereichen entstanden tonig-sandige Sedimente. Auch der Helvetische Schelf wurde im mittleren Jura abgesenkt und so wurden die vormaligen Inseln im Oberjura überflutet und Karbonatgesteine kamen auf ihnen zur Ablagerung. Im oberen Jura kam es aber auch in den zum Tethys-Ozean hin ausgerichteten Teilen des Ostalpins zu intensiver tektonischer Aktivität. Nachdem zunächst Ophiolithdecken aus dem Bereich des Tethys-Ozeans auf den Kontinentalrand obduziert worden waren, wurden im Oxfordium (ca. 160 Ma) die Juvavischen Decken mobilisiert (GAWLICK & FRISCH, 2003). Diese umfassen den ehemaligen Ablagerungsraum der Hallstätter Kalke sowie Teile des triassischen Riffgürtels. Sie wurden im Niveau der permischen Salze, Gipse und Tongesteine abgesichert und zur Zeit der Sedimentation der Radiolarite auf das zukünftige Tirolikum aufgeschoben. Dabei zerbrachen die Juvavischen Deckenkörper und bildeten neben den einzelnen Decken einen chaotischen Schollenteppich. Auf den höchsten dieser oft berggroßen Schollen begannen sich im obersten Jura (ab ca. 155 Ma) erneut Riffe anzusiedeln, die dazwischenliegende submarine Schollenlandschaft wurde allmählich wieder unter großen Mengen pelagischer Kalkschlämme begraben.

Aus der Phase der Öffnung des Penninischen Ozeans im Unterjura sind uns im Bereich des Kartenblattes folgende Gesteine erhalten: Vom Ostalpinen Kontinentalrand kennen wir unterjurassische Schwellenkalk, einerseits in Form von spätigem (Hierlatz-)Crinoidenkalk, andererseits als prächtigen roten (Adneter) Ammonitenkalk, der als begehrtes Dekorgestein viele Bauwerke Salzburgs ziert. Brekzienbildungen wie der Adneter „Scheck“ oder die submarinen Rutschungen in der Glaserbachklamm sind Ausdruck der tektonischen Aktivität. Ein Sediment, das die Zerstückelung des unterostalpinen Kontinentalrandes dokumentiert ist z.B. die Türkenkogel-Formation der Radstädter Tauern. Diese wird von groben Brekzien aufgebaut, die als submarine Schutthalden am Fuße einer steilen Bruchstufen entstanden sind. Schichtglieder, die die kalkalpine Tiefwasserentwicklung des Oberen Juras repräsentieren sind beispielsweise die Strubberg-Formation und die Ruhpolding-Formation, die unter anderem aus Radiolariten, Kieselkalken und manganführenden Mergeln bestehen. Ihre Typlokalitäten befinden sich am N-Rand des Tennengebirges bei Strubberg westlich von Abtenau und nahe Ruhpolding in Bayern. In den Radstädter Tauern bilden die metamorphen Radiolarite Bänderquarzite, die beispielsweise im Fuchsseegebiet westlich von Tweng aufgeschlossen sind. Zeugnisse für das Geschehen am Rand zum Tethys Ozean finden wir in den Juvavischen Schollen des Hallein-Berchtesgadener Raumes und des Lammertales

der Salzburger Kalkalpen. Die Riffkalke des obersten Jura werden Plassenkalk genannt. Sie kommen am Untersberg und in der Umgebung von Lofer vor, die zeitgleichen pelagischen Kalkschlämme, welche die submarine Schollenlandschaft versiegeln, heißen Oberalm-Formation und sind beispielsweise in der Osterhorngruppe weit verbreitet.

Reste des jurassischen Anteils des Penninischen Ozeans sind in der Matreier Zone der Oberen Penninischen Decken vorhanden. In der Umgebung von Kals (Ganotzalm – Blauspitze) sieht man einen metamorph überprägten Kontakt von serpentinierten Mantelresten zu Ophikarbonaten und oberjurassischem Radiolarit. Große Teile des ehemaligen Helvetischen Schelfs liegen heute mehrere Kilometer tief unter der Molassezone bzw. unter den Ostalpinen und Penninischen Decken begraben. Im Subpenninikum des Tauernfensters treten sie aber in metamorpher Form auf. Die ehemals kohleführenden Sedimente der Küstenablagerungen des Helvetischen Schelfs treten uns hier als Graphit führende Quarzite und graphitische Chloritoidschiefer entgegen und werden als Schwarzkopf-Formation bezeichnet. Beispiele für die oberjurassischen Karbonate dieses ehemaligen Schelfbereiches sind z.B. die Silbereckmarmore. Bemerkenswert sind Korallenfunde und ein sensationeller Ammonitenfund aus dem Silbereckmarmor südlich von Rotgülden (Lungau). Sie belegen das Oberjura Alter zumindest eines Teiles dieser metamorphen Sedimentgesteine.

### 3.6. Unterkreide: Beginn der Eoalpidischen Gebirgsbildung

Während der Unterkreide (146–100 Ma) schritt die Fragmentierung Pangäas weiter fort. Der Südatlantik entstand und die Öffnung des Nordatlantiks begann sich abzuzeichnen. Der Valais-Ozean, ein Ast des Penninischen Ozeans, entwickelte sich zwischen dem Iberia-Briançonnais-Mikrokontinent und der Europäischen Platte, und auch der Apulische Sporn wurde durch das entstehende östliche Mittelmeer von Afrika getrennt. Seit dieser Zeit bewegt sich Apulia mit einigen Millimetern pro Jahr gegen Norden wobei es auch eine leichte Rotation gegen den Uhrzeigersinn vollführt. Diese Bewegungen sind letztendlich für die Bildung des Alpenen Orogens in Zentraleuropa verantwortlich. In der Unterkreide entstand dabei zunächst eine intrakontinentale Subduktionszone innerhalb des Ostalpins, an welcher nordwestlich gelegene Teile des Ostalpins gegen Südosten unter die Hauptmasse der Apulischen Platte subduziert wurden.

In der Unterkreide verbreiterte sich der Penninische Ozean durch die anhaltende Produktion neuer ozeanischer Kruste. Im Ozeanbecken wurden bedeutende Mengen von feinkörnigen tonigen, mergeligen und kalkigen Sedimenten abgelagert. Diese bedeckten nicht nur die ozeanische Kruste selbst, sondern auch den im Nordwesten angrenzenden helvetischen Schelf, im Bereich des heutigen Subpenninikums. Die Bildung der zukünftigen Alpen begann, wie oben bereits erwähnt, ebenfalls in der Unterkreide (um ca. 135 Ma) und manifestiert sich in ersten Verkürzungen an einer intrakontinentalen Subduktionszone innerhalb des Ostalpins (FROITZHEIM et al., 2008). Die Subduktionszone setzte wahrscheinlich an der im oberen Jura angelegten transpressiven Zone an. Südöstlich dieser eoalpidischen Suture bildeten das heutige Drauzug-Gurktal- und Ötztal-Bundschuh-Deckensystem sowie das heutige Südalpin die tektonische Oberplatte, während der übrige Teil des Ostalpins die Unterplatte darstellte. Den unmittelbar an der Suturezone gelegenen Teil der Unterplatte bildeten folgende der heutigen Einheiten: Das Tirolische Deckensystem inklusive dem auflagernden Juvavikum, die Norische Decke der Grauwackenzone, das Koralpe-Wölz-Deckensystem sowie dessen Unterkruste und lithosphärischer Mantel. Im Zuge der initialen Verkürzung wurden die frontalen Teile der Oberplatte deformiert und von der Unterplatte wurde ein erster eoalpidischer Orogenkeil abgeschert. Die-

ser Orogenkeil setzte an der Suturezone in einigen Kilometern Tiefe innerhalb paläozoischer Gesteine an und hob gegen Nordwesten aus. Er bestand aus der Norischen Decke, dem damit verbundenen Tirolischen Deckensystem sowie dem auflagernden Juvavischen Deckensystem (☛Tafel 8). Dieser wurde gegen Nordwesten zunächst auf externere Teile des Tirolikums und in weiterer Folge auf das zukünftige Bajuvarikum überschoben (FAUPL & WAGREICH, 2000). An der Stirn der wandernden Decken bildeten sich jeweils ein Sedimentationsraum, in den grobklastisches Material geschüttet wurde, während weiter entfernt von der Zone der aktiven Deformation weiterhin feinkörnige, mergelige Sedimente zur Abgelagerung kamen. Die übrige Lithosphäre der Unterplatte begann hingegen nach Südosten abzutauchen. Durch den fortdauernden Subduktionsprozess verlagerte sich die Orogenfront immer weiter gegen Nordwesten und immer mehr Kruste wurde in den Orogenkeil einbezogen. Es ist nicht genau bekannt, ab wann sich die Subduktionszone an den Kontinentalrand des Ostalpins verlegte und erstmals ozeanische Lithosphäre des Penninikums in die Subduktionszone eintrat. Die Umgestaltung des Kontinentalrandes erfolgte bereits ab der obersten Unterkreide (ca. 105 Ma) eine tatsächliche Subduktion und die Bildung eines Akkretionskeiles erfolgte aber möglicherweise erst ab dem Beginn der Oberkreide (ca. 100 Ma).

Reste der in der Unterkreide gebildeten ozeanischen Kruste des Penninischen Ozeans sowie darauf abgelagerte feinkörnige Sedimente finden wir heute in der Bünderschiefer-Gruppe im Glockner-Deckensystem der Hohen Tauern. Nach einer zum Teil mehrphasigen metamorphen Überprägung, liegen die Gesteine heute als Prasinite und Kalkglimmerschiefer vor. Jene Sedimente, die auf dem angrenzenden Helvetischen Schelf abgelagert worden waren, finden sich heute in den Subpenninischen Decken und werden als Brennkogel-Formation bezeichnet. Syntek-

tonische Sedimente, die mit der Deckenbildung innerhalb des Ostalpins in Zusammenhang stehen, sind beispielsweise die Rossfeld- und Losenstein-Formation. Es handelt sich jeweils um mächtige Abfolgen aus Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln. Die Rossfeld-Formation stammt aus der mittleren Unterkreide und ist beispielsweise im Tennengau weit verbreitet. Die Losenstein-Formation wurde in der oberen Unterkreide abgelagert und tritt im Flachgau im Stirnbereich der Nördlichen Kalkalpen auf.

### 3.7. Oberkreide: Beginn der Subduktion des Penninischen Ozeans

Zu Beginn der Oberkreide (100– 65 Ma) wurde im Penninischen Ozean zwar noch ozeanische Kruste gebildet, nachdem aber die Penninische Lithosphäre zu dieser Zeit bereits in die Subduktionszone eingetreten war, erfolgte im Laufe der folgenden Jahrtausende die allmähliche Annäherung der Apulischen und der Europäische Platte (→Tafel 5). Im Penninischen Ozeanbecken wurden mächtige Flyschgesteine abgelagert. Diese entstanden dadurch, dass in regelmäßigen Abständen sandig-tonige Sedimente vom ostalpinen und auch vom helvetischen Kontinentalabhang abglitten und als Suspensionsströme submariner Sedimentlawinen in das Becken gelangten. Auslösender Mechanismus waren zumeist Erdbeben, die mit den deckentektonischen Prozessen in Zusammenhang standen. Im Zuge der Subduktion wurden die Flyschgesteine teilweise von der abtauchenden ozeanischen Lithosphäre abgeschert und bildeten einen Akkretionskeil im Bereich der Suturzone. Möglicherweise wurden Teile davon bis über den Meeresspiegel hochgepresst und bildeten so eine Inselkette.

Durch den seit der frühen Unterkreide kontinuierlich innerhalb des Ostalpins ablaufenden Subduktionsprozess waren die frontalen Teile der subduzierten Lithosphärenplatte mit dem heutigen Koralpe-Wölz-Deckensystem als krustalem Anteil in immer größere Tiefe, und damit unter immer höhere Druck- und Temperaturbedingungen geraten. Das führte zur Metamorphose und zur Änderung der rheologischen Eigenschaften, besonders in den spezifisch leichten, durch wasserhältige Minerale (Glimmer, Amphibol) charakterisierten, oberkrustalen Anteilen der subduzierten Platte. Aus vormals klastischen Sedimenten mit basaltischen Einlagerungen wurden dabei Granatglimmerschiefer und Paragneise mit Amphibolitlagen. Bereits präalpidisch metamorphes Kristallin erhielt eine Überprägung die sich durch die Ausbildung einer jüngeren Mineralgeneration äußert. In der frühen Oberkreide (ca. 95–90 Ma) (THÖNI, 2006) gelangten die frontalen Anteile der Lithosphärenplatte schließlich in eine Tiefe von etwa 60 km. Bei Bedingungen von über 600°C und bis zu 20 kbar wurden die Amphibolite zu Eklogiten und die mechanische Festigkeit der Paragesteine war so weit herabgesetzt, dass sich diese von ihrer Unterkruste und dem lithosphärischen Mantel lösten. Bedingt durch ihre geringere Dichte stiegen die zähplastischen Gesteine als Extrusionskeil auf.

Der west- bis nordostgerichtete Aufstieg vollzog sich zwischen den Deckensystemen der Oberplatte im Hangenden (= heutiges Drauzug-Gurktal- und Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) und dem bereits seit längerem in die Subduktion eingetretenen, zukünftigen Schladming-(Silvretta-) Seckau-Deckensystem im Liegenden. Der Extrusionskeil, repräsentiert durch das Koralpe-Wölz-Deckensystem, zeigt eine charakteristische Metamorphosezonierung, bei der die höchstmetamorphen Einheiten mit den Eklogiten im Zentrum auftreten und die Metamorphose gegen die Begrenzungen hin abnimmt. Der liegende Teil des Koralpe-Wölz-Deckensystems zeigt demnach eine inverse (gegen das tektonisch Hangende hin zunehmende) Metamorphosezonierung und gegen Westen bis Nordosten gerichtete, überschiebende Strukturen. Der hangende Anteil ist hingegen durch südostgerichtete, abschiebende Strukturen charakterisiert. Der Aufstieg der Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems bis in etwa 20 km unter der Oberfläche

vollzog sich sehr rasch, sodass die Gesteine durch Metamorphosepfade mit einer Druckentlastung und einer darauffolgende Abkühlung gekennzeichnet sind. Die Abkühlung unter 300°C erfolgte zwischen 80 und 70 Ma. Im weiteren Folge wurde auch das Schladming-Seckau-Deckensystem von der Lithosphärenplatte abgeschert und in den Orogenkeil mit einbezogen. Dessen frontale Teile erfuhren eine Stirneinrollung, sodass die tiefste Decke heute zum Teil invers liegt.

Die dramatischen Veränderungen, welche sich in der Oberkreide in der Tiefe vollzogen, hatten selbstverständlich auch in den hohen Krustenniveaus ihre Auswirkungen: Die vor dem Extrusionskeil liegenden Einheiten (Norische Decke, Tirolisches und Juvavisches Deckensystem) wurden weiter gegen Nordwesten bewegt. Weitere Einheiten (tiefere Decken der Grauwackenzone, Bajuvarisches Deckensystem) wurden dabei in den Orogenkeil inkludiert und dieser wurde über das zukünftige Schladming-Seckau-Deckensystem bewegt, welches zu dieser Zeit noch mit der weiter abtauchenden Lithosphärenplatte verbunden war. Die Deckensysteme der tektonischen Oberplatte wurden hingegen von der südostgerichteten, extensionellen Tektonik erfasst.

Die Landschaft des Ostalpins zur Zeit der frühen Oberkreide war geprägt durch ein relativ flaches Meer, aus dem sich mehrere Inselketten erhoben, ähnlich wie die heutige Küste von Kroatien. In dieser reich gegliederten Landschaft wurden die Sedimente der Unteren Gosau-Subgruppe (ca. 90–80 Ma) abgelagert. Kleinräumig entstanden Fluss- und Wildbachablagerungen, Kohle bildete sich an stehenden Gewässern, an der Küste entstanden Deltasedimente und kleine Riffkörper sowie sandig-tonige Meeresablagerungen aus unterschiedlicher Wassertiefe. Nach einer kurzen Umstellungsphase folgte im Bereich der heutigen Kalkalpen die Sedimentation der Oberen Gosau-Subgruppe (ab ca. 80 Ma). Deren turbiditische Tiefwassersedimente belegen ein rasches Absinken des Untergrundes und zeigen Ähnlichkeiten zu den Ablagerungen des angrenzenden Penninischen Sedimentationsraumes. Die rasche Absenkung könnte mit der Platznahme der kalkalpinen Deckensysteme auf dem Akkretionskeil am Rand des Penninischen Ozeanbeckens zusammenhängen.

Oberkretazische flyschoiden Sedimente aus dem Penninischen Ozeanbecken finden sich in Salzburg möglicherweise innerhalb des Tauernfensters. LEMOINE (2003) hält es nämlich für sehr wahrscheinlich, dass neben höherer Unterkreide auch Oberkreide am Aufbau der Bündnerschiefer-Gruppe des Tauernfensters beteiligt ist. Biostratigraphisch durch Nannofossilien eingestufte Gesteinseinheiten treten in der Rhenodanubischen Flyschzone (Reiselsberg-, Perneck- und Seisenburg-Formation) im Flachgau auf. Ostalpine Kristallineinheiten, die eine eoalpidische Metamorphose erlebt haben, sind im östlichen Lungau und in den angrenzenden Teilen der Obersteiermark weit verbreitet. Sie bauen aber auch die in Oberkärnten und Osttirol gelegene Gebiete südlich des Tauernfensters auf. Die Schladminger Tauern bestehen aus mehreren Decken des Schladming-Seckauer-Deckensystems. Sie werden im Lungau von den Granatglimmerschiefern des Radenthein-Komplex, welcher dem Koralpe-Wölz-Deckensystem angehört, überlagert. Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystem, die eoalpidische Eklogite führen, sind in Salzburg nicht vorhanden, spektakulär sind aber die Aufschlüsse im Bereich der Prieljake in der Schobergruppe. Decken der eoalpidischen Oberplatte, welche dem Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem angehören, reichen von Südosten bis in den Lungau. Sedimentge-

steine der Unteren Gosau-Subgruppe finden sich heute im Bereich der Landeshauptstadt (z.B. zwischen Aigen und Glashenbach), im Einzugsgebiet des Russbaches (Paß Gschütt) und im Ischltal. Entsprechend der kleinräumigen Meer/Festland-Verteilung zeigen diese Sedimente sehr unterschiedliche Ausbildung, sie sind aber im Allgemeinen reich an Fossilien. Je nach Fazies finden sich Schnecken („Actaeonellen“), Korallen oder Riffe bildende Muscheln („Rudisten“). Von wirtschaftlicher Bedeutung ist der Untersberger Marmor, der aus zusammengeschwemmten Kalkschalen verschiedenster Meerestiere entstand und als Dekorgestein Eingang in zahlreiche bekannte Bauwerke Salzburgs fand (z.B. die Domfassade, der Residenzbrunnen und das Stiegenhaus im Schloss Mirabell). Kohlebildungen sind von der Neualm bei Russbach bekannt. Turbiditische Tiefwassersedimente der Oberen Gosau-Subgruppe sind im Bereich der Hornspitze südlich von Rußbach an der Landesgrenze zu Oberösterreich in prächtigen Aufschlüssen vorhanden. Dort befindet sich im Elendgraben auch eine der weltweit wenigen Stellen, wo Gesteine aus dem Grenzbereich zwischen Kreide- und Tertiärzeit an der Erdoberfläche zugänglich sind und die geochemisch-mineralogische Spur des Meteoriteneinschlages nachzuweisen ist, welcher damals zu einem globalen Massensterben geführt hat.

### 3.8. Paläogen: Schließung des Penninischen Ozeans

Im Zuge des Paläogens (65–23 Ma) erfolgte die Schließung des Penninischen Ozeans und die darauf folgende Kontinentkollision, bei welcher der Südrand der europäischen Kontinentalplatte unter den Ostalpinen (eoalpidisch gebildeten) Orogenkeil subduziert wurde. Genauer betrachtet vollzog sich diese Entwicklung wie folgt: Im frühen Paläogen wurde weiterhin Penninische Lithosphäre (lithosphärischer Mantel, ozeanische Kruste und darauf abgelagerten Sedimente) unter den Ostalpinen Orogenkeil subduziert. Lediglich kleine Anteile wurden im Akkretionskeil und im Liegenden des ostalpinen Orogenkeiles angelagert und somit vor der Verschluckung in die Tiefe bewahrt. Die Geometrie der Subduktionszone änderte sich in dieser Zeit wenig und es herrschten relativ stabile Bedingungen, jedenfalls im Vergleich mit der Kreidezeit. Das änderte sich allerdings, als um etwa 50 Ma der Penninische Ozean weitestgehend geschlossen war und mit dem Helvetischen Schelfrand Europas erneut dicke kontinentale Lithosphäre in die Subduktionszone geriet. Ab diesem Zeitpunkt wurde der Orogenkeil, bestehend aus den Ostalpinen und Penninischen Decken, auf den Helvetischen Schelf der Europäischen Platte aufgeschoben.

Im Zuge dieser tektonischen Ereignisse wurden einerseits Späne der ostalpinen kontinentalen Kruste (das heutige Unterostalpin), sowie Teile des Akkretionskeiles, zwischen dem Orogenkeil und der abtauchenden Penninischen Lithosphäre ein gutes Stück weit in den Subduktionskanal mitgenommen und erhielten dabei eine druckbetonte Metamorphose, welche je nach erreichter Tiefe unterschiedlich stark ausfiel. Andererseits wurden Sedimente vom Helvetischen Schelf (die heutigen Ultrahelvetischen- bzw. Südhelvetischen Decken) weit nach Norden überschoben. Im Laufe der folgenden Jahrmillionen (bis ca. 40 Ma) wurde europäische kontinentale Kruste von der Mantellithosphäre bis in große Tiefe mitgeschleppt und erfuhr eine druckbetonte Metamorphose. In den frontalen Teilen entstanden dabei Eklogite aus basaltischen Ausgangsgesteinen. Wiederum wurde die kontinentale Kruste mechanisch entfestigt, Teile wurden als Decken (Subpenninische Decken) abgeschert und wegen ihres geringeren spezifischen Gewichts emporgesprengt. Im mittleren Paläozän kam der Subduktionsprozess schließlich zum Erliegen, da große Mengen an relativ leichter kontinentaler Kruste in der Subduktionszone akkumuliert war. Durch den fehlenden Nachschub an kühlem Material stieg die Temperatur in den gestapelten Krustengesteinen an und die Subpenninischen und Penninischen Decken erfuhren eine temperatur-

betonte Metamorphoseüberprägung, die als „Tauernkristallisation“ bezeichnet wird. Die dabei neugebildeten Minerale lassen Temperaturen von etwa 550°C in den zentralen Teilen der Subpenninischen Decken erkennen, während in den überlagernden Penninischen Decken etwa 400°C erreicht wurden. Um ca. 32 Ma begann sich die, seit der Unterkreide subduzierte, Platte aus relativ schwerer subduzierter Mantellithosphäre von der Stirn der europäischen Lithosphäre abzulösen und versank im leichteren asthenosphärischen Mantel. Im Zuge dessen strömte heißer asthenosphärischer Mantel empor und es bildeten sich Schmelzen. Diese stiegen im Grenzbereich zwischen dem Ostalpin und dem Südalpin auf und erstarrten als Tonalite und Granodiorite. Dieses magmatische Ereignis wird als Periadriatischer Magmatismus bezeichnet. Von den ehemals darüberliegenden, heute aber vollständig erodierten Vulkanbauten zeugen nur mehr Gerölle vulkanischer Gesteine in den Sedimenten der Molassezone von Oberbayern und Salzburg. Diese Geröllfunde zeigen damit auch, daß die Hauptwasserscheide zu dieser Zeit noch weit südlich des heutigen Alpenhauptkammes gelegen haben muss und das Entwässerungssystem, im Unterschied zu heute, generell von Süden nach Norden orientiert war. Für den Bereich westlich des heutigen Innals lässt sich für die Zeit des oberen Oligozäns bereits ein

gebirgiges Relief rekonstruieren. Östlich davon befand sich im Bereich der heutigen Kalkalpen ein weites, von Flüssen gespeistes Schwemmland, das sein Sedimentmaterial aus einem südlich angrenzenden, flachwelligen Hügelland – der heutigen Zentralzone der östlichen Ostalpen – bezog. Die Existenz dieser frühen Flusssysteme erkennen wir an den Geröllen kristalliner Gesteine („Augensteine“) auf den heutigen kalkalpinen Hochflächen, beispielsweise auf dem Steinernen Meer, dem Hochkönig oder dem Tennengebirge, in über 2000 m Höhe (☛Tafel 2A).

Die Überschiebung der Ostalpinen- und Penninischen Decken auf den Rand der Europäischen Platte hat die kontinentale Kruste unter dem zentralen Teil des Alpenkörpers markant verdickt. Diese Verdickung und vor allem das Abreißen der subduzierten Lithosphäre (VON BLANKENBURG & DAVIES, 1996) lösten starke, ab etwa 32 Ma einsetzende Ausgleichsbewegungen aus, die sich in der isostatischen Hebung der zentralen Alpenanteile mit Beträgen von bis zu 5 Millimeter pro Jahr äußerten<sup>\*)</sup>. Damit kam es ab dem oberen Oligozän auch erstmals zur Bildung eines morphologischen Gebirges. Die fortdauernde Konvergenz zwischen Apulia und Europa führte zu weiterer Einengung sodass der alpine Orogenkeil weiter auf das Vorland aufgeschoben wurde. Das nördliche Vorland wurde von der Last des Alpenkörpers allmählich in die Tiefe gedrückt und so entstand ein Vorlandbecken. Dieses war Teil eines marinen Sedimentationsraumes, der sich kleinräumig gegliedert um die aufsteigenden alpidischen Gebirge Zentraleuropas ausbreitete. Die Molassezone ist die Sedimentfüllung dieses Vorlandbeckens, das sich ab dem Obereozän gegen Norden, über das Kristallin und die ältere Sedimentauflage der Böhmisches Masse hinweg, ausweitete. Im Molassebecken entstanden an der immer weiter gegen N drängenden Orogenfront grobklastische Sedimente, während weiter entfernt davon feineres Material abgelagert wurde. Der fortdauernde Vorstoß des Gebirges bewirkte aber, daß der Südrand der Molasse immer weiter unter den Alpenkörper geriet und dabei auch abgescherte

Molassesedimente in den Orogenkeil aufgenommen wurden. Diese in den Gebirgsbau eingegliederten Gesteine werden als Subalpine Molasse bezeichnet. Zu Beginn des Miozäns (ca. 23 Ma) lag die Deckenstirn des alpinen Orogens etwa zwischen der Landeshauptstadt und Hallein.

Reste frühpaläogener Sedimente aus dem Penninischen Ozeanbecken finden sich in der Alltlenzbach-Formation der Rhenodanubischen Flyschzone, die sich nördlich der Landeshauptstadt im Flachgau befindet. Aus dem Ostalpin sind uns in den Sedimenten der Oberen Gosau-Subgruppe Abfolgen bis in das mittlere Paleozän erhalten. Decken, die im Zuge der Kontinentkollision zwischen dem Ostalpin und dem Südrand der europäischen Platte entstanden sind bauen heute die Ultrahelvetischen, Subpenninischen und Penninischen Decken sowie das Unterostalpin auf. Die ultrahelvetischen bzw. südhelvetischen Decken, bestehend aus jurassischen bis paläogenen Sedimenten sind heute nördlich des Haunsbergs vorhanden und erstrecken sich nach Osten bis zum Mattsee. Sie werden, wie bereits oben erwähnt, von den Penninischen Decken der Rhenodanubischen Flyschzone überlagert. Die Subpenninischen Decken bilden die zentralen Teile des Tauernfensters. Eklogite finden sich in der sogenannten Eklogitzone am Südrand dieser Einheit an der Südabdachung der Venedigergruppe. Zwei Vorkommen von Eklogiten sind von der Südgrenze Salzburgs zu Kärnten bekannt geworden. Sie befinden sich am Magrötzenkopf westlich des Hochtors nahe der Scheitelstrecke der Großglockner Hochalpenstraße und östlich des Hinteren Moderecks. Die Penninischen Decken werden im Tauernfenster durch das Glockner-Deckensystem sowie im Deckensystem der Matreier Schuppenzone und der Nordrahmenzone repräsentiert. Unterostalpine Decken finden wir im Gebiet des Bundeslandes Salzburg am Nord- und Nordostrand des Tauernfensters in den Radstädter Tauern und westlich von Krimml. Tonalite und Granodiorite des Periadriatischen Magmatismus finden sich heute südlich der Hohen Tauern in der Rieserfernergruppe und in den Deferegger Alpen.

### 3.9. Neogen: Entstehung der Ostalpen und der Molassezone

Am Beginn des Neogens (23–1,8 Ma) stieß im Miozän (23–5,3 Ma) ein Teil des Südalpins, der so genannte „Südalpen-Indenter“ gegen Nordosten in das Ostalpin vor. Dies führte zu tiefgreifenden Umstellung 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<sup>\*\*)</sup>. 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. War die fortdauernde Annäherung von Apulia und Europa im Paläogen noch von nordgerichteter Überschiebungstektonik aufgenommen worden, so kam es nun vornehmlich an den Seitenverschiebungen zu einer E–W-gerichteten Streckung der Ostalpen (☛Tafel 2B).

In dieser Periode bildeten sich bedeutende WSW–ENE-orientierte Störungen mit sinistralen Versatz aus, die sich nördlich der Längsachse des Gebirges finden. Dazu zählen die Inntalstörung mit der östlichen Fortsetzung (ISAM). Das ISAM-Störungssystem zweigt dabei nördlich des Kaisergebirges vom Inntal ab und verläuft über den „Tiroler Bogen“ nach Salzburg. Sie quert das Salzachtal im Bereich der Landeshauptstadt oder etwas nördlich dieser (EGGER, 1997). Hier verläuft sie in der Subalpinen Molasse, wo die Sedimentation während der

tektonischen Bewegungen weiter anhielt. Weiters die Salzach–Ennstal-Störung (SEMP), welche die nordöstliche Begrenzung des Tauernfensters bildet. Südlich der Gebirgsachse finden sich NW–SE-orientierte dextrale Seitenverschiebungen wie die Mölltal- und Iseltal Störung. Gegen Süden wird die Zone der nach Osten ausweichenden Krustenteile durch das WNW–ESE-orientierte und zu dieser Zeit dextral bewegte Periadriatische Störungssystem begrenzt (☛Tafel 2B).

<sup>\*)</sup> Die Hebungsrate der zentralen Ostalpen reduzierte sich aber rasch und ist seit rund 10 Ma mit Werten von rund 0,5 Millimeter pro Jahr im Ausklingen.

<sup>\*\*)</sup> Die Einengung ist weiter südlich beispielsweise durch den großen Versatzbetrag an der Judicarien Linie gut ablesbar.

Verbunden mit der Entwicklung dieser Störungssysteme erfolgte die Freilegung der Subpenninischen und der Penninischen Decken der Hohen Tauern und damit die Bildung des Tauernfensters. Die bis zu dieser Zeit überlagernden Ostalpinen Decken wurden an spröde-duktilen Deformationszonen im Bereich des Brenners im Westen und des Katschbergs im Osten abgeschoben. An den Störungszonen sind Versatzbeträge von mehreren Kilometern abzulesen. Abkühlalter aus dem Tauernfenster liegen zwischen 23 und 16 Ma und zeigen, dass die Deformation in den Penninischen und Subpenninischen Einheiten noch duktil ablief, während die überlagernden Ostalpinen Decken spröde deformiert wurden (FRISCH et al., 1998). Die Entstehung der Alpenen Klüfte im Bereich des Tauernfensters steht unmittelbar mit der Exhumation der Subpenninischen und Penninischen Einheiten in Zusammenhang. An den Störungen kam es nicht nur zu lateralen Bewegungen, in den meisten Fällen sind auch vertikale Bewegungskomponenten feststellbar. So entstanden im Verschnitt von Seitenverschiebungen und Abschiebungen Becken, in welche lokaler Schutt eingetragen wurde, und in denen es auch zu Kohlebildungen kam. Beispiele für solche inneralpine Molassebecken sind das Tamsweger Becken oder das Becken von Wagrein. Die miozänen Störungssysteme sind in Tafel 2B deutlich zu erkennen. Die großen Alpentäler entwickelten sich bevorzugt entlang dieser tektonisch zerrütteten Bereiche. Historische Aufzeichnungen von zahlreichen, glücklicherweise meistens leichten Erdbeben belegen die bis in die geologische Gegenwart immer noch anhaltenden Bewegungen an diesen Schwächezonen (➡ Kapitel 5: Rezente Krustendynamik in Salzburg).

In der Molassezone führten die zuvor beschriebenen tektonischen Bewegungen im Zusammenspiel mit weltweit

wirksamen Hebungen und Senkungen des Meeresspiegels zu mehrfachen Verschiebungen der Küstenlinie (Transgressionen und Regressionen). Diese Änderungen sind anhand der entsprechenden sedimentären Zyklen im Bayerischen Alpenvorland rekonstruierbar. Weiter östlich war das Molassemeer der Paratethys bis ins mittlere Miozän im Einflussbereich der subtropischen Klimazone und beherbergte eine reiche Tier- und Pflanzenwelt (mit Haien, Seekühen, Walen, Muscheln und Schnecken, Seegräsern, Blasentangen usw.), die durch entsprechende Fossilfunde im Alpenvorland Oberösterreichs und Niederösterreichs dokumentiert ist.

Die untermiozänen Ablagerungen (Eggenburgium–Ottangium) der heute im Salzburger Alpenvorland aufgeschlossenen autochthonen Molasse bestehen aus fein- bis grobklastischen Ablagerungen (vorwiegend Silt- und Sandsteinlagen mit lokalen Tonmergeleinlagerungen, einigen matrixgestützten Gerölllagen und umgelagerten Makrofossilien). Diese beispielsweise nahe Lukasedt südöstlich von Oberndorf vorkommenden Sedimente zeichnen sich durch hohe Sedimentationsraten aus. Sie belegen die kontinuierliche Sedimentzufuhr der Ur-Salzach ins Molassemeer. Die stratigraphisch darüber folgende Wachtberg-Formation (Sand-Schotter-Gruppe), die beispielsweise am Wachtberg östlich von Oberndorf auftritt, wird als proximaler Deltabereich des Ur-Salzach Fächers gedeutet.

Nach dem Rückzug des Meeres kam es verbreitet zum Absatz mächtiger fluviatiler und limnischer Sedimente der oberen Süßwassermolasse. Ein Teil dieser Ablagerungen wurde später allerdings wieder erodiert. Reste davon bauen beispielsweise den Höhenrücken des Hausruck- und Kobernauberwaldes nördlich der Salzburger Landesgrenze auf.

### 3.10. Landschaftsentwicklung im Pleistozän und Holozän

War die Gestaltung der Salzburger Alpen viele Millionen Jahre lang von den tektonischen Kräften und parallel zur Hebung durch die fluviatile Zerschneidung geprägt, so kommt im Quartär (1,8 Ma bis rezent) auch die Formung durch Eis und Gletscher hinzu. Durch die stufenweise Erniedrigung des allgemeinen Temperaturniveaus entwickelten sich in den Kaltzeiten erst in den höchsten Gebirgstteilen, später in den höher gelegenen Tälern Gletscher, bis in der zweiten Hälfte des Pleistozäns die Täler periodisch von Eis erfüllt waren. Im Alpenraum sind vier große Vergletscherungen dokumentiert (Günz, Mindel, Riß, Würm). Deren jüngste, das Würm-Glazial (ca. 110 000 bis 11 700 Jahre vor heute) hat die heutige Landschaft maßgeblich geformt. Am Höhepunkt dieser letzten Klimaverschlechterung, vor 24–20 000 Jahren, waren die großen alpinen Täler wie das Inn- und Salzachtal mit mehr als 1000 m mächtigen Eisströmen gefüllt, die ein Eisstromnetz bildeten (➡ Tafel 11), und deren Zungen weit in das bayerische Alpenvorland sowie in das südwestliche Inntal vorstießen. Ähnlich den heutigen Verhältnissen in den Gebirgen der Antarktis, ragten die höchsten Gipfel als eisgepanzerte so genannte Nunataks aus diesen Eisströmen heraus. Weiter östlich in Oberösterreich erreichten die Gletscherzungen dieses Eisstromnetzes gerade noch den Alpenrand (z.B. im Gebiet zwischen Attersee und Traunsee), während sie im Enns-, im Mur- und Drautal als Talgletscher im inneralpinen Bereich stecken blieben.

Die glazialen Formen und Ablagerungen der Eiszeiten in den ehemals vergletscherten Gebieten sind mannigfaltig. So belegen Trogtäler (mit U-förmigem Querschnitt) und übertiefte Becken (z.B. bei Salzburg), deren Felssohle mehrere hundert Meter unter dem heutigen Talboden erbohrt wurde und auch die zahlreichen Seen (z.B. Salzkammergut) die enorme schürfende Wirkung des schuttbeladenen Eises im Zusammenwirken mit den Schmelzwässern. Andere typisch glazial geprägte Formen sind die vom Eis zugeschliffenen Felsriegel (Rundhöcker) sowie die Kare, die vielen Alpengipfeln ihre spezifische Form verleihen. Kennzeichnend für den Transport durch Gletschereis sind einerseits gekritzte und polierte Geschiebe der Moränen und andererseits auch manchmal kubikmetergroße erratische Blöcke, deren Ursprungsorte teilweise mehr als hundert Kilometer von ihren heutigen Fundstellen entfernt liegen. Die an der Gletschersohle gebildete, sehr dichte

Grundmoräne kleidet die Talflanken und Böden vieler Alpentäler aus und bildet dort häufig die stauende Unterlage für Moore und Vernässungen. Wo eine Gletscherzunge längere Zeit ortsfest blieb wurde das ausgeschmolzene Gesteinsmaterial in Form eines Endmoränenwalles aufgeschüttet. Die im Bereich der Endmoräne aus der Gletscherzunge austretenden Schmelzwasserabflüsse waren während der Sommerhochwässer mit glazialen Schutt überladen, dazu kam auch der allgegenwärtige Frostschutt aus den Flanken der Gerinne aus den nicht vergletscherten Gebieten. Die Transportkraft des Wassers reichte nicht mehr aus, um das ganze anfallende Material abzutransportieren und die in viele Rinnen aufgespalteten Flüsse lagerten mächtige Talfüllungen ab.

Am Höhepunkt der jeweiligen Vereisungsphasen wurde in Zeiten geringer Wasserführung Schluff und feiner Sand aus den vegetationsfreien, nach den Hochwässern trocken

gefallenen Schotterfluren ausgeweht und in der umgebenden Kältesteppe als Löss abgelagert. In den unvergletscherten Gebieten (wie z.B. Alpenvorland) herrschten ausgesprochen unwirtliche Bedingungen, mit um 10–12°C tieferen Jahresdurchschnittstemperaturen als heute und extremer Trockenheit. So wie gegenwärtig in Sibirien tauten während der sommerlichen Erwärmung nur die obersten Meter der Dauerfrostböden auf und schon an sehr flach geneigten Hängen trat aufgrund der hohen Wassersättigung der Schuttmassen Bodenfließen auf.

Nach dem Höhepunkt der letzten Vereisung setzte ein rascher Abbau des Eisstromnetzes ein und die Gletscher wichen mit wenigen kurzen Haltephasen ins Alpeninnere zurück. An den Rändern der abschmelzenden Gletscher wurden in eisfrei gewordenen Bereichen zum Teil ausgedehnte Eisrandterrassen geschüttet. Die übertieften Becken blieben vorerst als Seen zurück, wurden aber meist sehr rasch mit Bänderschluffen, zum geringeren Teil auch mit Sand und Kies verfüllt. Nur dort, wo das Einzugsgebiet der Flüsse nicht genug Feinmaterial bereitstellte, blieben diese Becken als Seen erhalten. Oft reagierten die glazial übersteilten Flanken der ehemals eiserfüllten Täler entsprechend ihren mechanischen Eigenschaften und Lagerungsverhältnissen der Gesteine mit Fels- Bergstürzen, Gleitungen oder tiefgreifenden Sackungen, die besonders in feinschiefrigen Materialien entwickelt sind.

Da mit der zunehmenden Erwärmung der kaltzeitlich bedingte Frostschutt ausblieb und die Lockersedimente durch die sich rasch ausbreitende Vegetation (Wiederbewaldung ab ca. 15 000 vor heute) zunehmend stabilisiert wurden, hatten die Flüsse im Vorland wieder genug freie Energie, um sich in die zuvor aufgeschütteten Talverfüllun-

gen einzuschneiden. Derart entstandene Terrassen, die entlang aller großen und kleinen Vorlandflüsse zu finden sind, zeugen damit von einer klimatisch gesteuerten Abfolge von Ablagerung und Erosion. Auch im Holozän (in den letzten ca. 11 700 Jahren = 11 000 <sup>14</sup>C-Jahren; Abb. 22) kam es entlang der Flussläufe noch zu größeren Umlagerungsvorgängen. Vor allem vor den großen Regulierungen veränderten mäandrierende Flüsse die Ablagerungen innerhalb der alpinen Tallandschaften. Die Flußablagerungen enden nahezu auf allen Talböden mit Flusslehmen, die auf rezente Hochwässer zurückgehen.

Die klimatisch günstigen Bedingungen der Nacheiszeit (Holozän) entsprechen jenen der vorhergegangenen Zwischeneiszeiten (Interglaziale). Aber auch innerhalb dieses kurzen Zeitabschnitts können wir die Auswirkungen kleinerer Klimaschwankungen erkennen. Als sogenannte „Klimaarchive“ stehen dafür Moor- und Seenablagerungen sowie historische Aufzeichnungen zur Verfügung. Generell haben die holozänen Klimawerte einen Schwankungsbereich der Jahresdurchschnittstemperatur von 1,5°C nicht überschritten. Dabei hat uns der unterste Wert oftmals eine Gletscherausdehnung wie jene des Jahres 1850 beschert. Deutliche Endmoränenwälle aus diesen Zeitabschnitten belegen, dass die vergletscherte Fläche damals immer wieder doppelt so groß war wie gegenwärtig. Umgekehrt zeigen Torfknollen und Baumreste frühholozänen Alters, die unter der Zunge der Pasterze ausgeschwemmt werden, sowie der Fundpunkt des Eismannes („Ötzi“) vom Hauslabjoch, dass immer wieder, während kurzer Wärmephasen, die Gletscher im Hochgebirge eine deutlich geringere Ausdehnung als heute hatten.

## 4. Erläuterungen zur Legende

### Übergeordnete tektonische Einheiten, lithostratigraphische Einheiten, Gesteine und sonstige Legendenelemente

Im folgenden Text werden einerseits die in der Geologischen Karte von Salzburg dargestellten lithostratigraphischen Einheiten, die Gesteine, die quartären Sedimentkörper und die ingenieurgeologisch relevanten Phänomene beschrieben. Andererseits werden die übergeordneten tektonischen Einheiten der Kartenlegende sowie deren Beziehungen zueinander behandelt.

Die Reihenfolge der Beschreibung erfolgt von den tektonisch tiefen Einheiten des Alpenkörpers zu tektonisch höheren. Die verwendete Nomenklatur folgt überwiegend der tektonischen Untergliederung von SCHMID et al. (2004). In weiterer Folge werden die Periadriatischen Intrusivgesteine, die Einheiten der Alpidischen Molasse und das Quartär (geordnet nach Eiszeiten und Interglazialzeiten) diskutiert. Innerhalb dieser übergeordneten Einheiten erfolgt die Beschreibung der in der Geologischen Karte von Salzburg dargestellten und mit Nummern versehenen geologischen Einheiten, vom stratigraphisch Älteren zum Jüngeren.

### 4.1. Helvetikum

H. EGGER

Das Helvetikum entstammt einem Ablagerungsraum, der nach der Öffnung des Penninischen Ozeans, also ab dem mittleren Jura, am Südrand der Europäischen Kontinentalplatte (= Helvetischer Schelf), nördlich des Penninischen Ozeans entstanden war. Im Zuge der alpidischen Kontinentkollisionen wurden die Sedimente von ihrer kristallinen Basis abgetrennt und liegen heute als Deckenstapel über den Einheiten der subalpinen Molasse. Das Helvetikum lässt sich im Bereich des Kartenblattes in zwei Deckensysteme, nämlich das Ultra- und das Südhelvetikum, untergliedern.

#### 4.1.1. Südhelvetikum

Das Südhelvetikum ist ein abgescherter Teil des südlichen Schelfs der Europäischen Platte. Die Schichtfolge des Südhelvetikums reicht auf dem Kartenblatt vom Campanium bis zur Grenze Eozän/Oligozän hinauf (Abb. 15). Meeresspiegelschwankungen führten zum gelegentlichen Trockenfallen des Schelfgebietes. Daher ist die Schichtfolge nicht komplett, sondern bedingt durch Sedimentationsausfall und Erosion fehlen Ablagerungen aus manchen erdgeschichtlichen Zeiträumen. Die größte dieser Schichtlücken tritt an der Wende vom Paläozän zum Eozän auf und umfasst einen Zeitraum von rund 3 Ma.

223 „Pattenau- und Pinswang-Formation“  
Campanium–Maastrichtium  
Kalkmergelstein, graugrün

Die Vorkommen der campanen Pinswang-Formation sind auf dem Kartenblatt auf den bayerischen Anteil beschränkt. Es handelt sich bei diesen Gesteinen um graue, hell anwitternde Kalkmergelsteine, die häufig Reste von Inoceramen führen. Die Mikrofauna wurde von HAGN (1953) monographisch bearbeitet.

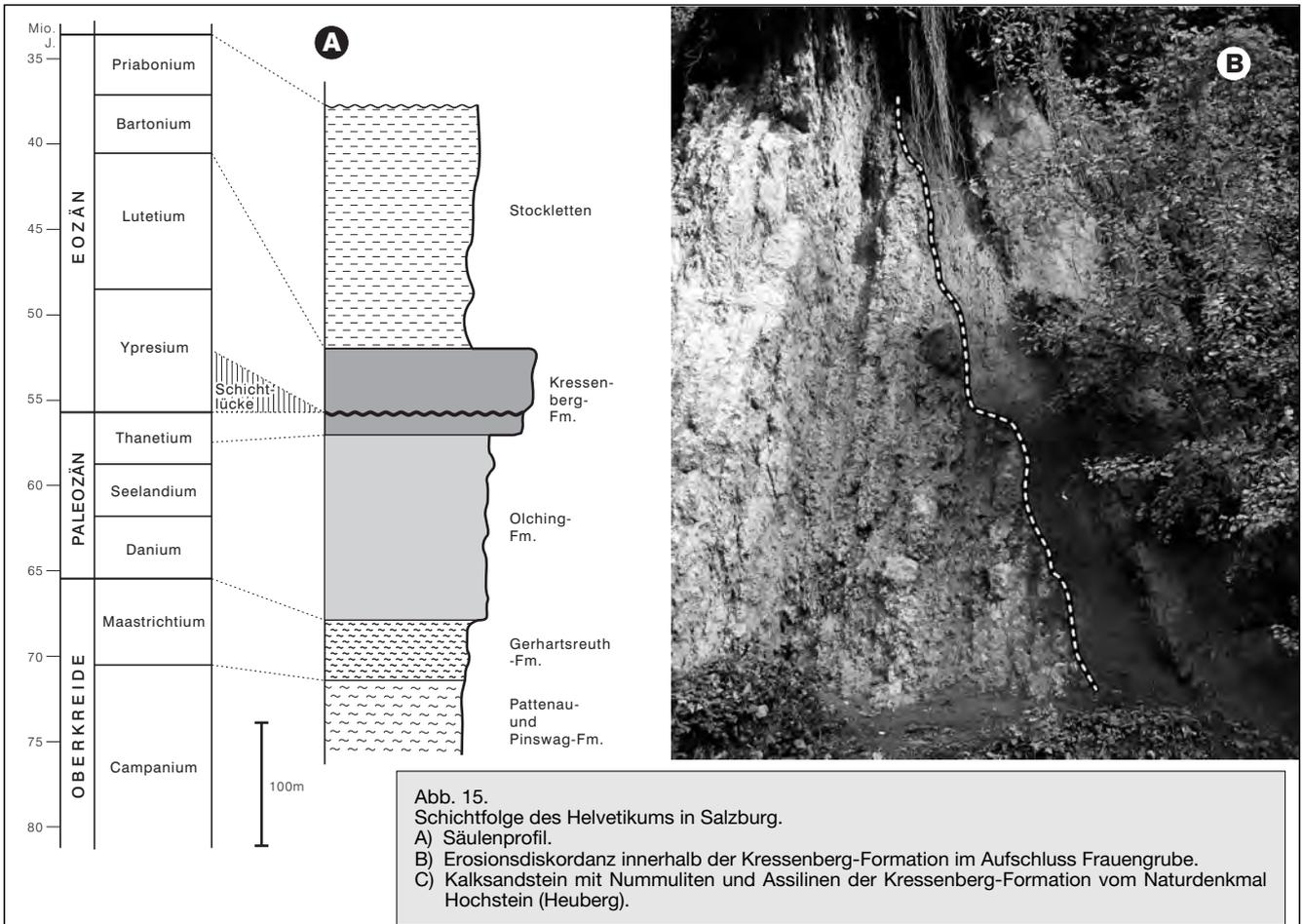
Die überlagernde Pattenau-Formation des Obercampaniums bis Untermaastrichtiums ist lithologisch sehr ähnlich der Pinswang-Formation und kann von dieser nur mikropala-

ontologisch abgetrennt werden. In Salzburg war die Pattenau-Formation beim Bau des großen Parkplatzes nördlich von Mattsee aufgeschlossen (F. RÖGL, mündl. Mitt. 2008). Sie ist dort vermutlich in die Gerhartsreut-Formation eingeschuppt. Eine Nachbeprobung im Jahr 2008 von aus der Parkplatzböschung tretenden hellgrauen Mergelstücken lieferte eine Nannoflora des Maastrichtiums mit häufigen Exemplaren von *Arkhangelskiella cymbiformis*.

222 Gerhartsreut-Formation  
Maastrichtium  
Mergelstein, schwarzgrau

Im Bereich des Strandbades in Mattsee steht die Gerhartsreut-Formation an der Böschung des Nunerseeberges an. Es handelt sich dabei um graue, schwach siltige Mergelsteine, welche überaus reiche planktonische und benthonische Foraminiferenfaunen des Maastrichtiums lieferten (EGGER & HRADECKA, 1994). Aufgrund der Zusammensetzung der Fauna kann auf eine Ablagerungstiefe der Gesteine der Gerhartsreut-Formation zwischen 100 m und 200 m geschlossen werden.

Die Gerhartsreut-Formation steht auch am Ostufer des Niedertrumer Sees an, in den Gräben nördlich von Saulach und am anschließenden Seeufer. Die schönsten Aufschlüsse wurden in jenem Graben angetroffen, welcher die Grenze zwischen Salzburg und Oberösterreich bildet. Auch von hier konnte in mehreren Proben das Maastrichtium nachgewiesen werden, wobei Umlagerungen aus dem Campanium (*Globotruncana calcarata*) nicht selten sind. Direkt am Seeufer (beim Grenzstein Nr. 58) trat in einer Probe



*Abathomphalus mayaroensis* auf, womit das obere Maastrichtium belegt werden konnte. Die Oberkante der Gerhartsreut-Formation bildet die Kreide/Paläogen-Grenze.

Am Haunsberg wurden die Aufschlüsse der Gerhartsreut-Formation mikropaläontologisch von GOHRBANDT (1963a; 1963b) untersucht. Sie ist dort stark verschuppt. Nannoplanktonuntersuchungen zeigten, dass die Sedimentation ohne Unterbrechung über die Kreide/Paläogen-Gren-

ze hinweg andauerte (H. STRADNER, mündl. Mitt. 2005). Im Hangenden dieser Grenze, die im Nussdorfer Graben bei Waidach untersucht wurde, nimmt der Anteil an terrigenen Komponenten (Quarz, Feldspat) stark zu, während der Karbonatgehalt gleichzeitig stark zurückgeht. Die Kreide/Paläogen-Grenze ist daher auch die lithostratigraphische Grenze zwischen der Gerhartsreut- und der Olching-Formation.

221

### **Olching-Formation Danium–Thanetium**

*Tonmergel, siltig-sandig, mit einzelnen glaukonitischen Sandsteinbänken*

Je nach tektonischer Position zeigen die dunkelgrauen Tonsteine und Tonmergel der Olching-Formation in den Südhelvetischen Schuppen am Haunsberg unterschiedliche Faziesentwicklungen mit wechselnden Sand- und Karbonatgehalten. In der Typlokalität im Kroisbachgraben (RASSER & PILLER, 1999) liegt eine sand- und siltreiche, karbonatarme Entwicklung vor, die nach GOHRBANDT (1963a), von KUHN & WEIDICH (1987) und KUHN (1992) mikropaläontologisch bearbeitet wurde. Die Molluskenfauna aus dem Kroisbachgraben gehört zu den weltweit reichhaltigsten Paleozänfaunen Europas und wurde von TRAUB (1990) in zahlreichen Publikationen dokumentiert.

Weiter im Osten des Haunsberggebietes, z. B. im Nussdorfer Graben, liegt eine viel karbonatreichere Fazies vor, die erstklassig erhaltenes Nannoplankton des Daniums lieferte. Die stratigraphische Reichweite der Olching-Formation reicht von der Kreide/Paläogen-Grenze bis ins Thanetium (Nannoplanktonzone NP7).

Das östlichste Vorkommen der Olching-Formation wurde an der Ostseite des Tannbergs gefunden, wo sie im Anriss einer kleinen Rutschung östlich vom Gehöft Grub angetroffen wurde. Die dunkelgrauen, stark silthaltigen Tonmergel lieferten eine Nannoflora des Daniums (*Cruciplacolithus-tenuis*-Zone; NP2).

220

### **Kressenberg-Formation Thanetium–Lutetium**

*Lithothamnienkalk, Nummulitenkalksandstein, oolithisches Eisenerz, schwarz und rot, glaukonitischer Sand- und Tonmergelstein, grau*

Unter dem Begriff Kressenberg-Formation haben RASSER & PILLER (1999) mehrere Sub-Formationen zusammengefasst, die ein breites lithologisches Spektrum von Sandsteinen und Nummulitenkalken bis -kalksandsteinen, Eisenoolithen, Corallinaceenkalken bis hin zu Grobsanden bilden. Das Alter der Kressenberg-Formation reicht von der *Heliolithus-riedelii*-Zone (NP8) des Thanetiums bis in das Lutetium (*Discoaster-tanii-nodifer*-Zone, NP16).

Die namensgebende Lokalität der bis zu 70 m mächtigen Kressenberg-Formation ist das alte Bergbaugebiet von Kressenberg bei Neukirchen in Ostbayern, wo limonitische Bohnerze zwischen dem 16. und 19. Jahrhundert bergmännisch abgebaut wurden (HAGN, 1981). In Salzburg liegen die besten Aufschlüsse am Haunsberg (St. Pankraz und Frauengrube) und im Gebiet von Mattsee (Wartstein und Schloßberg).

Auf Blatt Straßwalchen bildet die Kressenberg-Formation markante morphologische Aufragungen in der Umgebung von Mattsee. Das beim Bau des Wartstein-Straßentunnel durchörterte Profil wird von VOGELTANZ (1977) beschrieben: Über dem Lithothamnienkalk (Fackelgraben-Subformation) des oberen Thanetiums (*Discoaster-multiradiatus*-Zone, NP9) liegt transgressiv das Roterz (Frauengrube-Subformation). Das Alter dieser Transgression, die durch einen eustatischen Meeresspiegelanstieg bewirkt wurde, konnte von EGGER et al. (2009) als Ypresium (*Discoaster-lodoensis*-Zone, NP12) bestimmt werden. Die Schichtlücke zwischen der Fackelgraben- und der Frauengrube-Subfor-

mation beträgt damit etwa 3 Ma. Die über der Frauengrube-Subformation liegenden feinkörnigen, gelb anwitternden Quarzsande der Zwischenschichten (St.-Pankraz-Subformation) wurden am nordwestlichen Abhang des Wartsteins im Seestidl-Steinbruch bis ins Jahr 1953 abgebaut. Die gelbe Farbe der Sande und ihr lockerer Kornverband gehen auf die Verwitterung zurück, da die St.-Pankraz-Subformation in den frischen Aufschlüssen beim Tunnelbau als feste, mäßig geklüftete, dunkelgrüne Quarzsandsteine angetroffen wurde. Darüber folgte mit 10 m Mächtigkeit das Schwarzerz (Kressenberg-Subformation) in Form von grobkörnigen, eisenooid- und großforaminiferenreichen Kalksandsteinen. Glaukonitische großforaminiferenreiche Fossilschuttkalke, die im Hangenden in glaukonitische Mergelsteine übergehen, wurden als „Fossil-schicht“ bezeichnet und von RASSER & PILLER (1999) Weitwies-Subformation benannt.

Außer in der Umgebung von Mattsee tritt die Kressenberg-Formation auf Blatt ÖK 64 Straßwalchen auch am Südrand der Flyschzone, im Heuberg-Fenster, auf. Bei der ca. 20 m langen, 10 m breiten und bis zu 10 m hohen Felsrippe des Hochsteins, der auf Anregung der Geologischen Bundesanstalt im Jahr 2008 zum Naturdenkmal erklärt wurde, handelt es sich um hellgrauen Lithothamnienkalk und Großforaminiferenkalk der Frauengrube-Subformation, der an einer dextralen Blattverschiebung hochgeschürft wurde (EGGER, 1997).

219

### **Stockletten und Lithothamnienkalk Bartonium–Priabonium**

*Globigerinenmergel wechsellagernd mit Algenkalkstein*

Die Weitwies-Subformation geht im Hangenden in graue, gelb anwitternde Globigerinenmergel über, die in Oberbayern, Salzburg und Oberösterreich als Stockletten bezeich-

net werden. Die Sedimentation dieser bis zu 200 m mächtigen Mergelfazies begann im Süden früher (oberstes Untereozän) als im Norden (unteres Obereozän). Im jünger-

sten Anteil der Formation, die möglicherweise bis in das unterste Oligozän hinaufreicht, treten verstärkt resedimentäre Blockschichten auf (z. B. bei Fraham am Obertrumer See), die reichlich Corallinaceenkalk und Nummulitenkalk enthalten (L. WAGNER, mündl. Mitt. 2008).

Auch der Lithothamnienkalk im Trauntal südlich von Laakirchen (PREY, 1984) könnte so eine resedimentäre Einschaltung im Stockletten sein, der hier ebenfalls in den Grenzbereich Eozän/Oligozän (*Istmolithus-recurvus*-Zone, NP19/20) datiert ist. Der Kalk besteht vor allem aus dichtgepackten, kalkig zementierten Lithothamnienknöllchen, neben denen untergeordnet auch Nummuliten, Bryozoen und Echinodermenreste auftreten. Neben diesem Biogenschutt führt er graue gerundete Quarzkörner (bis 0,5 mm Durchmesser) und Glaukonitkörner, die auch lageweise angereichert sein können.

Oberstes Eozän der Nannoplanktonzone NP19 wurde in Salzburg auch in Mattsee am Südhang des Wartstein gefunden. Östlich des Ortes im Graben bei Holzhäusl wurde mit der Nannoplanktonzone NP15 der ältere Stockletten angetroffen (EGGER & RÖGL, 2009). Die tektonische Zuordnung dieses letzten Aufschlusses, der von ABERER & BRAUMÜLLER (1956) gefunden und von GOHRBANDT (1967) bearbeitet wurde, ist noch unklar. Es könnte sich dabei auch um einen Teil der Buntmergelserie handeln.

Ein guter Überblick über die ostbayerischen Stocklettenvorkommen mit ausführlichen Foraminiferen- und Nannoplanktonlisten findet sich bei HAGN (1982). HAGN (1978) trennte vom Stockletten in Ostbayern die Katzenloch-Schichten (NP19–20) ab, die bereits kalkalpinen Abtragungsschutt enthalten sollen und somit als älteste Molasse betrachtet werden können.

## 4.1.2. Ultrahelvetikum

Das Ultrahelvetikum ist ein abgescherter Teil des passiven Kontinentalhanges im Südteil der Europäischen Platte. Die tektonisch meist stark verschuppten Hangsedimente werden zur Buntmergelserie zusammengefasst, die als typische Ablagerung eines hochpelagischen Sedimentationsraums ohne signifikanten detritären Eintrag interpretiert wird. Geringe Sedimentationsraten von wenigen mm/1000 Jahre sind kennzeichnend. Zusammen mit der Buntmergelserie kommen im Bereich der Grestener Klippenzone jurassische bis unterkre-tazische Sedimentgesteine vor, die vermutlich das stratigraphisch Liegende der Buntmergelserie darstellen. Durch die intensive tektonische Beanspruchung sind allerdings stratigraphische Kontakte nicht erhalten geblieben.

### 218 Gresten-Formation „Lias“ Konglomerat, Sandstein

Die Vorkommen der Gresten-Formation auf Blatt Salzburg liegen alle auf oberösterreichischem Gebiet, und zwar im Gebiet nördlich des Traunstein-Zwillingkogelzuges, wo sie bereits von MOJSISOVICS & SCHLOENBACH (1868) beschrieben wurden.

Es handelt sich dabei um die basalen Anteile der Formation, die nach FAUPL (1975) als Subarkosen zu bezeichnen sind. Diese vorwiegend grobkörnigen, Feldspat führenden Sandsteine enthalten selten Fossilreste (Austern, Belemnitenrosten und einen Ammoniten der Gattung *Arietites* – siehe PREY, 1953), die ein unterjurassisches Alter und einen marinen Ablagerungsraum belegen. Oft kommen in den Sandsteinen Gerölle von kristallinen Gesteinen vor, die bis zu einem halben Meter Durchmesser erreichen können. Das Geröllspektrum besteht vor allem aus mittelkörnigen Graniten, daneben treten aplitische Orthogneise und Granat-Glimmerschiefer auf. Letztere zeigen eine Metamorphose in Grünschiefer- bis Epidot-Amphibolitfazies

und Ar-Ar-Muskovitalter von ca. 335 Ma (SCHUSTER et al., 2007).

Die Gresten-Formation bildet im Gelände oft Härtlingsrippen aus, kann aber manchmal auch nur auf Grund von Rollstücken kartiert werden. Das gilt vor allem für das Vorkommen unterhalb des Dachkopfes im Grünauer Halb-fenster, das schon PIA (1943) bekannt war. Dort treten Rollstücke von braunen Sandsteinen und solche von Kristallin-gesteinen (vor allem von Glimmerschiefern) gemeinsam im Waldboden auf.

Die Vorkommen dieser Formation im Gschlifgraben werden detailliert von PREY (1983) beschrieben. Es handelt sich vor allem um grobkörnige Sandsteine, die oft auch Gerölle und Blöcke führen können. Diese groben Komponenten werden vor allem von Granitoiden mit roten Feldspäten, viel seltener auch von Granatglimmerschiefer gebildet. Ammoniten- und Gryphaeenfunde aus den Sandsteinen belegen ein Unterjura-Alter.

### 217 „Klippenkalk“ Mitteljura–Unterkreide Kalkstein, Mergelstein, z.T. bankig

Die Hauptmasse dieser Gesteine wird von bioturbaten dünnbankigen grüngrauen Mergelkalksteinen („Fleckenkalke“) im Grünauer Halb-fenster in Oberösterreich gebildet. Da solche Gesteinstypen in verschiedenen tektonischen Einheiten auftreten können, war die Zuordnung der Fleckenkalkfazies im Grünauer Halb-fenster schwierig. Bereits PREY (1953) diskutierte diese Frage und kam zu dem Schluss, dass sie am ehesten in die Klippenzone zu stellen sind. Diese Ansicht wurde durch die jetzt abge-

schlossene Neukartierung bestätigt, da am Dachkopf der „Aptychenkalk“ direkt unter den ultramafischen Schürflingen der Ybbsitzer Klippenzone liegt, an anderen Stellen wird er von Gesteinen der Rhenodanubischen Gruppe tektonisch überlagert. Somit kann angenommen werden, dass die Fleckenkalke zur Grestener Klippenzone und damit zu der Blassenstein-Formation zu rechnen sind. Dafür spricht auch das mehrfach beobachtete gemeinsame Vorkommen dieser Gesteine mit solchen der Gresten-Formation.

Die unter dem Begriff Buntmergelserie zusammengefassten ultrahelvetischen Pelitgesteine bilden in Salzburg und Oberösterreich tektonische Fenster innerhalb der Rhodanubischen Flyschzone. Die dem Nordultrahelvetikum im Sinne von PREY (1983) zuzurechnende, wenige Zehnermeter mächtige Abfolge beginnt mit dunkelgrauen und schwarzen Tonmergeln und dunklen Fleckenmergelkalken mit fraglichem Aptium- bis gesichertem Albium-Alter und mittelgrauen Mergeln und Tonmergeln des Cenomaniums mit hellgrauen und weißen Fleckenkalken. Im obersten Cenomanium sind geringmächtige schwarze Tonsteinlagen („Schwarzschiefer“) charakteristisch. Darüber folgen hellgraue bis weiße Kalke und Mergelkalke und eine zyklische Abfolge roter Kalkmergel und rötlicher oder hellgrauweißer Mergelkalke des Zeitbereichs Turonium bis Santonium. Im oberen Santonium bis unteren Campanium sind rote Kalkmergel bis Mergel kennzeichnend. Im Untercampanium ist der Wechsel zu hell- bis mittelgrauen Kalkmergeln und Mergelkalken zu beobachten, die bis ins obere

Campanium oder unterste Maastrichtium dominieren (WAGREICH & NEUHUBER, 2007).

Paläogene Anteile der Buntmergelserie konnten nur selten nachgewiesen werden (EGGER et al., 2007). Graue und rote Tonmergel des Daniums kommen in der Flyschzone zwischen Attersee und Traunsee vor. Im gleichen Gebiet wurden auch graue Mergelsteine des Thanetiums angetroffen. Im Oberhehenfeld südöstlich von Schörfing wurden im Graben westlich vom Gehöft Geiner mittelgraue, schwach siltige Mergel beprobt, die eine reiche bathyale Foraminiferenfauna (det. F. RÖGL) und Nannoplanktonflora des Thanetiums enthielten, die eine Zuordnung in die *Planorotalites-pseudomenardii*-Zone bzw. in die *Heliolithus-riedelii*-Zone (NP8) ermöglichten. In ähnlichen grauen Mergeln, die nördlich des Aurachtales, im Herbstaugraben in 620 m Seehöhe an einem rechtsseitigen Prallhang anstehen, wurde die kalkige Nannoplanktonzone NP9 (*Discoaster-multi-radiatus*-Zone), und damit das jüngste Paleozän, nachgewiesen.

## Der geologische Bau des Tauernfensters

Das Tauernfenster ist das bei weitem größte multiple tektonische Fenster der Ostalpen. In ihm treten das Subpenninikum nach MILNES (1974) und das Penninikum, beide mit vielschichtigem tektonischem Internbau, unter den Ostalpinen Decken zutage. SCHMID et al. (2004) haben die tektonisch tiefste Einheit des Tauernfensters, das Venediger-Deckensystem (FRISCH, 1976, 1977), dem Subpenninikum zugeordnet. Die darüber lagernden, Penninischen Decken umfassen vom Liegenden gegen das Hangende das Glockner-Deckensystem (STAUB, 1924) und das Deckensystem der Matreier Schuppenzone und der Nordrahmenzone (siehe Kapitel 4.3.1.2.).

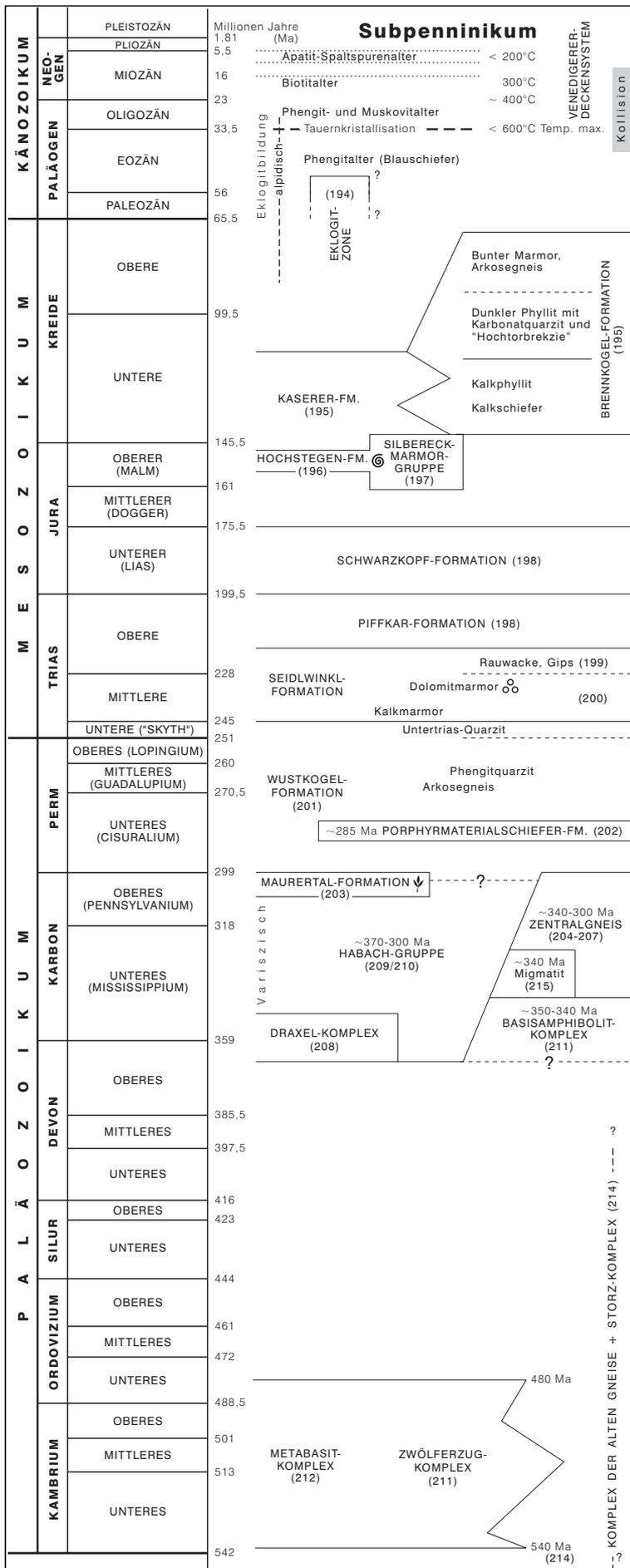
Das Tauernfenster erstreckt sich vom Brennerpaß bis zum Katschberg in W–E-Richtung über eine Länge von rund 160 km. Strukturell handelt es sich um eine über 20 Kilometer mächtige, nordvergente, in W–E-Richtung walzenförmig in die Länge gezogene, obereozäne bis oligozäne Antiklinale. Die Grenzflächen der Penninischen Decken zueinander sowie die Liegendgrenze gegen das Subpenninikum und die Hangendgrenze zum Unterostalpin entstanden während des lange andauernden plattentektonischen Prozesses der Schließung des Penninischen Ozeans und der darauf folgenden Kollision des Südrandes von Europa mit dem Ostalpin. Freigelegt wurde das Tauernfenster ab dem Miozän durch ein System von Abschiebungen und sinistralen bzw. dextralen Störungen. Die Brennerabschiebung im W und die Katschbergabschiebung im E sind mächtige, hauptsächlich duktile Deformationszonen, welche vor allem innerhalb des Glockner-Deckensystems und des Deckensystems Matreier Schuppenzone – Nordrahmenzone wirksam waren (GENSER & NEUBAUER, 1989; SELVERSTONE, 1988). Die Salzachtalstörung am Nordrand und die Mölltalstörung am Südostrand des Tauernfensters repräsentieren die wesentlichen WSW–ENE- bzw. NW–SE-orientierten Seitenverschiebungen mit großer Vertikalkomponente. Ihr Versatz bewirkt, dass heute zu beiden Seiten unterschiedliche Einheiten anzutreffen sind. Die von einer oligozänen bis miozänen hohen Metamorphose (Tauernkristallisation) geprägten Einheiten des Fensterinneren grenzen nämlich entlang dieser Störungen unmittelbar an überwiegend kreidezeitlich metamorphe Decken des Ostalpins.

## 4.2. Subpenninikum

G. PESTAL & E. HEJL

Das Subpenninikum umfasst Decken aus variszisch geprägter kontinentaler Kruste mit auflagernden jungpaläozoischen und mesozoischen Metasedimenten. Nach der mittljurassischen Öffnung des Penninischen Ozeans bauten die Gesteine der Subpenninischen Decken den Südrand der Europäischen Kontinentalplatte auf. Damit bildeten sie zumindest teilweise die sedimentäre Basis des heutigen Helvetikums. Während der alpidischen Kontinentkollision, welche vermutlich ab dem mittleren Eozän einsetzte, wurden die Subpenninischen Decken als frontale Teile des europäischen Kontinentalrandes von der Unterkruste und dem subkontinentalen Mantel abgetrennt und als Decken auf die Europäische Platte geschoben.

Der Begriff Subpenninikum geht auf einen Nomenklaturvorschlag von MILNES (1974) zurück. Er bezeichnete damit jene tektonischen Einheiten des Lepontinischen Domes der Westalpen, die sich strukturell unter der Suture des Valais-Ozeans und über den Externmassiven befinden. Es handelt sich dabei um Grundgebirgsde-



cken, die als variszisches Basement der Helvetischen Decken zu betrachten sind. Letztere sind reine Sedimentgesteinsdecken, die noch vor der tertiären Metamorphose des Lepontinischen Domes von ihrem variszischen Grundgebirge abgesichert worden sind.

Mit dem Subpenninikum der Schweizer Zentralalpen vergleichbare Decken treten in den tektonisch tiefsten Einheiten des Tauernfensters auf (SCHMID et al., 2004). Bei den Subpenninischen Decken des Tauernfensters handelt es sich um das Venediger-Deckensystem und die Eklogitzone. Ausschlag gebend für diese Zuordnung waren folgende, vorrangig das Venediger-Deckensystem betreffende Argumente:

- 1) Das Venediger-Deckensystem und Teile der Eklogitzone bestehen aus kontinentaler Kruste und sie liegen unter den Bündnerschiefern und Ophiolithen des Glockner-Deckensystems. Letzteres ist mit der Pfundscher Zone des Engadiner Fensters zu korrelieren, welche wiederum aus dem Valais-Ozean (Nordpenninischer Ozean) entstammt (FROITZHEIM et al., 1996). Auf Grund der nord- bzw. westgerichteten alpidischen Überschiebungstektonik lagen das Venediger-Deckensystem und Teile der Eklogitzone demnach nördlich des Valais-Ozeans und damit am Südrand der Europäischen Platte.
- 2) Die mesozoischen Gesteine des Venediger-Deckensystems (insbesondere die Hochstegen-Formation) zeigen eine starke Affinität zu den Sedimenten des Helvetischen Schelfs (FRISCH, 1975; LAMMERER, 1986). Auch die spektakulären Funde jurassischer Fossilien im Silberreckmarmor des östlichen Tauernfensters, der somit altersgleich mit der Hochstegen-Formation ist (HÖFER & TICHY, 2005), fügen sich gut in dieses paläogeographische Bild (siehe auch Legenden-Nr. 197).

#### 4.2.1. Subpenninische Deckensysteme des Tauernfensters

Im Zwischenkapitel „Der geologische Bau des Tauernfensters“ (s.o.) werden die Subpenninischen Deckensysteme des Tauernfensters gemeinsam mit den Penninischen Deckensystemen des Tauernfensters erläutert.

Abb. 16. Stratigraphisches Schema zur Gliederung der Subpenninischen Einheiten des Tauernfensters.

#### 4.2.1.1. Venediger-Deckensystem

Das Venediger-Deckensystem ist die von FRISCH (1976, 1977) definierte, tektonisch tiefste Einheit des Tauernfensters. Das Venediger-Deckensystem enthält möglicherweise jungproterozoische, sicher aber paläozoische und mesozoische Kristallinkomplexe und Metasedimentformationen. Im Großen gesehen kann eine Dreiteilung der lithostratigraphischen Einheiten in prävariszische Gesteinskomplexe, variszische Intrusivgesteine und postvariszische Gesteinskomplexe bzw. Metasedimentformationen vorgenommen werden. Die prävariszischen Gesteinskomplexe wurden während der variszischen Orogenese tief versenkt. Sie durchliefen eine hochgradige Metamorphose und zum Teil auch Migmatitbildung. Im Zuge dieser Ereignisse wurden sie von sauren und intermediären Plutoniten – den variszischen Intrusivgesteinen – intrudiert. Diese liegen heute als Zentralgneise vor. Die postvariszischen Metasedimentformationen umfassen oberkarbone und permomesozoische Metasedimente, welche auf dem variszisch geprägten Untergrund abgelagert wurden.

In der Geologischen Karte von Salzburg wurden die prävariszischen Gesteine nach lithostratigraphischen und petrologischen Kriterien zusammengefasst. Die früher gebräuchlichen Ausdrücke „Altes Dach“ und „Altkristallin“ haben aber als informelle Begriffe weiter Bestand und werden auch in den nachfolgenden Texten zur Erläuterung der Kartenlegende verwendet. Daher werden beide Begriffe nun kurz definiert:

Als „Altes Dach“ werden all jene Teile der prävariszischen Gesteinskomplexe bezeichnet, in denen man deutliche, primäre Intrusionskontakte mit Zentralgneisen heute noch erkennt. Mit dem informellen Begriff „Altkristallin“ bezeichnet man ganz allgemein Gesteinskomplexe, die einer starken, zumindest amphibolitfazielien, vormesozoischen Metamorphose unterworfen waren und in denen trotz der nachfolgenden alpinen Überprägung (Tauernkristallisation) nachweisbare Relikte der voralpinen Metamorphose erhalten geblieben sind.

Die großen Gneiskerne des Venediger-Deckensystems sind die tektonisch tiefsten heute aufgeschlossenen Einheiten im Bereich der Ostalpen. Während der alpidischen Kontinentkollision wurden Teile einzelner Zentralgneiskerne, aber auch Teile des Alten Daches mit Zentralgneisapophysen samt auflagernden, geringmächtigen mesozoischen Metasedimenten von den Hauptkörpern abgeschert und als Gneisdecken oft kilometerweit über benachbarte Gneiskerne geschoben. Dies trifft in den mittleren Hohen Tauern z. B. für die Riffel-Decken (CORNELIUS & CLAR, 1935) zu. Aus dem Gerlosgebiet sind die Höllenstein-Decke und die Ausläufer der Wolfendorn-Decke bekannt (FRISCH, 1974). In den östlichen Hohen Tauern wurden die Mureckgneis-Decke und die Storz-Decke (EXNER, 1971b; HÄUSLER et al., 1995) auf tiefere subpenninische Einheiten (mesozoische Silbereck-Zone und variszisch geprägtes Grundgebirge) überschoben. Fragmente von jungpaläozoischen und mesozoischen Metasedimenten des externen europäischen Schelfs, welche an der Basis des Glockner-Deckensystems weiter nach Norden transportiert wurden, bauen die Modereck-Decke (KOBEL, 1922), die Seidlwinkl-Decke (CORNELIUS & CLAR, 1935) und die Murtörl-Schrovin-Schuppe (HÄUSLER et al., 1995) auf. Diese unvollständige Aufzählung verschiedener Decken sollte den vielschichtigen Internbau des Venediger-Deckensystems andeuten.

Die alpidische Metamorphose im Venediger-Deckensystem ist durch einen Druck-Temperaturpfad mit druckbetonter prograder und temperaturbetonter retrograder Metamorphose (Tauernkristallisation) gekennzeichnet. Die Bedingungen erreichten im Oligozän die obere Grünschiefer- bis Amphibolitfazies und kühlten danach im Miozän wiederum schrittweise ab (SCHUSTER et al., 2004).

215, 214

##### Komplex der Alten Gneise (inklusive Storz-Komplex); ?Präkambrium–Altpaläozoikum

215 *Migmatitgneis mit kleinen Orthogneiskörpern, untergeordnet Diatexitgneis*  
214 *Paragneis (z. T. migmatisch), untergeordnet Glimmerschiefer*

Der lithostratigraphische Begriff **Komplex der Alten Gneise** geht auf die von FRASL & FRANK (1966) geprägte klassische „Serie der alten Gneise“ zurück. Diese ist bis zu vier Kilometer mächtig, bildet das „Alte Dach“ des Zillertaler Kerns und liegt weiter östlich, tektonisch fragmentiert als Riffel-Decke über der Granatspitzeinheit. Sie besteht vorwiegend aus hochmetamorphen, stellenweise stark aplitisch injizierten „altkristallinen“ Gesteinen, meist **Paragneisen (214)**, die verbreitet deutliche Struktur- und Texturrelikte einer starken, voralpinen Metamorphose zeigen. Je nach Intensität der voralpinen Metamorphose sind fließende Übergänge zu Diatexitgneisen und Migmatitgneisen (215) entwickelt. Petrologisch handelt es sich um bereichsweise gebänderte, z. T. migmatische Biotit-Plagioklasgneise, die ziemlich variabel ausgebildet sind und in einigen Abschnitten Übergänge in Zweiglimmerschiefer aufweisen. In diesen Paragesteinen finden sich Einlagerungen von feinkörnigen Amphiboliten, Dioritgneisen, Gabbroamphiboliten, intermediären bis sauren Metavulkaniten (biotit- und epidotreiche Gneise und Prasinite) sowie von kleineren Orthogneiskörpern. Letztgenannte sind durchwegs den

Zentralgneisen zuzuordnen und bilden oft geringmächtige Intrusivkörper oder wurden tektonisch zu langgestreckten Orthogneiszügen umgestaltet.

Zum Komplex der Alten Gneise im heutigen, erweiterten Sinne zählen wir auch den Storz-Komplex des östlichen Tauernfensters (= „Storzserie“ bei EXNER [1971b, 1989 u. 1990]), der als Teil des „Alten Daches“ der Zentralgneise des Hochalm-Ankogel-Massivs aufzufassen ist und dessen Hauptmasse als Storz-Decke über das Mesozoikum der Silbereck-Zone geschoben wurde. Lithologisch entsprechen die Gesteine des Storz-Komplexes weitestgehend den zuvor besprochenen „Alten Gneisen“. Lediglich die jüngste Metamorphose, die Tauernkristallisation, war hier etwas schwächer als in den mittleren Hohen Tauern. Die maximale Mächtigkeit des Storz-Komplexes beträgt ungefähr 1100 m.

Im „Komplex der Alten Gneise“ werden zwar durchwegs variszisch hochmetamorphe Gesteine zusammengefasst, über das Sedimentationsalter ihrer Protolithen (= Ausgangsgestein) wissen wir aber noch nicht genau bescheid. Die aus den Paragneisen stammenden, von EICHHORN et al.

(2001) mit U/Pb SHRIMP gemessenen Zirkonerne zeigen für die Liefergebiete der Metasedimente relevante Alter zwischen 1 und 2 Milliarden Jahren (Ga). Einige wenige an sauren Metavulkaniten ermittelte geochronologische Daten (VAVRA & HANSEN, 1991) geben uns einen ersten Hinweis darauf, dass es sich zumindest bei Teilen des Storz-Komplexes um unteres Altpaläozoikum, vielleicht sogar um Vendium handeln könnte. Es ist aber durchaus vorstellbar, dass die „Alten Gneise“ insgesamt recht unterschiedliche Eduktalter aufweisen.

In der Geologischen Karte von Salzburg werden die großen zusammenhängenden **Migmatitvorkommen (215)** mit Übersignatur dargestellt, da oft stetige Übergänge zu den Paragneisen (214), „den Alten Gneisen“ im engeren Sinn, bestehen. In den mittleren Hohen Tauern sind diese Gesteine, die während der variszischen Orogenese hoch metamorph wurden, östlich des Großvenedigers (Gschlössbachtal, Osttirol) sowie prominent im hinteren Kapruner Tal (unterhalb des Hochweißfeldkeeses, NE des Hocheisers 3208 m) vertreten. CORNELIUS & CLAR (1939) bezeichneten sie hier lokal als Hochweißfeldgneis bzw. Hochweißfeldgranit. Es bestehen nämlich Übergänge von Diatexitgneisen zu mittel- bis grobkörnigen Granitgneisen. Letzgenannte weisen 1 bis 2 cm große Kalifeldspäte auf und enthalten bis zu 20% Biotit (SCHERMAIER, 1991). Als Bildungsalter dieser In-situ-Anatexite ermittelten EICHHORN et al. (2000) rund 340 Ma. Diese ins Unterkarbon fallenden Werte wurden an mehreren Einzelzirkonen mit U/Pb SHRIMP gemessen und liegen konkordant. Mehrere Vor-

kommen der variszischen Migmatite sind auch aus den Zillertaler Alpen (Wimmertal, Zillergund und Sundergrund; Nordtirol) bekannt, wo sie das „Alte Dach“ von Tuxer- und Zillertaler Kern bilden. In den östlichen Hohen Tauern bauen diese Gesteine als Reißbeck-Komplex (PESTAL et al., 2006) das Alte Dach des Gößkerns auf bzw. sind sie als Hafner-Findel-Zone (EXNER, 1983) zwischen dem Hochalm- und dem Rotgülden Kern eingelagert. Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung sind die Migmatite als Zweiglimmergneis, als Biotit-Plagioklasgneis oder als Biotit-Hornblendegneis zu bezeichnen. Der Zweiglimmergneis, mit meist schon makroskopisch erkennbarem Alkalifeldspat, bildet verbreitet Schlierenmigmatit und Nebulit. Gelegentlich sind auch daumennagelgroße Anreicherungen von Hellglimmern (Pseudomorphosen nach Cordierit) zu beobachten. Der Biotit-Plagioklasgneis und der Biotit-Hornblendegneis bilden zum einen das Paläosom der migmatischen Bändergneise, in denen dezimeter- bis metermächtige dunkle und helle Lagen wechsellagern. Zum anderen bilden sie Schlierenmigmatite mit prächtigen, dunklen Paläosombereichen. Teilweise sind hier auch noch Schollen der alten Paragneise erkennbar, die in diatektischen Bereichen schwimmen. Je nach Zusammensetzung der Edukte sind die Neosome als Aplitgneis, Aplitgranitgneis, Granodioritgneis oder leukokrater Tonalitgneis ausgebildet.

Weiters trifft man in den von variszischen Migmatiten dominierten Gesteinskomplexen fast überall auf kleinere Orthogneisintrusionen (Zentralgneise).

213

#### Ultrabasit

*Peridotit, Pyroxenit, Serpentinitt (Felbertal: z.T. im Verband mit Metagabbro), Talkschiefer*

In den mittleren Hohen Tauern treten innerhalb der prävariszischen Gesteinskomplexe mehrere bemerkenswerte Ultrabasitkörper auf. Im Bereich zwischen dem Sedl (Habachtal) und der Schwarzen Wand (Hollersbachtal) sowie im äußeren Felbertal stecken sie als linsige Körper in dunklen Phylliten und Granatglimmerschiefern (siehe Habachphyllite, 210). Diese Vorkommen sind großteils serpentiniert und in einigen, meist randlichen Abschnitten stark tektonisiert. Im Bereich der Leckbachscharte (Übergang vom Habach- ins Hollersbachtal) sind sie durch metasomatische Reaktionen mit den Nachbargesteinen in Biotit-, Chlorit-, Aktinolith-, Tremolit- und Talkschiefer umgewandelt und führen edle Beryllium-Mineralvorkommen (Smaragde, Phenakite). Diese seit über 200 Jahren bekannten Vorkommen ([SCHROLL, 1797] „Der Smaragd im Glimmerschiefer vom Heubachtal“) und die Serpentinite der Schwarzen Wand wurden ausführlich von GRUNDMANN & MORTEANI (1982) untersucht und wissenschaftlich dokumentiert. Im äußeren Felbertal stehen die Ultrabasite im primären Verband mit Metagabbros und Metaagglomerata-

ten. Die großen Amphibole der Metagabbros besitzen aktinolithische Ränder und aus brauner tschermakitischer Hornblende bestehende Kerne mit seltenen Relikten von Klinopyroxen (PESTAL, 1983). Zirkondatierungen ergeben magmatische Bildungsalter von rund 500 Ma für die mit den Serpentiniten hier auftretenden Metabasite (KEBEDE et al., 2003, 2005).

Die Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme zeigen, dass die Ultrabasite des oberen Stubachtals strukturell eng mit dem Basisamphibolit-Komplex (siehe Legenden-Nr. 211) der Granatspitzhülle verbunden sind (CORNELIUS & CLAR, 1935, 1939; HÖCK & PESTAL, 1994). Der größte Ultrabasitkörper dieses Bereichs und der gesamten mittleren Hohen Tauern befindet sich am Enzinger Boden. Er ist randlich serpentiniert, enthält aber besonders im lagig ausgebildeten, zentralen Bereich Peridotite und Pyroxenite. Deren magmatische Paragenesen wurden in einigen Bereichen zum Teil, oft aber auch gänzlich, von amphibolitfaziellen metamorphen Paragenesen ersetzt (PETRAKAKIS, 1978).

212

#### Metabasit-Komplex Altpaläozoikum

*Prasinitt, Amphibolit, untergeordnet Gabbroamphibolit und Hornblendit*

In den mittleren Hohen Tauern sind altpaläozoische Metabasite weit verbreitet. Sie lassen sich im Felbertal, im Hollersbachtal und im Habachtal bestens studieren. Es handelt sich um metamorphe Abkömmlinge von Ophiolithsequenzen (HÖCK, 1993; HÖCK et al., 1994). Zu einem geringen Prozentsatz sind Grobkornamphibolite (mit gabbroiden Strukturen) und Hornblendite (mit Kumulatstrukturen) vertreten, die aus den plutonischen Ophiolithanteilen hervorgegangen sind. Die Hauptmasse der fein bis mittelkörnigen Prasinite und Amphibolite repräsentiert teilweise die vulka-

nischen Anteile, stellenweise sind in diesen aber auch strukturelle Reste von Gangsystemen (sheeted dikes) erhalten geblieben, die für Ophiolithe charakteristisch sind (KRAIGER, 1989). Die Geochemie dieser altpaläozoischen Metabasite zeigt vorwiegend Spurenelementgehalte, die auch für rezente Ozeanbodenbasalte typisch sind, und macht eine Entstehung der magmatischen Protolithe in einem ozeanischen Becken wahrscheinlich (STEYRER & HÖCK, 1985; HÖCK, 1993). Die Ergebnisse von Zirkondatierungen an Hornblenditen (v. QUADT, 1992) und SHRIMP-

Einzelzirkon-Datierungen an Gabbroamphiboliten (EICHORN et al., 2001) belegen, dass diese ozeanische Kruste im Unterordovizium bzw. im Kambrium, vor ungefähr 480 bis 540 Ma entstanden ist. Ähnliche Gesteinsabfolgen kommen auch im Grenzgebiet Salzburg/Kärnten vor, wo sie vom Murtal über das Pöllatal bis nördlich des Maltatales einen gut kartierbaren Leithorizont im Hangenden des Storz-Komplexes bilden. Für diese über 200 m mächtigen Gabbroamphibolite mit kleinen Serpentinlinsen wurde jedenfalls eine Parallelisierung mit jenen der mittleren Hohen Tauern in Erwägung gezogen (STADLMANN, 1990).

Die einleitend beschriebenen Metabasitvorkommen der mittleren Hohen Tauern wurden ursprünglich von FRASL

(1958) zur „Habachserie“ gezählt. In der aktuellen Geologischen Karte von Salzburg werden sie jedoch, aus noch näher zu erläuternden Gründen (siehe dazu Legenden-Nr. 209), von der Habach-Gruppe getrennt und gemeinsam mit den zahlreichen anderen altpaläozoischen Amphiboliten des Tauernfensters dargestellt. So z. B. treten etliche kleinere Amphibolitvorkommen, südöstlich des Großvenedigers, in den Riffel-Decken und in der Sonnblickgruppe auf.

Im östlichen Tauernfenster sind zahlreiche weitere Metabasitvorkommen mit großen Mächtigkeiten aus dem Hochalm-Ankogelgebiet und der Reißbeckgruppe bekannt. Ihr genaues Alter und ihre Genese sind aber noch unerforscht

211

### Basisamphibolit-Komplex und Zwölferzug-Komplex Altpaläozoikum–Unterkarbon

*Amphibolit, z. T. hell-dunkel gebändert, Hornblende-Plagioklasgneis, untergeordnet Muskovitaugengneis und Biotit-Plagioklasgneis*

Der Basisamphibolit-Komplex und der Zwölferzug-Komplex (211) unterscheiden sich von den zuvor beschriebenen Metabasiten (212) durch deutliche Anzeichen einer voralpidischen, amphibolitfaziellen Metamorphose. Sie wurden daher gesondert dargestellt. Der Basisamphibolit-Komplex liegt im N und W unmittelbar über dem Zentralgneis des Granatspitzkernes. Der Zwölferzug-Komplex erstreckt sich in E–W-Richtung als ca. 8 km lange und 1 km breite antikinale Aufwölbung zwischen dem äußeren Stubbach- und Felbertal (FRASL & FRANK, 1966).

Grobkörnige, oftmals gebänderte Amphibolite bilden gemeinsam mit Muskovitaugengneisen die Hauptmasse des Zwölferzug-Komplexes. Diese gelten als Musterbeispiele für altkristalline Gesteine in den mittleren Hohen Tauern. Durchschnittlich über 5 mm große, gelblichgrüne Hornblenden mit z. T. braunen Kernen, bis über 3 cm große, einschlusreiche Granate und ehemals anorthitreiche, heute sehr stark gefüllte Plagioklase in den Amphiboliten sowie ebenfalls große, einschlusreiche Granate, Feldspäte und zentimetergroße Muskovite in den Muskovitaugengneisen werden als Relikte der voralpidischen Metamorphose interpretiert (FRASL & FRANK, 1966).

Durchaus ähnliche Amphibolite treten auch im Basisamphibolit-Komplex, unmittelbar über dem Granatspitzkern

auf. Dort sind sie jedoch durch die alpidische Tektonik und Metamorphose stärker überprägt als im Zwölferzug-Komplex.

An den grobkörnigen Granat führenden Amphiboliten des Zwölferzug-Komplexes durchgeführte Zirkondatierungen (v. QUADT, 1992) lassen rund 490 Ma alte magmatische Protolithe (= Ausgangsgesteine) erkennen. Einzelzirkon-Datierungen an den grobkörnigen Amphiboliten des Basisamphibolit-Komplexes hingegen erbrachten perfekt definierte magmatische Bildungsalter von 351 bis 343 Ma (KEBEDE et al., 2003, 2005). Detritische Zirkone aus den Muskovitaugengneisen des Zwölferzuges ergaben ca. 370 bis 340 Ma als maximales Ablagerungsalter ihrer Ausgangsgesteine (LOTH et al., 1997; KEBEDE et al., 2005).

Aufgrund dieser geochronologischen Untersuchungen ist es wahrscheinlich, dass verschieden alte Ausgangsgesteine am Aufbau der beiden Gesteinskomplexe beteiligt sind, diese aber eine zumindest ähnliche variszische Metamorphose erfahren haben. Wegen dieser hohen, voralpidischen Metamorphose (in Amphibolitfazies) zählten FRASL (1958) bzw. FRASL & FRANK (1966) beide Einheiten zum Altkristallin.

210, 209

### Habach-Gruppe (inkl. Kareck-Komplex) Altpaläozoikum–Karbon

*210 Dunkler Phyllit („Habachphyllit“), vereinzelt Graphitquarzit*

*209 Albitgneis, Phyllit, hell, silbrig, Serizitschiefer, Porphyrmaterialschiefer, Biotit-Epidotgneis, Prasinit, Chloritschiefer*

Der von FRASL (1958) geprägte Begriff „Habachserie“ bezeichnete eine km-mächtige Gesteinsabfolge mit bedeutenden Vorkommen dunkler Phyllite („Habachphyllit“), die mengenmäßig aber noch von Anteilen metamorpher magmatischer Gesteine übertroffen werden. Unter Letzteren überwiegen zwar die basischen Metamagmatite deutlich, aber auch Ultrabasite, saure und intermediäre Metavulkanite einschließlich metamorpher pyroklastischer Gesteine sind nicht selten (FRASL & FRANK, 1964). Das klassische Gebiet dieser Gesteinsabfolge befindet sich beiderseits der nördlichsten 3 km des Habachtales. FRASL (1958) hatte den Begriff der „Habachserie“ sehr weit gefasst und diese Abfolge auf Grund eines Vergleiches mit dem Gesteinsbestand der Grauwackenzone ins Altpaläozoikum gestellt, aber auch einen jungpaläozoischen Anteil nicht ausgeschlossen. Die Einbindung eines derartig weit gefassten Begriffs in die moderne lithostratigraphische Nomenklatur stellt ein Problem dar, da schon allein die enorme Zeitspanne der Eduktalter – vom Kambrium oder Ordovizium

bis zum Karbon – mit dem Begriff der Gruppe bzw. der Formation schwierig zu vereinbaren ist. Erschwerend kommen noch die große Bandbreite sehr unterschiedlicher Lithologien und ihre plattentektonisch sehr kontrovers definierten Entstehungsgebiete hinzu. Die Untersuchungen von STEYRER (1983), PESTAL (1983), KRAIGER (1989) und HÖCK (1993) und die geochronologischen Untersuchungsergebnisse von PEINDL & HÖCK (1993), v. QUADT (1992) und EICHORN et al. (2000, 2001) haben eine Unterteilung der ursprünglich als „Habachserie“ definierten Abfolge ermöglicht. Wir unterscheiden heute:

- 1) Kambrische bis ordovizische, metamorphe Ophiolithe (rund 540 bis 480 Ma alt);
- 2) Eine oberdevone bis oberkarbone Abfolge metamorpher, kalk-alkalischer Vulkanite (rund 370 bis 300 Ma alt), deren Edukte in einem Inselbogen oder an einem aktiven Kontinentalrand gebildet wurden;
- 3) Die mit den kalk-alkalischen Metavulkaniten verbundenen Habachphyllite.

Auf der aktuellen Geologischen Karte von Salzburg sind nur die Abfolge der metamorphen kalk-alkalischen Vulkanite und ihre Begleitgesteine (209) sowie die Habachphyllite (210) als **Habach-Gruppe** dargestellt, da diese gemeinsam den geologischen Bau der Typlokalität (= Habachmulde im unteren Habachtal) bestimmen. Die anderen Teile der ursprünglichen „Habachserie“ (FRASL, 1958) entfallen auf die Begriffe Ultrabasit (213) und Metabasit-Komplex (212).

Die kalk-alkalischen Metavulkanite der Habach-Gruppe (209) sind hauptsächlich aus sauren und intermediären Laven und Tuffen (mit rhyolithischer, dazitischer und andesitischer Zusammensetzung) hervorgegangen. Vulkanische Reliktgefüge, wie z. B. pyroklastische Bildungen oder Mandelsteine (ehemalige Gasblasen) sind sehr selten aber doch an manchen Stellen erhalten geblieben (STEYRER, 1983; HÖCK, 1993). Diese Gesteinsgruppe umfasst aber auch das ehemalige „subvulkanische Niveau“. Zahlreiche Gänge und kleinere Intrusivgesteinskörper, die in die altpaläozoischen Ophiolithe intrudierten, sind bekannt (HÖCK et al., 1993). Diese treten z. B. im oberen Hollersbachtal, im mittleren Felbertal und im tektonisch liegenden Teil der Riffel-Decken auf. Bei den Metamagmatiten der Habach-Gruppe handelt es sich um lithologisch recht abwechslungsreiche Gesteine. Albitgneise, Epidot-Albitgneise, Biotit-Epidotgneise und Porphyroide treten ebenso auf wie Chloritschiefer, Metaagglomerate und Prasinite. Die Metavulkanite zeigen vielfältige Übergänge in Gesteine, die sich von Tuffiten und feinklastischen Sedimenten ableiten

lassen. Dabei handelt es sich um Serizit-Chloritschiefer, Serizitschiefer und helle, grünlich bis silbrige Phyllite.

Der **Habachphyllit (210)**, ein feinblättriger, dunkler (meist mittelgrauer) Phyllit, repräsentiert den wichtigen, sedimentogenen Teil der „Habachserie“ FRASLS (1958). Diese dunklen Phyllite treten nur in manchen Bereichen in reiner Form auf. Oft enthalten sie auch Fremdgesteins einschlüsse. Diese meist geringmächtigen Quarz-Albitschiefer-, Epidot-Albitschiefer- oder Chloritschieferlagen weisen auf tuffogene Einlagerungen in den tonigen Edukten hin. Phengit, Biotit und Quarz sind die Hauptgemengteile des Habachphyllits. Die mittelgraue Färbung der Habachphyllite ist meist auf einen hohen Ilmenitgehalt (bis zu 7 Vol.-%) zurückzuführen. STEYRER (1983) sieht die Ursache dieses hohen Gehalts in der Beimengung von tuffitischem Material. Bereichsweise besitzt der Phyllit auch beträchtliche Graphitgehalte, die ihn dunkelgrau oder schwarz färben. Aus diesen Bereichen sind auch gering mächtige (max. 5 m) Graphitquarzit-Einschaltungen bekannt.

Der **Kareck-Komplex (209)** tritt lediglich in der Lieserbergengruppe in den östlichen Hohen Tauern auf. Die Bezeichnung geht auf die „Kareckserie“ von EXNER (1971b) zurück, der diese Gesteine „nach dem schönen, westlich des Katschberges gelegenen Aussichtsgipfel“ benannte. EXNER vermutete, dass diese Gesteine aus regressiv metamorphen, stark tektonisierten (ehemals alkristallinen) Gesteinen des Storz-Komplexes (214) entstanden, schließt aber die Beteiligung von paläozoischen Schiefen und Prasiniten, „der Habachserie FRASLS (1958) vergleichbar“, nicht aus.

208

### Murtörl-Formation und Draxel-Komplex Jungpaläozoikum

*Schwarzschiefer, dunkler Albit- und Biotitblastenschiefer mit gradiertem Schichtung und Lagen von Metavulkanit, Graphitquarzit*

Die jungpaläozoischen Metasedimente des **Draxel-Komplexes (208)** und äquivalente Gesteine bilden im Tauernfenster eine weit verbreitete lithostratigraphische Einheit. Diese wurde bisher in der geologischen Literatur zumeist nur unter lokal gebräuchlichen, informellen Begriffen beschrieben. CHRISTA (1931) bezeichnete sie bei seiner Kartierung des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen als „Furtschagelschiefer“. In der Granatspitzgruppe der mittleren Hohen Tauern beschrieben CORNELIUS & CLAR (1939) diesen Gesteinskomplex als Schiefer mit Biotitporphyroblasten. In den östlichen Hohen Tauern wurden sie von ANGEL & STABER (1952) als Glimmerschiefer des Woiskentypus benannt. Die in der aktuellen geologischen Karte verwendete Bezeichnung Draxel-Komplex geht auf EXNER (1971a, 1980b) zurück, der diese Gesteine aufgrund ihrer typischen Ausbildung im Kammbereich Draxelnock – Klampfererköpfel (in der östlichen Hochalmgruppe gelegen) „Draxel-Serie“ nannte. Es handelt sich jedenfalls um eine durchaus abwechslungsreich ausgebildete lithologische Einheit, die vorherrschend aus mittelgradig metamorph überprägten, ehemaligen pelitischen und psammitischen Sedimenten (z. T. sind noch Gradierungen erkennbar) und vulkanischen Zwischenlagen besteht. Der häufigste Gesteinstyp ist ein dunkler, lagenweise graphithaltiger Biotitblastenschiefer mit wechselndem, aber durchwegs hohem Quarz- und Feldspatgehalt. Daneben sind noch dunkle Phyllite, Graphitquarzite, Granatglimmerschiefer, untergeordnet auch Prasinitische, Metaagglomerate und Orthogneislagen am Aufbau dieses Gesteinskomplexes beteiligt. Typisch sind auch zyklische Wechsellagerungen zwischen den dezimeterdicken dunklen Biotitblastenschiefern und den zentimeterdünnen dunklen Phyllitlagen. Durch die schon eingangs erwähnten lokal beobachtbaren Gradierungen (z. B. in den „Furtschagelschiefern“ der Greinermulde in den Zillertaler Alpen oder in den „Biotitporphy-

roblastenschiefern“ der Granatspitzhülle in den mittleren Hohen Tauern) drängt sich eine Korrelation dieser Metasedimente mit unterkarbonen Flysch-Formationen förmlich auf. Diese schon lange vermuteten stratigraphischen Vorstellungen konnten jüngst durch geochronologische Untersuchungen bestätigt werden. Zahlreiche Einzelkorndatierungen an detritischen Zirkonen aus den Metasedimenten und an Zirkonen aus den vulkanischen Einlagerungen (KEBEDE et al., 2003; LERCHBAUMER, 2008) lassen ein maximales Sedimentationsalter von 355 bis 370 Ma für diesen Gesteinskomplex erkennen.

Mehrere lithologische Analogien zum Draxel-Komplex zeigt auch die **Murtörl-Formation (208)** des östlichen Tauernfensters. Der Begriff der Murtörl-Formation geht auf die von EXNER (1971b, 1983, 1989, 1990) definierte „Murtörlserie“ zurück. Sie besteht vorwiegend aus Schwarzschiefern, d. h. dunklem, meist kalkfreiem Phyllit und dunklen Albitblastenschiefern mit volumetrisch enormer Albitblastese. An den südexponierten Hängen des oberen Murtales erreicht sie infolge tektonischer Anschuppung eine maximale Mächtigkeit von 1400 m, am Ostrand des Tauernfensters ist sie jedoch auf weniger als 100 m Mächtigkeit reduziert. Die Albitblasten erreichen mehrere mm Durchmesser. Sie sind spätkinematisch im Zuge der alpidischen Metamorphose gewachsen. Derivate eines basischen Vulkanismus treten in Form von Prasiniten und Chloritschiefern auf (EXNER, 1983). In der gesamten Murtörl-Formation treten aber im Gegensatz zum eingangs beschriebenen Draxel-Komplex keine granitischen oder aplitischen Intrusionen auf. Daher dürfte die Sedimentation ihrer Protolithen erst nach der variszischen Intrusion der Zentralgneise erfolgt sein. EXNER (1971b, 1983, 1989, 1990) vermutet Jungpaläozoikum (Oberkarbon–Perm). Die stratigraphische Einstufung der Formation ist aber noch nicht definitiv geklärt.

207, 206  
205, 204

## Zentralgneis

### Jungpaläozoikum

207 *Granosyenitgneis*

206 *Tonalitgneis, Granodioritgneis*

205 *Granitgneis, untergeordnet Granodioritgneis*

204 *Aplitgranitgneis und Leukogranitgneis (S Rotgülden mit Dioritschollen)*

Der übergeordnete Sammelbegriff **Zentralgneis** ist seit den Anfängen der geologischen Erforschung der Hohen Tauern eingeführt. Diese Bezeichnung wird für alle sauren bis intermediären, metamorphen, mehr oder weniger deformierten bzw. geschieferten plutonischen Gesteine verwendet. Es sind Zentralgneise mit aplitischer, granitischer, granodioritischer, tonalitischer und granosyenitischer Zusammensetzung bekannt. Die größeren, regional zusammenhängenden Vorkommen werden als Zentralgneiskerne bezeichnet. Im generellen Ostalpenquerschnitt sind diese, beurteilt nach den heutigen Aufschlussverhältnissen, die tektonisch tiefsten Anteile der Ostalpen. Nach heutigem Kenntnisstand handelt es sich um variszische, multiple Intrusionen. Zirkon-Datierungen (CLIFF, 1981; FINGER & V. QUADT, 1993; EICHHORN et al., 2000; KEBEDE et al., 2003, 2005) zeigen, dass die magmatische Tätigkeit den Zeitabschnitt von rund 340 bis 300 Ma betraf. Diese Daten weisen auf einen ersten Höhepunkt im höheren Unterkarbon bzw. im tieferen Oberkarbon hin. Weiters wurden in einigen Fällen die Zentralgneise bereits variszisch metamorph und tektonisch deformiert. Dies belegen bestens untersuchte Intrusionsabfolgen in mehreren Gebieten des Tauernfensters (KARL, 1959; HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989). In ihrer Gesamtheit wurden die Zentralgneise während der alpinen Gebirgsbildung wiederum tektonisch deformiert und intensiv metamorph überprägt (Tauernkristallisation). Ihr alter variszisch-plutonischer Mineralbestand hat sich weitgehend den P-T-Bedingungen der Tauernkristallisation angepasst. So hat sich z. B. die Zusammensetzung der Plagioklasse deutlich gegenüber ihren ursprünglichen Anorthitgehalten verändert. Sie sind z. T. stark gefüllt, wobei zahlreiche Mikrolithe von Epidot/Klinozoisit und Hellglimmer, aber auch Granat oder Karbonat auftreten.

Die **Aplitgranit- und die Leukogranitgneise (204)** sind innerhalb der Zentralgneise sehr markante Gesteine, bilden aber meist sehr kleine und nur sporadisch zusammenhängende Intrusivgesteinskörper. In der aktuellen Geologischen Karte konnten daher nur wenige exemplarisch ausgewählt und dargestellt werden.

Im Bereich der östlichen Hohen Tauern betrifft dies den Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden. So benannte EXNER (1982) einen Metaaplitgranit mit Schollen von Granodioritgneis, der sich in der Hafnergruppe vom Rotgüldental zum Kar des Lanischsees erstreckt. Das Gestein besteht zu über 95 % aus leukokrater Metaaplit bis mittelkörnigem Granitgneis und zu lediglich 5 % aus dunklen Schollen des teilweise aufgelösten Altbestandes. Die Schollen weisen meist granodioritische Zusammensetzung auf, zeigen aber teilweise gabbroide Strukturelemente.

Kleine, scharf begrenzte Intrusivkörper aus hellem, aplitischem Metagranit (Reichenspitze [KARL, 1961]) treten innerhalb des Tuxer Kerns im Krimmler Achenal und im Gebiet der beiden Sulzbachzungen auf (FINGER et al., 1993).

Einige leukokrate, feinkörnige Intrusivgesteinskörper, die am Ostrand des Venedigerlappens die anatektischen Strukturen der Riffel-Decke durchschlagen, wurden von SCHERMAIER (1991) als Ausläufer der Metaplutonite des Zillertaler-Venediger-Kernes interpretiert. Zu den hellen feinkörnigen Varietäten dieser Intrusivgeneration zählen zahlreiche Aplitgneise und der leukokrate, granodioritische Weißeneck-Dichtensee-Gneis (FUCHS, 1958).

Die Hauptmasse der Zentralgneise, sicher über 70 %, besteht aus **Granit- bis Granodioritgneisen (205)**. Sie bau-

en praktisch den gesamten Granatspitzkern, den Gößkern und den Sonnblickkern auf, überwiegen auch im Hölltor-Rotgülden-Kern und im Hochalmkern deutlich vor anderen Metaplutoniten und bilden im westlichen Tauernfenster ca. 80 % des Tuxer Kernes sowie den gesamten Ahornkern.

Der aus oftmals stark deformierten, meist grobkörnigen, hellen Granit- bis Granodioritgneisen („Augen- und Flasergneise“) bestehende Tuxer Kern wurde von KARL (1959) beispielhaft petrographisch untersucht und kartiert.

Der Granatspitzkern, ein mehrere Kilometer großer Pluton, besteht vorwiegend aus hellen, mittel- bis grobkörnigen, mehr oder weniger porphyrischen Zweiglimmer-Metagraniten (FINGER et al., 1993), aus denen Pseudomorphosen nach Cordierit bekannt wurden (FRASL, 1967). Auch innerhalb der Riffel-Decke, die tektonisch über dem Granatspitzkern liegt, treten mehrere Zentralgneiskörper mit granitischer Zusammensetzung auf – z. B. der helle, grobkörnige Felbertauern-Augengneis oder der Knorrkogelgneis mit seinen bis zu mehreren Zentimetern großen Kalifeldspäten.

Der Sonnblickkern besteht hauptsächlich aus grobkörnigen, oft porphyrischen Metagraniten (EXNER, 1964).

Weitere Zentralgneisgebiete des östlichen Tauernfensters, der Hochalm-, der Hölltor-Rotgülden-Kern und der Siglitzlappen umfassen eine Vielzahl unterschiedlicher Zentralgneisvarietäten, deren relative Altersstellung erst in Teilbereichen geklärt ist (HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989; HAUNSCHMID, 1993). Zu den granitischen bis granodioritischen Typen gehören z. B. der straff geschieferte „Großelendflasergranit“, der flächenmäßig weit verbreitete, meistens grobkörnig-massige „Hochalmporphyrgranit“ mit seinen oft mehrere Zentimeter großen, idiomorphen Kalifeldspäten, der feinkörnigere „Kölnbreinleukogranit“ sowie der grobporphyrische „Prossauergranit“.

Der Gößkern befindet sich in der südöstlichen Ecke des Tauernfensters. Grob charakterisiert handelt es sich bei diesem Zentralgneiskörper um einen variszischen Pluton, der einen granitischen Innenbereich und einen granodioritischen Rand aufweist. EXNER (1980b) erkannte die durch magmatische Differenzierung verursachte Zonierung und dokumentierte die entscheidenden Erkenntnisse über die relativen Altersbeziehungen der Gößgranitoide.

**Tonalit- und Granodioritgneise (206)** bilden im Zillertaler Kern und im Tuxer Kern (westliches Tauernfenster) sowie im Hochalmkern (östliches Tauernfenster, Hochalm-Ankogel-Gruppe, Maltatal) größere zusammenhängende Körper. Der Tonalit- bis Granodioritgneis des Maltatales bildet einen großen, flach lagernden, lakkolithischen Intrusionskörper, der zeitlich nach dem „Großelendflasergranit“ aber noch vor dem „Hochalmporphyrgranit“ und dem „Kölnbreinleukogranit“ intrudiert ist (HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989). Er ist ein massiges bis schlieriges, mittelkörniges Gestein mit nahezu schwarzen Biotitaggregaten, weißen Plagioklasleisten und Quarznestern. In den granodioritischen Partien kommen auch bis zu zentimetergroße Kalifeldspäte vor. Innerhalb des Tonalits treten gelegentlich Schollen von Diorit (mit Hornblende) auf. Ansonsten fehlt diesen Orthogneisen jedoch die Hornblende.

Der Zillertaler Kern und seine unter dem Namen Venedigerlappen bekannte südöstliche Verlängerung bestehen zu einem großen Teil aus Metatonaliten, Metagranodioriten und stärker verschieferten Tonalit- und Granodioritgneisen (KARL, 1959; SCHMIDEGG, 1961; FINGER et al., 1993). Darin befinden sich zahlreiche basische Schollen des einstigen

Nebengesteins. Die Tonalitgneise dieser Vorkommen führen auch verbreitet Hornblende (BESANG et al., 1968).

Der **Granosyenitgneis (207)** tritt am S- und E-Rand des Siglitzlappens entlang der Naßfelder Ache und im Gebiet der Romatespitze (2695 m) NW Mallnitz auf. Es handelt sich um ein schwarzweiß gesprenkeltes, mittelkörniges, gelegentlich massiges, meistens jedoch geschiefertes Gestein mit vielen basischen Schollen (EXNER, 1957), das von BECKE (1912) als Syenitgneis bezeichnet wurde. FINGER et al. (1993) sprechen von einem syenitischen bis monzoniti-

schen Metagranitoid. Typisch für den Granosyenitgneis sind der geringe Quarzgehalt und das Vorherrschen von Kalifeldspat gegenüber dem Plagioklas. Makroskopisch fallen die großen weißen Alkalifeldspate auf. Anstatt Hornblende findet man meistens deren Pseudomorphosen, welche aus Biotit und Epidot bestehen, aber auch stofflich erhaltene Hornblende kommt gelegentlich vor. Innerhalb des Granosyenitgebiets trifft man immer wieder auf Bänke und Schollen dunkler, feldspatarmer Amphibolite, deren Hornblende oft durch Biotit und Epidot ersetzt ist.

203

### Maurertal-Formation Oberkarbon

*Graphitischer Glimmerschiefer, z. T. Konglomeratlagen*

Südwestlich des Großvenedigers (3674 m) befindet sich im „Altkristallin“ des oberen Maurertales (Komplex der Alten Gneise; 214) eine muldenförmige Einlagerung von schwarzen graphitischen Glimmerschiefern (= **Maurertal-Formation; 203**). Diese unterscheiden sich lithologisch und durch ihre einphasig tauernkristalline Metamorphose deutlich von den umgebenden polymetamorphen, altkristallinen Gesteinen (PESTAL et al., 1999). Die Graphitschiefer bestehen aus reichlich Graphit, Quarz, Plagioklas, Hellglimmer und Biotit. Selten wechseln sie mit Lagen von ebenfalls graphitreichen Quarzkonglomeraten und Granatglimmerschiefern. Durch seine dunkle, fast schwarze Farbe hebt sich der gesamte Gesteinszug bereits in der Landschaft optisch vom deutlich helleren Komplex der Alten Gneise ab.

Nachdem bereits SCHMIDEGG (1961) ein karbonates Eduktalter dieser Formation in Erwägung gezogen hatte, fand ungefähr 30 Jahre später R. MENGE, ein Student der Technischen Universität Berlin, im oberen Maurertal ein Rollstück von Graphitschiefer mit dem Abdruck eines Blattfragments (FRANZ, MOSBRUGGER & MENGE, 1991). Im September 1997 unternahm Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt (Wien) eine systematische Suche im Umkreis

des Fundortes und fanden an der östlichen Talseite in 2650 m SH eine nur 10 cm dicke, anstehende Graphitlage mit zahlreichen Pflanzenfossilien. Die entsprechende Florenliste wurde von PESTAL et al. (1999) veröffentlicht: cf. *Calamites* sp.; *Cyperites bicarinatus* LINDLEY & HUTTON, 1832; *Lepidodendron* cf. *dissitum* SAUVEUR; *Pecopteris* sp.; *Alethopteris* sp.; *Neuropteris* sp.; *Sphenopteris nummularia* GUTBIER, 1835; *Cordaites* sp.; *Cordaites principalis* (GERMAR, 1848) GEINITZ, 1855; cf. *Cardiocarpus* sp. Diese fossile Flora enthält zwar keine Leitfossilien, welche die eindeutige Zuordnung zu einer chronostratigraphischen Stufe erlauben würden, sie ermöglicht aber immerhin die Einengung des Sedimentationsalters auf („Westfal“ bis „Stefan“) oberes Karbon. Das Vorkommen von *Cordaites principalis* weist sogar auf höheres „Westfal“ als untere Altersgrenze hin.

Als Ausgangsmaterial der Maurertal-Formation kommen limnisch-fluviale Sedimente eines intramontanen Beckens in Frage (PESTAL et al., 1999). Diese Sedimente bestanden wahrscheinlich aus kohlereichen Tonschiefern mit einigen wenigen Sandstein- und Konglomeratlagen. Im Hangenden der Maurertal-Formation folgen Arkosegneise mit bis zu kindskopfgroßen Gneisgeröllen, die zur Wustkogel-Formation (201) überleiten.

202

### Porphyrmaterialschiefer-Formation Perm

*Porphyrmaterialschiefer, Geröllgneis, Arkosegneis*

Die **Porphyrmaterialschiefer-Formation** ist bezüglich ihrer stratigraphischen Einstufung der Wustkogel-Formation (201) äquivalent, unterscheidet sich jedoch recht deutlich in lithologischer Hinsicht. Um diesem Umstand Rechnung zu tragen, wurde auch keine Veränderung des Namens „Porphyrmaterialschiefer“ vorgenommen, der von OHNESORGE als Kartierungsbegriff eingeführt wurde (siehe HAMMER, 1936) und sich in der geologischen Literatur des Tauernfensters etabliert hat.

Diese Gesteinsformation tritt am Nordrand des westlichen Tauernfensters auf und erreicht im Gerlostal eine Mächtigkeit von ungefähr 500 m. Sie besteht aus hell- bis dunkel-graugrünen, porphyrischen Arkosegneisen, aus Grauwacken mit reichlich Gesteinsbruchstücken und lokal vorkommenden zentimetergroßen Geröllen sowie aus feldspatreichen Glimmerschiefern. Örtlich sind auch geringmächtige Grünschiefer eingeschaltet. Da schon während der Ablagerung dieser Gesteine eine enge Durchmischung von vulkanischem und terrigenem Material stattgefunden

hat, gibt es alle Übergänge zwischen harten, splittrig brechenden Porphyroiden und den stärker verschieferten Arkosegneisen. Die klastischen bzw. vulkanogenen Komponenten bestehen vorwiegend aus Plagioklas, gefolgt von Quarz und Alkalifeldspat, wobei die Quarze mit Korrosionsbuchten und Resorptionsschlüchen zweifellos vulkanischen Ursprungs sind (POPP, 1984; THIELE, 1974).

Die Zirkonpopulation eines Metavulkanits aus dem Tuxer Tal bei Mayrhofen wurde von SÖLLNER et al. (1991) untersucht. An den untersuchten Zirkonen war ein mehrphasiges, aber kogenetisches Wachstum erkennbar. Das U-Pb-Alter der Probe lag bei  $284 \pm 3$  Ma und wurde als Extrusionsalter interpretiert. Mit diesen Daten gut korrelierbare Alterswerte von  $283 \pm 11$  Ma erbrachte die geochronologische Untersuchung der südwestlich von Uttendorf (Oberpinzgau) auftretenden Porphyroide des Sturmmansecks (LOTH et al., 1997). Das schon früher (MILLER et al., 1984) aus lithofaziellen Vergleichen vermutete jungpaläozoische Alter der Formation ist somit erwiesen.

201

### Wustkogel-Formation Perm–Untertrias

*Phengitquarzit, Arkosegneis*

In den mittleren Hohen Tauern wurden die siliziklastischen Metasedimente des Perms und der Untertrias nach

dem typischen Vorkommen am Wustkogel östlich der Großglockner-Hochalpenstraße von FRASL (1958) als

„Wustkogelserie“ bezeichnet. Hier in der klassischen Lokalität der Seidlwinkl-Decke bildet die **Wustkogel-Formation** den Kern einer großen liegenden Faltenstruktur. Den permischen Anteil ihres Gesteinsbestandes vertreten helle Arkosequarzite bis Arkosegneise, die z. T. Quarzporphyriderivate enthalten, und grünlichweiße Phengitquarzite. Horizonte mit Porphyroid- und Gneisgeröllen, wie z. B. im Baumgartlkar, unter der Hummelwand oder westlich unter dem Wustkogel, markieren ihre stratigraphische Basis, wie FRASL & FRANK (1966) vermuteten. Entsprechende grobklastische Konglomerate sind einem der Kartenblattbearbeiter (G. PESTAL) auch aus dem oberen Maurertal bekannt. Sie überlagern hier die Maurertal-Formation (203) im Hangenden und sind stratigraphisch ins Oberkarbon bzw. ins Perm einzustufen. Aufgrund dieser Geländesitua-

tion ist nun die bislang vermutete stratigraphische Untergrenze der Wustkogel-Formation gesichert. Der stratigraphisch höhere, in die Untertrias gestufte Anteil dieser Formation besteht aus weißen bis blassgrünen, feinkörnigen, dünnplattigen Quarziten. TOLLMANN (1977) gibt auch geringmächtige Rötschiefer (helle Serizitschiefer mit dünnen Rauwackebändern) an.

Lithologisch ähnliche Gesteine, deren stratigraphische Position jener der Wustkogel-Formation analog ist, wurden von EXNER (1971b, 1989, 1990) aus dem östlichen Tauernfenster beschrieben. Es handelt sich dabei um Arkosegneise, Arkosequarzite, Albitblastenschiefer und weiße bis grünliche plattige Quarzite. Diese bauen den liegenden Teil der „Schrovinserie“ auf, der von EXNER (1990) als Äquivalent der Wustkogel-Formation aufgefasst wurde.

200, 199

### Seidlwinkl-Formation Mittel- und Obertrias

200 *Kalkmarmor, zuckerkörnig, weiß und dunkelgrau, z. T. gebändert; Dolomitmarmor, massig-bankig, gelblich und hellgrau-dunkelgrau*  
199 *Rauwacke, untergeordnet Gips*

Das klassische Gebiet der **Seidlwinkl-Formation** befindet sich zwischen dem Seidlwinkltal und dem hinteren (südlichen) Fuschertal, an der Scheitelstrecke der Großglockner-Hochalpenstraße. Diese heute in der Tauernliteratur gebräuchliche und auch in der Stratigraphischen Tabelle von Österreich verwendete lithostratigraphische Bezeichnung wurde ursprünglich von CORNELIUS & CLAR (1939) als Name einer tektonischen Einheit der „Seidlwinkl-Decke“ verwendet. Dabei handelt es sich um eine kilometergroße Liegendfaltenstruktur, deren Faltenkern aus Wustkogel-Formation (201) besteht. Ihre Falten-schenkel und der Falten-scheitel sind aus mächtigen Marmoren und Rauwacken aufgebaut. FRASL & FRANK (1964, 1966) bzw. FRANK (1969) etablierten die „Seidlwinkltrias“ als lithostratigraphische Einheit.

Sie besteht aus metamorphen Karbonatgesteinen, die aus seichtmarinen Kalken, Dolomiten und Rauwacken hervorgegangen sind. Diese Autoren dokumentierten dabei folgendes Normalprofil der Kalk- und Dolomitmarmore (200) und der Rauwacken (199): Über dem plattigen, weißen bis blassgrünen Quarzit der Untertrias (obere Wustkogel-Formation) folgt manchmal ein dünner Horizont aus sandig-schiefriger Rauwacke. Diese Rauwacke wird jedoch meist von einem grünlich-silbrigen Phyllitfatschen führenden Horizont im hellen, oft weißen basalen Kalkmarmor ersetzt. Darüber lagert relativ mächtiger z. T. hellgrau gebänderter, zuckerkörniger Kalkmarmor (?Anisium). Danach folgen graue Dolomite, dünner Dolomitschlierenkalk und Bänderdolomitlagen (?Ladinium). Abgesehen von einem weiteren obersten, grauen Dolomithorizont, dominieren mächtiger, gelblicher Glimmerdolomit und Rauwacke mit untergeordnet Gips den stratigraphisch hangenden Teil der Seidlwinkl-Formation (?Karnium). Die höhere Obertrias (Norium und Rhätium) ist nicht mehr karbonatisch bzw. evaporitisch, sondern siliziklastisch entwickelt (siehe Piffkar-Formation; 198). Die primäre Mächtigkeit der

Karbonatgesteine der Seidlwinkl-Formation betrug maximal ca. 200 m.

In der aktuellen Geologischen Karte von Salzburg sind auch viele andere, meist kleine Vorkommen der Seidlwinkl-Formation verzeichnet. Eines der interessantesten befindet sich im Oberpinzgau. Ein Karbonatgesteinszug verläuft als schmales Band in E-W-Richtung zwischen dem Kapruner Tal und dem Stubachtal. Er überlagert Habach-Gruppe (209) und Wustkogel-Formation (201) am Nordrand des mittleren Tauernfensters. In diesem Bereich ist die Seidlwinkl-Formation im Vergleich zur Typlokalität merklich schwächer metamorph. Hier wurden die Dolomite lediglich spröde deformiert und die lithologische Ausbildung der Kalkmarmore ist wesentlich vielfältiger und bunter als im Originalgebiet. Es wechseln nicht nur weiße bis hellgraue, sondern häufig auch dunkelgraue, recht dick gebankte Kalkmarmore mit den Dolomiten und Rauwacken. Darüber hinaus erwies sich ein dunkelgrauer, mitteltriadischer Dolomit dieses Gebietes als fossilführend. Im Dietersbachtal süd-östlich von Niedersnill fand BOROWICKA (1966) gut erhaltene Dasycladaceen, die von E. OTT anhand des Schlimm-materials als *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL) bestimmt werden konnten (siehe TOLLMANN, 1977, S. 22f.). Diese Art ist nach heutigen stratigraphischen Vorstellungen für das Ladinium charakteristisch.

Die mächtigen, karnischen Rauwacken des Originalgebietes der Seidlwinkl-Formation wurden, wie bereits einleitend erwähnt, in der aktuellen Geologischen Karte mittels Übersignatur (199) separat gekennzeichnet. In diesen Rauwackehorizonten befinden sich einige wenige, markante Fundstellen von Gips, wie z. B. am Kendlkopf (2587 m) beobachtet werden kann. Auch im östlichen Tauernfenster gibt es Vorkommen von triadischer Rauwacke (EXNER, 1983, 1989, 1990). Sie sind jedoch wesentlich kleiner bzw. geringer mächtig als jene der klassischen „Seidlwinkltrias“ und auf dieser Karte nicht dargestellt.

198

### Schwarzkopf-Formation, „Lias“ und Piffkar-Formation Obertrias

*Graphitischer Schiefer, verbreitet mit Chloritoid, z. T. mit Disthen, Quarzit, schwarz-weiß gebändert; Chloritoidschiefer, hell, Quarzit, plattig-massig, hell*

Der Begriff der **Schwarzkopf-Formation** geht auf CORNELIUS & CLAR (1939) zurück, welche die Bezeichnung „Schwarzkopffolge“ für eine charakteristische Formation am Schwarzkopf (2765 m), bestehend aus einer innigen

Wechsellagerung von schwarzen und weißen, z. T. gebänderten karbonatfreien Quarziten mit schwarzen, graphitisch pigmentierten Phylliten und Chloritoidschiefern, geprägt haben. Durch Infiltration von Limonit sind die Quarzi-

te manchmal auch gelblich gefärbt. Die schwarzen Phyllite färben graphitisch ab und haben serizitische Schichtflächen. Ebenfalls durch Graphit schwarz gefärbt sind die Chloritoidschiefer und Chloritoidphyllite, abgesehen davon aber den hellen Chloritoidschiefern der Piffkar-Formation durchaus ähnlich. Die schwarzen Chloritoide erreichen bis zu 3 mm Durchmesser, bleiben aber oft unter 0,5 mm groß. Disthen führende Chloritoidschiefer (= Rhätizit-Chloritoidschiefer nach CORNELIUS & CLAR [1939]) kommen z. B. bei der Edelweißspitze (2577 m) an der Großglockner-Hochalpenstraße und im Krumtal bei der Rohrmooseralm vor. Auf den Schichtflächen sind sie voll von schwarzen, bis über 1 cm langen und ca. 1 mm breiten Disthennadeln. Das Grundgewebe besteht auch hier aus feinschuppigem Helliglimmer und fallweise etwas Quarz. Disthen und Chloritoid entstanden während der Tauernkristallisation und befanden sich im thermodynamischen Gleichgewicht.

Nur wenige Meter mächtige, mit der Schwarzkopf-Formation lithologisch vergleichbare Gesteine überlagern im Gerlosgebiet den Ahornkern. Sie wurden nahe der westlichen Blattschnittgrenze des aktuellen Kartenblattes, am Grat zwischen dem Wimmer- und dem Schönachtal, verzeichnet. Nach THIELE (1974) handelt es sich um graphitische Phyllite, feinfächerigen Graphitquarzit, Rhätizitquarzit, hellen, meist mittelkörnigen, Turmalin führenden Quarzit sowie um hellgelben bis bläulichgrauen, meist gelbbraun anwitternden Quarzmarmor. Diese Gesteine bilden hier das Liegende der Hochstegen-Formation und wurden

vom zuvor genannten Autor als „Hochstegenkalk-Basisserie“ bezeichnet.

Im stratigraphisch Liegenden der Schwarzkopf-Formation treten stets siliziklastische Metasedimente auf, die sich von dieser durch helle Farbtöne bzw. das weitgehende Fehlen von graphitischem Pigment unterscheiden. Es handelt sich um plattige bis massige, helle Quarzite und um helle, silbrig glänzende Chloritoidphyllite (mit millimeterkleinen, schwarzen Punkten = Chloritoid), die nach FRASL & FRANK (1964) stratigraphisch den Quartenschiefern (Obertrias) entsprechen. Einer freundlichen, mündlichen Anregung von Prof. Volker HÖCK folgend wollen wir diese als **Piffkar-Formation** bezeichnen. Sie bildet den untersten Teil des in der nördlichen Glocknergruppe zwischen der Edelweißspitze (2577 m) und dem Kendlkopf gelegenen Piffkars und kann hier entlang der sogenannten Piffkarschneid (= südliche Begrenzung des Piffkares) in prächtigen Aufschlüssen studiert werden.

Die beobachtete Gesamtmächtigkeit der Piffkar-Formation liegt meist unter 50 m. Die hellen Quarzite der Piffkar-Formation sind im Gegensatz zu den ebenfalls hellen Quarziten der Brennkogel-Formation stets karbonatfrei. Die Abgrenzung der Piffkar-Formation gegenüber den Marmoren und Rauwacken der Seidlwinkl-Formation (199 bzw. 200) des stratigraphisch Liegenden und gegenüber dem mutmaßlichen Lias der stratigraphisch hangenden Schwarzkopf-Formation ist im Gelände immer sehr deutlich.

197

### Silbereckmarmor-Gruppe (inkl. Angertalmarmor und Modereckmarmor) Mitteltrias und „Malm“

*Kalkmarmor, hell, untergeordnet Dolomitmarmor und Rauwacke*

Als „Silbereckserie“ bezeichnete EXNER (1939, 1971a, 1982, 1983) eine Abfolge postvariszischer Metasedimente, die primärstratigraphisch dem spätvariszisch erodierten Granitpluton der Hafnergruppe aufliegt. Ihren Namen hat sie nach dem Silbereck (2804 m) östlich der Rotgüldenseen, wo sie am vollständigsten entwickelt ist. Sie umfasst eine geringmächtige basale Abfolge (?Oberkarbon bis Untertrias) aus Graphitquarzit, Geröllquarzit, Arkosequarzit und sog. „Lantschfeldquarzit“, darüber kompakte Karbonatgesteine und schließlich Bündnerschiefer. Die Karbonatgesteine umfassen einen liegenden Dolomitmarmor und einen hangenden Kalkmarmor. Die primäre Mächtigkeit der Dolomitmarmore der „Silbereckserie“ wird von EXNER (1983) mit einigen Meterzehnern angegeben; infolge tektonischer Anschoppung können es bis zu 200 m sein. Es überwiegt feinkörniger weißer Dolomitmarmor. Seltener ist grauer Dolomitmarmor mit weißen Dolomitmobilitäten. Der Kalkmarmor, der das stratigraphisch Hangende des Dolomitmarmors bildet, weist eine deutliche Bankung und Bänderung auf. Seine Mächtigkeit ist ähnlich wie jene des Dolomitmarmors. Es handelt sich im N vorwiegend um dunkelgrauen bituminösen Kalkmarmor und im S um eher grobkörnigen weißen Kalkmarmor. Dieser aus Karbonatgesteinen bestehende Mittelabschnitt der „Silbereckserie“, der von EXNER (1983) noch zur Gänze als Trias interpretiert wurde, ist auf Grund neuer, erst kürzlich veröffentlichter Fossilfunde (HÖFER & TICHY, 2005) von der Typlokalität am Silbereck größtenteils in den Oberjura einzustufen (= **Silbereckmarmor-Gruppe**) und daher keinesfalls als stratigraphisches Äquivalent der Seidlwinkl-Formation aufzufassen. Albert STRASSER und Georg ZAGLER fanden mehrere Fossilien im Silbereckmarmor der Typlokalität. Anhand dieser Funde und weiterer Aufsammlungen durch HÖFER & TICHY (2005) gelang die zweifelsfreie Einstufung des Silbereckmarmors in den oberen Jura

(„Malm“). Gefunden wurden zahlreiche Korallenstöcke (Actinastreaeidae gen. et sp. indet.) sowohl im Schutt als auch im anstehenden Fels (Dolomitmarmor) in unmittelbarer Nähe des Zentralgneises, der das primärstratigraphische Grundgebirge bildet. Ein stark verzerrter, unvollständiger, aus Kalkmarmor bestehender Steinkern eines Ammoniten (Perisphinctidae STEINMANN 1890, gen. et sp. indet.) und Crinoidenstielglieder fanden sich auf einer umgelagerten Gesteinsplatte. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die Korallen im Dolomitmarmor vorkommen, dessen triadisches Alter als relativ sicher gegolten hatte.

Da diese stratigraphischen Ergebnisse in der redaktionellen Schlussphase bei der Druckvorbereitung der Geologischen Karte von Salzburg noch nicht in vollem Umfang bekannt waren, konnten Sie bei der Karten- und Legendengestaltung nur insofern berücksichtigt werden, als in der Silbereckmarmor-Gruppe (inkl. Angertalmarmor und Modereckmarmor) die Karbonatgesteine der mutmaßlichen Mitteltrias und des Oberjuras gemeinsam dargestellt wurden. Es ist daher wichtig zu wissen, dass ein wesentlicher Teil der Silbereckmarmore der Hafnergruppe in den Oberjura zu stellen und als stratigraphisches Äquivalent der Hochstegen-Formation zu betrachten ist. FRISCH (1975) hat die „Hochstegenfazies“ mit der „Grestener Fazies“ (Ultrahelvetikum bzw. Helvetikum i.w.S.) verglichen. Der Unterjura (Lias) der Gresten-Formation besteht aus Arkosen, Quarzsandsteinen, Schiefertönen mit Kohlenflözen sowie aus quarzsandigen dunklen Kalken und weist eine gewisse lithologische Ähnlichkeit mit der basalen Abfolge der „Silbereckserie“ EXNERS auf. Falls diese stratigraphische Parallelisierung zutrifft, wäre nicht nur das Gebiet der Hochstegen-Formation sensu stricto, sondern auch jenes der Zentralgneiskerne des östlichen Tauernfensters in der Trias ein festländisches Abtragungsgebiet gewesen (vergleiche HÖFER & TICHY, 2005).

**Hochstegen-Formation (inklusive Hachelkopfmarmor)**

„Malm“

*Kalkmarmor, plattig-grob gebankt, grau, z. T. mit Hornsteinlagen, bereichsweise dolomitisch*

Die **Hochstegen-Formation** ist aus Schwellenkalken des Oberjura hervorgegangen, als das Meer im Zuge der jurassischen Transgression als Schelfmeer auf das vormesozoische Grundgebirge im N des Penninischen Ozeans vorgedrungen ist. Vor allem der nördliche Teil der Zentralgneiskerne des westlichen Tauernfensters wurde von dieser Fazies eingenommen (TOLLMANN, 1977). Durch den Fund eines gut erhaltenen Abdrucks eines *Perisphinctes* sp. in einem Bausteinblock von Hochstegenmarmor aus dem Steinbruch Hochsteg SW Mayrhofen im Zillertal (v. KLEBELSBERG, 1940) konnte dieser Teil der Hochstegen-Formation in den „unteren Malm“ (Oxfordium) eingestuft werden (MUTSCHLECHNER, 1956).

Abgesehen von geringmächtigen, basalen weißen, rotbraunen bzw. dunkelgrauen Quarziten und Schwarzphylliten, die wahrscheinlich dem Lias oder Dogger angehören (FRISCH, 1968, 1974) und der „Hochstegenkalk-Basisserie“ entsprechen (THIELE, 1974; siehe auch Legenden-Nr. 198),

liegt dieser Teil der Hochstegen-Formation unmittelbar auf Zentralgneis des Ahornkerns bzw. auf seinem „Alten Dach“. Ihre maximale Mächtigkeit beträgt rund 90 m bis 100 m. Weitere Fossilfunde aus diesem Steinbruch (THIELE, 1974; SCHÖNLAUB et al., 1975) erbrachten keine weiteren Leitfossilien. Erst KISSLING (1992) gelang es mit gut erhaltenen Radiolarien, die aus dem hangenden Teil des Hochstegenmarmors bei Finkenberg stammen, den Nachweis von Kimmeridgium bis unteres Tithonium zu erbringen.

Der Hochstegenmarmor ist in den Zillertaler Alpen weit verbreitet und tritt in mehreren Teildecken des Venediger-Deckensystems auf. Im Bereich zwischen dem Wimmertal und dem Untersulzbachtal erreicht er mit drei Gesteinszügen auch das Gebiet der aktuellen geologischen Karte. Der östlichste Ausläufer des Hochstegenmarmors bedeckt als „Hachelkopfmarmor“ die Granitgneise der beiden Sulzbachungen im Oberpinzgau (FRASL, 1953).

**Brennkogel-Formation und Kaserer-Formation Kreide***Dunkler Phyllit, kalkfrei und kalkig, Kalkschiefer und Karbonatquarzit, z. T. mit gradierter Schichtung, untergeordnet Arkosegneis, Granatglimmerschiefer und Brekzie*

Die aus fein- und grobklastischen Metasedimenten zusammengesetzte, bis zu 200 m mächtige **Kaserer-Formation** (195) bildet im westlichen Tauernfenster das stratigraphisch Hangende des „Hochstegenmarmors“ und wurde daher folgerichtig in die Unterkreide gestellt (THIELE, 1970; 1974). Ihre östlichsten Ausläufer erreichen in der Gerlos noch das Gebiet des aktuellen Kartenblattes. Die zur Kaserer-Formation zählenden Gesteine in der Wolfendorn-Decke überlagern hier die Hochstegen-Formation (196) und die Porphyrmaterialschiefer-Formation (202).

Die **Brennkogel-Formation** (195), benannt nach dem NW vom Hochtorn an der Großglocknerstraße gelegenen Brennkogel (3018 m), tritt in der Seidlwinkl-Decke des Venediger-Deckensystems auf und bildet hier das stratigraphisch Hangende der Seidlwinkl-, der Piffkar- und der Schwarzkopf-Formation (Mittel- bis Obertrias bzw. Lias). FRASL & FRANK (1966) stellten ihre „Bündnerschieferserie in Brennkogelfazies“ in den Lias bis Dogger, da sie annahmen, dass ihre Sedimentation unmittelbar an jene der „Seidlwinkeltrias“ anschließt. Wegen der auffallenden lithologischen Analogie zwischen der Kaserer-Formation des westlichen Tauernfensters und der Brennkogel-Formation der Seidlwinkl-Decke des mittleren Tauernfensters schlug THIELE (1980) eine teilweise Parallelisierung beider Formationen vor, indem er auch für die „Brennkogelserie“ einen kretazischen Anteil postulierte. Neuere lithostratigraphische Überlegungen (LEMOINE, 2003) scheinen darauf hinzuweisen, dass die gesamte Brennkogel-Formation in der Kreide abgelagert wurde und große Teile der Typlokalität

weitgehend den Gesteinsformationen des „Gault-Typs“ (Aptium bis Albium) entsprechen.

Die Hauptbestandteile der Brennkogel-Formation sind dunkle Kalkschiefer sowie dunkle kalkfreie bzw. kalkarme Phyllite mit Einlagerungen von 5 m bis 20 m mächtigen, hellen, feinkörnigen Karbonatquarziten. Bedingt durch die leicht herauswitternden, feinen Karbonatkörner lassen sich im Quarzit stets Lagen mit gradierter Schichtung und turbiditische Zyklen erkennen. Der Karbonatgehalt der Quarzite ist meist gering (rund 10 %), selten sind Karbonatquarzite mit bis über 50 % Karbonat und metamorphe Brekzien. Die Komponenten dieser metamorphen Brekzien bestehen vorwiegend aus Karbonatgesteinen und wurden z.T. extrem duktil deformiert (Hochtorbrekzie). Ihre Matrix ist entweder phyllitisch oder quarzitisch. Bemerkenswert sind auch die nordwestlich des Hocharns (3245 m) im oberen Krumlal und im Diesbachkar auftretenden Arkosegneise und bunten Marmore, die hier einen bedeutenden Teil der Brennkogel-Formation aufbauen.

Außerhalb der Seidlwinkl-Decke tritt die Brennkogel-Formation am Gerlospaß, im Oberpinzgau südlich von Utten-dorf und Niedernsill sowie in der Eklogitzone auf. Aus regionalgeologischen Überlegungen wurden in der Geologischen Karte von Salzburg auch alle jene klastischen Metasedimente, die in den östlichen Hohen Tauern das stratigraphisch Hangende der Silbereckmarmor-Gruppe (197) bilden (= „Bündnerschiefer“ bei EXNER [1983]), in die Brennkogel-Formation subsumiert.

**4.2.1.2. Eklogitzone**

Die Eklogitzone des Tauernfensters wird aus alpidischen Eklogiten, Metasedimenten der Brennkogel-Formation sowie kleinen Fragmenten der Seidlwinkl- und der Wustkogel-Formation aufgebaut. Sie bilden eine tektonische Mélange zwischen dem Venediger-Deckensystem und dem Glockner-Deckensystem (MILLER et al., 1980), die in einer schmalen, E-W-streichenden Zone an der Süabdachung der Venediger- und der Granatspitzgruppe sowie in Form kleiner isolierter Späne im Bereich der westlichen Sonnblickgruppe auftritt. Da in der Eklogitzone Metasedimente enthalten sind, die auf europäischer kontinentaler Kruste abgelagert wurden, wird sie in der tektonischen Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) dem Subpenninikum zugezählt.

Nicht nur die Eklogite selbst, sondern auch Teile der Metasedimente haben an einer Hochdruckmetamorphose teilgenommen. Im späten Eozän bis frühen Oligozän bewirkte die anschließende Tauernkristallisation eine grünschiefer- bis amphibolitfazielle Überprägung.

194

## Eklogit-Komplex und Brennkogel-Formation; hochdruckmetamorph Kreide

### *Eklogit und Granatprasinite im Verband mit Metasedimenten*

Bemerkenswerte, durch eine Hochdruckmetamorphose gebildete, ehemals basaltische und gabbroide Gesteine treten innerhalb der Eklogitzone im Verband mit ebenfalls hochmetamorphen Gesteinen der Brennkogel-Formation sowie kleinen Fragmenten der Seidlwinkl- und der Wustkogel-Formation auf. Vor allem die Eklogite und Granatprasinite bezeugen den Ablauf dieser alpidischen Hochdruckmetamorphose innerhalb des Tauernfensters. Mineraleinschlüsse in den Granatkernen der Eklogite (Epidot, Paragonit, Phengit, Barroisit, Chlorit, Quarz, Albit, Ilmenit, Magnetit und Apatit) werden als Relikte einer älteren prograden Metamorphose in Grünschiefer- bis Blauschieferfazies interpretiert (DACHS et al., 2005). Der eigentliche eklogitfazielle Mineralbestand besteht vorwiegend aus natriumreichem grünem Klinopyroxen (Omphazit) und magnesiumreichem rotem Granat. Fallweise kommen Disthen, Quarz, Talk, Paragonit, Glaukophan, Rutil, Phengit und Sulfide hinzu (MILLER, 1974, 1977; MILLER et al., 1980). Petrologische Befunde von HOLLAND (1979) und FRANK et al. (1987) belegen, dass die Hochdruckmetamorphose bei Drucken von ungefähr 2 GPa und bei Temperaturen von bis zu 640°C stattgefunden hat (siehe auch DACHS et al., 2005 bzw. MILLER et al., 2007). Das entspräche einer maximalen Versenkungstiefe von gut 60 km. Das Wachstum von Glau-

kophan auf Kosten von Omphazit kann durch eine Wasserzufuhr nach dem Höhepunkt der eklogitfaziellen Metamorphose erklärt werden.

Das exakte Alter der alpidischen Eklogite bleibt vorerst unklar. Während einige Autoren (z. B. FRANK et al., 1987; HÖCK et al. 1994) eine kretazische Eklogitbildung annehmen, plädieren ZIMMERMANN et al. (1994) anhand von Ar-Ar-Datierungen an Phengiten für ein eozänes Alter der Hochdruckmetamorphose. Über die Frage, ob diese eozänen Glimmeralter den Zeitpunkt der eklogitfaziellen Metamorphose angeben oder später während der Exhumation unter blauschieferfaziellen Bedingungen gebildet wurden, konnten RATSCHBACHER et al. (2004) Klarheit schaffen. Nun steht jedenfalls fest, dass die eklogitfazielle Metamorphose, die vor der Blauschiefermetamorphose stattgefunden hat, älter als 42 Ma ist.

Im Zuge einer späteren Metamorphose (wahrscheinlich der Tauernkristallisation) bei deutlich niedrigerem Druck (ca. 0,5–0,6 GPa), Temperaturen um 500°C und reichlichem Wasserangebot bildeten sich Aktinolith, Albit, Chlorit und Epidot, wodurch die Eklogite teilweise in Granatprasinite umgewandelt wurden (MILLER, 1977; MILLER et al., 1980; DACHS, 1990).

## 4.3. Penninikum

E. HEJL & G. PESTAL (Penninische Deckensysteme des Tauernfensters)  
H. EGGER (Penninische Deckensysteme am Nordrand der Ostalpen)

Das Penninikum ist eine tektonische Großeinheit, die aus zahlreichen Deckensystemen besteht. In den Westalpen und den Schweizer Zentralalpen wird das Penninikum in das Valais, das Briançonnais und das Piemontais untergliedert. Diese Einheiten entstammen einem aus ozeanischen Becken und intraozeanischen Schwellen zusammengesetzten Ablagerungsraum, der sich in der Jura- und Kreidezeit zwischen der Apulischen und der Europäischen Kontinentalplatte gebildet hatte.

In den Ostalpen enden die Spuren der Briançonnais-Schwelle im Engadiner Fenster (SCHMID et al., 2004). Weiter östlich werden die Decken des Penninikums überwiegend aus Resten ozeanischer Kruste und/oder darauf abgelagerten Sedimenten der Tiefsee aufgebaut. Das ozeanische Becken, dem diese Decken entstammen, öffnete sich gleichzeitig mit dem zentralen Atlantik ab dem mittleren Jura. Im Zuge der initialen Öffnung dieses Ozeanbeckens wurde subkontinentaler Mantel exhumierte und anschließend neue ozeanische Kruste an einem ozeanischen Riftsystem gebildet. Dadurch wurde die Apulische Platte von der Hauptmasse Europas getrennt. Gleichzeitig entwickelte sich der Penninische Ablagerungsraum zu einem tiefen Ozeanbecken, das im oberen Jura, in der Kreide, im Paleozän und teilweise noch im Eozän mit Sedimenten gefüllt wurde.

Die Penninischen Decken entstanden während der Schließung des Penninischen Ozeans, welche von der Oberkreide bis ins Eozän andauerte. Dabei wurde der größte Teil der ozeanischen Kruste in den Mantel subduziert und ging für immer verloren. Die Penninischen Decken wurden vom Ostalpin überschoben und mit diesem weit auf den europäischen Schelf geschoben. Wir unterscheiden heute einerseits die Penninischen Decken der Rhenodanubischen Flyschzone und der Ybbsitzer Klippenzone und andererseits die Penninischen Decken im Engadiner Fenster, im Tauernfenster und im Rechnitzer Fenster. Erstere finden sich verschuppt mit dem Helvetikum am Nordrand der Ostalpen. Die **Penninischen Deckensysteme am Nordrand der Ostalpen** sind vor der Stirn des Ostalpins sowie in stirnnahen tektonischen Fenstern aufgeschlossen und höchstens anchizonal metamorph. Zweitere treten in den zentralen Teilen der Ostalpen unter den Ostalpinen Decken zutage und zeigen eine deutlich höhere Metamorphose.

Die in der aktuellen Geologischen Karte von Salzburg auftretenden Penninischen Deckensysteme des Tauernfensters umfassen das liegende Glockner-Deckensystem (STAUB, 1924) und das hangende Deckensystem Matreier Schuppenzone – Nordrahmenzone (siehe HEJL & PESTAL, dieses Heft). Heute lagern diese bei-

Abb. 17.  
Stratigraphisches Schema zur Gliederung der Penninischen Einheiten des Tauernfensters.

den Penninischen Deckensysteme als metamorphe, fernüberschobene Decken über dem subpenninischen Venediger-Deckensystem. Ihre Teildecken sind vielfach tektonisch fragmentiert und unterschiedlich metamorph überprägt. Großräumige Korrelationen der verschiedenen Deckenkörper sind daher schwierig und innerhalb des Tauernfensters nur im Range der Deckensysteme möglich.

### 4.3.1. Penninische Deckensysteme des Tauernfensters

Im Zwischenkapitel „Der geologische Bau des Tauernfensters“ werden die Penninischen Deckensysteme des Tauernfensters gemeinsam mit den Subpenninischen Deckensystemen des Tauernfensters erläutert.

#### 4.3.1.1. Glockner-Deckensystem

Das Glockner-Deckensystem ist das bei weitem größere Penninische Deckensystem des Tauernfensters. Im Gebiet der aktuellen Karte bildet es einen rund 500 m bis maximal 4000 m mächtigen, tektonischen Körper.

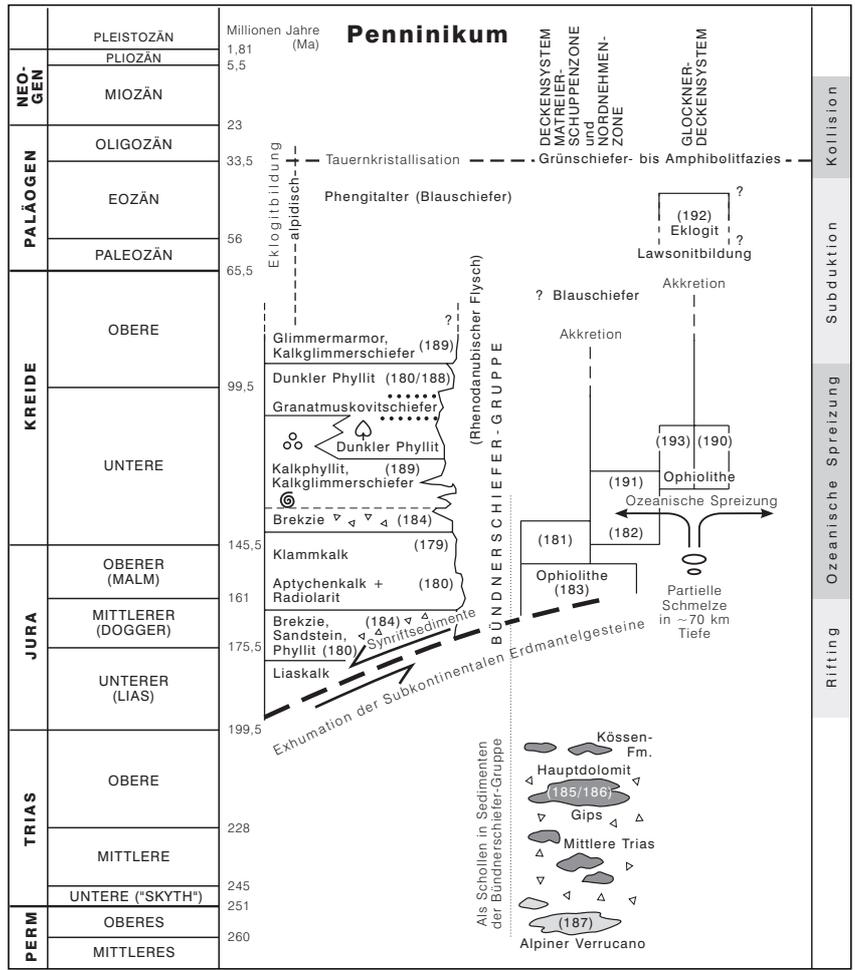
Der tektonische Begriff „Glockner-Deckensystem“ beruht auf der von STAUB (1924) geprägten „Glocknerdecke“, in der er „die große Masse der Bündnerschiefer und Ophiolithe, vom Katschberg bis zum Brenner“ zusammenfasste. Dieses Deckensystem besteht nahezu ausschließlich aus den metamorphen Produkten von kreidezeitlichen kalkigen, mergeligen und tonigen Sedimenten und aus metamorphen Resten der ozeanischen Kruste. All diese Gesteine werden nun lithostratigraphisch der Bündnerschiefer-Gruppe zugeordnet. Die Metasedimente liegen uns heute hauptsächlich als Kalkglimmerschiefer und dunkle, kalkige bzw. kalkfreie Phyllite vor. Die Basalte der ehemaligen ozeanischen Kruste wurden von der alpinen Metamorphose in Grünschiefer, Prasinite und Amphibolite (zu einem geringen Teil auch in Eklogite) umgewandelt. Weiters treten noch Metagabbros und Serpentinite auf.

Vor allem in jenen Teilen des Glockner-Deckensystems, welche die Eklogitzone direkt überlagern, ist eine blauschiefer- bis eklogitfaziale Hochdruckmetamorphose nachgewiesen. Während der Tauernkristallisation wurden grünschiefer- bis amphibolitfaziale Bedingungen erreicht.

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

#### Bündnerschiefer-Gruppe

Die vielfältigen posttriadischen Gesteine der mittleren Hohen Tauern wurden von FRASL (1958) in der „Bündnerschiefer-Serie mit Ophiolithen“ (= Bündnerschiefer-Gruppe [FRANK et al., 1987a]) zusammengefasst. Diese übergeordnete lithostratigraphische Einheit wurde vorerst nicht weiter untergliedert. FRASL & FRANK (1966) versuchten auf Basis ihrer lithologischen Beobachtungen und ihrer regionaltektonischen Kenntnisse, aber auch durch genetisch-fazielle Überlegungen, die Bündnerschiefer des Tauernfensters in „die Fuscher-Fazies, die Glockner-Fazies, die Brennkogel-Fazies und die Hochstegenkalkfolge“ weiter zu unterteilen, um ihre paläogeographische Anordnung im „Penninischen Trog“ näher zu charakterisieren. Die beiden letztgenannten Teilbereiche werden in der aktuellen geologischen Karte tektonisch dem Subpenninikum (196,



Hochstegen-Formation bzw. 195 Brennkogel-Formation) zugeordnet. Die beiden Erstgenannten werden aktuell in der Bündnerschiefer-Gruppe der Penninischen Deckensysteme des Tauernfensters berücksichtigt. Die Bündnerschiefer-Gruppe umfasst somit die Metasedimente, die im Penninischen Ozean südlich des europäischen Schelfs abgelagert wurden, und die metamorphen Reste der magmatischen Gesteine der ursprünglichen ozeanischen Kruste (= Ophiolithe). Dabei handelt es sich hauptsächlich um Prasiniten und Amphibolite (ehemalige tholeiitische Basalte), untergeordnet um gabbroide Gesteine und zu einem sehr kleinen Teil um Ultrabasite. Es wurden aber auch Metabasite bekannt, die auf dem bereits gebildeten Ozeanboden vulkanische Hochzonen (Englisch: seamounts) oder vulkanische Inseln (vergleichbar mit Madeira oder den Kanarischen Inseln) bildeten (HÖCK & MILLER, 1987; HÖCK & KOLLER, 1989).

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

Das Alter der Bündnerschiefer (Jura bis Alttertiär) ist heute in den West- und Zentralalpen durch zahlreiche Fossilien biostratigraphisch bestens bestimmt. In den Bündnerschiefern des Tauernfensters sind Fossilfunde bedingt durch die z. T. mehrphasige Metamorphose und die verbreitete deutliche Deformation seltene aber beachtenswerte Besonderheiten. Aufgrund dieser spärlichen Fossilfunde können in den grünschieferfazial überprägten Bündnerschiefern des Tauernnordrandes jedenfalls Oberjura-Alter vermutet und Unterkreide-Alter bestätigt werden.

So machten KLEBERGER et al. (1981) den Fund eines *Lamellaptychus*<sup>\*)</sup> aus arenitischen Kalkmarmoren der Bündnerschiefer-Gruppe bekannt (Drei-Brüder-Nordflanke zwischen Fuschertal und Wolfbachtal, Pinzgau). Die weitere Suche im zuvor genannten Fundgebiet erbrachte etliche Spurenfossilien (*Alcyonidiopsis* isp. A und B, *Belorhapha zickzack* (HEER, 1877), *Chondrites intricatus* (BRONGNIART, 1823), *Chondrites stellaris* (UCHMAN, 1999), *Haentzschelinia* isp., *Helminthopsis* isp., *Hormosiroidea annulata* (VIALOV, 1971), *?Phymatoderma* isp., *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp.) und Foraminiferenbruchstücke (*Hedbergella* sp. und *?Praeglobotruncana* sp.). Diese von HÖCK et al. (2006) bekannt gemachten Fossilfunde belegen jedenfalls die Beteiligung von Unterkreide (Hauterivium bis Aptium) an den Kalkglimmerschiefern der Bündnerschiefer-Gruppe.

Weiters gelang es REITZ et al. (1990), durch Pteridophytensporen den Nachweis von Unterkreide auch in den Fuscher Phylliten (Gebiet zwischen Spatalm und Penkkopf nordöstlich Großarl, Pongau) zu erbringen. Die weiteren Einstufungen stützen sich vorrangig auf lithostratigraphische Parallelisierungen. Synrift-Sedimente (metamorphe Brekzien, Sandsteine und Phyllite) sowie metamorphe Radiolarite und Aptychenkalke repräsentieren die Ablagerungen des mittleren- bis oberen Jura der Bündnerschiefer-Gruppe und treten im Bereich der Matreier Schuppenzone auf (CORNELIUS & CLAR, 1939; KOLLER & PESTAL, 2003). LEMOINE (2003) hält es weiters für sehr wahrscheinlich, dass auch höhere Unterkreide und Oberkreide am Aufbau der Bündnerschiefer-Gruppe des Tauernfensters beteiligt ist.

193

## Ultrabasit

*Serpentinit, z. T. im Verband mit Metagabbro, Talkschiefer, Ophikarbonatgestein*

Bei den heute nahezu vollständig serpentinierten Ultrabasiten handelt es sich um obduzierte Reste der ehemaligen ozeanischen Lithosphäre des Penninischen Sedimentationsraumes. Es treten hauptsächlich massive Serpentinite auf, untergeordnet sind auch Antigorit-Tremolit-Schiefer und Talkschiefer entwickelt. Diese Ultrabasite, die oft nur wenige Meter, im Falle der Brennkogel-Heiligenbluter Serpentinittkörper aber mehrmals deutlich über 300 m mächtig werden, sind aus Harzburgiten und verschiedenen Kumulaten hervorgegangen (HÖCK & MILLER, 1987; MELCHER et al., 2002). Bei vielen Vorkommen sind die primären Kontakte zu den ursprünglichen Nebengesteinen verloren gegangen. Einige Serpentinite lassen jedoch als relativ schmale Linsenzüge die Basis tektonisch zerlegter Ophiolithsequenzen erahnen, wobei an manchen Stellen der primäre Zusammenhang mit den Metagabbros und Metabasalten erhalten geblieben ist (HÖCK et al., 1994; z. B. im Bereich Ferschbach – Steingassl, mittleres Stubachtal, Oberpinzgau). Andererseits kennt PESTAL durch eigene, im Zuge der geologischen Landesaufnahme gemachte Beobachtungen, gut erhaltene Primärkontakte zwischen den Serpentiniten, den Ophikarbonatgesteinen und den Kalk-

glimmerschiefern (z. B. von der Hangendgrenze des Dorfertaler Serpentinittkörpers, südliche Venedigergruppe). Diese zeigen, dass ein kleiner Teil der Ausgangsgesteine der Kalkglimmerschiefer schon sedimentär über den am Meeresboden exponierten, ehemaligen „petrographischen Mantelgesteinen“ abgelagert wurde. Äquivalente aus dem Penninikum der Westalpen, dem Apennin und aus Bohrungen im Atlantik bekannte Phänomene sind typisch für ozeanische Krusten mit sehr geringen „Spreading-Raten“ (LEMOINE et al., 1987).

Wie schon zuvor erwähnt, treten auch mittel- bis grobkörnige Metagabbros mit hohen Eisen- und Titangehalten als Linsen z. B. in den Antigorit-Tremolit-Schiefern des Steingassls auf. Diese dunklen, sehr zähen Gesteine werden als metamorphe Ferrogabbros bezeichnet. Sie unterscheiden sich kontrastreich von den grobkörnigen, magnesiumreichen, metamorphen Leukogabbros, die ein weiterer Bestandteil der tektonisch zerlegten Ophiolithsequenzen sind (HÖCK & MILLER, 1987). Der magmatische Klinopyroxen der Gabbros ist nur mehr reliktsch erhalten. Er wurde zunächst in Ti-reichen pargasitischen Amphibol und anschließend in Aktinolith umgewandelt.

\*) Aufgrund der Neubestimmung des Erstfundes vermuten HÖCK et al. (2006) Tithonium bis Berriasium als untere Altersgrenze der arenitischen Kalkmarmore.

192, 191, 190

## Metabasit Unterkreide

192 *Granatprasinite, Eklogit*  
191 *Metadiabas, Metagabbro*  
190 *Prasinite, Amphibolit*

Auch innerhalb des Glockner-Deckensystems treten eklogitfazielle Metabasite (= Granatprasinite, Eklogit; 192) auf. Sie bilden eine schmale ungefähr E-W-streichende Zone an der Südabdachung der Venediger- und der Granatpitzgruppe, unmittelbar an der Grenze zum Venediger-Deckensystem. Weitere relativ kleine Vorkommen sind aus dem Bereich der Gamsgrubenscharte nördlich der Pasterze bekannt. Die im Glockner-Deckensystem auftretenden Granatprasinite und Eklogite entsprechen lithologisch genau jenen der Eklogitzone sensu stricto. Daher ist die unter der Signatur (194) gegebene Beschreibung auch hier inhaltlich voll zutreffend.

**Metadiabase und Metagabbros (191)** kommen innerhalb des Glockner-Deckensystems zwischen dem Fuscher und dem Rauriser Tal vor, wo sie bis maximal 200 m mächtige Einschaltungen innerhalb der phyllitischen Bündnerschiefer (188) bilden. Lithologisch handelt es sich um Äquivalente der Metadiabase und Metagabbros der Nordrahmenzone (siehe daher Beschreibung Nr. 182).

Die hauptsächlich aus Albit oder Oligoklas, Aktinolith oder Hornblende, Epidot und Chlorit bestehenden **Prasinite und Amphibolite (190)** sind innerhalb des Glockner-Deckensystems die mengenmäßig bei weitem vorherrschenden Metabasite. Der Name Prasinite ist aus dem Griechischen abgeleitet (gr. πρασινοσ = lauchgrün) und bezeichnet ein relativ feinkörniges, üblicherweise grünschieferfaziell geprägtes, sehr zähes Gestein. Die Amphibolite sind auf die zentralen, während der alpinen Tauernkristallisation höher metamorph geprägten Teile des Glockner-Deckensystems beschränkt. Die aus dem mittleren Tauernfenster bekannt gewordenen Prasinite und Amphibolite mit Pseudomorphosen nach Lawsonit und mit reliktschem Glaukophan zeigen, dass die ehemaligen Basalte zuerst

eine Blauschiefermetamorphose erlitten haben und erst später grünschiefer- bzw. amphibolitfaziell überprägt worden sind (FRANK et al., 1987; HÖCK et al., 1994).

Die Prasinite und die Amphibolite sind zu einem großen Teil aus basischen, submarin abgelagerten Effusiva hervorgegangen, deren geochemische Signatur darauf hinweist, dass es sich um tholeiitische Ozeanbodenbasalte gehandelt hat (HÖCK, 1976; HÖCK & MILLER, 1987; HÖCK & SCHARBERT, 1989; HÖCK et al., 1994). Die Magmen können auf einen zu ungefähr 15 % aufgeschmolzenen Plagioklas-Lherzolite-Mantel und eine anschließende Fraktionierung von Olivin, Klinopyroxen und Plagioklas zurückgeführt werden. Es wurden aber auch Prasinite bekannt, die in bestimmten Spurenelementkonzentrationen (z. B. Niob, Phosphor, Titan, Zirkonium, Lanthan oder Cer) gegenüber ophiolithischen Basalten der ozeanischen Kruste deutlich angereichert sind. Es wird vermutet, dass diese auf dem bereits gebildeten Ozeanboden vulkanische Hochzonen (Englisch: seamounts) oder vulkanische Inseln bildeten (HÖCK & MILLER, 1987).

In den Prasiniten und Amphiboliten des Glockner-Deckensystems sind aber kaum vulkanische Strukturrelikte erhalten geblieben, wie man sie üblicherweise z. B. von Pillowlaven, Hyaloklastiten und vulkanischen Brekzien kennt. Einerseits ist dies auf die starke penetrative Schieferung zurückzuführen, die überall im Glockner-Deckensystem auftritt (HÖCK & MILLER, 1987), andererseits verhalten sich die Prasinite unter grünschieferfaziellen Bedingungen und bei entsprechendem Fluidumsatz extrem duktil. Der Umstand, dass sich unserer Kenntnis nach lediglich in den eklogitfaziellen Gesteinen des Froßnitztals klar erkennbare Strukturen von Pillowlaven und Pillowbrekzien erhalten haben, ist in diesem Zusammenhang erwähnenswert.

189

## Kalkglimmerschiefer Kreide

Druckfehlerberichtigung zur Kartenlegende: *Glimmermarmor, grau, z. T. bräunlichgrau verwitternd, untergeordnet Kalkphyllit und Granat-Muskovitschiefer*

Der Gepflogenheit der meisten Tauerngeologen folgend wird die Bezeichnung Kalkglimmerschiefer (189) als gesteinskundlich zusammenfassender Kartierungsbegriff für die Glimmermarmore und Kalkschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe verwendet. Diese Gesteine bauen gemeinsam mit den zuvor besprochenen Prasiniten und Amphiboliten (190) den Großteil des Glockner-Deckensystems auf. Die Oberfläche der sandig angewitterten Felspartien der Kalkglimmerschiefer ist meist durch bräunlichgraue Farbtöne gekennzeichnet. Im frischen Bruch dominieren graue bis graublaue Farben. (In diesem Zusammenhang weisen wir noch einmal auf die im Titel durch Unterstreichung vorgenommene Berichtigung der lithologischen Beschreibung der Kartenlegende hin.)

Die Kalkglimmerschiefer bestehen hauptsächlich aus Kalzit, Glimmer (Phengit, Paragonit und Margarit) und Quarz, die in sehr variablen Prozentsätzen auftreten. Bereichsweise sind Phlogopit, Chlorit (meist mit Helloglimmer verwachsen), Dolomit und Feldspat weitere Bestandteile. Das Ausgangsmaterial dieser Gesteine waren vorwiegend kreidezeitliche (stratigraphische Einstufung ➤ Bündnerschiefer-Gruppe) Arenite, pelagische mergelige Kalkschlämme und gelegentlich schwach bituminöse Mergel, die zunächst in großer Entfernung vom Festland am Rand des Kontinentalschelfs abgelagert wurden. Danach

wurden sie in zyklischen Schüben in die Tiefsee verfrachtet und auf der ozeanischen Kruste des Penninischen Ozeans resedimentiert. Die Kalkglimmerschiefer sind in der Großglocknergruppe, in den östlichen Hohen Tauern sowie an der Südabdachung der westlichen Hohen Tauern und der Zillertaler Alpen weit verbreitet, sie verzahnen sich aber auch im nördlichen Teil der mittleren Hohen Tauern mit den phyllitischen Bündnerschiefern, wobei auch graduelle Übergänge zu diesen auftreten. Innerhalb der geschlossenen Kalkglimmerschiefer-Areale des Glockner-Deckensystems treten abgesehen von den Metabasiten lediglich dünne Einlagerungen von quarzreichen Granat-Muskovitschiefern, dunklen Phylliten und gelegentlich Quarziten auf.

Die Kalkglimmerschiefer der Glocknergruppe liegen vorwiegend im amphibolitfaziellen Wirkungsbereich der Tauernkristallisation, außerhalb der Glocknergruppe erstreckt sich das Verbreitungsgebiet der Kalkglimmerschiefer jedoch bis in den Bereich der Grünschieferfazies. Die aus dem mittleren Tauernfenster bekannt gewordenen Pseudomorphosen nach Lawsonit zeigen, dass diese Teile der Kalkglimmerschiefer zuerst eine Blauschiefermetamorphose erlitten haben und erst später von der alpidischen Tauernkristallisation überprägt worden sind (HÖCK et al., 1994).

### Phyllitischer Bündnerschiefer Kreide

*Dunkler Phyllit, kalkfrei und kalkig („Fuscher Phyllit“), untergeordnet Quarzit und Brekzie*

Die dunkelgrauen, kalkfreien bzw. kalkarmen Phyllite im nördlichen Teil der mittleren Hohen Tauern wurden von CORNELIUS & CLAR (1939) als paläozoisch betrachtet und mit dem Namen „Fuscher Phyllite“ belegt. Für FRASL (1958) war es aber klar, dass die kalkfreien Phyllite zwischen dem unteren Fuscher und dem unteren Rauriser Tal ein mesozoisches Alter haben müssen, da sie tektonisch keinesfalls von den mit ihnen in Wechsellagerungen vorkommenden dunklen, Kalk führenden Phylliten und Kalkglimmerschiefern der Bündnerschiefer abgetrennt werden können. Daher unterteilte er die dunklen Phyllite des Tauernnordrandes in die paläozoischen „Habachphyllite“ und in die mesozoischen „Rauriser Phyllite“. Während der neue Name der paläozoischen Phyllite („Habachphyllit“) akzeptiert wurde, konnte sich die Bezeichnung „Rauriser Phyllit“ nicht durchsetzen. Der Name „Fuscher Phyllite“ war in der Tauernliteratur bereits so verhaftet, dass er auf die mesozoischen, dunklen, kalkfreien und kalkigen Phyllite übertragen wurde, die ab nun eine der Hauptlithologien der Bündnerschiefer-Gruppe bildeten. Auch die in diesem Gebiet

befindliche Typlokalität der von FRASL & FRANK (1966) beschriebenen Bündnerschiefer in „Fuscher Fazies“ trug zur allgemeinen Akzeptanz des Begriffes bei.

Innerhalb des Glockner-Deckensystems erstrecken sich diese grünschieferfaziell geprägten, phyllitischen Bündnerschiefer als tektonisch teilindividualisierte, in Schuppen zerlegte Streifen von der Umgebung von Fusch über das Rauriser Tal und das Gasteiner Tal bis an den Nordrand des Hölltor-Rotgülden-Kernes im hinteren Großarlal. Sie unterscheiden sich von den ganz ähnlichen phyllitischen Bündnerschiefern der Nordrahmenzone nur graduell durch das Zurücktreten bzw. Fehlen der für die Nordrahmenzone typischen Grünphyllite (EXNER, 1989). Als Ausgangsgesteine der Fuscher Phyllite sind in tiefen Teilen des Penninischen Ozeans abgelagerte, dunkle Tone mit sandigen bzw. mergeligen Zwischenlagen vorstellbar. Die in manchen Bereichen (z. B. im Angertal und im oberen Gasteiner Tal) vermehrt auftretenden Einlagerungen von Quarziten und Feinbrekzien weisen auf eine verstärkte terrigene Sedimentation mit wahrscheinlich turbiditischem Charakter hin.

#### 4.3.1.2. Matreier Schuppenzone und Nordrahmenzone

Die an der Südabdachung der Zillertaler Alpen und der Hohen Tauern gelegene Matreier Schuppenzone bildet gemeinsam mit der Nordrahmenzone das tektonisch höchste Penninische Deckensystem des Tauernfensters. Es besteht hauptsächlich aus Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe. Im Gegensatz zum Glockner-Deckensystem treten hier neben den kreidezeitlichen auch etliche bereits im „Dogger“ und „Malm“ abgelagerte Teile der Bündnerschiefer auf. Metamagmatite, die aus ehemals ozeanischer Kruste hervorgegangen sind, spielen hier mengenmäßig nur eine untergeordnete Rolle. Es sind jedoch einige spektakuläre Serpentinikörper vorhanden (MELCHER et al., 2002; KOLLER & PESTAL, 2003).

Weiters gibt es in der Nordrahmenzone und in der Matreier Schuppenzone zahlreiche Gesteinszüge und Großschollen von Perm-, Trias- und Unterjura-Gesteinen, die in ihrer Lithologie den Gesteinen der unterostalpinen Radstädter Tauern gleichen. Diese Metasedimente stammen vom ostalpinen Kontinentalrand und sind durch verschiedene Prozesse in das Penninische Deckensystem gelangt. Zum Teil entstanden sie als Schollen im Zuge der initialen Öffnung des Penninischen Ozeans in Verbindung mit exhumiertem, Iherzolitischem Mantelmaterial (den heutigen Serpentiniten der Matreier Schuppenzone), andere gelangten als Olistholithe in das penninische Becken und weitere wurden erst während der Subduktion des Penninischen Ozeans in die sich bildenden Penninischen Decken tektonisch eingeschuppt.

Teile der Matreier Schuppenzone zeigen eine blauschieferfazielle Hochdruckmetamorphose (KOLLER & PESTAL, 2003). Später während der Tauernkristallisation wurden sowohl die Matreier Schuppenzone als auch die Nordrahmenzone grünschieferfaziell überprägt.

### Alpiner Verrucano und Lantschfeldquarzit Perm–Untertrias

*Serizit-Chloritschiefer, Arkosegneis; Quarzit, dünnplattig, blassgrün*

Unter dem von TOLLMANN (1962) eingeführten und klar erläuterten informellen Begriff **Alpiner Verrucano** wurden am aktuellen Kartenblatt detritische Metasedimente permischen Alters zusammengefasst, die nicht näher durch formalisierte lithostratigraphische Einheiten erfassbar waren. In der Nordrahmenzone tritt der Alpine Verrucano in unmittelbarer Nachbarschaft der Klammkalke zwischen dem Rauriser Tal und dem Kleinarlal auf (EXNER, 1979). Er ist jenem der Radstädter Tauern sehr ähnlich (siehe daher auch Legendenbeschreibung Nr. 163), besteht verbreitet aus Arkosegneis und Arkosequarzit und ist durch den im Zuge der alpidischen Metamorphose gebildeten Phengit meistens leicht grünlich gefärbt. In einigen Abschnitten enthält er als lithologische Besonderheit Gerölle aus Gra-

nit, Gneis, paläozoischem Dolomit und rosa Quarzen. Charakteristisch sind weiters helle, weiße bis grünliche (vereinzelt auch bunte, leuchtend grün, rot und violett gefärbte) Serizitquarzschiefer. Lokal auftretende Lagen von Quarzporphyren und deren Tuffen sowie die lithostratigraphische Position im Verband mit mutmaßlichen Triaskarbonatgesteinen sind zusätzliche wichtige Erkennungsmerkmale.

Der ebenfalls im Verband auftretende **Lantschfeldquarzit** ist nicht so abwechslungsreich wie der Alpine Verrucano, sondern lithologisch ziemlich einheitlich ausgebildet. Dieser verbreitet blassgrüne, z. T. auch weiße, plattige Quarzit wird stratigraphisch allgemein der Untertrias zugeordnet und ist besonders mächtig im unterostalpinen Radstädter Deckensystem entwickelt (siehe daher auch Le-

gendenbeschreibung Nr. 163). Die metamorphen siliziklastischen Gesteine des Perms und der Untertrias kommen nicht nur in der Nordrahmenzone, sondern in lithologisch

gleichartiger Ausbildung auch in der Matreier Zone sensu stricto vor.

186, 185

#### Karbonatgesteine der Mittel- und Obertrias i. Allg. (inkl. Rosseck-Formation)

186 *Kalkmarmor, weiß und grau, z. T. gebändert, Dolomitmarmor, massig und bankig, hellgrau-bräunlich, z. T. dunkelgrau-schwarz*

185 *Rauwacke, Gips, sandiger Schiefer, bunt*

In der Matreier Zone bilden **Kalk- und Dolomitmarmore (186)** exotische Blöcke (eventuell Olistolithe), aber auch tektonisch beanspruchte, langgestreckte Schuppen innerhalb der mengenmäßig vorherrschenden Bündnerschiefer. Abgesehen von der etwas höheren Metamorphose sind diese Karbonatgesteine lithologisch nicht von jenen des Radstädter Deckensystems zu unterscheiden. Dolomitmarmor ist in der Matreier Schuppenzone das häufigste mittel- bis obertriadische Gestein; seltener sind Kalkmarmor, Rauwacke und Gips.

Karbonatische Trias beteiligt sich auch am Aufbau der Nordrahmenzone im Pinzgau und im Pongau. EXNER (1979) beschreibt insgesamt fünf Triaszüge aus dem Gebiet der Klammkalke, wobei er Rauwacke mit Tonschieferbröckelchen, dunkel- bis hellgraue Dolomite mit gelber Verwitterungsfarbe und rosa Bänderkalke (?Anis) erwähnt.

Dünne Lagen und Schollenzüge von Karbonatgesteinen der Trias werden von EXNER (1979, 1983, 1989, 1990) auch aus der Nordrahmenzone des Zederhaustals (Lungau) beschrieben. Während der Vortriebsarbeiten für den Tauerntunnel der A10 Tauernautobahn waren solche Schollen (z. B. Dolomit und Anhydrit) sowie die flache Auflagerung des unterostalpinen Radstädter Mesozoikums

über den Bündnerschiefern der Nordrahmenzone eindrucksvoll zu beobachten.

**Rauwacke- und Gipsvorkommen**, die SW des Großglockners in der Matreier Zone liegen, wurden mit Übersignatur und eigener Legenden-Nr. (185) vermerkt. Diese Vorkommen wurden von CORNELIUS & CLAR (1939) unter dem Namen „Roßbeckschichten“ beschrieben und lithostratigraphisch zusammengefasst. Benannt ist diese Formation nach dem Roßbeckbach W von Kals (Osttirol), dessen Schlucht in diese Gesteine eingeschnitten ist. E von Kals setzt sich die Rosseck-Formation in das untere Ködnitztal fort, wo sie einen besonders großen, fast 4 km langen und gut 200 m breiten Gipszug beinhaltet. Von der Südseite des Ködnitzbaches beschreibt CORNELIUS folgendes Profil von N nach S (in CORNELIUS & CLAR, 1939): Feingebänderter Kalkserizitschiefer mit eingelagertem dunklem Phyllit; eine wenige Meter mächtige Linse von gelbem Dolomit; grünliche Serizitschiefer mit quarzitischen Lagen und vielen Linsen von intensiv orange-gelber Rauwacke; grünlich-weißer Gips. CORNELIUS & CLAR (1939) stellten eine Parallelisierung mit dem „bunten Keuper“ des Semmeringgebiets oder eine Einstufung in das Karn zur Diskussion (beides Obertrias), wollten aber auch metamorphe Untertrias nicht ganz ausschließen.

### Bündnerschiefer-Gruppe

Die nachfolgend beschriebenen posttriadischen lithostratigraphischen Einheiten und Gesteine der Matreier Schuppenzone und der Nordrahmenzone werden im Sinne von FRASL (1958) unter dieser Gesteinsgruppe zusammengefasst. Die Entstehungsgeschichte des Begriffes „Bündnerschiefer-Gruppe“ und seine stratigraphische Einstufung wurden bereits unter 4.3.1.1. erläutert.

184

#### Sandstein-Brekzien-Formation Jura-Unterkreide

*Metamorpher Sandstein bis Kalksandstein, Muskovit führend, Arkosegneis, Brekzie, Phyllit, dunkel, z. T. grün, alle mit Grobklastika*

Mit dem Begriff **Sandstein-Brekzien-Formation** wird ein Teil der Bündnerschiefer-Gruppe erfasst, der hauptsächlich aus metamorphem Kalksandstein mit reichlich detritischem Hellglimmer, Brekzienlagen und Großblöcken von Triasdolomit besteht. Auf den turbiditischen Charakter (gradierte Schichtung, rhythmischer Wechsel von fein- und grobklastischen Lagen) mancher hier vorkommender metamorpher Sandsteinzüge haben PREY (1975b) und EXNER (1979) hingewiesen. Der Begriff „Sandstein-Brekzien-Zone“ stammt von BRAUMÜLLER (1939) und bezeichnete ursprünglich eine Gruppe von Metasedimenten zwischen dem Rauriser Tal und Niedernsill, wo diese Zone besonders mächtig entwickelt ist. Sie erstreckt sich aber noch weiter nach E und verzahnt sich in komplizierter Weise mit Großolistholithen und Gleitschollen der unterostalpinen Hochfeind-Decke (siehe EXNER, 1983; PEER & ZIMMER, 1980). Die Hochfeind-Decke scheint sich hier in mehrere Digitationen und Schollen aufzulösen. Diese unterostalpinen Gesteinsmassen werden in den umgebenden Bündnerschiefern oftmals von dolomitischen Brekzien begleitet. Aus diesem Gebiet beschreiben PEER & ZIMMER (1980)

Phyllite mit Feldspat führenden Gesteinsklasten und detritischem Dolomit, die einerseits eine gewisse Ähnlichkeit mit permoskythischen Gesteinen aufweisen, andererseits aber auch Übergänge zu Bündnerschiefern aufweisen. Es dürfte sich dabei um umgelagertes Material vor der Schelfkante des Ostalpins handeln (FRISCH et al., 1987). Die genannten Befunde erwecken den Eindruck eines genetischen Zusammenhangs zwischen der unterostalpinen Schwarzeck-Formation (Oberjura-?Unterkreide) und der Sandstein-Brekzien-Formation der Nordrahmenzone des Tauernfensters.

Metamorphe Brekzien in der Matreier Zone in der Umgebung von Kals/Osttirol wechsellagern mit metamorphen Sandsteinen und Feinklastika führenden, dunklen Schiefen bis Phylliten. Diese Gesteine sind nicht nur mit Großolistholithen (Dolomitmarmore der Mittel- und Obertrias), sondern auch mit Metaradiolariten und Serpentiniten verknüpft. Hier gewinnt man den Eindruck, es könnte sich um eine im Synrift-Stadium entstandene Gesteinsfolge, also um einen relativ älteren Teil („Dogger“) der Bündnerschiefer-Gruppe handeln.

## Ultrabazit

### *Serpentinit, Talkschiefer, Ophikarbonatgestein*

Unter den Ophiolithen der Bündnerschiefer-Gruppe nehmen die Ultrabasite der Matreier Schuppenzone und der Nordrahmenzone eine besondere Stellung ein. Nach MELCHER et al. (2002) finden sich unter diesen oft Lherzolithe, zu einem geringen Teil auch Harzburgite.

Abgesehen von teilweise erhaltenem Klinopyroxen sind diese Ultrabasite jedoch vollständig serpentiniert. Mehrere Serpentinittvorkommen sind von der Typlokalität der Matreier Schuppenzone nahe Kals und Matrei in Osttirol bekannt. Die größten bis maximal 300 m mächtigen Ultrabazitkörper befinden sich an der Südseite des Ahrntals (Südtirol), im Bereich der Gösleswand in der nördlichen Lasörlinggruppe (Osttirol) sowie an der Südseite des vorderen Maltatals W von Gmünd (Kärnten).

In der Nordrahmenzone (Land Salzburg) bilden diese Gesteine hingegen nur kleinere Schollen. So kartierte PEER (1983) zwischen dem unteren Fuscher Tal und dem Rauriser Tal (Pinzgau) insgesamt 27 kleine und kleinste, tektonisch fragmentierte Serpentinitt- und Talkschieferlinsen. Diese konnten in der aktuellen Geologischen Karte nur schematisch zusammengefasst und stark vergrößert dargestellt werden. Weiter östlich im Pongau trifft man zwischen dem Großarlal und dem Tappenkarsee wiederum auf mehrere Serpentinittlinsen.

Die Fortsetzung dieser Zone in den Lungau ist durch die Kartierungen von EXNER (1983, 1989) bekannt. Sie verläuft südlich des Weißbecks (2711 m) bis in einen westlich des Scharecks (2466 m) gelegenen Bereich (Hauseralm, 2107 m). Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit konnten die Lungauer Vorkommen im Maßstab 1 : 200 000 nicht dargestellt werden.

Das häufige Auftreten von Ultrabasiten mit Lherzolithischer Zusammensetzung in der Matreier Schuppenzone ist, wie schon einleitend angedeutet, ein grundlegender Unterschied zu vielen anderen bekannten Ophiolithfrag-

menten der Penninischen Fenster in den Ostalpen (KOLLER & PESTAL, 2003). So beschrieben HÖCK & KOLLER (1989) nur Harzburgite aus den Ophiolithen des Glockner-Deckensystems, ebenso von der Idalpe im Engadiner Fenster und von der Recknitzer Fenstergruppe. Diese Feststellungen werden von MELCHER et al. (2002) an Hand der Geochemie bestätigt. Lediglich die Serpentinite der Tarntaler Berge und jene der Platta-Decke sind petrologisch mit den Ultrabasiten der Matreier Schuppenzone gut vergleichbar.

In Anlehnung an die in der Platta-Decke gewonnenen Erkenntnisse (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; MANATSCHAL et al., 2002) interpretieren auch wir die Lherzolithe der Matreier Schuppenzone als Fragmente eines subkontinentalen Mantels, der durch jurassische tektonische Denudation am Meeresboden freigelegt und von Tiefseesedimenten, meist von Radiolariten, überlagert wurde. Prinzipiell stammen die unterostalpinen und die höchsten Penninischen Decken aus einem oberjurassisch- bis kreidezeitlichen, passiven Kontinentalrand, d.h. aus einer Übergangszone zwischen dem äußeren Kontinentalschelf und dem Ozeanboden.

In den letzten Jahren gelang es, an mehreren Stellen im Originalgebiet der Matreier Schuppenzone eine druckbetonte Metamorphose, die vor der Tauernkristallisation stattgefunden hat, nachzuweisen (KOLLER & PESTAL, 2003). Am Rand der Serpentinite, aber schon außerhalb dieser, meist in den ersten Lagen der sie umgebenden Metasedimentgesteine (z. T. auch in den Ophikarbonaten), findet man gelegentlich dünnbankige Blauschiefer. Die Hochdruckparagenese wird in den Blauschiefern durch Alkalipyroxen, mit Stilpnomelan und Albit definiert. Der ursprüngliche Alkalipyroxen wird von blauen Alkali amphibolen (Riebeckite bis Mg-Riebeckite) verdrängt, wodurch diese Gesteine ihre typisch blaue Farbe erhalten.

## Metabazit

### Jura–Unterkreide

182 *Metadiabas, Metagabbro*  
181 *Prasinit, Chloritschiefer*

**Metadiabase und Metagabbros (182)** treten in der Nordrahmenzone zwischen dem vorderen Großarlal und dem vorderen Fuscher Tal (BRAUMÜLLER, 1939; EXNER, 1979) auf, wo sie mit Phyllitischen Bündnerschiefern (180) und der Sandstein-Brekzien-Formation (184) vergesellschaftet sind. In der Landschaft treten sie als morphologische Härtlingsrücken in Erscheinung. In den grobkörnigen, gabbroiden oder dioritischen Grüngesteinspartien ist sowohl das magmatische Gefüge (porphyrische und ophitische Struktur) als auch der magmatische Mineralbestand (Pyroxen, braune Hornblende, Plagioklas, Ilmenit) relikthisch erhalten (EXNER, 1979). Die Metamorphose erreichte hier nur die niedrig-temperierte Grünschieferfazies, wobei es zur Neubildung von Aktinolith, Chlorit, Stilpnomelan und Albit gekommen ist (FRASL, 1958). Primär feinkörnige und dünne Diabaslagen innerhalb der Phyllite sind jedoch stärker rekristallisiert und leiten zu Grünschiefern über.

**Prasinite und Chloritschiefer (181)** beteiligen sich am Aufbau der Matreier Schuppenzone sensu stricto am Südrand des Tauernfensters. Ihre enge Vergesellschaftung mit

typischen Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe erlaubt zweifelsfrei ihre lithostratigraphische Zuordnung (FRISCH et al., 1987). Die Ultrabasite der Matreier Schuppenzone sind gleichmäßig feinkörnige, gelblichgrüne, z. T. gebänderte Gesteine, die sich makroskopisch nicht von den Prasiniten des Glockner-Deckensystems unterscheiden. Chlorit und Epidot sowie lagenweise angereichert Albit und aktinolithische Hornblende sind die Hauptgemengteile.

In der Nordrahmenzone kommen nur wenige dünne Lagen von Grünschiefern vor (EXNER, 1971b, 1983, 1989, 1990). Sie sind auf der Karte nicht gesondert dargestellt, sondern unter den phyllitischen Bündnerschiefern subsumiert. Laut EXNER (1971b, S. 91) ist die alpidische Metamorphose in der Nordrahmenzone sehr schwach, jedoch die penetrative Verformung sehr intensiv. Ultrabasite der Bündnerschiefer, die in diese Zone gelangen, nehmen daher diaphthoritischen Charakter an und zeigen lithologische Konvergenzen zum Typus der Grünphyllite.

### Phyllitischer Bündnerschiefer (mit Metaradiolarit und Aptychenkalk in der Matreier Schuppenzone) Jura–Unterkreide

*Dunkler Phyllit, kalkfrei und kalkig („Fuscher Phyllit“), Phyllit, hell, z. T. grün, untergeordnet Kalkschiefer und Quarzit*

Die vorwiegend grünschieferfaziell geprägten Bündnerschiefer mit phyllitischem Habitus (= Phyllitischer Bündnerschiefer) bilden die Hauptlithologien der Nordrahmenzone und der Matreier Schuppenzone. Sie wurden gemeinsam mit lithologisch ganz ähnlichen Gesteinen, die im hangenden Teil des Glockner-Deckensystems auftreten, zur Fuscher Fazies zusammengefasst (FRASL & FRANK, 1966). Die Entstehungsgeschichte des Namens „Fuscher Phyllite“ für die dunklen Phyllite der Bündnerschiefer-Gruppe wurde bereits bei der Legenden-Nr. 188 erläutert.

In den dunkelgrauen kalkfreien bzw. kalkarmen Phylliten der Nordrahmenzone sind abgesehen von Kalkschiefern und Brekzien noch lokal Karbonatquarzite, Chloritoidquarzite und hellgraue Phyllite eingelagert. In dünnen Lagen der letztgenannten hellen Phyllite konnten REITZ et al. (1990) nahe der Spatalm, zwischen dem Großarl- und dem Kleinarltal (Pongau) Fossilien der Unterkreide (Pteridophytensporen) nachweisen. Als Ausgangsgesteine der Fuscher Phyllite sind in tiefen Teilen des Penninischen Ozeans abgelagerte, dunkle Tone mit sandigen und mergeligen Zwischenlagen vorstellbar. In einigen Bereichen sind diese auch zyklisch wiederkehrend und erinnern deutlich an Turbiditsequenzen – so z. B. westlich von Kaprun, wo dezimeterdicke dunkle Phyllitlagen mit dunklen Kalkschieferbänken wechsellagern. Zusätzlich zeigen die Oberkanten der Kalkschieferbänke gegen die nächst höhere Phyllitlage silifizierter Krusten, was als Zeichen für Flyschablagerungen unter der C.C.D. gewertet wird.

Weiters sind aus der Nordrahmenzone des Lungaus relativ mächtige Grünphyllite bekannt. Es bestehen kontinuierliche Übergänge von den dunklen Phylliten zu den

Grünphylliten, deren Hauptgemengteile Serizit, Chlorit und Quarz bereichsweise auch Karbonate sind (EXNER, 1989). Als Ausgangsgestein der Grünphyllite werden einerseits reichlich siliziklastisches Material führende Tuffite vermutet, aber auch eine Beteiligung von dolomitischen Detritus führenden Mergeln ist vorstellbar.

Der abwechslungsreiche, lithologische Charakter der phyllitischen Bündnerschiefer ist nicht auf die Nordrahmenzone beschränkt, sondern in ähnlicher Weise auch in der Matreier Schuppenzone anzutreffen. Es treten dunkelgraue kalkfreie Phyllite und kalkige Phyllite mit Lagen oder Linsen von bräunlich verwitterndem Karbonat auf. CORNELIUS & CLAR (1939) erwähnen weiters Phyllite mit wechselndem Quarzgehalt, hellere quarzreiche Phyllite z. T. mit eingelagerten Karbonatquarzitbänken, fleckig grünliche Chloritoidphyllite, Chloritphyllite und phyllitische Kalkglimmerschiefer, die alle voneinander nicht scharf getrennt, sondern durch lithologische Übergänge verbunden sind.

Der Metaradiolarit der Matreier Schuppenzone ist ein feinkristalliner grünlicher Quarzit mit dünnplattigem Bruch und serizitbelegten Schichtflächen. Radiolarienreste sind darin zwar nicht mehr zu finden, jedoch spricht die Ähnlichkeit mit den Radiolariten in Graubünden für eine Einstufung als Mittel- bis Oberjuraradiolarit (CORNELIUS & CLAR, 1939). Der metamorphe Radiolarit am SE-Grat des Weißen Knoten (2864 m, ca. 5 km S Großglockner) wird von weißem bis gelblichem, feinkristallinem Kalkmarmor mit grünen Serizitlagen unterlagert. Dieser Kalkmarmor ist den verschieferten Aptychenkalken des Oberengadin sehr ähnlich (CORNELIUS & CLAR, 1939).

### Klammkalk, Kalkglimmerschiefer Jura–Kreide

*Kalkmarmor, dunkel, z. T. plattig, örtlich Bänderkalkmarmor; Glimmermarmor, hell, gelblich, z. T. auch grau, untergeordnet Kalkphyllit*

Klammkalk ist ein von den Tauerngeologen seit langem verwendeter, lithostratigraphischer Name. Er bezeichnet ein Gesteinsvorkommen, das als landschaftsprägendes Element in der Nordostecke des Tauernfensters, unmittelbar südlich der Salzachtalstörung liegt und sich keilförmig vom Kleinarltal im E bis jenseits des Wolfbachtals im W über eine Gesamtlänge von 35 km erstreckt. Der Klammkalk ist isoklinal verfaltet und wird von Perm- und Triasgesteins-Einschaltungen sowie von Phyllitmulden in mehrere Gesteinszüge unterteilt. Infolge tektonischer Anschoppung stellt sich im Großarlal eine scheinbare Mächtigkeit von 4 km ein. Die primäre Mächtigkeit des Klammkalkes beträgt jedoch nur ein paar hundert Meter (PEER & ZIMMER, 1980; THIELE, 1980). Wie schon der Name andeutet, verhält sich der Klammkalk in geomorphologischer Hinsicht als Härtling gegenüber den leichter erodierbaren phyllitischen Bündnerschiefern der Nordrahmenzone. Die in ihn eingeschnittenen Resistenzstrecken der südlichen Salzachzuflüsse bilden landschaftlich reizvolle Klammern unmittelbar vor der Einmündung in das glazial tiefer erodierte Haupttal der Salzach (Kitzlochklamm bei Taxenbach, Klampfaß bei Lend, Liechtensteinklamm am Ausgang des Großarltales). Die Klammern wurden durch fluviale Erosion während der Interglaziale angelegt und entwickelten sich während der letzten ca. 13.000 Jahre (spät- bis postglazial) zur gegenwärtigen Form.

Der typische Klammkalk ist ein zumeist mittel- bis dunkelgrauer schwach metamorpher Kalkmarmor mit hellen Kalzitadern. PEER & ZIMMER (1980) weisen auch auf hell-dunkelgrau und rosa-gelbgrau gebänderte Varietäten hin. Es wurden wiederholt Fossilien, zumeist Crinoidenstielglieder gefunden, die aber keine genauere Alterseinstufung des Klammkalks erlaubten. Für THIELE (1980) ist ein ähnliches Sedimentationsalter wie für den Hochstegenkalk vorstellbar (?Oberjura bis ?Unterkreide). Bezüglich des Ablagerungsraumes vermuten FRISCH et al. (1987, S. 61 f., Abb. 8), dass der Klammkalk ursprünglich an der Schelfkante oder auf dem Kontinentalhang zwischen dem ostalpinen Schelf und dem Penninischen Ozean beheimatet war.

Einige Vorkommen von Kalkglimmerschiefer wurden in der aktuellen Geologischen Karte mit dem Klammkalk zusammengefasst dargestellt. Diese befinden sich einerseits im Lungau nordwestlich von Mauterndorf (im Bereich Schöneck 2235 m – Schareck 2466 m) und im oberen Lantschfeldtal. Petrologisch sind sie als Kalkphyllit und Kalkschiefer mit Zwischenlagen von Glimmermarmor und geringmächtigem Karbonatquarzit anzusprechen (EXNER, 1989). Andererseits treten Kalkglimmerschiefer in der Matreier Schuppenzone, genauer gesagt in der nördlichen Sadnig-Gruppe auf. Als Besonderheit unter diesen üblicherweise mittelgrauen Glimmermarmoren tritt im Bereich der Fragant (am Bretterach) ein gelblichweißer, gelblich-

grauer bis gelblichgrüner, teilweise auch gebänderter, zuckerkörniger Marmor („Bretterichmarmor“) auf. Er besteht hauptsächlich aus reichlich Kalzit sowie aus Quarz, enthält üblicherweise dünne Flasern aus Serizit und Chlo-

rit, mit Klinozoisit-Epidot, Titanit und Albit. PREY (1964) erwähnt auch Übergänge des „Bretterichmarmors“ in kalkige Grünschiefer und Epidotchloritschiefer, die er als ehemalige Tuffite und Tuffe auffasst.

## 4.3.2. Penninische Deckensysteme am Nordrand der Ostalpen

### 4.3.2.1. Rhenodanubische Flyschzone

Der Name Rhenodanubische Flyschzone (RF) wurde von OBERHAUSER (1968) für die aus Turbiditen und hemipelagischen Tonsteinen bestehende Überschiebungseinheit eingeführt, die zwischen dem Rheintal und dem Donautal am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen entlangstreicht. Die RF besteht aus mehreren Decken, von denen auf Blatt Salzburg nur die in mehrere Teildecken gegliederte Greifensteiner Decke vorhanden ist. EGGER & SCHWERD (2008) haben die Schichtfolge der Greifensteiner Decke lithostratigraphisch zur Rhenodanubischen Gruppe zusammengefasst. Die Formationen dieser Gruppe wurden vom Barremium bis ins Ypresium abgelagert, also über einen Zeitraum von rund 70 Ma (Abb. 18).

178

#### Sedimentgesteine der Unterkreide i. Allg. (Gaultflysch, Tristel-Formation) *Quarzsandstein, dunkel, Glaukonit führend, Tonmergel, Kalksandstein, Brekzie*

Im Süden des Salzburger Rhenodanubikums steht die Tristel-Formation (Barremium–Unter-Aptium) im Vorland des Schober an: im tief eingeschnittenen Graben beim Gehöft Schwandbauer in 680 m Seehöhe. Dort werden bis zu 0,5 m mächtige Kalksandsteinbänke, welche vereinzelt Hornsteinknollen führen, durch graue Mergel voneinander getrennt. Letztere lieferten eine unterkretazische Nannoflora. Dieses kleine Vorkommen von Tristelschichten liegt in der streichenden Fortsetzung der zwischen Mondsee und Attersee häufigen Neokomablagerungen, welche auch eine ähnliche Lithofazies aufweisen.

Weit verbreitet ist die Tristel-Formation am Nordrand der Salzburger Flyschzone, in der Pfaffenberg-Schuppenzone (EGGER, 1989). Von dort beschreiben bereits ABERER & BRAUMÜLLER (1958) unterkretazische Aptychen. Der beste Aufschluss befindet sich an der Westflanke des Buchberges, im Graben südlich vom Weiler Pfaffenberg. Dort stehen hellgraue Kalkarenite, ebensolche Kalkmergel und vereinzelt auftretende spätig gebundene Kalklithitbänke („Tristelbrekzie“ [MÜLLER-DEILE, 1940]) an. Im hängendsten Abschnitt dieser Abfolge schaltet sich eine etwa 2 m mächtige polymikte Brekzienbank ein, deren Komponentenspektrum vor allem aus bunten Phylliten, gelb anwitterndem Dolomit und Granitoiden besteht (Müller-Deile, 1940). Die grauen Mergel im Liegenden dieser Bank lieferten kalkiges Nannoplankton und Foraminiferen des Unter-Aptiums (EGGER et al., 2009). Die somit eindeutig zu den unterkretazischen Gesteinen des Rhenodanubikums gehörende Brekzienbank vermittelt bereits zu den hangenden Gaultgesteinen der Pfaffenberg-Schuppenzone, in welchen Grobklastika wesentlich häufiger auftreten als im Neokom.

Die früher „Gaultflysch“ genannten Ablagerungen können nach WORTMANN et al. (2004) als Rehbreingraben-Formation (Oberes Aptium–Oberes Albium) bezeichnet werden. Dabei handelt es sich um eine karbonatarme Gesteinsabfolge, die am Buchberg und Tannberg von dunkel-

grauen bis schwarzen Tonsteinen, siltigen Tonsteinen und Siltsteinen dominiert wird. Diese Pelitgesteine stehen meist in Wechsellagerung mit Glaukonit führenden, splittig brechenden Sandsteinen („Ölquarzite“), welche nicht selten Übergänge in Konglomerate zeigen. Grobklastikalagen, deren Komponentenbestand jenem der neokomen Brekzie entspricht, sind besonders in den Gräben an der Nordflanke des Buchberges häufig; dort ist erkennbar, dass diese Lagen zum Teil schon im Aufschlussbereich wieder auskeilen; diese linsenförmigen Grobklastikavorkommen werden als Rinnenfüllungen interpretiert. Neben den harten Brekzienbänken treten vereinzelt auch Geröllpelithorizonte auf. Während am Buchberg und Tannberg die Komponenten der erwähnten Psephitgesteine bestenfalls Faustgröße erreichen, können sie am Haunsberg manchmal Durchmesser bis zu 4 m aufweisen; die Proben aus dieser Wildflyschfazies lieferten keine Alter jünger als Albium (FRASL, 1987). Diese Einstufung passt zu den palynologischen Befunden vom Buchberg, wo Draxler aus den Tonsteinen eine reiche und gut erhaltene Mikroflora mit Dinoflagellaten-Zysten, Pteridophytensporen und Pollen von Gymnospermen, Cycadeen und Gingkogewächsen nachweisen konnte, die ebenfalls das Albium belegen (EGGER, 1993a). Zur selben Einstufung kommt PREY (1980) auch für die Vorkommen der Rehbreingraben-Formation am Heuberg.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sich am Haunsberg, Buchberg und Tannberg in die übliche unterkretazische Schichtfolge des Rhenodanubikums auch grobklastische Ablagerungen einschalten. Aufgrund der heutigen Position dieser Gesteine am Nordrand des Rhenodanubikums ist anzunehmen, dass die Anlieferung des grobklastischen Materials von Norden her erfolgte. Es handelt sich dabei also um eine marginale Flyschfazies (BUTT, 1981; BUTT & HERM, 1978), um eine Hang- und Hangfußfazies, die bereits im Neokom einsetzt.

177

#### Reiselsberg-Formation und „Untere Bunte Mergel“ Albium–Turonium

*Quarzsandstein, kalkhaltig, glimmerreich, mittel- bis grobkörnig, grau, Ton- und Mergelstein, bunt*

Über der Rehbreingraben-Formation folgen stratigraphisch die roten, grünen und grauen Ton- und Mergelsteine der Unteren Bunten Mergel. Diese Einheit ist meist tektonisch eliminiert, wodurch gute Aufschlüsse selten

sind. Die besten Aufschlüsse befinden sich zwischen Mondsee und Attersee, bei Oberaschau an der Nordflanke des Hochplett. Dort wies EGGER (1993b) mit kalkigem Nannoplankton den Grenzbereich Albium–Cenomanium (Zo-

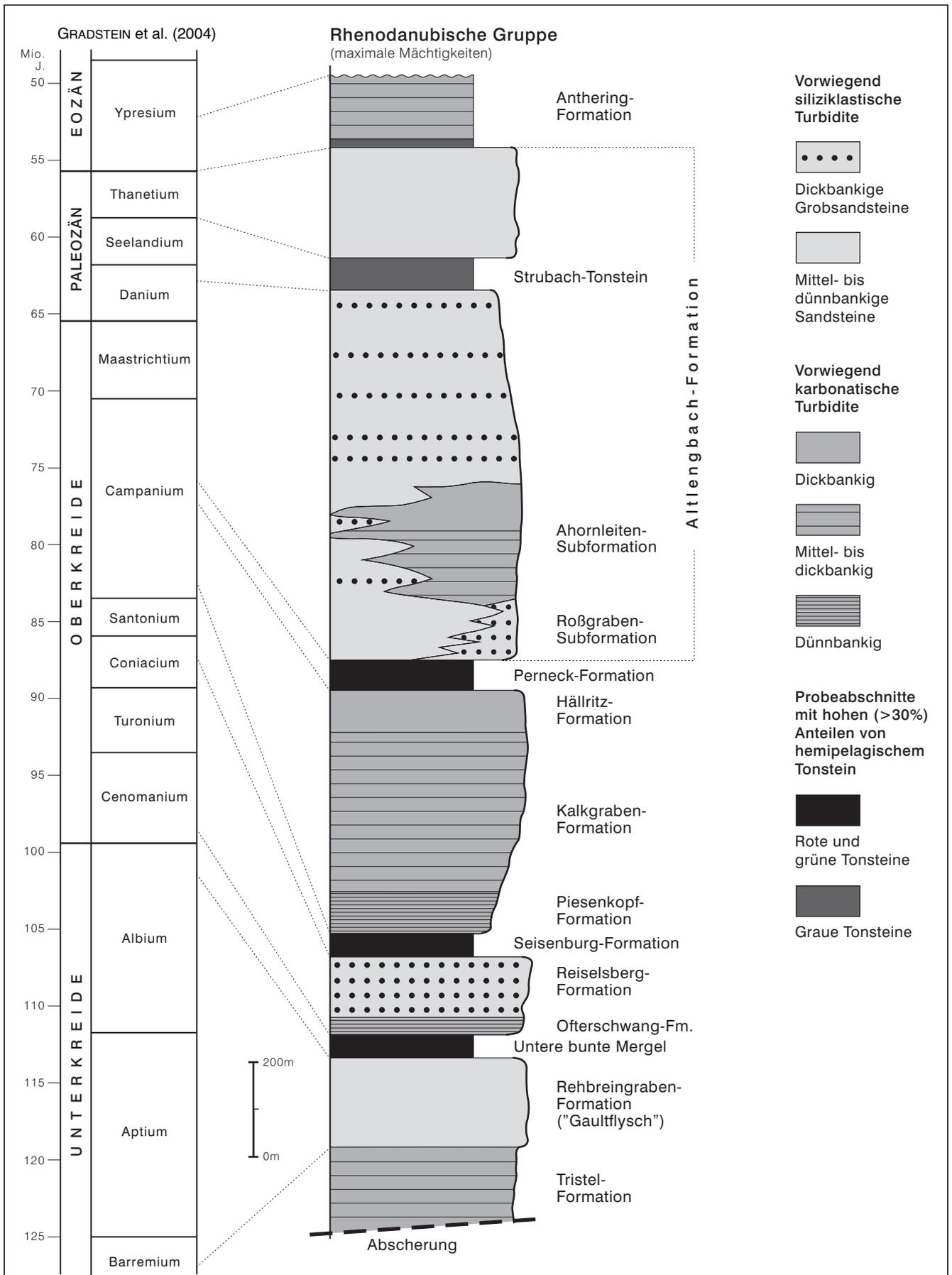


Abb. 18. Idealprofile durch die Schichtfolge der Rhenodanubischen Gruppe in Salzburg und im westlichen Oberösterreich.

ne CC9) nach. Diese Alterseinstufung konnte mit Foraminiferenfaunen und Dinoflagellatenfloren bestätigt werden (WAGREICH et al., 2006). Einen Überblick über die rote Pelitgesteine führenden Formationen der Rhenodanubischen Gruppe (Untere Bunte Mergel, Seisenburg-Formation, Perneck-Formation) findet sich in WAGREICH et al. (2008).

Im Hangenden der Unteren Bunten Mergel treten graue plattig brechende Kalkmergel auf, die kalkiges Nannoplankton des Cenomaniums (Zone CC10) lieferten. Bei diesen Gesteinen handelt es sich um das östlichste Vorkommen der Ofterschwang-Formation, die im westlichen Bayern weite Verbreitung besitzt. Darüber folgt mit einer Mächtigkeit von rund 160 m die Reiselsberg-Formation, die aus dickbankigen siliziklastischen Sandsteinen aufgebaut wird (BRAUNSTINGL, 1986). Die Aufschlüsse am Hochplett sind die besten im gesamten östlich des Inns gelegenen Abschnitt der Rhenodanubischen Flyschzone.

176

### Zementmergelserie (inkl. Perneck- und Seisenburg-Formation) Coniacium–Campanium

*Kalksandstein und Mergelstein, hellgrau, Tonstein, bunt, Mergelstein mit Lagen von feinkörnigem Sandstein*

Der Name „Zementmergelserie“ hatte in Österreich und Bayern unterschiedliche Bedeutung und wurde daher eingezogen (EGGER & SCHWERD, 2008). Die früher der „Zementmergelserie“ zugerechneten Einheiten werden jetzt zur **Röthenbach-Subgruppe** zusammengefasst. Diese besteht aus der dünnbankigen Piesenkopf-Formation („Zementmergelbasisschichten“) im Liegenden, der kalkmergelreichen Kalkgraben-Formation und der aus dickbankigen Kalksandsteinbänken bestehenden Hällritz-Formation. Die Röthenbach-Subgruppe ist eine Kalkturbiditabfolge, die von Westen nach Osten ins Becken progradierte. Dementsprechend ist die Basis diachron und setzt im westlichen Bayern bereits im Coniacium ein, in Salzburg und Oberösterreich erst im untersten Campanium. Die Mächtigkeit der Röthenbach-Subgruppe liegt im Norden der Rhenodanubischen Flyschzone bei etwa 150 m (Profil im Haidingerbach bei Wallester südöstlich von Neumarkt am Wallersee), weiter im Süden bei rund 400 m (Umgebung Steinwandl), am Südrand der Flyschzone (Hochplett) bei mindestens 500 m.

Im Liegenden der Röthenbach-Subgruppe besteht die **Seisenburg-Formation** („Obere Bunte Schiefer“) vor allem aus grauen, grünen und roten Tonsteinen. Die in diese Ablagerungen eingeschalteten siltigen Hartbänkchen werden meist nur dezimetermächtig. Die besten Aufschlüsse wurden wieder am Hochplett gefunden, wo die Formation mit 5 m mächtigen hemipelagischen roten Tonsteinen einsetzt (EGGER, 1994). Erst im Santonium und Unter-Campanium treten dünnbankige siltige Turbidite auf. Durch das Verschwinden der bunten hemipelagischen Tonsteinlagen vollzieht sich der Übergang in die hangende Piesenkopf-Formation. Diese war am Hochplett, aber auch im Flyschgebiet zwischen Wallersee und Irrsee gut aufgeschlossen, wo sie im Bereich des Schönfeichtplatzls die in einem Antiklinalkern auftretende Seisenburg-Formation überlagert (EGGER et al., 2003). Intensiv mit den bunten Seisenburger Schichten verfaltet, zeigt sie einen rhythmischen Wechsel von kalkigen Hartbänken mit grauen Kalkmergeln. Die Hartbänke werden selten mächtiger als 10 cm, nur einzelne Ausnahmen sind bis zu 30 cm dick. Oft können vom Boumazyklus noch die Abschnitte Tbc erkannt werden, während die Basis Ta üblicherweise fehlt. Die Kalkmergel, deren jeweilige Mächtigkeit in etwa jener der Hartbänke entspricht, bilden den Abschnitt Td des Boumazyklus. Wie es für die gesamte Röthenbach-Subgruppe typisch ist, treten auch schon hier an der Basis der Serie Spurenfossilien

Da die Reiselsberg-Formation aufgrund ihrer Fossilarmut biostratigraphisch oft nicht einstuftbar ist, war für manche Autoren die Lage im Profil ausschlaggebend für die Zuordnung von Gesteinen zu diesen beiden Schichtgliedern. So rechneten ABERER & BRAUMÜLLER (1958) mehrere Sandsteinvorkommen im Liegenden der Zementmergelserie des Haunsberges, Buchberges und Tannberges zu der Reiselsberg-Formation; später erwiesen sich diese Sandsteinabfolgen mit dünnen Pelitzwischenlagen aufgrund ihrer Nanofloren aber als Altenglach-Formation des Maastrichtiums (EGGER, 1989). Für die von FREIMOSER (1972) beschriebene Reiselsberg-Formation des Zinnkopfes in Bayern stehen verlässliche Alterseinstufungen noch aus.

PREY (1980) beschreibt obercenomane graue Tonmergel aus dem Gebiet des Heuberges, welche er zur Schichtfolge der Reiselsberg-Formation rechnet. Die für dieses Schichtglied typischen dickbankigen, Glimmer führenden Sandsteine waren hier allerdings nicht aufgeschlossen.

vor allem in Form von Chondriten und Helminthoideen (*Nereites* spp.) auf.

Im Hangenden wird die Piesenkopf-Formation von der Kalkgraben-Formation überlagert, die ihre besten Aufschlüsse auf dem Kartenblatt im Bereich des Steinwandls und der Großen Plaike hat. Mächtigkeiten der Kalksandsteinbänke und der Kalkmergellagen von jeweils mehr als 1 m sind hier keine Seltenheit. Die Boumaabfolgen sind dort vollständig entwickelt, denn auch der basale Abschnitt ist vorhanden. Die Anwitterungsfarbe der im frischen Anschlag grauen Hartbänke ist meist ein helles Gelb und damit verschieden von jener der petrographisch ähnlichen aber dunkler anwitternden Gesteinen der Altenglach-Formation. Nicht selten sind dünne Lagen von grünen dünnblättrigen Tonsteinen, welche mit scharfer Grenze (Karbonatsprung!) den hellgrauen, weiß anwitternden Kalkmergeln auflagern. Bei diesen Tonsteinen handelt es sich um das hemipelagische, nicht-turbiditische Sediment. Dieses belegt im vorliegenden Fall die Ablagerung der Zementmergelserie unter der Kalzitkompensationstiefe. Teile dieser grünen Lagen bilden häufig feste Überzüge auf den Schichtflächen der Hartbänke.

Die jüngsten Anteile der Röthenbach-Subgruppe (Hällritz-Formation) sind besonders gut im Achartinger Bach und im Antheringer Bach aufgeschlossen. Die zuvor charakteristischen Kalkmergelsteine fehlen hier fast völlig. Charakteristisch sind meist um 0,5 m mächtige Kalksandsteine mit vollständigen Boumazyklen, welche durch dünne Pelitlagen getrennt werden. Aufgrund eines Gehaltes an Glaukonit zeigen die Kalksandsteine im frischen Anschlag meist eine graugrüne Farbe. Besonders bemerkenswert an den erwähnten Aufschlüssen ist, dass Kolkungsmarken an den Sohlflächen der Hartbänke nicht selten sind; diese weisen auf eine einheitliche Bewegungsrichtung der Trübebeiströme von Westen nach Osten.

Im Antheringer Bach ist auch die Basis der hangenden **Perneck-Formation** („Oberste Bunte Schiefer“) aufgeschlossen. Die Perneck-Formation stammt aus dem mittleren Campanium (oberer Teil der Zone CC21 und Zone CC22) und scheint in ihrem gesamten Verbreitungsgebiet zwischen Wien und dem Halblechtal in Bayern synchron einzusetzen. Die Lithologie der Perneck-Formation gleicht weitgehend jener der Seisenburg-Formation. Es handelt sich dabei um dünnbankige Abfolgen von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen, welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen wechsellagern. Die

Hartbänkchen sind aufgrund ihrer geringen Glaukonitführung meist grüngrau gefärbt. Auf den Sohlflächen finden sich häufig Fucoiden; ein von VOGELTANZ (1971) beschriebenes Massenvorkommen von Spurenfossilien der Gattung *Subphyllochorda* stammt vermutlich ebenfalls aus der

Perneck-Formation, welche beim Bau der Salzach-Sohlstufe Lehen (Stadt Salzburg) angefahren wurden. Die besten Aufschlüsse wurden an der Fischach bei Lengfelden, im Diesengraben südlich vom Irrsberg, im Henndorfer Wald und im Sulzberggraben am Haunsberg angetroffen.

175

## Altlenzbach-Formation und Anthering-Formation Maastrichtium bis Ypresium

Quarzsandstein, kalkhaltig, grobkörnig („Mürbsandstein“), Ton- und Mergelstein, grau oder grünlich

Bedingt durch ihre große Mächtigkeit von mehr als 1500 m baut die **Altlenzbach-Formation** die größten Flächen innerhalb der Flyschzone in Salzburg und Oberösterreich auf. Ihre stratigraphische Reichweite reicht vom unteren Obercampanium bis ans Ende des Paleozäns (EGGER & SCHWERT, 2008). Das Leitgestein der Formation ist ein mittel- bis grobkörniger, matrixarmer Glimmer-Quarzsandstein. Daneben gibt es mehrere andere Gesteinstypen, die oft eine Untergliederung in vier Subformationen ermöglichen: die psammitische Roßgraben-Subformation an der Basis, die kalkmergelreiche Ahornleiten-Subformation, die psammitische Kotgraben-Subformation und die tonmergelreiche Acharting-Subformation (EGGER, 1995). Die Schüttung des Materials erfolgte vermutlich von N, aus einer Anzahl verschiedener relativ kleiner Schüttungszentren (EGGER et al., 2002).

Im Salzburger Flysch liegen die besten Aufschlüsse der Roßgraben-Subformation im Altenbachgraben südöstlich von Henndorf und etwas südlich davon im kleinen aufgelassenen Steinbruch beim Gehöft Pichl. Gute Aufschlüsse fanden sich aber auch im Henndorfer Wald und an der Forststraße an der Ostflanke des Kolomannsberges. Lithologisch überwiegen 2–3 m mächtige, braun anwitternde Sandsteinbänke, welche weder eine Gradierung, noch andere bankinterne sedimentäre Strukturen, noch Sohlmarken erkennen lassen; lediglich gegen die Bankoberkante kommt es manchmal zu einer Zunahme des pelitischen Bindemittels und zu einer Aufspaltung der Bänke in cm-dicke Platten. Tonsteinflatschen innerhalb der Sandsteinbänke (Tongallen) belegen sowohl die Erosionskraft der Resedimentströme, als auch deren hohe Dichte, d. h. deren große Auftriebskräfte, durch welche die bis zu mehreren Zentimeter langen Tongallen in die Grob- bis Mittelsandfraktion gelangten.

Über den dickbankigen Basissandsteinen folgt eine mehrere 100 m mächtige Abfolge, welche durch ihren hohen Gehalt an karbonatreichen Gesteinen ausgezeichnet ist (Ahornleiten-Subformation). Es überwiegen Kalksandsteine und graue, harte Kalkmergel vom Typus der „Zementmergel“; Tonsteine treten selten auf. Die Hartbänke sind meist gradiert und zeigen an ihrer Basis nicht selten Feinbrekzien- oder Grobsandsteinlagen. Vereinzelt wurde Amalgamation beobachtet. In diese karbonatreiche Abfolge schalten sich in Abständen von mehreren Zehnermetern einzelnen Mürbsandsteinbänke von bis zu 2 m Mächtigkeit ein. Die besten Aufschlüsse dieser Lithofazies der Altlenzbacher Schichten liegen im Bereich des Thalgauberges und des Henndorfer Waldes.

Am weitesten verbreitet von den verschiedenen Lithofaziestypen der Altlenzbach-Formation ist die pelitische Fazies der Acharting-Subformation. Die pelitischen Gesteine (vor allem mittel- bis dunkelgraue Tonsteine und Tonmergel) bauen im Durchschnitt etwa 70 % der Schichtfolge auf. Diese Faziesausbildung ist typisch für das gesamte Profil der Altlenzbach-Formation des Nordteiles des Rhenodanubikums. Im Südteil setzt sie erst über den oben beschriebenen Faziestypen ein. Hervorragende Aufschlüsse davon finden sich am Thalgauberg (Vetterbachgraben und Ölgraben), im Antheringer- und Achartingerbachgraben und im Einschnitt des Prossingerbachgrabens bei Elixhausen.

ben), im Antheringer- und Achartingerbachgraben und im Einschnitt des Prossingerbachgrabens bei Elixhausen.

Die **Anthering-Formation** (Ypresium), die zu mehr als 90 % aus pelitischen Gesteinen aufgebaut wird, wurde von EGGER (1995) definiert. Sie tritt von Salzburg bis ins westliche Niederösterreich hinein auf und verzahnt sich weiter östlich mit den grobkörnigen und dickbankigen Turbiditen der Greifenstein-Formation, die einen Tiefsee-Fächer aufbauen, der von Norden ins Becken hinein vorbaute. Die Unterkante der Anthering-Formation liegt an der Paleozän/Eozän-Grenze, die mit Hilfe von kalkigem Nannoplankton, agglutinierenden Foraminiferen, Dinoflagellaten und Kohlenstoffisotopen detailliert untersucht wurde (EGGER et al., 2000, 2003 und 2008; CROUCH et al., 2001). Die Paleozän/Eozän-Grenze liegt im oberen Teil der *Discoaster-multiradiatus*-Zone (NP9), die jüngsten bisher bekannten Anteile stammen aus der *Discoaster-binodosus*-Zone (NP11).

Die Anthering-Formation besteht vor allem aus kalkreichen Schlamm-turbiditen (Kalkmergel und Mergel), die wechselnde Gehalte an Silt führen. Charakteristisch sind hellgraue Mergel (durchschnittlicher Karbonatgehalt rund 30 %) mit oft deutlichem Siltanteil, der aufgrund von Korngrößengradierung gegen das Liegende zunimmt (Schlamm-turbidite). Dort ist selten der Übergang in harte, gelbbraun anwitternde Siltstein- bzw. Kalksandsteinbänke beobachtbar. Diese zeigen deutlich auswitternde Boumazyklen, in welchen vor allem die Abschnitte T<sub>b</sub> und T<sub>c</sub> häufig und gut ausgebildet zu beobachten sind. Es treten aber auch vollständige Turbidite auf, die dann oft an ihren Sohlflächen zahlreiche Kolkungsmarken erkennen lassen, die wieder Paläoströmungsrichtungen von W nach E belegen. Einzelne Turbiditlagen können Mächtigkeiten von bis zu 2 m erreichen, wobei der Anteil von pelitischem Material mehr als 80 % des Turbidites ausmacht. Üblicherweise zeigen die Schlamm-turbidite Mächtigkeiten von weniger als 0,5 m.

In der gesamten Rhenodanubischen Gruppe haben quellfähige Tonminerale einen hohen Anteil (oft um die 50 %) am Aufbau der pelitischen Gesteine. Diese Smektiten stammen aus der Abtragung von Böden und deuten auf ein jahreszeitlich geprägtes Klima mit deutlichen Trocken- und Regenzeiten hin (EGGER et al., 2003). Im untersten Eozän (Sub-Zone NP10a) treten 23 Lagen von reinem Smektit (Bentonite) auf, die als umgewandelte vulkanische Aschen interpretiert werden (EGGER et al., 2000). Diese 2 mm bis 3 cm dicken Lagen, deren immobile Elementzusammensetzung auf eine vorwiegend basaltische Zusammensetzung des Ausgangsmaterials hindeutet (HUBER et al., 2003), konnten auch in altersgleichen Ablagerungen der Gosau der Nördlichen Kalkalpen nachgewiesen werden (EGGER et al., 2004 und 2005). Das Alter und die chemische Zusammensetzung der Aschen deuten auf eine Korrelation mit Aschen der nordatlantischen magmatischen Provinz hin, wie sie etwa in Fur in Dänemark aufgeschlossen sind. Diese explosiven Eruptionen, die mit der Öffnung des Nordatlantiks in Zusammenhang standen, produzierten gewaltige Aschenmengen. Für die im Anthering-Profil gefundenen Lagen wurden Kubaturen zwischen 1200 km<sup>3</sup> und 100 km<sup>3</sup> errechnet (EGGER & BRÜCKL, 2006).

#### 4.3.2.2. Ybbsitzer Klippenzone

Der Name Ybbsitzer Klippenzone wurde von SCHNABEL (1979) für ein Äquivalent der St. Veiter Klippenzone (PREY, 1973 und 1975a) eingeführt. Bei beiden im Prinzip ähnlichen Klippenzonen könnte es sich um den basalen Teil der Rhenodanubischen Flyschzone handeln. Durch die starke tektonische Beanspruchung sind sedimentäre Kontakte allerdings nicht erhalten geblieben.

174  
**Ultrabazit**  
*Serpentinit*

Die Vorkommen von Serpentinit, Ophikalzit und untergeordnet auch Gabbro und Diabas liegen einerseits im Bereich der Wolfgangsee-Störung (PLÖCHINGER, 1973), andererseits im Bereich des Grünauer Halbfensters (EGGER et al., 2007).

Im Osten der kalkalpinen Deckscholle des Dachkopfes stehen im Grünauer Halbfenster hellrote Kalke an, die mit Serpentiniten vergesellschaftet sind. Der Boden über diesen Ophikarbonaten ist intensiv braunrot gefärbt und ermöglicht so die Auskartierung dieser Gesteine, die am besten als Rollstücke in einem kleinen Bachbett studiert werden können. Dort wurden auch ultramafische Gesteine

mit blasigen (variolithischen) Oberflächenstrukturen beobachtet, was auf das Vorhandensein von Pillowlaven hindeutet. Zwei weitere kleinere Vorkommen von Ophikarbonaten fanden sich im Grünauer Halbfenster östlich des Loskogels und nördlich des Hinteren Krahngrabens.

Serpentinite von mehr als 500 m Mächtigkeit wurden direkt unter den Nördlichen Kalkalpen in der Bohrung Grünau zwischen 1970 m und 2490 m Teufe angetroffen (HAMILTON, 1989). Tektonisch können diese Gesteine, so wie auch die an der Oberfläche kartierten ultramafischen Vorkommen, zur St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone gerechnet werden.

173  
**Aptychenkalk, lokal Rotkalk und Radiolarit**  
**„Malm“-„Neokom“**  
*Kalkstein, Mergelstein und Radiolarit-Kieselgestein*

Im Bereich der Wolfgangsee-Störung tritt ein bis 60 m mächtiger, dezimetergebänkter, zum Teil Hornstein führender, rot-graugrün geflammerter Kalkstein auf, der gegen das Hangende von einem roten Radiolarit mit dünnen roten

Kalksteinzwischenlagen abgelöst wird (PLÖCHINGER, 1973). Aptychenfunde belegen ein tithonisches Alter. Serpentinite und Ophikalzite treten gemeinsam mit diesem Kalkstein auf, der auch Diabasgerölle führt.

### 4.4. Ostalpin

M. LINNEN & E. HEJL (Unterostalpin)

R. SCHUSTER, M. LINNEN, E. HEJL & G. PESTAL (Oberostalpin ohne Nördliche Kalkalpen)

G.W. MANDL (Nördliche Kalkalpen)

Das Ostalpin ist ein aus kristallinen Gesteinen sowie aus paläozoischen und mesozoischen (Meta-)Sedimenten aufgebauter Deckenstapel. Diese Gesteine bildeten nach der Öffnung des Penninischen Ozeans im mittleren Jura den nordwestlichen Teil der Apulischen Platte, welche sich seit dem späten Perm – im Zuge der Öffnung der Neotethys – von der Hauptmasse der Afrikanischen Platte zu lösen begonnen hatte. Im Zuge der eoalpidischen und alpidischen tektonischen Ereignisse wurde das Ostalpin von der Unterkruste und vom Mantel abgetrennt, zu einem komplexen Deckenstapel geformt und auf die Penninischen Decken geschoben. Es lässt sich in ein Unter- und Oberostalpin gliedern (SCHMID et al., 2004; FROITZHEIM et al., 2008).

#### 4.4.1. Unterostalpin

Das Unterostalpin umfasst jene Teile des Ostalpines, die in Jura und Kreide den äußeren Schelf am Südostrand des Penninischen Ozeans gebildet haben und die während dessen Öffnung und Schließung eine intensive strukturelle und/oder metamorphe Umgestaltung durchlaufen haben. Im Bereich des Kartenblattes ist das Unterostalpin durch das Radstädter Deckensystem, die Katschbergzone (Begriffsbildung siehe SCHUSTER, 2005b) und die unterostalpinen Schuppen am Südrand des Tauernfensters vertreten.

##### 4.4.1.1. Unterostalpine Schuppen am Südrand des Tauernfensters

Die unterostalpinen Schuppen erstrecken sich diskontinuierlich und in relativ geringer Mächtigkeit vom Tauferer Ahrntal in Südtirol über die Nordhänge von Lasörling- und Schobergruppe und quer durch die südliche Goldberggruppe bis ins Mölltal bei Obervellach. Lithologisch bestehen die Schuppen aus metamorphem Alpinem Verrucano und Lantschfeldquarzit als charakteristisch unterostalpine Metasedimente (TOLLMANN, 1977). Nur in der südlichen Goldberggruppe sind auch unterostalpine Kristallinkomplexe in einem größeren Deckenfragment erhalten (FUCHS & LINNEN, 2005).

Bisher wurden die Metasedimente tektonisch der Matreier Schuppenzone zugeordnet, welche als Verschuppung von penninischen, unterostalpinen und ostalpinen Anteilen definiert wurde (CORNELIUS & CLAR, 1939; EXNER, 1964; TOLLMANN, 1977). In der vorliegenden tektonischen Gliederung wurde die Matreier Zone mit der Nordrahmenzone zum höchsten penninischen Deckensystem zusammengefasst und damit auf die penninischen Teile beschränkt (siehe Beschreibung „Matreier Schuppenzone und Nordrahmenzone“). Damit stellte sich die Frage der Abgrenzung zwischen der Matreier Zone und den unterostalpinen Schuppen. Dafür wurden die tektonisch hangendsten Einlagerungen oder Einschuppungen von Prasinit und Serpentin herangezogen, Prasinit als charakteristisch penninisches Gestein und Serpentin als Anzeiger tiefgreifender Deckengrenzen. Mit diesem Kriterium konnte im Hangenden der Metabasite eine konsistente tektonische Grenze zwischen Penninikum und Unterostalpin gezogen werden. Dabei ist jedoch zu beachten, dass sich gerade diese tektonische Grenze durch intensive Verschuppungen auszeichnet und daher dem Maßstab entsprechend kleinere Schuppen von unterostalpinen Metasedimenten in der Matreier Zone nicht dargestellt werden konnten.

Die tektonische Hangendgrenze der unterostalpinen Schuppen zum Oberostalpin ist aufgrund der stärker unterschiedlichen Lithologie und Metamorphose der beiden Einheiten klar zu definieren (CORNELIUS & CLAR, 1939; EXNER, 1964), aber auch diese Grenze kann verschuppt sein (BEHRMANN & WALLIS, 1987).

Wesentlich ist der Unterschied der Metamorphoseentwicklung, mit einphasig alpidisch grünschieferfazieller Metamorphose der unterostalpinen Metasedimente beziehungsweise eoalpidisch amphibolitfazieller Metamorphose des Oberostalpins mit alpidisch grünschieferfazieller Überprägung (WALLIS & BEHRMANN, 1996). Dadurch ist eine Ablagerung der unterostalpinen Metasedimente auf den Kristallinkomplexen der Lasöring- und Schobergruppe auszuschließen. Im Unterschied dazu konnten FUCHS & LINNER (2005) in der südlichen Goldberggruppe Kristallinkomplexe charakterisieren und abgrenzen, auf denen die unterostalpinen Metasedimente abgelagert wurden. Diese Komplexe bilden zusammen mit den auflagernden Metasedimenten das größte Fragment einer unterostalpinen Decke am Südrand des Tauernfensters. Es ist tektonisch invertiert und stößt entlang von steilstehenden Störungen an das südlich benachbarte Oberostalpin.

#### Melenkopf-Komplex

172, 171, 170

172 *Amphibolit*

171 *Granitgneis mit Augentextur*

170 *Glimmerschiefer, Paragneis, z. T. quarzitisch*

Das Vorkommen von Melenkopf-Komplex besteht aus Glimmerschiefer, Paragneis, Augengranitgneis und untergeordnet Amphibolit und ist auf die Sadniggruppe, als südlichen Teil der Goldberggruppe, beschränkt.

In den mittel- bis grobkörnigen Glimmerschiefern bis Paragneisen tritt lagenweise oft reichlich Granat auf, der wie Biotit meist chloritisiert ist. Die Augengranitgneise bilden größere Körper oder sind in dm- bis m-Lagen mit den Paragesteinen innig verbunden. Hinzu kommen geringmächtige Aplitgneise, wiederholt vergesellschaftet mit

gebänderten Amphiboliten und massige Gabbroamphibolite als größere Körper.

Entsprechend der Paragenesen mit Granat, Biotit und Muskovit erfuhr der Melenkopf-Komplex eine amphibolitfazielle präalpidische Metamorphose. Das starke Schwan- ken der Orientierung der Schieferungsflächen weist auf mehrphasige Deformation während der Metamorphoseprä- gung hin (FUCHS & LINNER, 2005). Dynamische Rekristalli- sation und Chloritisierung sind mit der alpidisch grünschiefer- erfaziellen Überprägung verbunden.

#### Sadnig-Komplex

169

*Glimmerschiefer, Quarzit*

Der Sadnig-Komplex setzt sich im Typusgebiet, um den in der südlichen Goldberggruppe gelegenen Sadnig, nahe- zu ausschließlich aus Paragesteinen zusammen. Es wech- sellagern silbrige, grünliche bis dunkelgraue feinschuppige Glimmerschiefer, im Querbruch grau-weiß gesprenkelte Paragneise und weiße bis dunkelbleigraue, feinkörnige Quarzite. Die charakteristisch graue Färbung und die häu- fige Bänderung im cm- bis m-Rhythmus sind Unterschei- dungsmerkmale zum angrenzenden Melenkopf-Komplex.

Rar sind saure Orthogesteine, die als helle, gröber körnige Gneise mit Kalifeldspat und blass grünlichem Muskovit auf- treten.

Besonders Glimmerschiefer führen stark chloritisierten Biotit und Granat, die eine zweiphasige metamorphe Prä- gung ableiten lassen (FUCHS & LINNER, 2005), mit präalpi- discher Granat- und Biotitbildung in der Epidot-Amphibolit- fazies und alpidisch dynamischer Rekristallisation unter grünschieferfaziellen Bedingungen.

### 4.4.1.2. Radstädter Deckensystem (inklusive „Krimmler Trias“), Katschbergzone

Der östliche Rahmen des Tauernfensters wird von unterostalpinen Einheiten des Radstädter Deckensys- tems und der Katschbergzone gebildet. Ersteres besteht aus mehreren, klar abgrenzbaren Decken. Gegen Süden zu verlieren die Decken an Mächtigkeit und im Bereich um St. Michael wird es zunehmend schwieri- ger, die einzelnen Gesteinszüge bestimmten Decken zuzuordnen. Schließlich gehen sie in eine stark tektoni- sierte Zone über, die als Katschbergzone bezeichnet wird.

Am N-Rand des Tauernfensters wurde die ursprüngliche Fortsetzung des Radstädter Deckensystems nach Westen durch die neogene Salzach–Ennstal-Störung (diese wird unter 4.4.2.2.4. näher erläutert) zerschnitten und sehr stark reduziert. Lediglich winzige Vorkommen von Karbonatgesteinen (meist Dolomite der Mitteltrias) markieren heute noch erkennbare tektonische Schuppen, beispielsweise südlich von St. Johann im Pongau oder bei Lend. Als einziges größeres Vorkommen der ursprünglichen bedeutenden unterostalpinen Einheiten ist die „Krimmler Trias“ zwischen Rosental und dem Gerlospaß mit dem landschaftsprägenden Vorkommen der Nöblachwand erhalten geblieben.

Die Gesteinseinheiten des **Radstädter Deckensystems**, die sich im Oberjura und in der Unterkreide am äußersten Nordwestrand des ausgedünnten Kontinentalschelfs der Apulischen Platte bzw. am Südostrand des Penninischen Ozeans befunden hatten, wurden schon früh in den internen Deckenbau des Ostalpins einbezogen und danach gemeinsam mit der Hauptmasse des Ostalpins auf das Penninikum überschoben. Die tektonischen Bewegungen kündigen sich durch das Auftreten von Brekzien ab dem mittleren Jura (Türkenkögelbrekzie) und besonders im späten Oberjura und der Unterkreide (Schwarzeckbrekzie) an (TOLLMANN, 1977; HÄUSLER, 1988). Der Decken- und Liegendfallenbau des Radstädter Deckensystems dürfte im Wesentlichen schon während der Unter- und Mittelkreide entstanden sein. Auf jeden Fall muss das Radstädter Deckensystem – wie überhaupt das gesamte Unterostalpin – in der Oberkreide unter höheren ostalpinen Einheiten verborgen gewesen sein, da die unterostalpine Sedimentation in der frühen Kreide endet und es keine Gesteine der Gosau-Gruppe oder altersgleiche Äquivalente in unterostalpinen Position gibt.

Die tektonisch stark verschuppte **Katschbergzone** ist durch die deckentektonisch bedingte „Auswalzung“ von Teilen des Radstädter Deckensystems und anderer Einheiten des basalen Ostalpins an der Überschiebungsfäche zum unterlagernden Penninikum der Hohen Tauern entstanden (TOLLMANN, 1977; EXNER, 1990).

Diese Zone umfasst sowohl prograd metamorphe, unterschiedlich stark graphitisch pigmentierte Serizit-Chlorit-Quarzphyllite (Katschberg-Quarzphyllit) als auch retrograd metamorphe Gesteine, wie z. B. Phyllonite nach Glimmerschiefer und Paragneis, sowie bereichsweise weniger stark deformierte, z.T. quarzitisches Granatglimmerschiefer und Paragneise. Die Liegendgrenze zu den Penninischen Decken wird durch Schollen von mesozoischen Metasedimenten, und zwar Lantschfeldquarzit (Untertrias), anisischen Rauwacken, Kalkmarmoren und Dolomiten markiert. Diese mesozoischen Gesteine werden Tschaneck-Schollen genannt (EXNER, 1941, 1980a; MEYER, 1977; NOWOTNY, 1976). Im prograden Katschberg-Quarzphyllit-Komplex befinden sich dünne Lagen und Linsen von Graphitquarziten, gebänderten Kalkmarmoren und Eisendolomiten, die gemeinsam als Lisabichl-Schollen bezeichnet werden (EXNER, 1944, 1989) und aufgrund von Fossilfunden (Silur) als gesichertes Altpaläozoikum gelten (SCHÖNLAUB et al., 1976).

Die prägende Metamorphose in den phyllonitisierten Granatglimmerschiefern und Paragneisen wird als Ausdruck der variszischen Orogenese (Kontinentkollision) betrachtet. Wegen des Auftretens von Granat müssen zumindest Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erreicht worden sein. Die retrograde Überprägung erhielten die Gesteine in der alpidischen Subduktionszone am Nordrand der Apulischen Platte, gemeinsam mit den Gesteinen der Lisabichl- und Tschaneck-Schollen, die dabei eine prograde Metamorphose erfuhren. Die Metamorphose in dieser alpidischen Subduktionszone erfolgte in der Oberkreide und/oder im Alttertiär. Bei hohem Fluiddurchsatz erreichte sie Bedingungen der unteren Grünschieferfazies.

168

### Mauterndorfer Granitgneis *Granitgneis mit Augentextur*

Der seit langem bekannte Augen-Granitgneis von Mauterndorf (STUR, 1854; UHLIG, 1908; EXNER, 1989) ist durch mehr oder weniger starke Deformation und retrograde Metamorphose („Diaphthorose“ nach BECKE [1909a,b]) aus einem grobkörnigen Biotitgranit hervorgegangen. Der Gneis enthält bis zu 3,5 cm große Alkalifeldspate (Mikroclin-Aderperthit), gefüllte Plagioklase, einen schwarzen bis grünlichen Glimmerfilz, wenige bis 5 mm große Hellglimmer und kleinkörnige hellgraue Quarzlagen. Sowohl die Alkalifeldspate als auch die Plagioklase sind postkristallin deformiert oder zerlegt, jedoch nicht rekristallisiert. Der

ehemalige Mikroclin ist stellenweise zu Schachbrettalbit umgewandelt. Myrmekit ist anscheinend nicht vorhanden. Biotit und Hellglimmer sind meistens feinblättrig. Die Quarzlagen sind kaltgereckt und umfließen plastisch die zerbrochenen Feldspäte. Akzessorisch kommen Titanit, Stilpnomelan, Apatit, Zirkon, Orthit, Epidot und opake Phasen vor. Der Orthit ist insofern von Bedeutung, als er von BECKE (1909a,b) als Reliktmineral auch in einem Serizit-Chlorit-Phyllit bei Tweng nachgewiesen wurde und als Argument für dessen retrograde (= „diaphthoritische“) Entstehung aus einem ehemaligen Orthogneis angeführt wurde.

167

### Tweng-Komplex *Diaphthoritischer Paragneis, Glimmerschiefer, untergeordnet Amphibolit*

Unter dem Begriff Tweng-Komplex werden hier verschiedene Gesteine des alpidisch retrograd metamorphen, variszischen Grundgebirges des Radstädter Deckensystems zusammengefasst, jedoch nicht der gesondert ausgewiesene Mauterndorfer Granitgneis. Der von TOLLMANN (1977) verwendete Begriff „Twenger Kristallin“ umfasste

auch diesen, war also weiter gefasst als die Signatur (167) dieser Karte.

Der diaphthoritische Paragneis umfasst graugrüne, einerseits kompakte (gneisige), andererseits phyllonitische (schiefrige) Gesteine mit wellig-flächigem Parallelgefüge, aber eher undeutlicher Lineation (EXNER, 1989). Bei Letz-

teren handelt es sich um Gesteine, deren Mineralbestand sich durch rückschreitende Metamorphose weitestgehend den Bedingungen der alpidischen Regionalmetamorphose angepasst hat, das heißt um „Diaphthorite“ im Sinne BECKES (1909a,b). In den Paragneisen kommen Biotit, Plagioklas, Hellglimmer, Chlorit und Quarz als Hauptgemengteile vor. Lokal kommt in den Paragneisen und Glimmerschiefern auch reliktscher Granat vor. Mit zunehmender Chloritisierung von Granat und Biotit zeigen die Glimmerschiefer kontinuierliche Übergänge zu Chlorit-Serizit-Phylliten.

Die Amphibolite enthalten stellenweise noch Relikte von alter brauner Hornblende und altem Plagioklas (mit Fülle), zeigen aber auch Übergänge zu retrogradem Chloritschiefer mit ausschließlich alpidischem Mineralbestand (Chlorit, Aktinolith, feinkörniger, nahezu ungefüllter Plagioklas). Die Metabasite des Tweng-Komplexes sind lithologisch vielfältig. Außer dem klein- bis mittelkörnigen Plagioklas-amphibolit kommen Granat-, Biotit-, Epidot-Amphibolit, Hornblendegarbenschiefer, Epidotgneis und der bereits erwähnte retrograde Chloritschiefer vor (EXNER, 1989).

166

### **Schuppen- und Phyllonitzone** *Phyllonit, untergeordnet Quarzit und Glimmerschiefer*

Die Hangendgrenze des Katschberg-Quarzphyllit-Komplexes zu den überlagernden Glimmerschiefern des oberostalpinen Koralle-Wölz-Deckensystems ist unscharf, da entlang der Überschiebungsbahn eine starke Phyllonitisierung mit intensiver retrograder Metamorphose stattgefunden hat (EXNER, 1944, 1980b). Innerhalb dieser Schuppen- und Phyllonitzone finden sich Bereiche mit makroskopisch erkennbaren Biotit- und Muskovitfädelchen sowie seltene

Reste von Granat, wodurch eine Herleitung aus ehemals höher metamorphen Glimmerschiefern (zumindest obere Grünschieferfazies) erwiesen ist. Die weit verbreiteten Chlorit-Serizitphyllite dieser Zone sind jedoch von den prograd metamorphen altpaläozoischen Phylliten des Katschberg-Quarzphyllit-Komplexes feldgeologisch nicht zu unterscheiden. Selten sind Grünschiefer, Amphibolite und Marmore in die Phyllonite eingelagert.

165

### **Karbonatgesteine des Silurs und Unterdevons i. Allg.** *Graphitkalk, Bänderkalkmarmor, Eisendolomit*

Marmorisierte Bänderkalke kommen als dünne Lagen in allen Abschnitten des Katschberg-Quarzphyllit-Komplexes vor. Sie sind ebenflächig, weiß bis dunkelgrau gebändert und oft von Graphitkalklagen begleitet (EXNER, 1989). Bei Mühlbach im Liesertal (nördlich von Rennweg), wo die Bänderkalkmarmore eine Gesamtmächtigkeit von 15 m erreichen, haben SCHÖNLAUB et al. (1976) das Vorkommen silurischer Conodonten nachgewiesen.

Bis zu 5 m mächtiger Eisendolomit (Ankerit und/oder Dolomit) bildet im Nordabschnitt des Katschberg-Quarzphyllit-Komplexes (Fanningphyllit) zwei boudinierte Schollenzüge, in denen er stellenweise mit bis zu 1 m mächtigem

Bänderkalkmarmor, Talkschiefer und Serpentin vergesellschaftet ist (EXNER, 1989). Der Eisendolomit kommt in zwei Varietäten vor, nämlich als feinkörniger, auf frischen Bruchflächen dunkelgrauer Typus und als grobkörnig rekrystallisierter Typus, der auf frischen Bruchflächen hellgrau bis weiß ist. Die angewitterten Oberflächen beider Varietäten haben eine dunkelbraune Farbe. Ähnlicher, von Gangquarz durchzogener Eisendolomit kommt südwestlich der Katschberghöhe, am Grenzkamm zwischen Salzburg und Kärnten vor (EXNER, 1944). Aus diesem Eisendolomit konnten SCHÖNLAUB et al. (1976) silurische Conodonten gewinnen.

164

### **Katschberg-Quarzphyllit-Komplex; Altpaläozoikum** *Serizitphyllit, grau, verbreitet Chloritoid führend mit Quarzlagen, Schwarzschiefer*

Dieser Komplex altpaläozoischer Phyllite erstreckt sich vom Radstädter Tauern über die Fanninghöhe (2115 m) nach St. Gertauden, liegt zwischen Mauterndorf und Begöriach unter den quartären Sedimenten der Talsohle verborgen, erscheint abermals als bis zu 1 km breiter Streifen in den Hängen nördlich von St. Martin im Murtal, verschwindet unter der Talau der Mur und verläuft dann weiter über die Katschberghöhe nach Rennweg ins Liesertal, über die Torscharte nach Hilpersdorf ins Maltatal und dann wieder in die Westhänge des Liesertals südwestlich von Gmünd. Mit anderen Worten: Diese Einheit begleitet in unterostalpinen Position praktisch den gesamten Ostrand des Tauernfensters. Der Katschberg-Quarzphyllit-Komplex umfasst die älteren, regionalen Begriffe des Fanningphyllits (zwischen dem Radstädter Tauern und Mauterndorf), des Trogwaldphyllits (zwischen Begöriach und St. Martin/Murtal) und des südlich der Mur gelegenen Katschbergphyllits sensu stricto (siehe PREY, 1941; EXNER, 1944, 1989; HEJL, 2005).

Es handelt sich vorwiegend um progressiv metamorphe Gesteine, die aus sandig-tonigen Sedimenten hervorgegangen sind. Sie liegen heute als Serizit-Chlorit-Phyllite

mit ebenflächiger bis gewellter Schieferung vor. Zumindest im Abschnitt nördlich der Mur fehlt Biotit. Da der Katschbergphyllit südlich des Murtals zu ca. 20 % aus feldgeologisch nicht klar abgrenzbaren Diaphthoriten nach Gneis und Glimmerschiefer besteht (EXNER, 1989), kann die Anwesenheit von alpidischem Biotit in der progressiv metamorphen Hauptmasse des Katschbergphyllits südlich der Mur jedoch nicht ausgeschlossen werden. Der Fanningphyllit, in dem gelegentlich Stilpnomelan vorkommt, besteht zu ungefähr einem Viertel aus Pyrit führenden Schwarzschiefern mit dünnen Lagen von Graphitquarzit (EXNER, 1989). Diese Schwarzschiefer fehlen im benachbarten Alpenen Verrucano (Perm, Signatur 163), von dem sich der altpaläozoische Fanningphyllit feldgeologisch eindeutig abgrenzen lässt. Im Trogwaldphyllit fand ZEZULA (1976) Chloritoid.

Das altpaläozoische Alter der sedimentären Edukte des Katschberg-Quarzphyllit-Komplexes ist durch die silurische Conodontenfauna eines Eisendolomits der Lisabichl-Schollenzone (südwestlich der Katschberghöhe) biostratigraphisch belegt (SCHÖNLAUB et al. [1976]; siehe auch Signatur 165).

### Alpiner Verrucano und Lantschfeldquarzit Perm–Untertrias

*Serizit-Chloritschiefer, Arkosegneis, Brekzienschiefer, Geröllquarzit; Quarzit, dünnplattig blassgrün*

Von den altpaläozoischen Serizit-Chlorit-Phylliten des Katschberg-Quarzphyllit-Komplexes unterscheidet sich der permische Alpine Verrucano durch den Karbonatgehalt, die oft bunten Farben, welche von Grün über Violett bis Rosa reichen, und die weitgehende Abwesenheit von Schwarzschiefern (EXNER, 1989).

Permische Geröllquarzite und -schiefer treten z. B. an der Ostseite des Taurachtales in bis zu 40 m Mächtigkeit auf. Sie liegen hier entlang der Basis zum voralpidischen Grundgebirge des Katschberg-Quarzphyllit-Komplexes (Fanningphyllit nach EXNER [1989]), oft aber auch innerhalb der schiefrigen Entwicklung des Alpiner Verrucano. Die aus Quarz, Aplitgneis, Dolomit und dolomitischem Kalk bestehenden Gerölle sind oft geplättet oder in Richtung der Faltenachse gestreckt. Korndurchmesser im Mittel- bis Grobkiesbereich sind nicht selten, ausnahmsweise – wahrscheinlich infolge der Plättung – werden maximale Durchmesser bis 35 cm beobachtet.

Die schiefrigen Anteile des Alpiner Verrucano bestehen hauptsächlich aus weißen Serizitschiefern, grünen Phengitschiefern und gelegentlich kalkhaltigen Serizit-Chloritschiefern. Lagenweise kommen mürb verwitternde Quarzite und Arkosegneise vor (TOLLMANN, 1977).

Der Lantschfeldquarzit (Untertrias) hat ein ziemlich einheitliches lithologisches Erscheinungsbild. Er besteht aus dünnschichtigem, feinkörnigem, stets kalkfreiem Quarzit mit hellgrünlicher Farbe (TOLLMANN, 1961). Meistens führt

er neben dem vorherrschenden Quarz etwas farblosen Serizit oder blassgrünen Phengit. Weiße bis rötliche Quarzgerölle mit bis zu 15 mm Durchmesser kommen nur an wenigen Stellen vor (EXNER, 1989). Die Mächtigkeit des Lantschfeldquarzits in der Pleislingdecke wird von TOLLMANN (1977) mit ungefähr 150 m veranschlagt.

Die Vorkommen des Alpiner Verrucano und Lantschfeldquarzits in den unterostalpinen Schuppen am Südrand des Tauernfensters sind grünschieferfaziell metamorph und meist lebhaft blassgrünlich gefärbt (CORNELIUS & CLAR, 1939; PREY, 1964). Es dominieren quarzreiche Serizitschiefer, Quarzitschiefer und weiße bis grünliche dünnplattige Quarzite, dazu kommen Serizit-Chlorit-Phyllite, Arkosegneise bis -gneise und in der südlichen Goldberggruppe auch Brekzienschiefer. In den Quarziten sind nur sehr selten Feinkieslagen zu beobachten.

Die metamorphen Paragenesen mit Muskovit, Chlorit und Albit (FUCHS & LINNEN, 2005) und die generelle Abwesenheit von Biotit oder gar Granat weisen auf maximal mittlere Grünschieferfazies hin. Die Zeitspanne für die Hauptdeformation der Metasedimente wurde von WALLIS & BEHRMANN (1996) auf 75 bis 35 Ma eingegrenzt. Auch ein Muskovitalter aus einem Muskovit-Quarzit (K-Ar  $42,5 \pm 1,5$  Ma [LAMBERT, 1970]) gibt einen Hinweis auf ein etwas höheres Metamorphosealter der unterostalpinen Schuppen im Vergleich zur Abkühlung der Tauernkristallisation (Muskovite um 30 Ma [JÄGER et al., 1969]).

### Gutenstein-, Wetterstein- und Partnach-Formation Anisium–Ladinium (–?Unteres Karnium)

*Dolomitmarmor, Bänderkalkmarmor, Mergelschiefer, Tonschiefer, Rauwacke*

Die dem unteren Anisium zugeordnete Rauwacke (Reichenhaller Rauwacke nach TOLLMANN [1977]) ist ein grau bis ocker anwitternder Zellenkalkstein, der infolge tektonischer Anschoppung lokal bis zu 60 m mächtig sein kann. EXNER (1989) fand darin Brocken von Serizitschiefer, die er als metamorphe Tonschiefer eines ehemals hyperhalinen Milieus deutete.

Die Gutenstein-Formation enthält typische dunkel- bis hellgraue, manchmal auch rosafarbene, Bänderkalkmarmore mit Übergängen zu Dolomitschlierenkalken (TOLLMANN, 1961, 1977; EXNER, 1989). An der Basis der Formation treten geringmächtige schwarze Tonschiefer, dunkle Dolomitschiefer und Brekzien auf. Im Hangenteil der Formation überwiegen graue bis schwarze, dickbankige Dolomite (Trochitendolomit des Anisium) mit gelegentlicher Fluoritführung. Die Gesamtmächtigkeit der Gutenstein-Formation kann bis zu 150 m, jene der reinen Bänderkalkmarmore (ohne Dolomit) bis zu 50 m betragen. Die Fossilführung der Gutenstein-Formation (Crinoiden, Gastropoden, Holo-

thuriern, Algen) wurde von TOLLMANN (1977) zusammengefasst.

Die Wetterstein-Formation (Ladinium–?Unteres Karnium) des Radstädter Deckensystems ist vorwiegend dolomitisch entwickelt, liegt also meistens als Wettersteindolomit vor. Er ist feinkörnig, dunkel- bis hellgrau und massig bis dickbankig. Besonders im Ostteil der Radstädter Tauern ist seine Bankung weitaus weniger deutlich als jene des Hauptdolomits, woraus sich ein feldgeologisch nützlich Unterscheidungskriterium ergibt. Die Fossilführung der bis zu 300 m mächtigen Wetterstein-Formation umfasst gesteinsbildende Algen (z. B. *Diplopora annulata*), Gastropoden und Foraminiferen (siehe TOLLMANN, 1961, 1977).

Insbesondere im Hangendabschnitt der Wetterstein-Formation ergeben sich durch die Zunahme von Mergel- und Tonschiefern lokale Faziesübergänge zur Partnach-Formation, die jedoch nicht immer zweifelsfrei von lithologisch ähnlichen Abfolgen der unteren Raibl-Formation zu unterscheiden ist (vergleiche TOLLMANN, 1977, S. 115).

### Raibl-Formation Karnium

*Tonschiefer, Rauwacke, Dolomitschiefer, Brekzienlagen, untergeordnet Dolomit- und Kalkmarmor*

Eine fast 100 m mächtige Abfolge aus gut geschichteten, grauen, sandig anwitternden Dolomiten mit intraformationalen Brekzienlagen, Rauwacken-Niveaus und wenigen Schieferlagen bildet das untere Karnium der Pleislingdecke, das von TOLLMANN (1977) den „Arlbergsschichten“ zugeordnet wurde. Darüber folgen fallweise Tonschiefer (Phyllite) und Sandsteine (Lunzer Sandstein) mit Pflanzenresten, dann wieder geschichtete Dolomite, gelbe Dolomit-

schiefer, Rauwacken und Dolomitbrekzien. Die Gesamtmächtigkeit des Karnium der Pleislingdecke kann etwas mehr als 150 m betragen.

Ähnlich mächtig (bis ca. 200 m), jedoch fast ohne Sandsteine ist auch das Karnium der Hochfeind-Weißeneck-Decke entwickelt. Als Besonderheit tritt hier ein basaler, ungefähr 10 m mächtiger Hornsteindolomit hinzu (TOLLMANN, 1977).

### Hauptdolomit, Kössen-Formation Norium–Rhätium

*Dolomitmarmor, dickbankig, hell; Kalkschiefer, dunkel, Tonschiefer, Korallenkalk*

Der stets dickbankige Hauptdolomit erreicht am Gr. Pleißingkeil (2501 m) eine maximale Mächtigkeit von 500 m. In der liegenden Hochfeinddecke und im Twenger Wandzug ist er mit 350 m bzw. 200 m geringmächtiger entwickelt, tritt aber ebenfalls wandbildend in Erscheinung. Abgesehen von wenigen lokalen Fossilvorkommen (*Cardita* sp. am Pleißingkeil [TOLLMANN, 1977]; Holothuriensklerite im Lackenkogelfenster [ROSSNER, 1976]) ist der Hauptdolomit weitgehend fossilfrei. An seiner Obergrenze ist stellenweise ein bis zu 20 m mächtiges Plattenkalkniveau, bestehend aus ockerfarbenen Dolomitbänken, blaugrauen

Kalkbänken und lokalen Lumachellen mit Brachiopoden und Echinodermen angedeutet (TOLLMANN, 1977).

Die bis über 30 m mächtige Kössen-Formation besteht aus dunkelgrauen Kalken mit Korallenkalkbänken (Thecosmilien), Kalkschiefern und schwarzen Tonschiefern. Die reiche Fossilfauna dieser Formation umfasst mehrere Arten von Kleinkorallen und größeren Korallen, Echinodermen und Foraminiferen. Eine Auflistung der Arten ist den Arbeiten von TOLLMANN (1977) und von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1964) zu entnehmen.

### Schwarzeck-Formation, Aptychenkalk und Metaradiolarit; „Malm“–?Unterkreide Türkenkogel-Formation; „Lias“–„Dogger“

*Brekzie mit Karbonatgesteins-, Quarzit- und Kristallinkomponenten, Phyllit, grün, Kalkmarmor, hell, Bänderquarzit, Tonschiefer*

Wesentliche Erkenntnisse über die posttriadische Stratigraphie des Radstädter Deckensystems – insbesondere jener der Hochfeind-Weißeneck-Decke – verdanken wir den Aufnahmearbeiten CLARS (1937) und TOLLMANN (1959, 1961, 1964). In Band I seiner „Geologie von Österreich“ hat TOLLMANN (1977) diese Schichtfolgen ausführlich dargestellt.

Der Jura des Radstädter Deckensystems beginnt mit geringmächtigen Brekzien, Tonschiefern, Kalkschiefern und fallweise mit Crinoidenkalken (mit Belemniten und Bivalven), wobei die Gesamtmächtigkeit dieser unterjurassischen Abfolgen maximal 20 m beträgt. Darüber folgt im Bereich der Hochfeind-Weißeneck-Decke eine wesentlich mächtigere Abfolge aus Karbonatquarziten, Schiefern, Feinbrekzien und grobscholligen Brekzien mit Dolomit- und Quarzitkomponenten, die als Türkenkogel-Formation bezeichnet wird. Sie erreicht eine Gesamtmächtigkeit von bis zu 200 m.

Das oberjurassische Radiolaritniveau („Untermalm“ nach TOLLMANN [1977]) ist durch grüne und rote, teilweise Manganoxyd führende Bänderquarzite vertreten. Die Bänderquarzite der Hochfeind-Weißeneck-Decke werden durch eine ca. 3 m mächtige Kalkbank (sog. Aptychenkalk) in eine untere, ca. 10 m mächtige, und eine obere, bis zu 30 m mächtige Radiolaritplatte gegliedert. Letztere enthält noch erkennbare Reste von Radiolarien. Sie geht gegen hangend in bis zu 100 m mächtige, gebänderte Tonschiefer über. EXNER (1989, 1990) verwendete den Begriff Hornsteinquarzit für mutmaßlichen ehemaligen Radiolarit. Der von Manganschiefern begleitete, feinkörnig-dünnschichtige Hornsteinquarzit der Lapernigspitze (2269 m)

enthält die Hauptgemengteile Quarz, Opakes, Serizit und idiomorphen Granat (?Spessartin).

Die brekzienreiche Schwarzeck-Formation, die den Abschluss der Schichtfolge der Hochfeind-Weißeneck-Decke bildet, wurde von TOLLMANN (1977) und HÄUSLER (1988) als frühorogene Formation interpretiert, die den Beginn (decken-)tektonischer Bewegungen und der damit einhergehenden Akzentuierung der submarinen Topographie am Nordrand des Ostalpins markiert. Diese Sichtweise ist auch mit den heutigen tektonischen Modellen kompatibel. Die Schwarzeck-Formation umfasst die altbekannte polymikte Schwarzeckbrekzie, unter deren Komponenten neben Triasgesteinen auch reichlich Kristallgesteine des Tweng-Komplexes und des Mauterndorfer Granitgneises vorkommen (siehe Signaturen 167 und 168), und die darüberliegenden Schwarzeckschiefer und -sandsteine. Die Schwarzeckbrekzie enthält Riesenblockschüttungen mit fallweise hausgroßen Gleitschollen (Olistholithe). Die maximale Mächtigkeit der Formation beträgt ungefähr 100 m (TOLLMANN, 1977).

Eine polymikte Brekzie mit komponentengestütztem Gefüge, die wahrscheinlich dem stratigraphischen Niveau der Schwarzeckbrekzie entspricht, wurde von EXNER (1989) petrographisch beschrieben. Das Vorkommen liegt in 1550 m Höhe, ungefähr 1,1 km südlich von Tweng, unmittelbar im Liegenden des retrograden Mauterndorfer Granitgneises der Lantschfelddecke. Die Komponenten der Brekzie (Steine und Blöcke) bestehen aus grauem Dolomit, Serizitquarzit, Gangquarz, Schachbrettalbit-Augengneis, Helliglimmergneis, Gneisphyllonit, Aplitgneis sowie etwas Rauwacke und Kalkschiefer.

## 4.4.2. Oberostalpin

Die Oberostalpinen Einheiten bilden einen vornehmlich eoalpidischen, das heißt kretazischen Deckenstapel, welcher sich durch Subduktions- und darauffolgende Extrusionsprozesse innerhalb des nordöstlichen Teiles der Apulischen Platte gebildet hat. Nach SCHMID et al. (2004) lässt sich das Oberostalpin in Deckensysteme gliedern, von denen mehrere auf dem Kartenblatt auftreten.

### 4.4.2.1. Schladming-Seckau-Deckensystem (Weißpriach-, Duisitz- und Obertal-Decke)

Das Schladming-Seckau-Deckensystem (ein Teil des Silvretta-Seckau-Deckensystems nach SCHMID et al. [2004]) umfasst ein voralpidisches Grundgebirge mit variszischer Metamorphose und dessen primärstratigraphische Auflage aus permischen bis mitteltriadischen Sedimentgesteinen mit grünschieferfazieller alpidischer

Regionalmetamorphose. Das als Schladminger Gneiskomplex bezeichnete Grundgebirge besteht zum überwiegenden Teil aus oftmals migmatischen Biotit-Plagioklasgneisen, aus Hornblendegneisen, Glimmerquarziten und untergeordneten Glimmerschiefern. Weiters treten saure bis intermediäre Metaplutonite (Granit- bis Granodioritgneis, fallweise Augengneis), saure Metavulkanite (Albitgneis), intermediäre bis basische Metavulkanite (Amphibolite und Bänderamphibolite) sowie kleine lokale Einschaltungen von Metagabbro auf.

Nach NEUBAUER (2002) sind viele Orthogesteine des ostalpinen Grundgebirges aus Kollisions-, Subduktions und Riftingprozessen, die vom späten Proterozoikum bis ins Ordovizium aktiv waren, hervorgegangen. Ein Teil der Plutonite intrudierte aber auch während der variszischen Orogenese, währenddessen die Einheit auch ihre heute prägende Regionalmetamorphose erfahren hat. Die Orthogneise des Schladminger Gneiskomplexes sind aus kalk-alkalischen I-Typ-Granitoiden hervorgegangen (SCHERMAIER et al., 1997), deren genaues Intrusionsalter vorerst unklar bleibt, da noch keine U-Pb-Alter von Zirkonen vorliegen. Als Altersuntergrenze der Intrusionen sind ca. 340 Ma (Unterkarbon) zu betrachten, da entsprechende K-Ar-Alter an den Kernen großer Muskovitkristalle aus kaum verschieferten Pegmatiten des Schladminger Gneiskomplexes gemessen wurden (HEJL, 1984, 2005) und da diese Pegmatite die migmatischen Gneise einschließlich der Augengneise diskordant durchschlagen. Die variszischen Metamorphosebedingungen erreichten jene der Amphibolitfazies und führten bereichsweise zu Anatexis. Im Perm und in der frühen Trias kam es auf dem freigelegten Kristallin zur Ablagerung fluvialer bis litoraler, siliziklastischer Sedimente und ab der Mitteltrias auch zur Bildung seichtmariner Karbonatgesteine.

Wie im Profil West dargestellt, ist zu vermuten, dass die Sedimentgesteine des Bajuvarischen Deckensystems der Nördlichen Kalkalpen die primärstratigraphische Bedeckung des Schladming-Seckau-Deckensystems bildeten. Im Zuge der eoalpidischen Gebirgsbildungsphasen entstanden in der Kreide die oben erwähnten Deckensysteme, welche durch Stirneinrollung heute teilweise invers liegen. Die gesamte Einheit wurde von einer grünschieferfaziellen bis höchstens epidot-amphibolitfaziellen Metamorphose erfasst, wobei der Grad der Metamorphose gegen Südosten zunimmt.

Das Schladming-Seckau-Deckensystem ist die tektonisch tiefste Einheit des Oberostalpins. Es überlagert das Unterostalpin und wird von den Decken der Grauwackenzone und dem Koralpe-Wölz-Deckensystem überlagert. Im Bereich des Kartenblattes baut es mit der Weißpriach-, Duisitz- und Obertal-Decke die Schladminger Tauern auf. Diese deckentektonischen Begriffe gehen auf FORMANEK et al. (1961), FORMANEK (1964) und EXNER (1989) zurück. Im Wesentlichen handelt es sich dabei um teilweise stark ausgewalzte, isoklinale Liegendfalten mit Übergängen zu großräumig invertierten Abscherungsdecken.

158

#### Gengitsch-Komplex

*Granatglimmerschiefer, örtlich mit Pseudomorphosen nach Staurolith*

Dieser Typus von Glimmerschiefer tritt als charakteristisches Gestein in einer tektonischen Schuppenzone am Südrand der Schladminger Tauern auf (HEJL, 2005). Sie erstreckt sich in E-W-Richtung von der Zechnerkarsspitze (2452 m) über die namensgebende Gengitsch (2279 m) bis an den Südhang des Prebers (2740 m) und besteht aus Granatglimmerschiefern und Amphiboliten. Letztere werden schon im Rahmen des Schladminger Gneiskomplexes (Signatur 157) behandelt. Die Granatglimmerschiefer des Gengitsch-Komplexes sind jedoch insofern eigenständig, als sie innerhalb der Hauptmasse des Schladminger Gneiskomplexes – abgesehen von ganz wenigen, geringmächtigen Vorkommen – fast nirgends auftreten. In der besagten Schuppenzone der Gengitsch erreichen die Granatglimmerschiefer jedoch eine Gesamtmächtigkeit von gut 500 m. Sie bilden z. B. die Felswand 450 m südlich der Vorderen Kocherhütte an der Westseite des Lignitztales, den Höhenrücken oberhalb der Gengitschhütte (1786 m), den Hang zwischen Wagenberg und Lachriegel (2125 m) an der Ostseite des Lessachtales sowie den Großteil

des Prebersüdostgrates oberhalb der Grazer Hütte. Diese Granatglimmerschiefer sind reich an Hellglimmer, sehr arm an Biotit und enthalten oft Plagioklasblasten, bei denen es sich um Oligoklas handelt (EXNER, 1989). Granat kann bis zu 2 cm groß sein, bleibt aber in der Regel kleiner als 5 mm (HEJL, 2005).

Bemerkenswert sind die in dieser Formation auftretenden Pseudomorphosen nach Staurolith. Gehäufte Vorkommen solcher Pseudomorphosen befinden sich z. B. am Südhang der Gengitsch oder nördlich des Pollannocks (2280 m), am markierten Weg zur Leßhöhe (2490 m) in ungefähr 2340 m Höhe (siehe EXNER, 1989). An der zuletzt genannten Stelle sind die dunkelgrauen Pseudomorphosen bis zu 30 mm lang und 7 mm breit. Nur an einer einzigen Stelle im Weißpriachtal konnte in den Pseudomorphosen stofflich erhaltener Staurolith nachgewiesen werden (EXNER, 1989). Ansonsten bestehen die gegen das Grundgewebe scharf abgegrenzten Pseudomorphosen aus einem feinen Filz von Hellglimmer, Chlorit, fallweise etwas Chloritoid und Opakem.

157, 156  
155, 154

#### Schladminger Gneiskomplex (inkl. Riesach- und Golling-Komplex)

*157 Amphibolit, Bänderamphibolit, Metagabbro*

*156 Albitgneis, hell*

*155 Granit- bis Granodioritgneis*

*154 Biotit-Plagioklasgneis, Hornblendegneis, Glimmerquarzit, Migmatit*

**Amphibolit, Bänderamphibolit, Metagabbro (157):** Die Amphibolite des Schladminger Gneiskomplexes sind in der Regel Plagioklasamphibolite mit ca. 20 bis 30 Vol.-% Plagioklas und über 40 Vol.-% Hornblende. Es kommen aber

auch Granatamphibolite, Biotitamphibolite und Epidotamphibolite vor (EXNER, 1989). Besonders mächtig sind die Amphibolite an der Westflanke der Weißhöhe (2559 m) und im weiteren Umkreis des Hochgollings (2862 m) entwi-

ckelt. Die Bänderamphibolite weisen eine Wechsella-  
gerung von Albitgneis und Amphibolit im cm- bis dm-Bereich  
auf. Anscheinend handelt es sich dabei um metamorphe  
Aschentuffe.

Im Gegensatz zu den geschichteten Amphiboliten sind  
die deutlich grobkörnigeren Metagabbros nicht auf den  
Golling-Komplex beschränkt. Sie kommen als kleine, oft  
nur wenige m große Linsen innerhalb der Migmatite des  
Riesach-Komplexes vor – besonders häufig entlang des  
Südrandes des Schladminger Gneiskomplexes bzw. an der  
Grenze zur Schuppenzone der Gengsitsch. Die Metagab-  
bros haben ein gleichkörnig-massiges Gefüge. Der ehema-  
lige Pyroxen ist vollständig in bis zu 2 cm große kurzpr-  
ismatische Hornblende umgewandelt.

**Albitgneis, hell (156):** Die sauren und hellen Metavulka-  
nite treten in ungestörtem Serienverband mit basischen  
Metavulkaniten auf. Gemeinsam mit diesen bilden sie den  
Golling-Komplex (MATURA, 1987) entlang des Hauptkam-  
mes der Schladminger Tauern. So besteht beispielsweise  
fast der gesamte Gipfelaufbau des Hochgollings (2862 m)  
oberhalb von 2600 m aus hellem Albitgneis, aber auch im  
hintersten Lignitztal, im Znachtal und westlich der Kalkspit-  
zen sind Albitgneise nicht selten. HEJL (1983) beschreibt  
die Albitgneise als hellgraue bis fast weiße, feinkristalline  
Gesteine mit weitständiger Schieferung. U.d.M. ist ein gra-  
noblastischer Kornverband aus vorwiegend Albit und  
Quarz zu erkennen. Weiters kommen fallweise Alkalifeld-  
spat (Mikroklin und Faserperthit), meistens etwas Biotit,  
Hellglimmer und retrograder Chlorit sowie gelegentlich  
etwas Hornblende vor. Ein charakteristisches, weil oft vor-  
handenes Akzessorium ist rotbrauner Orthit, der meistens  
von einem (?metamorphen) Saum aus Epidot/Klinozoisit  
umgeben ist. Geochemische Befunde (SCHEDL [1981] und  
unpublizierte Analysen von E. HEJL) weisen die Albitgneise  
als metamorphe Rhyolithe bis Rhyodazite aus. Ihr SiO<sub>2</sub>-  
Gehalt liegt zwischen 67 und 72 Gew.-%.

**Granit- bis Granodioritgneis (155):** Metaplutonite treten  
gehäuft im N und E des Schladminger Gneiskomplexes  
auf. Sie bilden klar individualisierte Körper mit scharf abge-  
grenzten Intrusionskontakten gegenüber den Paragneisen  
und Migmatiten des Riesach-Komplexes. Diese Metapluto-  
nite sind daher deutlich von den Augengneisen der migma-  
tischen Areale zu unterscheiden. Unter den Metaplutoniten  
der nördlichen Schladminger Tauern beschreibt MATURA  
(1987) Leukogranitgneis, Granitgneis und Granodioritgneis  
– Letzterer fallweise mit Hornblendeführung. Ähnliche  
Gesteine kommen auch am Süßleiteck (2507 m) und am  
Eisenhut (2456 m) im Ostteil der Schladminger Tauern vor  
(ROCKENSCHAUB, 1986).

**Biotit-Plagioklasgneis, Hornblendegneis, Glimmerquar-  
zit, Migmatit (154):** Der Großteil des Schladminger Gneis-  
komplexes besteht aus Biotit-Plagioklasgneisen mit gra-

duellen Übergängen von feinkörnigen Paragneisen zu mit-  
telkörnigen Migmatiten, deren strukturelles Erscheinungs-  
bild trotz des ähnlichen Mineralbestandes sehr variabel ist.  
Die Migmatisierung äußert sich als zunehmende Feldspat-  
blastese (Oligoklas bis Andesin) und als schlierige Durch-  
tränkung mit Leukosomen aus Quarz und Plagioklas. Trotz  
der fließenden Übergänge zwischen den Strukturtypen der  
Migmatite sind z.B. die Lagenmigmatite und die Augen-  
Plagioklasgneise recht gut individualisierbar (HEJL, 1983).  
Im Falle der Lagenmigmatite liegt die Mächtigkeit der sa-  
parallelen Leukosome im mm- bis cm-Bereich, der Abstand  
zwischen den hellen Lagen variiert von wenigen mm bis zu  
mehreren dm. Die Augen-Plagioklasgneise bestehen aus  
einer relativ feinkörnigen, biotitreichen Grundmasse und  
bis über 5 mm großen Plagioklasporphyroblasten, die auf  
den Schichtflächen warzenartig herauswittern und in Aus-  
nahmefällen bis ca. 2 cm Größe erreichen (z. B. am Wild-  
see im Znachtal). Spektakuläre Augen-Plagioklasgneise  
befinden sich auch im Pöllerkarl und am Kleinen Gangl  
(2478 m) im hinteren Lessachtal. In allen Fällen überwiegt  
Plagioklas sowohl hinsichtlich der Kristallgröße als auch  
mengenmäßig deutlich vor Alkalifeldspat. Letzterer liegt  
am Abfluss des Zwerfenbergsees (2024 m) als Schach-  
brettalbit vor (HEJL, 1984). Die feinkörnigen Biotit-Plagio-  
klasgneise und die aus ihnen hervorgegangenen Migmati-  
te enthalten meistens etwas primären Hellglimmer, ge-  
legentlich kleine Granate (<2 mm) und retrograden Chlorit  
(nach Biotit und/oder Granat).

Am Aufbau des Schladminger Gneiskomplexes betei-  
ligen sich auch saure bis basische Metavulkanite, Hornblen-  
degneise, Granit- und Granodioritgneise, Glimmerquarzite  
und sehr geringmächtige, zumeist phyllonitisierte Glimmer-  
schiefer. An wenigen Stellen treten diskordante Gänge von  
Muskovitpegmatit auf. HEJL (1984) hat an grobkörnigen  
Muskoviten zweier Pegmatitproben aus der Umgebung des  
Hochgollings K-Ar-Alter von 340±18 und 347±20 Mio. Jah-  
ren gemessen und diese Werte als Intrusionsalter während  
oder kurz nach dem Höhepunkt der variszischen Regional-  
metamorphose interpretiert.

Die Begriffe „Riesachkomplex“ und „Gollingkomplex“  
wurden von MATURA (1987) geprägt. Der nach dem Ries-  
achsee (1338 m) im Schladminger Untertal benannte Ries-  
ach-Komplex bezeichnete ursprünglich eine aus Paragnei-  
sen, Migmatiten und Metaplutoniten bestehende Einheit im  
Hangenden bzw. nördlich der Metavulkanitzone der zentra-  
len Schladminger Tauern. Später hat sich gezeigt, dass  
auch weite Teile der südlichen Schladminger Tauern die-  
sem Komplex zuzuordnen sind (HEJL, 2005). Der nach dem  
Hochgolling (2862 m) benannte Golling-Komplex umfasst  
die sauren bis basischen Metavulkanite entlang des Haupt-  
kamms der Schladminger Tauern.

153

### Alpiner Verrucano und Lantschfeldquarzit Perm–Untertrias

*Serizitschiefer, Phengitschiefer, Arkosegneis, Geröllquarzit; Quarzit, dünnplattig, blass-  
grün*

Zwischen dem Flachautal im W und dem Preuneggatal im  
E sind die Gesteine des Alpiner Verrucano die großflächig  
vorherrschende Formation, aus der ganze Talflanken und  
Bergrücken aufgebaut sind. Es handelt sich dabei um  
grünschieferfaziell metamorphe, ehemals klastische Sedi-  
mentgesteine, die aus durchwegs festländischen, vorwie-  
gend fluvialen Sedimenten des Perms hervorgegangen  
sind. Die Formation bildete die primärstratigraphische Auf-  
lage des Schladminger Gneiskomplexes, liegt heute meis-  
tens invertiert, ist aber noch an vielen Stellen weitgehend  
ungestört mit dem variszischen Grundgebirge verbunden.

An der stratigraphischen Basis, am Kontakt zum Schlad-  
minger Gneiskomplex – z. B. zwischen dem Taurach- und

Forstautal oder im Umkreis der Seekarspitze (2350 m,  
nördlich von Obertauern) – ist der Alpine Verrucano mittel-  
bis grobklastisch entwickelt, das heißt, er besteht aus  
Metaquarz-Konglomeraten mit schiefriegen Zwischenlagen  
(SLAPANSKY & FRANK, 1987; HELLERSCHMIDT-ALBER, 2008).  
Nördlich und westlich der Seekarspitze (2350 m) sind diese  
Konglomerate bis zu mehrere Dekameter mächtig. Die ein-  
zelnen Gerölle, die bis über 10 cm groß sein können, sind  
bereichsweise tektonisch geplättet. Am unmittelbaren Kon-  
takt zum variszischen Grundgebirge treten stellenweise  
Gerölle aus schwach metamorphen Quarziten, Phylliten,  
Gneisen und Karbonaten in einer dunklen, lokal graphiti-  
schen Matrix auf. Gegen das stratigraphisch Hangende

dieser Basalhorizonte sind die Gerölle dichter gepackt und bestehen fast nur mehr aus verwitterungsbeständigen Restquarzen (Gangquarz) und ganz wenigen Gneisen. Zwischen dem nördlichen Taurachtal und dem nördlichen Forstautal (im Vorderen Fagerwald und im Haideggwald) sind die Geröllquarzite des Alpenen Verrucano bis über 1 m mächtig und mit grobsandig-tonigen bzw. schiefrigen Lagen verzahnt. Die Geröllquarzite, die oft reich an klastischem Plagioklas sind, zeigen Übergänge zu Arkosegneisen.

Gegen das stratigraphisch Hangende vollzieht sich ein allmählicher Übergang zu mittel- bis feinklastischen Metasedimenten des Alpenen Verrucano, wobei einerseits die Mächtigkeit der Geröll führenden Lagen und andererseits die Korngröße der Klagen abnehmen. Phyllitische, ehemals feinsandig-tonige Lagen werden häufiger, während die aus ehemaligen Grobsanden bis Kiesen hervorgegangenen Quarz-Serizitquarzite nur mehr Mächtigkeiten von einigen dm erreichen. Die Hauptmasse des Hangendanteils der Formation besteht schließlich aus feinklastischen Metasedimenten, die heute als vorwiegend helle, d.h. gelblichweiße, hellgraue und grünliche Serizit- und Phengitschiefer vorliegen. Der in rein lithologischer Hinsicht durchaus zutreffende Begriff „Quarzphyllit“ kann wegen seiner chronostratigraphisch suggestiven Wirkung irreführend sein und sollte daher vermieden werden. Er wurde

nämlich in der älteren Literatur vorzugsweise für schwach metamorphes, mutmaßliches Altpaläozoikum verwendet. Heute besteht jedoch praktisch kein Zweifel über das permische Alter der dem Alpenen Verrucano zugeordneten Schiefer-Formation (HEJL & SLAPANSKY, 1983; EXNER, 1989; HEJL, 2005). Durch die vorwiegend hellen Gesteinsfarben unterscheidet sich der Alpine Verrucano deutlich von den meistens viel chloritreicheren und daher dunkleren Diaphthoriten des randlichen Schladminger Kristallinkomplexes sowie von den altpaläozoischen Phylliten des Katschberg-Quarzphyllit-Komplexes. Nur an wenigen Stellen treten innerhalb des Alpenen Verrucano dunkelgraue, Graphit führende Serizitschiefer, graugrüne Chlorit-Serizitphyllite und Grünschiefer auf – so z.B. im Haideggwald und im Schreinbachgraben, südwestlich von Forstau (HELLERSCHMIDT-ALBER, 2008).

Der Lantschfeldquarzit (Untertrias) ist ein feinkörniger, ebenflächig-dünnschichtiger bis plattiger, kalkfreier Quarzit mit weißer bis blassgrüner Farbe, der gegenüber dem Alpenen Verrucano einen über weite Strecken homogenen lithologischen Charakter aufweist. Der wenige, dispers verteilte Hellglimmer ist ein farbloser Serizit oder lauchgrüner Phengit. Aufgrund des Serienverbandes ist das untertriadische Sedimentationsalter des Lantschfeldquarzits als erwiesen anzusehen (TOLLMANN, 1961).

152

#### Gutenstein-, Wetterstein- und Partnach-Formation, metamorph Anisium–Ladinium–?Unteres Karnium

*Dolomitmarmor, Bänderkalkmarmor, Mergelschiefer, Tonschiefer, Rauwacke*

Diese im seichtmarinen Bereich gebildeten Gesteine sind im Umkreis der Steirischen und der Lungauer Kalkspitze (2459 bzw. 2471 m über NN), wo sie den Kern einer als Kalkspitzenmulde bezeichneten, im S geschlossenen, invertierten Liegendfalte bilden, relativ mächtig entwickelt. Die nur lokal auftretende Rauwacke (Anisium) beschreibt EXNER (1989) als gelblichen bis braun anwitternden, zelligen Kalkstein, der intensiv mit kalter HCl braust und oftmals Brocken von Serizitschiefer enthält. Die der Gutenstein-Formation (Anisium) zugeordneten Bänderkalkmarmore sind durch verschiedene Grautöne und stellenweise durch eine auffallend rosa Farbe gekennzeichnet. Letztere

tritt in keinem anderen Karbonatgestein der zentralalpinen Trias auf und gilt als charakteristisch für die (metamorphe) Gutenstein-Formation (EXNER, 1989), die in der Kalkspitzenmulde eine maximale Mächtigkeit von ca. 30 m erreicht. Die Wetterstein-Formation (Ladinium–?Unteres Karnium) liegt als vorwiegend dunkel bis hellgrauer, dickbankiger bis massiger Dolomitmarmor (metamorpher Wettersteindolomit) vor. Er bildet den tektonisch stark beanspruchten Faltenkern der Kalkspitzenmulde (SCHEINER, 1960). Die altersgleichen Tonschiefer der Partnach-Formation sind jedoch nur in geringer Mächtigkeit vorhanden.

#### 4.4.2.2. Koralpe-Wölz-Deckensystem

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem umfasst lithostratigraphische Einheiten, von welchen viele eine permische Metamorphose erlebten und die eine zumeist intensive eoalpidische Metamorphose- und Strukturprägung aufweisen. Die Einheiten zeichnen sich durch das völlige Fehlen transgressiv auflagernder, permomesozoischer Sedimentgesteine aus. Nach feldgeologischen Gesichtspunkten lassen sich diese Einheiten größtenteils scharf voneinander abgrenzen. Da an diesen Grenzen oft Metamorphosesprünge auftreten, muss zwischen den lithostratigraphischen Einheiten eine Relativbewegung stattgefunden haben. Demnach sind die Grenzflächen als Deckengrenzen zu betrachten.

Strukturprägung und Metamorphose kennzeichnen das Koralpe-Wölz-Deckensystem als metamorphen Extrusionskeil. Im Zuge des eoalpidischen Ereignisses wurde die permomesozoische und teilweise auch die paläozoische Sedimentbedeckung vom späteren Koralpe-Wölz-Deckensystem abgeschert. Die Einheiten wurden im eoalpidischen Subduktionskanal versenkt und dabei metamorph überprägt. Während des Metamorphosehöhepunktes im Turon (ca. 92 Ma [THÖNI, 2006]) wurden in manchen Einheiten eklogitfazielle Bedingungen erreicht. Danach wurden die Einheiten als Extrusionskeil exhumiert und kühlten noch in der oberen Kreide ab. Im Zuge der Extrusion wurden die östlich des Tauernfensters gelegenen Teile NW-gerichtet auf das Schladming-Seckau- (Silvretta-Seckau-)Deckensystem geschoben und die überlagernden Deckensysteme (siehe unten) gleichzeitig gegen SE abgeschoben (FROITZHEIM et al., 2008).

Im Bereich des Kartenblattes treten folgende Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems auf: Nördlich des Tauernfensters befinden sich der Wagreinphyllit-Komplex und der Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex mit dem darauf auflagernden Steinkogelschiefer-Komplex. Östlich des Tauernfensters umfasst die Abfolge die Ennstaler Phyllitzone (Ennstaler Phyllit-Komplex), den Wölz-, Rappold- und Radenthein-Komplex sowie die Lessacher Phyllonitzone (Lessacher Phyllonit-Komplex). Südlich des Tauernfensters sind der Durreck-, Petzeck-Rotenkogel- und Prijakt-Polinik-Komplex anzutreffen.

#### 4.4.2.2.1. Schoberkristallin

Als Schoberkristallin sind die südlich vom Tauernfenster gelegenen Anteile des Koralpe-Wölz-Deckensystems zusammengefasst. Diese nehmen vom Durreck im Ahrntal, über die Lasörling- und Schobergruppe bis zur südwestlichen Goldberggruppe und der nördlichen Kreuzeckgruppe weite Bereiche im Oberostalpin ein. Die präoligozäne Deckengrenze zum unterlagernden Penninikum beziehungsweise zu den unterostalpinen Schuppen ist weitgehend erhalten, hingegen bilden oligozäne und miozäne Störungen des Deferegggen-Antholz-Vals-Störungssystems (BORSI et al., 1978b) und der Ragga-Teuchl-Störung (HOKE, 1990) die Grenzen zum südlich angrenzenden Deferegger und Kreuzeckkristallin.

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem umfasst südlich vom Tauernfenster zwei Decken: Die hangende Prijakt-Decke (BEHRMANN, 1990) erstreckt sich von der südlichen Schobergruppe bis in die nördliche Kreuzeckgruppe und wird zur Gänze vom Prijakt-Polinik-Komplex aufgebaut (LINNER & FUCHS, 2005). Die Schober-Decke („Schober basement“ bei BEHRMANN [1990]) findet sich in der nördlichen Schobergruppe und entlang des Tauernfenster-Südrandes. Sie besteht aus dem Petzeck-Rotenkogel- und Durreck-Komplex. Mit der Hochdruckmetamorphose in der Prijakt-Decke und abnehmenden Bedingungen in der Schober-Decke ist insgesamt eine inverse Metamorphosezonierung von der Eklogitfazies im Südosten bis zur Epidot-Amphibolitfazies im Nordwesten des Deckensystems erkennbar.

Auf eine Verfallung der beiden Decken bereits während der eoalpidischen Exhumierung der Hochdruckgesteine weist die tektonische Position der Prijakt-Decke hin. Sie liegt in der südwestlichen Schobergruppe über der Schober-Decke, während sie zwischen Debant- und Mölltal liegend der Schober-Decke auftritt. Gekennzeichnet ist die Exhumierung der Prijakt-Decke durch mylonitische Schieferung, verbunden mit Isoklinalfalten und NW–SE-streichenden Streckungslinearen. Noch eoalpidisch entwickelte sich im gesamten Koralpe-Wölz-Deckensystem südlich vom Tauernfenster ein etwa W–E-orientierter Faltenbau (TROLL et al., 1976; HOKE, 1990; WALLIS & BEHRMANN, 1996; SCHÖNHOFER, 1999) mit wurzellosen Großfalten. In der Schober-Decke hat sich hangend der alpidischen Deckengrenze zum unterlagernden Penninikum beziehungsweise zu den unterostalpinen Schuppen eine jüngere Schieferung gebildet, die in südliche Richtung in eine W–E-orientierte Crenulation übergeht. Letztere erstreckt sich westlich vom Iseltal bis zum Deferegggen-Antholz-Vals-Störungssystem und in der Schobergruppe bis in die Hochdruckgesteine des Prijakt-Polinik-Komplexes.

151, 150, 149

#### Prijakt-Polinik-Komplex

151 *Orthogneis mit Augentextur, Orthogneis, leukokrat, Biotit-Orthogneis*

150 *Eklogit, Eklogitamphibolit, Amphibolit*

149 *Zweiglimmerschiefer, grobschuppig, Paragneis, z. T. quarzitisch, örtlich Pegmatitgneis*

Die charakteristischen Paragesteine (149) des hochdruckmetamorphen Prijakt-Polinik-Komplexes sind sehr grobschuppige muskovitbetonte Zweiglimmerschiefer mit oft nur feinkörnigem Granat und Staurolith, feinkörnige und teils quarzitische Biotit-Paragneise und grobkörnig metablastische Zweiglimmer-Paragneise. Sporadisch treten helle Pegmatitgneise auf, mit grobem Muskovit und fallweise etwas Granat oder Turmalin. Inhomogen und zum Teil riesigkörnig weisen diese Gesteine immer eine duktile, vielfach mylonitische Schieferung auf. Wiederholt sind die Pegmatitgneise auch mit Eklogitamphibolit vergesellschaftet. Sehr selten sind Lagen von körnigem, bisweilen Phlogopit führendem Marmor.

Mehrere hundert Meter mächtige Eklogite und Eklogitamphibolite (150) sind in der Schobergruppe in den Prijakten aufgeschlossen (CLAR, 1927) und setzen sich bis in die Schleinitz nördlich von Lienz fort (TROLL et al., 1980). Geringmächtige hochdruckmetamorphe Metabasite sind für den gesamten Prijakt-Polinik-Komplex typisch. Der Großteil der Eklogite erscheint sehr stark retrograd überprägt, sichtbar an den mattgrünen Symplektiten nach Omphazit. Sie werden daher als Eklogitamphibolite bezeichnet. Die hell- bis dunkelgrünen Eklogite weisen eine massige oder fein gebänderte Textur mit Granat, Omphazit, Amphibol, Epidot und mitunter Phengit auf. Grobkörnig amphiboldominierte dunkle Eklogite können eine garbenförmige Omphazitsprossung und nadeligen Zoisit zeigen. Um den Barrenle See ergibt die rasch wechselnde Lithologie der Eklogite durch zusätzliche Wechsellagerung mit Paragesteinen und Orthogneisen einen sehr abwechslungsreichen Gesteinsverband. In der Regel weisen größere, linsenförmige Eklogit(amphibolit)körper eine Randzone aus Amphibolit auf. Die Amphibolite, auch als eigenständige Lagen oder Körper vorzufinden, sind amphiboldominier-

te, massige oder feingebänderte, dunkelgrüne Gesteine mit variablem Plagioklasgehalt. Zusätzlich können sie Granat, Epidot oder Biotit führen.

Die Orthogneise (151) zeigen in Lithologie und Mächtigkeit ebenfalls eine große Variationsbreite. Zu unterscheiden sind biotitreiche, grobkörnige Mikroklinaugengneise, massige oder gebänderte Zweiglimmer-Orthogneise und leukokrate, stark metamorph differenzierte Orthogneise mit reichlich schuppigem Muskovit und etwas Granat. Letztere sind bevorzugt um die Eklogitamphibolite verbreitet.

Die Orthogesteine im Prijaktgebiet dokumentieren eine mehrphasige und lang andauernde magmatische Entwicklung im Prijakt-Polinik-Komplex (SCHULZ et al., 2004; SIEGSMUND et al., 2007). Ein Eduktalter von 590 Ma zeigt ein Eklogitamphibolit mit MORB-Zusammensetzung, und rund 530 Ma ein Hornblende-Plagioklas-Gneis aus einer Suite mit Volcanic-Arc-Signatur. Die Orthogneise belegen indes einen sauren Magmatismus um 470 Ma. Hinzu kommt die Pegmatitbildung, die mit einem Sm-Nd-Granatalter von  $245 \pm 3$  Ma (LINNER, unpublizierte Daten) den permisch-triadischen Magmatismus dokumentiert.

Im Prijakt-Polinik-Komplex sind zwei Stationen am Pfad der prägenden Metamorphose dokumentiert. In einer ersten Phase, dem Metamorphosehöhepunkt, kam es zur Bildung der Eklogite, welche in einer zweiten Phase deutlich amphibolitfaziell überprägt wurden. Bestimmungen der eklogitfaziellen Bedingungen an Eklogiten aus dem Prijaktgebiet ergaben  $550\text{--}650^\circ\text{C}$  bei  $1,4\text{--}1,6$  GPa (SCHULZ, 1993) beziehungsweise  $630\text{--}690^\circ\text{C}$  bei  $1,6\text{--}1,8$  GPa (LINNER, 1999). Die begleitenden Paragesteine sind generell stärker amphibolitfaziell rekrystallisiert, aber auch in diesen Gesteinen sind mit phengitreichen Muskoviten Relikte der Hochdruckphase erhalten. Für die amphibolitfazielle Rekrystallisation in der nördlichen Kreuzeckgruppe wurden  $560\text{--}680^\circ\text{C}$  bei

0,5–0,75 GPa (HOKE, 1990) bestimmt, im Prijaktgebiet erfolgte diese bei 630–680°C bei 1–1,2 GPa (LINNER, 1999).

An den Hochdruckmineralen Granat und Phengit, aus Eklogit und Orthogneis, wurden Alter zwischen 115 und 86 Ma gemessen. Basierend auf diesen Daten datiert der

Metamorphosehöhepunkt in der Kreide und ist dem eoalpidischen Ereignis zuzurechnen. Daraufhin folgten die Exhumierung und die damit verbundene Abkühlung der Gesteine. Die Abkühlung unter 300°C vollzog sich bis 68 Ma (HOKE, 1990; LINNER, 1999; LINNER et al., 2001).

148, 147  
146, 145

### Petzeck-Rotenkogel-Komplex

148 *Kalkmarmor*

147 *Amphibolit, Bänderamphibolit, Amphibolgneis, leukokrat*

146 *Orthogneis mit Augentextur, Biotit-Orthogneis, Orthogneis, leukokrat*

145 *Paragneis, Zweiglimmerschiefer, örtlich Pegmatitgneis*

Variable Paragesteine mit sporadischen Einschaltungen aus Orthogneis und Amphibolit, wie sie um Wangenitzsee und Petzeck in der östlichen Schobergruppe aufgeschlossenen sind, und sehr mächtige Orthogesteinszüge aus Amphibolit, hellem Amphibol-Gneis und saurem Orthogneis, die den Rotenkogel zwischen Kals und Matrei aufbauen, sind die verbreiteten und typischen Elemente des Petzeck-Rotenkogel-Komplexes.

Zweiglimmerschiefer und Quarzglimmerschiefer sind zusammen mit Biotit-Plagioklas-Gneis und quarzitischem Paragneis als Grundtypen der Paragesteine (145) hervorzuheben. Zwischen Glimmerschiefer und Paragneis können sowohl kontinuierliche Übergänge als auch scharfe Wechsellagerungen bestehen. Die quarzitischen Paragneise vermitteln zu grauen, selten reinen Quarzitlagen. Stärker metamorph differenzierte und dadurch gebänderte Paragneise begleiten gewöhnlich die Orthogesteinszüge. Die Glimmerschiefer führen bevorzugt den im gesamten Komplex verbreiteten Granat, während Staurolith auf den südöstlichen Bereich des Komplexes beschränkt ist, so östlich vom Iseltal auf die Gebiete südlich der Linie Staniska – Hochschober – Wangenitzsee. Unmittelbar im Liegenden des Prijakt-Polinik-Komplexes ist in biotit- und staurolithreichen Paragneisen zusätzlich Kyanit enthalten.

Von der Lasöringgruppe bis zum Tauferer Ahrntal erscheint der Petzeck-Rotenkogel-Komplex durch den Durreck-Komplex zweigeteilt. Während sich im nördlichen Teil, entlang vom Tauernfenster, die Lithologie der nördlichen Schobergruppe fortsetzt, zeigt sich im Defereggental und um den Rieserferner Pluton ein höherer Anteil an biotitbetontem Zweiglimmer-Paragneis und quarzitischem Biotit-Paragneis (SENARCLENS-GRANCY, 1965; SCHÖNHOFER, 1999). Zwischen Rieserferner-Pluton und Durreck-Komplex treten um größere Orthogneiskörper wiederum Paragesteine auf, die jenen entlang vom Tauernfenster entsprechen.

Bis mehrere Zehnermeter mächtige Lagen aus **Pegmatitgneis** mit Muskovit, Turmalin oder Granat treten nur im südlichsten Petzeck-Rotenkogel-Komplex auf. Im Defereggental sind die Pegmatitgneise mit biotitbetonten Paragesteinen vergesellschaftet, im Iseltal sind sie zwischen Huben und Ainet und in der östlichen Schobergruppe im Gebiet um die Seichenköpfe anzutreffen.

Die sauren **Orthogneise** (146) bilden eigenständige Gesteinszüge oder sind mit mächtigen Metabasitzügen verknüpft. Verbreitet sind grobkörnige Zweiglimmeraugen-gneise mit meist überwiegend Muskovit. Einen massigen Habitus weisen Augengneise mit feinkörniger Matrix und feinkörnige Biotit-Orthogneise auf. Den muskovitreichen, leukokraten Orthogneisen fehlt neben Biotit mitunter auch die Augentextur.

Die Züge von mächtigen **Metabasiten** (147) in der nördlichen Schober- und Lasöringgruppe setzen sich im Wesentlichen aus Amphibolit und hellem, plagioklasreichem Amphibol-Gneis zusammen, typisch in engem Wechsel (mm bis m) und mit gebänderter Textur. Dabei decken die einzelnen Lagen eine insgesamt kontinuierliche Variation im Modalbestand von Amphibol und Plagioklas ab.

Bisweilen finden sich grobkörnige Granat-Amphibol-Gneise und Amphibol-Garbengneise. Auch geringmächtige Amphibolitzüge zeigen oft Bänderung, können Biotit und Epidot sowie selten Granat führen und sind durch Wechsellagerung mit Paragesteinen gekennzeichnet. Um den Großen Zunig in der östlichen Lasöringgruppe finden sich im Amphibolit dünne Marmorlagen, und die Amphibolite der Schwarzen Wand (MAGER, 1985) in der Rieserferner Gruppe sind mit Granat und Klinopyroxen führenden Kalksilikatgesteinen vergesellschaftet.

Weiße bis graue körnige **Kalkmarmore** (148) treten als wenige Zehnermeter mächtige Lagen auf. Meist randlich sind dm-mächtige Kalksilikat- oder Paragesteinslagen zu beobachten. Die Kalkmarmore sind um den Rieserferner Pluton und im Defereggental mit biotitbetonten Paragesteinen assoziiert. In der Schobergruppe sind am Hochschober und nordöstlich vom Petzeck vereinzelte Marmorvorkommen anzutreffen.

Die Orthogesteine dokumentieren eine lang anhaltende und vielfältige magmatische Entwicklung. Diese beginnt mit den mächtigen Wechselfolgen aus Amphibolit und Amphibolgneis, die eine Volcanic-Arc-Signatur und ein Eduktalter von 550–530 Ma aufweisen. Die begleitenden oder isoliert auftretenden Orthogneise belegen hingegen einen obererdovizischen sauren Magmatismus (465–440 Ma [BÜCKSTEEG, 1999; SCHULZ et al., 2004]). Die kleineren Amphibolitvorkommen der Rieserferner- und Lasöringgruppe weisen tholeiitische bis alkalibasaltische Zusammensetzung auf. Hervorzuheben sind die vorwiegend alkalibasaltischen Metabasite der Schwarzen Wand und im Gebiet Torkogel – Großer Zunig (STEENKEN & SIEGSMUND, 2000), wobei für Letztere ein Eduktalter von 430 Ma (SCHULZ et al., 2004) bestimmt wurde. Anzumerken sind schließlich die permischen Pegmatit- und Aplittgneise im Ahrntal (BORSI et al., 1980), die in gleicher Position wie die Pegmatitgneise im Defereggental auf den permischen Magmatismus verweisen.

Den Petzeck-Rotenkogel-Komplex kennzeichnet eine eoalpidische amphibolitfazielle Metamorphose. Das Auftreten von Staurolith im Iseltal und in der zentralen Schobergruppe belegt für diesen Bereich amphibolitfazielle Bedingungen, während im restlichen Teil der Einheit nur die Epidot-Amphibolitfazies erreicht wurde. Für Granat-Staurolith-Paragneise lassen sich maximale Bedingungen von 550 bis 630°C bei 0,5 bis 0,7 GPa (WALLIS & BEHRMANN, 1996; Linner, 1999) bestimmen und für die westlichen Teile des Petzeck-Rotenkogel-Komplexes hat STÖCKERT (1984) 400 bis 500°C bei etwa 0,7 GPa für die eoalpidische Metamorphose abgeleitet.

Die alpidische Überprägung mit dynamischer Rekristallisation unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies dehnt sich in westliche Richtung aus. Östlich vom Iseltal auf den Bereich nördlich Rotenkogel und Lesachtal beschränkt (WALLIS & BEHRMANN, 1996), greift die retrograde Überprägung im Ahrntal bis an die Südgrenze des Komplexes über (STÖCKERT, 1987). Diese Metamorphoseentwicklung spiegelt sich in den Abkühlaltem der Glimmer wider: In der Schobergruppe zeigen Muskovit und Biotit

noch die Abkühlung des eoalpidischen Ereignisses (86–78 Ma [LAMBERT, 1970]). Gegen Westen, in der Lasörllinggruppe, werden die Biotitalter sukzessive jünger, um schließlich im Ahrntal einheitlich alpidische Abkühlalter zu zeigen (23–28 Ma [BORSI et al., 1978]). Die eoalpidischen Muskovitalter (ca. 100 Ma [STÖCKERT, 1984]) sind im Ahrntal noch erhalten. In diesem Gebiet mit der relativ geringsten eoal-

pidischen Überprägung hat STÖCKERT (1985) die maximalen Bedingungen der präalpidischen Metamorphose bestimmen können. Die Sillimanit führenden Migmatite, welche mit den permischen Pegmatiten verknüpft sind, zeigen 650°C bei 0,6 GPa an, Bedingungen, die zur Pegmatitbildung ausreichen.

144

#### Durreck-Komplex

*Granat-Hellglimmerschiefer, Quarz-Glimmerschiefer, Zweiglimmerschiefer bis -gneis*

Die den Durreck-Komplex charakterisierenden Granat-Hellglimmerschiefer werden seit SENARCLENS-GRANCY (1965) zu einem Gesteinskomplex zusammengefasst, der von der nordwestlichen Schobergruppe über die Hauptverbreitung in der zentralen Lasörllinggruppe zum Durreck im Tauferer Ahrntal streicht. Verbreiteter Granat und feinschuppiger Hellglimmer, in mm- bis cm-großen Domänen auf den Schieferungsflächen, charakterisieren die Granat-Hellglimmerschiefer. Hinzu kommen etwas Biotit und nur wenig Feldspat. Begleitet werden diese Glimmerschiefer

von ebenfalls hellem Quarz-Glimmerschiefer sowie untergeordnet von Zweiglimmergneis und Quarzitgneis bis Quarzit. Seltene Amphibolitlagen finden sich in der Lasörllinggruppe nördlich vom Großen Zunig und im Bereich der Hofspitze. Der Granat der Hellglimmerschiefer zeigt im Unterschied zum Granat in den Paragesteinen im Petzeck-Rotenkogel-Komplex eine nur einphasig prograde Zonierung (SCHÖNHOFER, 1999). Die Bildung des Granates erfolgte vermutlich während des eoalpidischen Ereignisses unter Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies.

#### 4.4.2.2. Lessacher Phyllonitzone

Diese Zone, die sich am Südrand der Schladminger Tauern bzw. im tektonisch Hangenden des Schladminger Deckensystems und der Schuppenzone der Gengsitsch befindet, besteht aus tektonisch stark beanspruchten, retrograd metamorphen Gesteinen der liegenden und hangenden Einheiten (Schladminger Gneiskomplex bzw. Wölz-Komplex) und aus z. T. fossilführenden altpaläozoischen Karbonatgesteinen. Wegen der heterogenen Zusammensetzung der Lessacher Phyllonitzone gibt es keine einhellige Lehrmeinung über ihre Einordnung in ein tektonisches Gesamtkonzept der Ostalpen. So plädierte z. B. EXNER (1989) in seiner „Geologie des mittleren Lungaus“ für einen ehemals bestehenden, heute jedoch zerstückelten Zusammenhang der Lessacher Phyllonitzone über die Schollenreihe Ranten-Prebersee mit dem Murauer Paläozoikum (Gurktaler Decke). Da jedoch die retrograd metamorphen Phyllonite nach Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes die Hauptmasse der Phyllonitzone bilden, möchten wir uns dieser Deutung nicht anschließen. Wir betrachten die Lessacher Phyllonitzone als tektonische Mélange, deren Edukte zum überwiegenden Teil aus dem Wölz-Komplex stammen und die wegen ihrer eoalpidischen und jüngeren Metamorphosegeschichte dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zuzuordnen ist.

143, 142  
141, 140

#### Lessacher Phyllonit-Komplex

143 *Kalkmarmor, Eisendolomit*

142 *Serpentinit, Talkschiefer*

141 *Chloritschiefer*

140 *Phyllonit nach Glimmerschiefer und Paragneis*

**Kalkmarmor, Eisendolomit (143):** Verschiedene, zu meist geringmächtige Karbonatgesteine kommen an mehreren Stellen des Lessacher Phyllonit-Komplexes vor. ZEZULA (1976) beschreibt hell- bis dunkelgrau gebänderten, mittel- bis grobkristallinen Kalkmarmor aus dem Bodenmoosgraben bei Lessach sowie gelblichweißen, graubraunen und dunkelgrauen, fein- bis mittelkristallinen Kalkmarmor WNW von Lessach. Letzterer erreicht eine Mächtigkeit von 35 m.

Ein ca. 30 m mächtiger, mittelsteil nach ENE einfallender marmorisierter Bänderkalk bildet einen Härtlingsrücken im Niederrainwald zwischen Mariapfarr und Sonndörfel (EXNER, 1989). Er besteht aus grauen und weißen feinkristallinen Kalksteinlagen, dünnblättrigen Lagen von Graphitkalk und etwas grobkristallinem Kalkmarmor mit Hellglimmerblättchen. Am Osthang des Zankwarner Berges (1529 m) tritt ein ganz ähnlicher marmorisierter Bänderkalk im primären Serienverband mit fossilführendem Eisendolomit des Silurs auf. Dieser mittelgraue, teilweise brekziöse, feinkörnig-dichte Dolomit mit brauner Verwitterungsfarbe bildet zwei jeweils ca. 5 m mächtige Lagen in einem insgesamt ungefähr 15 m mächtigen Karbonatgesteinshorizont, der konkordant in den umgebenden Phylloniten liegt. Das

silurische Alter des Eisendolomits ist durch eine aus 15 Formtaxa bestehende Conodontenfauna des Oberen Ludlow belegt (SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975).

**Serpentinit, Talkschiefer (142):** Bis zu 2,5 m mächtiger Serpentin mit Ophikalzit und ultramylonitischer, weißer Talkschiefer treten im Bodenmoosgraben östlich von Lessach auf (ZEZULA, 1976). Letzterer wurde im 19. Jahrhundert und in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts abgebaut („Federweiß“-Bergbau). Kleine Serpentinlinsen kommen auch westlich von Lessach und am nördlichen Zankwarner Berg vor (HEJL, 2005).

Bei den **Chloritschiefern (141)** handelt es sich durchwegs um retrograde Gesteine mit dem alpidischen Mineralbestand der Grünschieferfazies (Albit + Chlorit + Epidot). HEJL (2005) spricht daher von Grünschiefern (retrograd). Sie sind olivgrün bis dunkelgrün, überwiegend feinkristallin und verhältnismäßig kompakt. ZEZULA (1976) beschreibt Epidot führenden Chlorit-Plagioklasgneis, diaphthoritisches Granat-Epidot-Plagioklasgneis und karbonatreichen Epidot-Chlorit-Plagioklasgneis aus dem Gebiet von Hintergöriach und dem Lasengraben.

**Phyllonit nach Glimmerschiefer und Paragneis (140):** Phyllonite nach Glimmerschiefer treten besonders häufig

im Bodenmoosgraben bei Lessach und in den Gräben westlich und östlich der Wildbachhütte (1806 m) auf (ZEZULA, 1976). Sie sind wahrscheinlich aus Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes hervorgegangen. Feinblättriger Hellglimmer, retrograder Chlorit und lagenweise angereicherter Quarz sind die Hauptgemengteile der Phyllonite nach Glimmerschiefer. Weiters kommen reliktscher Granat, reliktscher Biotit, Albit, Turmalin, Karbonat, Graphit und

Ilmenit vor. Die Phyllonite nach Paragneis sind retrograde Abkömmlinge von Biotit-Plagioklasgneisen des Schladminger Gneiskomplexes. Sie enthalten Plagioklas, Quarz und Muskovit als Hauptgemengteile, fallweise etwas Biotit und sehr selten Granat. Beide Phyllonittypen (nach Glimmerschiefer und Paragneis) neigen zu splittriger bis blättriger Entfestigung und sind wegen des hohen Zerlegungsgrades sehr anfällig für Rutschungen.

#### 4.4.2.2.3. Wölzer, Rappold- und Radentheiner Glimmerschiefer

Große Teile der Niederen Tauern werden von Granatglimmerschiefern mit Einschaltungen von Marmoren, Amphiboliten und Quarziten aufgebaut. Bestimmte Teile davon sind durch das Auftreten von Pegmatitgneisen gekennzeichnet, während sonstige saure Orthogesteine fehlen (TURNER, 1958). Kartierungen der letzten Jahre zeigen, dass sich aufgrund des räumlich begrenzten Auftretens charakteristischer Lithologien verschiedene Komplexe voneinander abtrennen lassen. Diese sind durch unterschiedliche Metamorphosegeschichten gekennzeichnet. Derzeit ist die Abgrenzung der Einheiten aber noch nicht flächendeckend durchgeführt und daher mussten diese Einheiten in der Karte zusammengefasst werden. Noch immer problematisch ist die nördliche Begrenzung der Wölzer Glimmerschiefer gegen die Ennstaler Phyllitzone. Diese wird unter 4.4.2.2.4. näher erläutert. Im Folgenden werden die einzelnen Komplexe getrennt beschrieben.

Alle Komplexe zeigen Abkühlalter (K-Ar- und Ar-Ar-Glimmeralter, vorwiegend an Muskovit bzw. Rb-Sr-Biotitalter), die in die Oberkreide fallen (HEJL, 1984; SCHUSTER & FRANK, 2001). Allerdings ist eine Zonierung mit etwas jüngeren Altern im Süden zu beobachten. So liegen z. B. K-Ar-Muskovitalter im Bereich des Sölktales bei 86–95 Ma, während sie im Ramingsteiner Fenster 82–88 Ma ergeben.

Gemeinsam wurden die Einheiten in einen Großfaltenbau mit W–E- bis WNW–ESE-gerichteten Achsen einbezogen, welcher sich im Aufschlussbereich durch Faltungen und eine Crenulation äußert. Die Faltung überprägt vielerorts ein W–E- bis NW–SE-gerichtetes Streckungslinear, welches mit der Exhumation der Einheiten im Extrusionskeil in Verbindung steht. Die crenulierten Glimmer sind rekristallisiert und Albit hat die Faltenscheitel überwachsen. Diese Faltung erfolgte somit in der Kreide, in der Spätphase der Extrusion. Insbesondere das Gebiet an den Südfällen der Niederen Tauern ist durch intensive Spröddeformation gekennzeichnet. Wesentliche Elemente sind steilstehende E–W-gerichtete sowie SE-einfallende Abschiebungen. Auch NNW–SSE-gerichtete steilstehende, zumeist dextrale Seitenverschiebungen sind vorhanden. Jedoch sind die markanten NNW–SSE-gerichteten Täler in den Niederen Tauern nicht durch Störungen mit großen Versatzbeträgen gekennzeichnet. Die spröden Strukturen wurden vorwiegend im Miozän während der E-gerichteten Extrusion der Ostalpen bewegt, es handelt sich aber in vielen Fällen um bereits früher angelegte und zu dieser Zeit nur reaktivierte Strukturen.

139, 138, 137

#### Wölz-, Rappold- und Radenthein-Komplex

139 Kalkmarmor, Dolomitmarmor, grau, z. T. Tremolit führend, Bänderkalkmarmor, bunt  
 138 Amphibolit, Hornblendegarbenschiefer, Granatamphibolit  
 137 Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, z. T. mit Staurolith und Disthen, phyllonitischer Glimmerschiefer und Pegmatitgneis (im Rappold-Komplex)

Der Wölz-Komplex nimmt als liegendste Einheit die nördlichen Teile des Glimmerschieferareals bis etwa St. Nikolai im Sölketal ein. Er besteht aus z. T. quarzitischen Glimmerschiefern, Granatglimmerschiefern, untergeordneten Paragneisen, Marmoren, Quarziten und Metabasiten.

Bei den Glimmerschiefern lassen sich verschiedene Typen unterscheiden. Ganz im Norden an der Grenze zu den Ennstaler Phylliten sind sie sehr feinschuppig und führen entweder gar keinen oder nur sehr kleinen Granat (<ca. 3 mm), der an seiner kontinuierlichen chemischen Zonierung nur eine Wachstumsphase erkennen lässt. Gegen S nehmen die Häufigkeit und die Größe der Granate zu. Die zumeist idiomorphen Kristalle sind bereichsweise über 1 cm groß, lokal erreichen sie sogar Durchmesser bis zu 5 cm. Entlang des Hauptkammes finden sich Granatglimmerschiefer, die Staurolith und Disthen (Kyanit) enthalten können. Ein besonderer Typ zeigt Granatporphyroblasten, die als etwas rundliche idiomorphe Kristalle herauswittern und weit verbreitet auf Wegen und in Bächen zu finden sind. Die chemische Zonierung dieser Granate ist zumeist diskontinuierlich mit einem kalziumarmen Kern und einem klar abgegrenzten Rand (GAIDIES et al., 2006). Neben dünnen Marmorlagen in den Glimmerschiefern sind im nördlichen Teil der Einheit die weißen oder bunten (gelblich, grünlich,

rosa gebändert) Sölker Kalkmarmore und die grauen Gumpeneck-Dolomitmarmore eingelagert. Bei den Metabasiten lassen sich teilweise Granat führende Amphibolite und Hellglimmer führende Hornblendegarbenschiefer unterscheiden.

Der Wölz-Komplex durchlief eine permotriassische Metamorphose, die in den südlichen Teilen die obere Grünschieferfazies erreichte, wobei es zur Bildung der kalziumarmen Granatkerne kam. Wie aus der Verteilung der verschiedenen Glimmerschiefertypen zu erkennen ist, zeigt die eoalpidische Metamorphose eine Zunahme von Norden gegen Süden. Im Norden wurde die obere Grünschieferfazies erreicht, während im Süden amphibolitfazielle Bedingungen zu verzeichnen sind.

Von St. Nikolai gegen Süden lässt sich im Liegenden des Wölz-Komplexes ein Bereich abgrenzen, welcher als Greim-Komplex bezeichnet wird. Er ist aus monotonen Glimmerschiefern bis Paragneisen mit bereichsweise häufig auftretenden Amphibolitlagen und einem charakteristischen Marmorzug aufgebaut. In den Glimmerschiefern tritt lokal Staurolith auf, der prograd zu Disthen (Kyanit) und Granat abgebaut wird. Der Marmorzug besteht aus einem zentralen, bis über 100 m mächtigen, Tremolit führenden Dolomitmarmorzug und begleitenden, weißen oder bunten

Kalkmarmoren. Der Greim-Komplex durchlief eine präalpidische Metamorphose, über die wenig bekannt ist. Die eoalpidische Metamorphoseprägung erfuhr er im Verband mit dem Wölz-Komplex unter amphibolitfaziellen Bedingungen.

Der **Rappold-Komplex** überlagert den Wölz-Komplex östlich des Kartenblattes an einer diskreten Deckengrenze. Südlich des Hauptkammes der Niederen Tauern sind die Vorkommen durch steilstehende Störungen oder SE-gerichtete Abschiebungen begrenzt. Eine dieser Störungen liegt im Seetal und trennt den Rappold-Komplex hier vom Radenthein-Komplex. Der Rappold-Komplex baut sich aus mittel- bis grobkörnigen teilweise graphitischen Granatglimmerschiefern und Paragneisen mit Einschaltungen von Marmoren, Kalksilikatgesteinen und Amphiboliten auf. Besonders charakteristisch ist das Auftreten von Pegmatitgneisen, welche als dünnes Netzwerk oder aber als mehrere Meter mächtige teils Spodumen führende Lagen auftreten können. In den Glimmerschiefern finden sich Granatkristalle, die einen bis über 2 cm großen Kern mit einem charakteristischen, „warzigen“ Anwachssaum aus z. T. idiomorphen Granatkristallen einer jüngeren Generation haben (GAIDIES et al. 2006). Die Kalksilikatgesteine zeigen einen Mineralbestand mit Diopsid, Granat, Phlogopit, Feldspat, Quarz und Karbonat.

Der Rappold-Komplex erlebte möglicherweise schon eine variszische Metamorphose. Gesichert ist eine permotriassische Metamorphoseprägung, welche die obere Am-

phibolitfazies erreichte und die bereichsweise zur Ausschmelzung der Pegmatite führte. Die eoalpidische Metamorphose ist ebenfalls durch Bedingungen der oberen Amphibolitfazies (600–650°C bei 1.0–1.1 GPa) gekennzeichnet (FARYAD & HOINKES, 2003; GAIDIES et al., 2006).

Über dem Rappold-Komplex folgt der **Radenthein-Komplex**. Der namensgebende Bereich im Umkreis der Stadtgemeinde Radenthein liegt jenseits der südlichen Blattgrenze. Seine Verbreitung reicht vom Seetal über den Prebersee zum Hohenbühel, Aineck und bis nördlich von Gmünd. Auch der Inhalt des Ramingsteiner Fensters wird zur Gänze vom Radenthein-Komplex aufgebaut. Die Gesteinseinheit umfasst feinkörnige teilweise graphitische oder quarzitisches Granatglimmerschiefer, Hornblendegarbenschiefer, Amphibolite, Marmore und untergeordnet mitunter graphitische Quarzite und Graphitschiefer. Die Marmore sind mittelkörnig und weiß oder bunt (gelb, rosa und grünlich, teilweise gebändert) gefärbt. Gehäuft finden sie sich bei Ramingstein und beim Prebersee, wo sie Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern erreichen. Im Grenzbereich zum Unterostalpin der Katschbergzone ist eine deutliche retrograde Überprägung festzustellen. Fallweise zeigen völlig in Chlorit umgewandelte Granatporphyroblasten noch eine idiomorphe Kornform, zumeist sind die Gesteine aber phyllonitisiert. Der Radenthein-Komplex ist durch eine eoalpidische Metamorphose charakterisiert, welche die obere Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies erreicht hat.

#### 4.4.2.2.4. Innsbrucker Quarzphyllitzone, Wagrainner Phyllitzone und Ennstaler Phyllitzone

In der geologischen Karte von Salzburg wurden die Innsbrucker Quarzphyllitzone, die Wagrainner Phyllitzone und die Ennstaler Phyllitzone dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet (Tekt. Übersichtskarte, Tafel 1). Diese drei tektonischen Einheiten bestehen aus lithostratigraphischen Einheiten, die überwiegend von altpaläozoischen, siliziklastischen Metasedimenten aufgebaut werden, welche zumindest eine grünschieferfazielle Metamorphose erlebt haben. Der Steinkogelschiefer-Komplex bildet eine Deckscholle, vornehmlich aufgebaut aus Granatglimmerschiefern, nahe dem östlichen Ende der Innsbrucker Quarzphyllitzone, während der Schwazer Augen- gneis in mehreren eigenständigen Körpern im Grenzgebiet zwischen der Innsbrucker Quarzphyllitzone und der überlagernden Norischen Decke der westlichen Grauwackenzone auftritt.

Die **Innsbrucker Quarzphyllitzone** findet sich am aktuellen Katenblatt im Oberpinzgau nördlich des Salzachtales im Bereich zwischen Mittersill und der Landesgrenze. Daran anschließend ist sie im Tiroler Unterland in den südwestlichen Kitzbüheler Alpen weit verbreitet, wo sie unter anderem auch das Windau-Halbfenster bildet. Im Hangenden wurde die Innsbrucker Quarzphyllitzone entlang einer eoalpidischen Deckengrenze von der Norischen Decke, welche die gesamte westliche Grauwackenzone umfasst, überschoben. Die Liegendgrenze der Innsbrucker Quarzphyllitzone ist recht variabel ausgebildet. Im südwestlichsten Teil wurde sie entlang einer alpidischen Deckengrenze auf die penninische Nordrahmenzone des Tauernfensters bzw. auf die unterostalpine „Krimmler Trias“ (diese wird unter 4.4.1.2. näher erläutert) überschoben. Ihr südöstlicher Teil wurde (westlich von Mittersill) von einer bedeutenden neogenen Störung diskordant abgeschnitten, die im Bereich des aktuellen Kartenblattes im Salzach- und Ennstal verläuft. Diese Salzach-Ennstal-Störung wird nach LINZER et al. (1995) als westlicher Abschnitt der **SEMP-Störung** (= Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung) betrachtet.

Die Fortsetzung der Innsbrucker Quarzphyllitzone ist die **Wagrainner Phyllitzone**, die sich östlich von Wagrain im Gebiet südlich der SEMP-Störung befindet. EXNER (1996) erkannte und definierte hier die Wagrainner Phyllitzone als eigenständige tektonische Einheit, welche von der zum Schlading-Seckau-Deckensystem gehörenden Koppenlamelle tektonisch unterlagert wird. Die SEMP-Störung schneidet die Wagrainner Phyllitzone im N schräg ab. Dies vollzog sich an im Salzachtal und im Ennstal verlaufenden Seitenverschiebungen (siehe auch Profilschnitte der aktuellen geologischen Karte von Salzburg), die auch eine bedeutende Vertikalkomponente aufweisen. Dabei wurden einerseits die subpenninischen und penninischen Einheiten des Tauernfensters bis an die Erdoberfläche exhumiert, andererseits wurden die darüberliegenden ostalpinen Einheiten entlang der SEMP-Störung diskordant abgeschnitten und überwiegend sinistral versetzt. Diese Prozesse erfolgten in Kombination mit Abschiebungen am Ostflügel des Tauernfensters und mit der Bildung der Tertiärbecken von Wagrain und Tamsweg (FRISCH et al., 1998). Die Datierung dieser mehrphasigen Ereignisse ist einerseits über das Alter der Abkühlung der Gesteine des Tauernfensters und andererseits über die tertiären Sedimentgesteine möglich. An der SEMP-Störung lassen sich im speziellen Fall für die Innsbrucker Quarzphyllitzone und die Wagrainner Phyllitzone laterale Versatzbeträge von mehreren Zehnerkilometern ablesen. Die Abkühlalter vom Nordteil des Tauernfensters liegen zwischen 19–23 Ma (Biotit) und 27–31 Ma (Phengit) (JÄGER et al., 1969). Sie belegen eine bis zu diesem Zeitraum andauernde duktile Deformation innerhalb des Tauernfensters, während die überlagernden ostalpinen Einheiten spröde deformiert wurden.

Die Ennstaler Phyllitzone erstreckt sich in E–W-Richtung von Schladming bis zur östlichen Blattschnittgrenze bei Irnding. Die südliche Begrenzung der Einheit zu den Wölzer Glimmerschiefern ist noch immer unklar. Nach älteren Arbeiten, die von großtektonischen Überlegungen beeinflusst waren, handelt es sich um eine Deckengrenze innerhalb einer breiten Diaphthoreszone mit N-gerichtetem Überschiebungssinn. Da es in der Diaphthoreszone zu einer Angleichung der Gesteine gekommen sein soll, ist die Grenze schwer fassbar. Diese wurde daher bevorzugt an die Marmoreinschaltungen gelegt, welche daraufhin teilweise als Deckenscheider aus triassischen Karbonaten interpretiert wurden (TOLLMANN, 1977). Neuere petrologisch und strukturgeologisch orientierte Bearbeitungen zeigen ein differenzierteres Bild (PEER, 1988; ABART & MARTINELLI, 1991). Aufgrund dieser Daten wurde die Grenze weiter nach Norden verlegt und festgestellt, dass sich jedenfalls im Dünnschliff erkennen lässt, ob es sich um einen prograden Ennstaler Phyllit oder um einen retrograden Wölzer Glimmerschiefer handelt. Weiters ist festzuhalten, dass die generell gegen N einfallende dominante Schieferung nicht den stofflichen Lagerbau widerspiegelt. Daher kann man aus der Lage der Schieferung nicht darauf schließen, dass der Ennstaler Phyllitzone eine hangende Position zukommt. Vielmehr entsteht lokal der Eindruck, dass die Wölzer Glimmerschiefer gegen N über die Phyllite ausheben könnten. Im N wird die Ennstaler Phyllitzone durch die SEMP-Störung begrenzt.

Alle drei beschriebenen tektonischen Einheiten tragen keine transgressiv auflagernden, permischen oder mesozoischen Sedimentgesteine. Dies gilt auch für die Innsbrucker Quarzphyllitzone, die bisher traditionell als primäre Basis des Tarntaler Permomesozoikums betrachtet und dem Unterostalpin zugeordnet wurde. Diese Modellvorstellung konnte aber nicht aufrecht erhalten werden, da das Tarntaler Permomesozoikum eine eigenständige tektonische Einheit bildet, die erst nach ihrer druckbetonten blauschieferfaziellen Metamorphose im Neogen in ihre heutige Position auf den südlichsten Teil der Innsbrucker Quarzphyllitzone überschoben wurde (ROCKENSCHAUB et al., 2003). Zur Begründung der aktuellen geologischen Vorstellungen ist die metamorphe Entwicklung der Gesteinseinheiten der Tarntaler Berge bedeutsam, die nur wenige Kilometer westlich der Blattschnittgrenze in den Tuxer Alpen liegen. Das Tarntaler Permomesozoikum wurde nämlich von einer druckbetonten blauschieferfaziellen Metamorphose überprägt, die in der darunterliegenden Innsbrucker Quarzphyllitzone nicht nachgewiesen werden konnte. Die Innsbrucker Quarzphyllitzone weist im Gegensatz dazu eine durchgehende, vermutlich permische grünschieferfazielle Metamorphose auf, auch im Liegenden des Tarntaler Permomesozoikums (DINGELDEY et al., 1997; ROCKENSCHAUB et al., 2003).

136

#### Steinkogelschiefer-Komplex *Glimmerschiefer, z. T. Granat führend*

Im Oberpinzgau zwischen dem Mühlbachtal und dem Nadernachbachtal überlagert der Steinkogelschiefer-Komplex den Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex. Er besteht aus feinkörnigen, Granat führenden, teilweise quarzitischen Glimmerschiefern bis Paragneisen sowie geringmächtigen Einschaltungen von Amphiboliten und leukokraten, teils Granat führenden Orthogneisen mit Augentextur. Die Gesamtmächtigkeit der erstmals von OHNESORGE (1908) erkannten und beschriebenen Einheit beträgt maximal 700

Meter, als Typlokalität wurde der nordnordwestlich von Neukirchen am Großvenediger gelegene, 2299 m hohe Steinkogel ausgewählt.

Der Steinkogelschiefer-Komplex erlebte während der variszischen Orogenese eine Metamorphose, welche die Epidot-Amphibolitfazies erreichte (530°C bei 0,8 GPa). Die eoalpidische Überprägung lief bei Bedingungen der unteren Grünschieferfazies ab (SCHULZ, 1992).

135

#### Schwazer Augengneis Ordovizium *Granitischer Augengneis*

Zwischen dem hinteren Alpbacher Achtal und dem obersten Mühlbachtal westlich von Mittersill markieren zahlreiche Granitgneisvorkommen die Deckengrenze zwischen der Innsbrucker Quarzphyllitzone und der Grauwackenzone. Es handelt sich um mehr oder weniger stark tektonisierte Schollen des Schwazer Augengneises. Diese treten entweder im Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex auf oder liegen innerhalb der Grauwackenzone, so z. B. im Saupanzenfenster (TOLLMANN, 1977) oder südöstlich vom Paß Thurn in der Uttendorfer Schuppenzone. Die Uttendorfer Schuppenzone wird unter 4.4.2.5. näher erläutert.

Die Typlokalität des Schwazer Augengneises ist das südöstlich von Schwaz gelegene Kellerjoch, wo ihn OHNESORGE (1903, 1908) charakterisierte. Es handelt sich um einen dunklen Biotitgranitgneis mit bis zu 2 cm großen Kalifeldspatungen und Quarzphenokristallen in einer sehr feinkörnigen Matrix. Nach GANGL et al. (2005) stellen Kalifeldspat, Albit und titanreicher Biotit Relikte der magmatischen

Mineralparagenese dar. Der magmatische Biotit wurde später in titanarmen Biotit und Titanphasen (Ilmenit, Rutil, Titanit) abgebaut. Der eoalpidische Mineralbestand beinhaltet Muskovit, grünen Biotit, Albit, Chlorit und Stilpnomelan. Als Akzessorien finden sich Zirkon, Apatit, Epidot/Klinozoisit und Monazit. Die Kalifeldspäte sind spröde deformiert und oft von Biotit bzw. Biotit-Muskovitfasern ringförmig umgeben. Stark phyllonitisierte Bereiche des Orthogneises sind hellglimmerreich und feinschiefrig entwickelt.

Basierend auf U/Pb-Zirkonaltern kristallisierte der Schwazer Augengneis im frühen Ordovizium (469–486 Ma). Ob es sich um einen I-Typ- oder S-Typ-Granit handelt, ist derzeit nicht eindeutig geklärt, eine Charakterisierung als S-Typ-Gestein ist aber wahrscheinlicher. Geothermobarometrische Daten von PIBER (2006) ergaben Bedingungen von ca. 0,5 GPa bei 300°C für die eoalpidische Metamorphose des Schwazer Augengneises.

## Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex, Wagrainphyllit-Komplex und Ennstaler Phyllit-Komplex

### Altpaläozoikum

134 Kalkmarmor, Dolomit, Eisendolomit

133 Chloritschiefer, Grünschiefer

132 Quarzphyllit, Phyllit, untergeordnet Phyllonit, quarzitischer Schiefer und Schwarzphyllit

Der **Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex** und der **Wagrainphyllit-Komplex** bestehen überwiegend aus grauen, gut geschieferten, phyllitischen Gesteinen (Quarzphyllit, Phyllit oder quarzitischer Schiefer), Phylloniten und retrograd metamorphen Glimmerschiefern, die mehrere tausend Meter mächtige Abfolgen bilden. In einigen Abschnitten treten gehäuft Lagen bzw. Horizonte auf, die reichlich graphitische Substanz führen. Aus diesen vorwiegend aus Schwarzphyllit aufgebauten Bereichen sind auch vereinzelte, maximal mehrere Zehnermeter mächtige Einlagerungen von Karbonatgesteinen in Form von Kalkmarmor, Dolomit und Eisendolomit bekannt. Vorkommen von Metabasiten (Chloritschiefer, Grünschiefer) sind durchwegs nur gering mächtig. Einige von diesen konnten durch reliktsch erhaltenes Gefüge oder aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung als Metatuffite, als metamorphe basaltische Lagergänge oder als Metabasalte interpretiert werden. Weiters finden sich Gänge von sauren, leukokraten Porphyroidgneisen (MOSTLER et al., 1982).

Die siliziklastischen Metasedimente sind durch grünschieferfaziale Paragenesen aus Quarz, Muskovit, Chlorit und Albit sowie untergeordnet Biotit charakterisiert. Die „Quarzphyllite“ zeigen die typische Wechsellagerung mit schichtsilikatreichen und quarzdominierten Lagen. Im westlichen Teil des Innsbrucker Quarzphyllit-Komplexes (außerhalb des Kartenblattes) gibt es auch Glimmerschiefer, die zusätzlich Granat, Plagioklas und Klinkzoisit führen. Die Gesteine zeigen eine mehrfache, intensive Deformation inklusive einer starken Verfaltung. Verbreitet sind sekundäre Quarzmobilisate als cm-dicke Quarzlinsen oder als mächtigere, boudinierte Quarzlagen vorhanden.

Aus einzelnen Karbonatgesteinen des Innsbrucker Quarzphyllit-Komplexes (HÖLL & MAUCHER, 1967) und des Wagrainphyllit-Komplexes (SCHÖNLAUB, 1975) sind Conodontenfunde dokumentiert, welche eine biostratigraphische Einstufung in das Obersilur bis Unterdevon erlauben. Basierend auf diesen Einschaltungen verglichen HADITSCH & MOSTLER (1982) den Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex mit gesichert ordovizischen, silurischen und devonischen Einheiten des Ostalpins und erstellten ein schematisches Säulenprofil, welches die lithologische Entwicklung des Innsbrucker Quarzphyllit-Komplexes widerspiegeln soll.

Geochronologische Alter belegen ein permisches Kristallisationsalter für zumindest Teile der leukokraten Porphyroidgneise. Ar-Ar-Muskovitalter aus den siliziklasti-

schen Metasedimenten zeigen treppenförmige Spektren mit Alterswerten zwischen 100 und 280 Ma (ROCKENSCHAUB et al., 2003).

Nach den vorhandenen Daten erlebte der Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex eine präalpidische Metamorphose, die von der unteren über die obere Grünschieferfazies bis in die Epidot-Amphibolitfazies reicht. So wurden im östlichen Teil der Einheit ca. 300°C bei 0,4 GPa erreicht, während für die Granat führenden Anteile etwa 500°C bei 0,45 GPa ermittelt wurden (PIBER & TROPPEL, 2003). Die Metamorphose steht möglicherweise mit der Intrusion der heute als Porphyroide vorliegenden permischen Ganggesteine in Zusammenhang. Während des eoalpidischen Ereignisses kam es zu einer Überprägung unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies, welche für die retrograde Überprägung der ehemals höher metamorphen Gesteine und für den phyllonitischen Charakter anderer Gesteine verantwortlich ist.

Der Ennstaler Quarzphyllit-Komplex wird großteils aus quarzitischen teils graphitischen Phylliten und Grünschiefern aufgebaut. Als geringmächtige Einschaltungen sind Marmore, helle Orthogneise und Quarzite vorhanden.

Die Phyllite sind feinblättrig brechende, durch einen wechselnden Graphitgehalt silbergrau, grau oder dunkelgrau gefärbte Gesteine. Der Mineralbestand umfasst Hellglimmer, Chlorit, Quarz sowie untergeordnet Albit, Biotit und Chloritoid. Die Grünschiefer bestehen aus Chlorit, Albit, Quarz und Ilmenit, dazu kommen lokal Epidot, Magnetit, Aktinolith und etwas Karbonat.

PRIEWALDER & SCHUMACHER (1976) konnten aus etlichen teilweise karbonatischen Phylliten Chitinozoen separieren, deren Bestimmung ein Alter zwischen oberstem Ordovizium und Silur ergab. Nach PEER (1988) stammen allerdings ein Teil der untersuchten Gesteine aus den Wölzer Glimmerschiefern. Dies gilt jedoch nicht für die drei Proben mit den meisten und am besten erhaltenen Fossilien. K-Ar-Datierungen von Hellglimmern aus dem Ennstaler Phyllit-Komplex verweisen mit 61–64 Ma (ROCKENSCHAUB, 1986) auf die Abkühlung nach der eoalpidische Metamorphose.

Aufgrund der vorhandenen Daten ist es wahrscheinlich, dass die Ausgangsgesteine des Ennstaler Quarzphyllit-Komplexes im Ordovizium und Silur zur Ablagerung kamen. Über die präalpidische Entwicklung ist wenig bekannt, die eoalpidische Metamorphose erreichte Bedingungen der unteren bis oberen Grünschieferfazies.

### 4.4.2.3. Ötztal-Bundschuh-Deckensystem

Das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem besteht aus einem variszisch metamorphen kristallinen Untergrund und transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten, welche gemeinsam eine eoalpidische Metamorphoseprägung erfahren haben. Die eoalpidische Metamorphose nimmt gegen hangend hin von der Epidot-Amphibolitfazies zur unteren Grünschieferfazies ab und zeigt somit eine aufrechte Metamorphosezonierung. Das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem überlagert den eoalpidischen Extrusionskeil und ist daher ein Teil der eoalpidischen Oberplatte. Es umfasst die Ötztal-Decke westlich und die Bundschuh-Decke östlich des Tauernfensters. Letztere Decke befindet sich großteils im Bereich des Kartenblattes.

Die Bundschuh-Decke erreicht eine Mächtigkeit von mehr als 3 km und besteht aus dem Bundschuh-Priedröf-Komplex („Bundschuhkristallin“) und den transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten des Stangalm-Mesozoikums (s. str.; PISTOTNIK, 1980). Die Metasedimente haben eine stratigraphische Reichweite von der Untertrias bis in die Mitteltrias und sind über weite Strecken entlang der Deckengrenze zu den

überlagernden Einheiten der Gurktaler Decke vorhanden (STOWASSER, 1956; PISTOTNIK, 1974; TOLLMANN, 1977). Sie sind allerdings lokal unterschiedlich stark tektonisch ausgedünnt.

Die Bundschuh-Decke überlagert den Radenthein-Komplex des Koralpe-Wölz-Deckensystems und wird ihrerseits vom Drauzug-Gurktal-Deckensystem in Form der Gurktaler Decke überlagert (siehe Punkt 4.4.2.4.2.).

131, 130  
129, 128

#### Bundschuh-Priedröf-Komplex

131 *Amphibolit*

130 *Granitischer Augengneis, leukokrat („Bundschuh-Orthogneis“)*

129 *Granatglimmerschiefer, z. T. mit Staurolith*

128 *Biotit-Plagioklasgneis („Priedröf-Paragneis“), Glimmerquarzit*

Die liegenden Anteile des Bundschuh-Priedröf-Komplexes bestehen aus Paragneisen mit Einschaltungen von leukokraten Granitgneisen. Der höhere Teil, welcher im Zentrum einer großräumigen, sehr weit offenen Synform erhalten ist, besteht aus Glimmerschiefern. Vor allem im hangenden Teil sind oft recht mächtige Amphibolite eingelagert. Untergeordnet finden sich Quarzite, Metagabbros und Aplitgneise (HERITSCH, 1924; THURNER, 1958; MEYER, 1977; EXNER, 1991).

Die **Biotit-Plagioklasgneise** („Priedröf-Paragneise“; **128**) sind zumeist feinkörnig und quarzreich. Lagenweise gehen sie in Glimmerquarzite über. Sie zeigen eine Mineralzusammensetzung von Granat, Biotit, Plagioklas (Albit und Oligoklas), Muskovit und Quarz. Selten sind klinozoitreiche oder graphitisch pigmentierte Gneise anzutreffen. Die Granatkristalle haben zumeist eine Korngröße von kleiner 1 mm. Optisch kann man manchmal einen einschlussreichen, idiomorphen Kern von einem einschlussarmen Rand unterscheiden. Die Ränder sind auch chemisch durch einen wesentlich höheren Grossulargehalt zu identifizieren (THEINER, 1987; KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 2000). Die Ränder fehlen in den hangendsten Anteilen, direkt unter den transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten.

Die **Granatglimmerschiefer** (**129**) führen Granatporphyroblasten mit bis zu 2 cm im Durchmesser. Die Porphyroblasten sind einschlussreich und ihre chemische Zonierung entspricht jenen der Paragneise. In den Staurolith-Granatglimmerschiefern ist der Staurolith häufig nur mehr als Pseudomorphosen nach Staurolith erhalten. Diese bestehen aus feinschuppigem Hellglimmer, Chlorit und opakem Erz, manchmal ist auch etwas Chloritoid vorhanden.

Der leukokrate, **granitische Augengneis** („Bundschuh-Orthogneis“; **130**) ist mittelkörnig und selten augig. Be-

sonders die randlichen Parteien zeigen eine intensive duktile Deformation, sodass die Gesteine als Mylonite mit ausgeprägtem Streckungslinear vorliegen. Die Kalifeldspäte sind manchmal rosa gefärbt. Chemisch sind die Gesteine als siliziumreiche, peraluminöse Granit- bis Alkaligranitgneise zu klassifizieren. Aufgrund der Spurenelementverteilung handelt es sich sehr wahrscheinlich um einen synkollisionären Granit (FRIMMEL, 1988), welcher nach Zirkondatierungen ein Alter von ca. 470 Ma (KLÖTZLI, pers. Mitteilung) aufweist.

Die **Amphibolite** (**131**) lassen sich nach MEYER (1977) in zwei Gruppen teilen: Einerseits finden sich feinkörnige, straff geschieferte Typen mit guter Regelung der Hornblendkristalle und einem plattigen Bruch. Sie führen deutliche Mengen an Plagioklas, Quarz und Epidot/Klinozoisit. Häufiger sind jedoch massigere, hornblendreiche und zumeist grobkörnige Typen. Sie können in wechselnder Menge Granat und/oder Biotit führen, wobei diese Minerale manchmal lagenweise konzentriert sind. In beiden Typen kann Titanit, Ilmenit, Hämatit, Pyrit und Apatit sowie etwas sekundärer Chlorit auftreten. Metagabbros in Form von mehrere Meter mächtigen Gängen wurden bisher nur vom südlichen Teil der Einheit, außerhalb des Kartenblattes beschrieben.

Die Mineralparagenesen der Metasedimente und vor allem die zweiphasigen Granatporphyroblasten weisen auf eine polyphase Metamorphosegeschichte des Bundschuh-Priedröf-Komplexes hin. Die variszische Metamorphose erreichte amphibolitfazielle Bedingungen, die eoalpidische Überprägung zeigt einen gegen das Hangende hin abnehmenden Metamorphosegrad, wobei grünschieferfazielle bis amphibolitfazielle Bedingungen erreicht wurden. Ar-Ar-Muskovitalter aus dem Rahmen des Ramingsteiner Fensters ergaben etwa 85 Ma.

127

#### Alpiner Verrucano und Lantschfeldquarzit

**Perm-Untertrias**

*Serizitschiefer, Phengitschiefer, Arkosegneis, Geröllquarzit; Quarzit, dünnplattig, blassgrün*

Diese Abfolge fällt im Gelände durch die zumeist blassgrüne, seltener weiße Färbung der sie aufbauenden klastischen Metasedimente auf. Der liegende Anteil besteht aus gröber körnigen, unreifen Metasedimenten in Form von Geröllquarzit und Arkosegneis mit feiner klastischen Lagen in Form von Phengit- und Serizitschiefern. Gerölle sind oft in einzelnen Metakonglomeratlagen konzentriert. Im Profil am Ochsenstand sind die bis zu einigen Zentimetern großen Gerölle von Gneisen und Quarzmobilisatlagen aus Phylliten herzuleiten. Im Schwermineralspektrum findet sich Staurolith und Disthen (SYLVESTER, 1989).

Der hangende Teil wird von dünnplattig brechendem, blassgrünem Quarzit, dem sogenannten Lantschfeldquarzit aufgebaut. Dieser zeigt einen Mineralbestand aus Quarz und grünlich phengitischem Hellglimmer. Bei der Postmeisteralm wurde von PISTOTNIK (1974) vermutlich metamorph gebildeter Biotit beschrieben.

Über dem Quarzit ist lokal (Saueregg- und Heiligenbachgraben, Ochsenstand, Knappenriegel) eine bis zu 8 m mächtige Abfolge aus Serizitschiefern mit quarzreichen Zwischenlagen vorhanden. In deren hangenden Anteilen sind lagige Einschaltungen gelblicher Rauwacken anzutreffen. Am Knappenriegel wird das Gerüst der Rauwacke aus cm-großen Bruchstücken eines dunkelgrauen, dolomitischen Kalkes gebildet, dazwischen finden sich Schmitzen von Serizitschiefer.

Die metamorphen Paragenesen mit Muskovit, Chlorit und Albit, das Auftreten von Chloritoid in den direkt unterlagernden Glimmerschiefern sowie die regionale Verteilung der K-Ar-Altersdaten belegen, dass die Gesteine eine eoalpidische Metamorphose mit Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erlebt haben.

Die Alterseinstufung der Gesteine ist wegen des Fehlens von Fossilien schwierig und stützt sich auf Vergleiche mit

fossilbelegten Abfolgen. Dabei wurden die gröber klastischen Metasedimente häufig als Alpiner Verrucano bezeichnet und ins Perm gestellt, während der Lantschfeldquarzit als untere Trias („Skyth“) eingestuft wurde. Die Karbonat führenden Serizitschiefer im Hangenden des Lantschfeldquarzites wurden als „Alpiner Röt“ bezeichnet und ins obere „Skyth“ gestellt (PISTOTNIK, 1974; TOLLMANN, 1977; KRÄINER, 1984). SYLVESTER (1989) tritt nach Untersuchungen des Geröllspektrums im klassischen Ochsenstandprofil für ein Einsetzen der Sedimentation in der unteren Trias ein.

Wie oben erwähnt sind die Metasedimentabfolgen auf dem Bundschuh-Priedröf-Komplex über weite Strecken zu verfolgen, aber tektonisch in unterschiedlicher Weise reduziert. So finden sich im Ochsenstandprofil Geröllquarzite, die eine Mächtigkeit von zirka 25 m erreichen (SYLVESTER, 1989), während bei der Postmeisteralm nur wenige Meter Lantschfeldquarzit erhalten sind (PISTOTNIK, 1974). Bei Stadl an der Mur sind hingegen wieder bis an die 50 m der permotriassischen Metasedimente erhalten (FRIMMEL, 1987)

126

**„Bänderdolomit“ und Wettersteindolomit  
Anisium–Ladinium (– ?Unteres Karnium)**

*Dolomit, dünn-schichtig, dunkel; Dolomit, dickbankig, hell*

Aus den Rauwacken des „Alpiner Röt“ entwickeln sich dunkelgraue, gebankte Kalzitmarmore. Das Karbonat ist sehr feinkörnig rekristallisiert und oft duktil deformiert. Schon makroskopisch erkennt man lagige Einstreuungen von Quarz und Hellglimmer.

Darüber folgt eine Abfolge, die sich in der Hauptsache aus grauen bis dunkelgrauen, hell verwitternden und stark zerklüfteten, im cm-Bereich geschichteten Dolomiten aufbaut. Diese gehen vertikal und lateral in dicker gebankte Dolomite mit ankeritischen Vererzungen sowie in Dolomitschiefer und dolomitische Phyllite über.

Gegen das Hangende folgen dunkelgraue Kalkphyllite und danach mittelkörnige Kalzitmarmore, die grau, stellenweise aber auch rötlich gefärbt sind. Lagenweise wittern dolomitische Schlieren und Hornsteine heraus. PISTOTNIK (1974) beschreibt aus diesem Profilabschnitt vom Knapenriegel stark rekristallisierte Crinoidenstieltglieder.

Darüber lagern schwarzgraue, hellblaugrau verwitternde, meist plattige und jedenfalls deutlich gebankte kristalline Dolomite. Durch Verlust des Pigments gehen sie in

zuckerkörnige, weiße bis gelbliche, selten auch hellgraue Dolomitmarmore mit engständiger Klüftung über. Diese Gesteine zeigen eine undeutliche weitständige Bankung oder sind überhaupt massig. Die hangendsten Abschnitte sind wiederum deutlicher gebankt, sie zeigen sandige Verwitterungsflächen und im frischen Bruch eine (dunkel)blaugrau-weiße Bänderung. Manchmal ist eine feine Laminierung zu erkennen, die an Algenrasen erinnert.

Basierend auf Vergleichen mit unmetamorphen Abfolgen werden die basalen Teile bis inklusive der dicker gebankten, vererzten Dolomite in das untere Anisium gestellt. Wegen der silikatischen Verunreinigungen wurden die Gesteine auch als „Sandiges Anis“ bezeichnet (TOLLMANN, 1977). Die weitere Abfolge inklusive der Crinoiden führenden Kalzitmarmore soll bis in das unterste Ladinium reichen. Als Gesamtmächtigkeit für den Abschnitt Anisium – Unteres Ladinium werden etwa 150 m angegeben. Die dolomitische Abfolge im Hangenden wird ins Ladinium gestellt und mit der Wetterstein(Dolomit-)Formation korreliert. Die ermittelte Mächtigkeit beträgt etwa 250 m (PISTOTNIK, 1974).

**4.4.2.4. Drauzug-Gurktal-Deckensystem**

Die Decken des Drauzug-Gurktal-Deckensystems beinhalten ein variszisch metamorphes Grundgebirge mit bereichsweise permischer Überprägung (SCHUSTER et al., 2001), paläozoische Metasedimente und permomesozoische (Meta-)Sedimente. Die eoalpidische Metamorphose nimmt innerhalb der Einheit gegen das Hangende hin von der unteren Grünschieferfazies bis zu anchizonalen Bedingungen ab. Wie auch das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem überlagert das Drauzug-Gurktal-Deckensystem den eoalpidischen Extrusionskeil und ist ein Teil der eoalpidischen Oberplatte.

Am Südrand reichen das Deferegger und Kreuzeck-Kristallin als Grundgebirgsanteile dieses Deckensystems in das Kartenblatt. Das Südosteck wird von den verschiedenen Decken der Gurktaler Decke eingenommen, welche größtenteils aus paläozoischen Metasedimenten aufgebaut sind.

**4.4.2.4.1. Deferegger und Kreuzeckkristallin**

Das Drauzug-Gurktal-Deckensystem wird südlich des Tauernfensters durch das Deferegger Kristallin, welches südlich vom Deferegger-Antholz-Vals-Störungssystem liegt, und durch das Kreuzeck-Kristallin, welches im Norden durch die Ragga-Teuchl-Störung begrenzt wird, repräsentiert. Untergliedern lassen sich diese Grundgebirgsanteile in Deferegger Komplex und Michelbach-(Strieden-)Komplex sowie die durch kühle Deformation geprägte Deferegger Phyllonitzone.

Variszische Amphibolitfazies kennzeichnet die Metamorphose im Deferegger Komplex, dessen Nordoststrand gemeinsam mit dem Michelbach-(Strieden-)Komplex eine permisch hochtemperierte Überprägung erfahren hat. Tektonisch befindet sich der Michelbach-(Strieden-)Komplex liegend vom Deferegger Komplex und erscheint in den nordöstlichen Deferegger Alpen durch die sinistrale Transpression entlang vom Deferegger-Antholz-Vals-Störungssystem exhumiert.

125

**Deferegger Phyllonitzone  
Phyllonit**

Südlich von St. Veit in Deferegger zweigt vom Deferegger-Antholz-Vals-Störungssystem eine WNW–ESE-streichende Phyllonitzone mit intensiv dynamisch rekristallisier-

ten Glimmerschiefern und Paragneisen ab. Am Südrand dieser Zone sind Lagen plagioklasreicher Paragneise noch erhalten, während im zentralen und nördlichen Bereich

dunkelgraue und kalkige Phyllonite charakteristisch sind (SENARCLENS-GRANCY, 1965). Dies und die gegen Südosten abtauchende Antiformstruktur der Phyllonitzone (SCHULZ, 1989) legen nahe, dass vornehmlich Gesteine des Michelbach-(Strieden-)Komplexes phyllonitisiert wur-

den. Die Verbindung der Antiform mit dem Defereggeng-Antholz-Vals-Störungssystem lässt wiederum die Phyllonitzone als Teil einer kompressiven Duplex-Struktur, wahrscheinlich oligozänen Alters, erkennen.

124, 123, 122

#### **Deferegger Komplex**

124 Amphibolit, Hornblendegneis

123 Granitgneis, leukokrat, z. T. Augengneis

122 Zweiglimmerschiefer, Schiefergneis, Paragneis, untergeordnet Quarzit

Die zentralen Deferegger Alpen baut der relativ einförmige Deferegger Komplex auf. Dieser setzt sich überwiegend aus Paragesteinen und Orthogneisen zusammen, wobei die größeren Orthogneiskörper südlich vom Kartenblatt liegen. Häufig sind die silbrig- bis dunkelgrauen Zweiglimmerschiefer durch cm-große hellglimmerbelegte Domänen charakterisiert. Ein höherer Plagioklas- und Quarzgehalt der Glimmerschiefer kann zu den Paragneisen überleiten. Die Variation der Paragneise reicht vom körnig metablastischen Zweiglimmerparagneis und feinkörnig violettbraunen Biotit-Plagioklas-Gneis bis zu graugrünlichem Quarzitgneis. Etwas Granat findet sich verbreitet in den glimmerreichen Paragesteinen. Granat-Glimmerschiefer führen wiederholt auch Staurolith und in den westlichen Deferegger Alpen zusätzlich Kyanit.

Im grobkörnigen Orthoaugengneis nördlich vom Staller Sattel überwiegt Muskovit den weitgehend chloritisierten Biotit. Südlich von St. Jakob in Defereggeng sind geringmächtige Biotit-Orthogneise eingelagert. Diese Orthognei-

se können auch Amphibol und reichlich Klinozoisit führen und sind deshalb auf der Karte zum Teil als Hornblendegneise ausgeschieden. Fein gebänderte Amphibolite sind im Deferegger Komplex rar und noch seltener sind Kalkmarmor und damit verbundener Kalksilikatgneis eingelagert.

Aus den Staurolith-Granat-Glimmerschiefern der westlichen Deferegger Alpen lassen sich maximale Metamorphosebedingungen von 550 bis 630°C bei 0,5 bis 0,6 GPa (STÖCKERT, 1985; SCHULZ et al., 2001) ableiten. Zeitlich ist diese Metamorphose durch das magmatische Alter der Orthogneise (440–430 Ma [SASSI et al., 1974]) und die Abkühlalter von Biotit (300–280 Ma [BORSI et al., 1978b]) auf die variszische Orogenese eingeengt. Unmittelbar hangend vom Michelbach-(Strieden-)Komplex ist im Deferegger Komplex Staurolithabbau zu Andalusit und Biotit zu beobachten. Diese Reaktion kann einer Überprägung durch die permische Hochtemperatur/Niedrigdruck-Metamorphose (SCHUSTER et al., 2001) zugeordnet werden.

121, 120, 119

#### **Michelbach-(Strieden-)Komplex**

121 Kalkmarmor, weiß (Rudnig S Huben)

120 Muskovit-Orthogneis mit Augentextur

119 Quarzit, Zweiglimmerschiefer, Paragneis, z. T. Sillimanit führend, untergeordnet Kalkmarmor, weiß, Amphibolit und Pegmatitgneis

In den nordöstlichen Deferegger Alpen tritt der Michelbach-(Strieden-)Komplex unmittelbar südlich vom Defereggeng-Antholz-Vals-Störungssystem und um die Deferegger Phyllonitzone zu Tage. Es zeigt sich eine abwechslungsreiche Lithologie aus quarzbetonten Paragesteinen mit Einlagerungen aus Kalkmarmor, Amphibolit und Pegmatit. Den Quarz-Glimmerschiefern, quarzitischen Schiefern und Quarzitgneisen sind untergeordnet Quarzit sowie Zweiglimmerschiefer und Paragneise mit höherem Plagioklas- und Biotitanteil beigemischt. Für diesen Gesteinskomplex charakterisierend sind dabei biotitreiche Paragneise mit Granat und Sillimanit. Diese finden sich im tektonisch tiefsten Teil im Michelbachtal südwestlich von St. Johann im Walde und bei Tönig im Defereggental sowie im Bereich der Ragga in der Kreuzeckgruppe.

Geringmächtige Amphibolitlagen und Pegmatite sind im gesamten Michelbach-(Strieden-)Komplex der Deferegger Alpen verteilt und können zur Abgrenzung herangezogen werden. Die Amphibolite sind einförmig feinkörnig und fein gebändert und können ausnahmsweise Granat, Diopsid oder Biotit führen. Die weitgehend konkordanten Pegmatite erscheinen im Randbereich schwach verschiefert, sind

durchwegs durch Quarz dominiert und arm an den typischen Pegmatitmineralen Muskovit und Turmalin. Aus der Kreuzeckgruppe ist das Auftreten von Spodumen dokumentiert (MARSCH, 1983). Blendend weiße Kalkmarmorlagen sind bis zu 10 Meter mächtig und enthalten mitunter Kalksilikatlinsen. Größere Kalkmarmorvorkommen finden sich in der Ragga, ein weiteres bildet die Weiße Wand östlich vom Rudnig in den Deferegger Alpen. In Gebiet des Rudnig befindet sich auch ein kleiner Körper Muskovit-Augengneis. Ausläufer größerer Augengneisvorkommen reichen in der Kreuzeckgruppe gerade noch in das von der Karte abgedeckte Gebiet.

Im Michelbach-(Strieden-)Komplex lassen die Verknüpfung von Pegmatit und Granat-Sillimanit-Paragneis und die in Letzteren typische Granatabbaureaktion zu Sillimanit und Biotit Bedingungen der oberen Amphibolitfazies erkennen. Kristallisationsalter von Granat aus Pegmatiten (253±7 Ma bzw. 261±3 Ma) weisen diese temperaturbetonte Überprägung dem permischen metamorph-magmatischen Ereignis zu. Dieses macht sich auch durch eine langsame Abkühlung, manifestiert in Glimmeraltern zwischen 200 und 190 Ma (SCHUSTER et al., 2001), bemerkbar.

#### **4.4.2.4.2. Gurktaler Decke**

Als Gurktaler Decke wird eine größere tektonische Einheit bezeichnet, die jedoch keine einzelne Decke darstellt. Vielmehr wird die „Gurktaler Decke“ vom Liegenden gegen das Hangende aus der Pfannock-Decke, Murauer Decke, Stolzalpen-Decke und Ackerl-Decke aufgebaut, welche jeweils einen unterschiedlichen Gesteinsinhalt haben und sich durch eine etwas unterschiedliche Metamorphosegeschichte auszeichnen. In den Deckenbahnen sind lokal Reste von transgressiv auflagernden, permomesozoischen Gesteinen enthalten (TOLLMANN, 1977; NEUBAUER, 1980). An der Basis der nordwestlichen Gurktaler Decke ist eine Schuppen- und Phyllonitzone ausgebildet, welche Material der Murauer Decke sowie mesozoische Komponenten aus der Pfannock- und der Bundschuh-Decke enthält.

○ **Pfannock-Decke**

Die Pfannock-Decke besteht aus dem Pfannock-Orthogneis, welcher transgressiv von karbonen Sedimenten der Stangnock-Formation überlagert wird. Darüber folgt eine Schichtfolge vom Perm bis in den Jura. Besonders die Kössen-Formation (Rhätium) ist von Bedeutung, da an diesem Schichtglied erstmals das mesozoische Alter des Stangalm-Mesozoikums erkannt wurde (STOWASSER, 1956). Der Pfannock-Orthogneis erlebte eine variszische Metamorphose unter zumindest grünschieferfaziellen Bedingungen. Während des eoalpidischen Ereignisses wurden in der Pfannock-Decke anchizonale Bedingungen erreicht.

Die Pfannock-Decke beinhaltet einerseits den Pfannock-Orthogneis, welcher viele Übereinstimmungen mit dem Bundschuh-Orthogneis zeigt, andererseits enthält sie karbone Sedimente wie die Stolzalpen-Decke. Sie nimmt daher eine vermittelnde Stellung ein und belegt eine bereits präalpidisch benachbarte Position dieser Einheiten (FRIMMEL, 1988).

○ **Murauer Decke**

Die Murauer Decke ist durch eine Abfolge aus vorwiegend silurischen Schwarzschiefern und Kalkphylliten (Murauer Phyllit-Gruppe) und eine bis zu mehrere 100 m mächtige Karbonatfolge des Unterdevons (z. B. Oberwölzer Dolomit, Grebenzenkalk) charakterisiert (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984).

Während der variszischen Orogenese erlebte die Murauer Decke eine Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies. Die eoalpidische Metamorphoseprägung erreichte die untere Grünschieferfazies, lokal – wie beispielsweise am Westrand – wurden aber auch höhere Metamorphosebedingungen erreicht (SCHUSTER, 2004).

○ **Stolzalpen-Decke**

Die Stolzalpen-Decke überlagert die Murauer Decke. Ihre basalen Teile werden von einer (ober-)ordovizischen bis tiefsilurischen vulkanogenen Folge gebildet. Das höhere Silur bis tiefere Unterdevon lässt sich in drei laterale Faziesräume gliedern, während das höhere Unterdevon bis Unterkarbon vorwiegend durch eine einheitliche, pelagische Karbonatentwicklung charakterisiert ist (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984). Dazu kommen oberkarbone Sedimente der Stangnock-Formation und die permische Werchzirm-Formation (KRAINER, 1993).

Die altpaläozoischen Gesteine der Stolzalpendecke erlebten eine variszische Metamorphose in der unteren Grünschieferfazies und gemeinsam mit den auflagernden karbonen und permischen Sedimenten eine anchizonale Überprägung während des eoalpidischen Ereignisses (HOINKES et al., 1999).

○ **Ackerl-Decke**

THURNER (1958) verwendete den Ausdruck „Kristallinzug der Ackerlhöhe“ für die Paragneise und Glimmerschiefer, welche südwestlich von Murau auftreten. Von DALLMEYER (1994) wurden diese als Ackerl-Komplex bezeichnet und gemeinsam mit den transgressiv verbundenen, klastischen Sedimenten des Perms und der Untertrias zur Ackerl-Decke zusammengefasst (NEUBAUER, 1980; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Die Ackerl-Decke überlagert die Murauer und Stolzalpen-Decke und wird ihrerseits von der Paaler Schuppe der Stolzalpen-Decke überlagert. Der Ackerl-Komplex zeigt eine variszisch amphibolitfazielle Metamorphose. Während des eoalpidischen Ereignisses führte eine Metamorphose in der unteren Grünschieferfazies zu einer retrograden Überprägung in den Kristallingesteinen und zu einer prograden Metamorphose in den auflagernden permotriassischen Metasedimenten.

118

**Pfannock-Orthogneis**  
*Granitgneis, kataklastisch*

Der Pfannock-Orthogneis ist ein leukokrater, granitischer Augengneis. Die Augen werden von bis zu 2 cm großem, oft leicht rosa gefärbtem Mikroklin gebildet. Das Gestein

zeigt große Ähnlichkeiten zum Bundschuh-Orthogneis, weist aber im Allgemeinen eine stärker kataklastische Deformation auf (FRIMMEL, 1988).

117

**Ackerl-Komplex**  
*Glimmerschiefer, phyllitischer Glimmerschiefer, Paragneis*

Laut FLÜGEL & NEUBAUER (1984) besteht der Ackerl-Komplex einerseits aus phyllonitischen Glimmerschiefern mit Einschaltungen von Quarziten, Epidot-Amphiboliten und Granat führenden Amphiboliten sowie andererseits aus Paragneisen mit aplitischen Gneisen und Pegmatiten.

Die Glimmerschiefer lassen sich als Granatglimmerschiefer und Biotit-Plagioklas-Glimmerschiefer charakterisieren. Typische Merkmale sind die diffus verteilten Albit-Porphroblasten und eine weitgehende Phyllonitisation.

Die monotonen Paragneise sind als Biotit-Plagioklas-Gneise mit metablastisch gesprossstem Plagioklas (Oligo-

klas) anzusprechen. Die Gesteine führen Granat und lokal ist auch Staurolith vorhanden. Manchmal lassen sich noch sedimentäre Strukturen wie Bankung und Gradierung erahnen. Anzeichen für eine retrograde Überprägung sind die Chloritisierung von Granat und Biotit und eine schwache Rekristallisation kataklastischer Gefüge (NEUBAUER, 1980).

Das Ausgangsgestein der Glimmerschiefer waren Pelite. Darin eingelagerte, dünne und über weite Strecken verfolgbare Gneislagen werden als Metavulkanite gedeutet. Die Paragneise sind aus Grauwacken hervorgegangen.

Zumindest für die Glimmerschiefer wird ein altpaläozoisches Alter (Ordovizium?) angenommen. Die Gesteine erlebten eine polyphase Metamorphoseprägung. Mit Bezug auf das Auftreten von Staurolith und Granat erreicht die erste Metamorphose amphibolitfaziale Bedingungen. Ein Ar-Ar-Muskovitalter von  $309 \pm 1$  Ma belegt, dass diese

Metamorphose dem variszischen Ereignis zuzuordnen ist (NEUBAUER & DALLMEYER, 1994). Die retrograde Überprägung, die zur Chloritisierung von Granat und Biotit führte sowie die Phyllonitisierung der Glimmerschiefer bewirkte, lief unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies ab und ist als eoalpidisch einzustufen.

116

### Schuppen- und Phyllonitzone Phyllonitischer Schiefer mit Karbonatgesteinsschollen

Die Schuppen- und Phyllonitzone besteht aus feinstückig brechenden, grauen bis graugrünen Phylloniten. Darin befinden sich Schollen von grau gebänderten, paläozoischen Kalken, die ebenso wie die Hauptmasse der Phyllo-

nite aus der Murauer Decke abzuleiten sind. Gegen Norden ist in zunehmendem Maße auch Material aus den angrenzenden tektonischen Einheiten enthalten (TOLLMANN, 1975).

115

### Murauer Phyllit-Gruppe Altpaläozoikum *Phyllit, Schwarzschiefer, Kalkphyllit, Kieselschiefer, Quarzit, untergeordnet Phyllonit*

Nach NEUBAUER & FLÜGEL (1984) ist die Murauer Phyllit-Gruppe die klastische Schichtfolge der Murauer Decke. Granat und/oder Biotit führende Phyllite bilden das stratigraphisch Liegende. Darüber folgen Schwarzschiefer mit (Meta-)Konglomerathorizonten. Als Komponenten finden sich Kalkmarmor-, Phyllit- und Quarzgerölle. Im Hangendanteil ist eine stetige Zunahme des Karbonatgehaltes zu verzeichnen und es finden sich dunkle und helle Karbonatphyllite sowie vereinzelte Kalkmarmor- und Dolomitbänke. Charakteristische Einschaltungen bilden Graphitquarzite, Kieselschiefer, wenige Meter mächtige Grünschiefer-, Prasinit- sowie Metakeratophyrhorizonte und teilweise Geröll

führende Quarzite. Aus den karbonatischen Gesteinen sind wenige Conodontenfunde bekannt. Diese sprechen für ein obersilurisches bis/oder unterdevones Alter dieses Abschnittes (SCHÖNLAUB, 1979).

In der Karte sind – fälschlicherweise – auch die klastischen Metasedimente der Stolzalpen-Decke (T Tektonische Übersichtskarte, Tafel 1) unter der Bezeichnung Murauer Phyllit-Gruppe ausgeschieden. Diese grauen bis silbrigen Phyllite sind mit den Grüngesteinen der Metabasit-Gruppe vergesellschaftet und in lithostratigraphischem Sinn Teil dieser Einheit.

114

### Metabasit-Gruppe Altpaläozoikum *Chloritschiefer, Metatuff, Metatuffit, untergeordnet Metabasalt und Metagabbro*

Mit Bezug auf NEUBAUER & FLÜGEL (1984) ist der basale Teil der Stolzalpen-Decke durch einen Reichtum an vulkanogenen Gesteinen gekennzeichnet. Sie bestehen vorwiegend aus grünen und violetten, dünn geschichteten Aschentuffen, -tuffiten, lokal auch Lapillituffen, welche in unterschiedlichem Maße mit grauen bis hellen phyllitischen Tonschiefern und Phylliten wechsellagern. Selten finden

sich massige Grüngesteine und Mandelsteine. Lagen von sauren Metavulkaniten (z. B. Keratophyre) sind von wenigen Stellen beschrieben.

Im Nockgebiet wurden die Tuffe in das Oberordovizium und basale Silur eingestuft, um Murau ist die dort mehrere 100 m mächtige Metabasit-(Diabas-)Gruppe auf das Ordovizium beschränkt.

113

### Murauer Kalk-Gruppe Silur-Devon *Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Bänderkalkmarmor, Eisendolomit, Kalkschiefer*

In der Legende der Karte sind unter Murauer Kalk-Gruppe verschiedene paläozoische Karbonatgesteine – unglücklicherweise vor allem solche, die im Bereich der Stolzalpen-Decke liegen – zusammengefasst (T Tektonische Übersichtskarte, Tafel 1).

Bei den im Verband mit den Grüngesteinen der Metabasit-Gruppe auftretenden Karbonatzügen handelt es sich um teilweise Hornstein führende, grau-weiße Bänderkalkmarmore und magnesiumreiche Dolomite. Weiters finden sich im Gelände auffällige Schollen von rostbraun anwitternden Karbonaten. Diese zeigen im frischen Anschlag

eine blaugraue Färbung und eine fein- bis mittelkörnige Textur. Sie sind von Quarzmobilisaten durchzogen. Es handelt sich um die sogenannten „Eisendolomite“, welche durch Conodonten als altpaläozoisch (Silur-Unterdevon) eingestuft werden konnten.

Devonische Karbonate der Murauer-Gruppe sind südöstlich von Krakaudorf vorhanden. Es handelt sich um mehrere hundert Meter mächtige graublau, gebänderte und plattige Kalkmarmore, sowie gelbliche, oft feinstückig brechende Dolomite (THURNER, 1958).

112

### Paaler Konglomerat, „Königstuhl-Turrach-Karbon“ Oberkarbon

*Konglomerat (vorwiegend Quarzrestschotter mit Orthogneis- und Phyllitkomponenten), Glimmerschieferbrekzie, metamorpher Sandstein, Tonschiefer*

Grobklastische Sedimente des Oberkarbons treten im Bereich der nordwestlichen Gurktaler Decke an mehreren Stellen auf und werden als Stangnock-Formation bezeichnet. Sie ist bis zu 400 m mächtig und lässt sich in drei Untereinheiten gliedern. Der basale Teil besteht aus polymikten Konglomeraten, die an den einzelnen Lokalitäten deutlich unterschiedliche Komponenten enthalten. So finden sich in jenen Teilen die den Pfannock-Orthogneis überlagern, bis zu einem Meter große Orthogneisblöcke, im Bereich des Königstuhls („Königstuhl-Turrach-Karbon“) sind helle Granitgneise und Paragneise anzutreffen und südlich von Stadl an der Mur („Paaler Konglomerat“) treten grünschieferfazielle Phyllite und Glimmerschiefer auf. Die Matrix besteht jeweils aus unreifen, groben Sandsteinen, reich an Feldspat und lithischen Fragmenten. Diese basalen Sedimente werden als Ablagerungen eines Flusssystems interpretiert. Darüber folgt der Hauptteil der Einheit,

welcher sich in wenige Großzyklen gliedern lässt. Diese setzen jeweils über einer scharfen Erosionsfläche mit groben Sedimenten verzweigter Flusssysteme ein und gehen in sandig-kiesige Ablagerungen mäandrierender Flüsse über. Die Konglomerate dieses Hauptteils sind sehr reich an Quarzgeröllen und können als mäßig sortierte, teilweise gerundete lithische Arenite und lithische Grauwacken klassifiziert werden. Der oberste Teil besteht üblicherweise aus bis zu einigen Metern mächtigen schwarzen Schiefen, welche häufig gut erhaltene Pflanzenabdrücke enthalten. An mehreren Stellen werden diese noch von dünnen Anthrazitflözen überlagert (KRAINER, 1993).

Die Sedimente der Stangnock-Formation werden als Ablagerungen in einem intramontanen Molassebecken interpretiert. Die Einstufung ins Oberkarbon beruht auf einer Fauna mit über 72 verschiedenen Taxa (FRITZ et al., 1990).

111

### Werchzirm-Formation und Lantschfeldquarzit Perm–Untertrias

*Konglomerat, metamorpher Sand- und Siltstein, meistens rot, z. T. entfärbt Quarzit, dünnplattig, blassgrün*

Auch über den Oberkarbonkonglomeraten sind lokal Reste von bis zu mehreren Zehnermetern mächtigen Rot-sedimenten erhalten. Der Kontakt ist primär stratigraphisch und es könnte eine leichte Winkeldiskordanz vorhanden sein. Die Werchzirm-Formation baut sich aus Schiefen, Sandsteinen und gröber klastischen, fanglomeratartigen Bänken auf. Die matt glänzenden, feinschichtigen und ebenflächigen Tonschiefer sind zumeist rot, seltener weiß oder grünlich entfärbt. Sie gehen über feinsandige Einschaltungen in dünne, mitunter gradierte Sandsteinbänke über. Locker eingestreut sind Quarzgerölle und lagige Brekzienhorizonte, die aus umgelagerten Intraklasten

bestehen. Daneben finden sich Sandsteine aus den karbonen Ablagerungen sowie Lydite und helle Conodonten führende Kalke. Letzteres Material stammt aus dem unterlagernden Altpaläozoikum der Stolzalpen-Decke. Auffallend sind rhyolithische Quarzporphyrgerölle, während Gerölle kristalliner Gesteine selten auftreten (PISTOTNIK, 1980; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Im Hangenden folgt der Lantschfeldquarzit, ein dünnplattig brechender, blass grüner Quarzit. Dieser zeigt einen Mineralbestand aus Quarz und grünlichem, phengitischem Hellglimmer.

110

### Wettersteindolomit Anisium–Ladinium

*Dolomit, fein- bis mittelkristallin, hell, z. T. gebändert*

Der Wettersteindolomit der Pfannock-Decke baut sich in der Hauptsache aus mittel- bis dunkelgrauen, hell verwitternden und stark zerklüfteten, im cm-Bereich geschichteten Dolomiten auf (PISTOTNIK, 1974). Die Gesteine zeigen eine undeutliche, weitständige Bankung oder sind überhaupt massig.

Die hangendsten Abschnitte sind deutlicher gebankt, sie zeigen sandige Verwitterungsflächen und im frischen Bruch eine (dunkel)blaugrau-weiße Bänderung. Manchmal ist eine feine Laminierung zu erkennen, die an Algenrasen

erinnert. Lokal finden sich schiefrige Einschaltungen von 2 bis 3 m Mächtigkeit.

Ins Karnium gestellt werden Metakonglomerate, quarzitisches Sandsteine und phyllitische Tonschiefer, die gegen hangend in gebankte, gelblichweiße bis bräunliche, feinkristalline Kalkmarmore mit Hornsteinlagen übergehen. Die Hornsteinlagen erreichen örtlich bis zu cm-Dicke. Gegen hangend nimmt der Gehalt an Hornsteinen ab und es finden sich hell- bis mittelgraue, weißlich verwitternde Kiesel-dolomite (PISTOTNIK, 1974).

109

### Hauptdolomit Norium–Rhätium

*Dolomit, dickbankig, hell*

Durch Übergänge mit dem Kieseldolomit verbunden stellt der Hauptdolomit einen mittel- bis hellgrau anwitternden, im Bruch fast immer dunkelgrauen, zumeist dichten Dolomit dar. Er zeigt eine kleinstückig brekziöse Struktur, bei der die dominierende Komponentengröße oft 5–10 mm beträgt. In den Zwickeln ist neben Dolomit auch kalzitischer Zement vorhanden und im frischen Anschlag ist ein

bituminöser Geruch zu bemerken. Makroskopisch sind selten Reste von Gastropoden, im Mikroskop auch solche von ?Dasycladaceen erkennbar (PISTOTNIK, 1974).

Der nur undeutlich gebankte Dolomit geht gegen Hangend in dünnbankige, zum Teil laminierte, graubraune, kalkige Dolomite über, die nicht brekziös sind. Diese wurden von PISTOTNIK (1974) mit dem Plattenkalk verglichen.

**Kössen-Formation**  
**Rhätium**  
*Kalk, dunkel, Mergel- und Tonschiefer*

Auf der Westseite der Eisentalhöhe sind dunkelgraue, feinstückig brechende Schiefer mit im dm-Bereich gebankten, dunkelgrauen Mergelkalken zu finden. In den Mergelkalken sind Reste von Korallenstöcken, Brachiopoden und

Bivalven zu finden. Die Fossilien sind vor allem in Tempestitlagen konzentriert. Diese Gesteine entsprechen der Kössen-Formation (Rhätium). Eine detaillierte Beschreibung findet sich in KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1964).

**4.4.2.5. Grauwackenzone (Basis des Tirolikums, Norische Decke)**

Im zentralen Teil des Pongaus, im Pinzgau sowie im Tiroler Unterland, bildet die westliche Grauwackenzone die kontinuierliche Fortsetzung der Norischen Decke der Steiermark. In den Erläuterungen wird diese tektonische Zuordnung nun berücksichtigt und die Norische Decke wird gegenüber früheren Darstellungen weiter nach W ausgedehnt. Sie besteht aus altpaläozoischen Gesteinseinheiten, die am aktuellen Kartenblatt die stratigraphische Basis des nördlich an die Grauwackenzone anschließenden kalkalpinen Tirolikums bilden. Denn obwohl die Grenzen zwischen den Gesteinen der Norischen Decke und jenen der tirolischen Staufen-Höllengebirgs-Decke in einigen Abschnitten tektonisch überprägt wurden, ist an etlichen anderen Stellen noch der primäre Transgressionskontakt der Prebichl-Formation beziehungsweise der basalen Gröden-Formation über den Einheiten der Norischen Decke erhalten geblieben. Im SW wird die Norische Decke von der zum Koralpe-Wölz-Deckensystem gestellten Innsbrucker Quarzphyllitzone unterlagert. Im S und SE wird sie durch die markante Furche des Salzachtales und des Ennstales begrenzt, in der das Salzach-Ennstal-Störungssystem verläuft (→Tafel 1).

Das aktuelle geologische Konzept zur internen Gliederung der Gesteinseinheiten der Norischen Decke im Bereich Tirols und Salzburgs basiert auf genetisch-faziellen Überlegungen, die eine übergeordnete lithostratigraphische

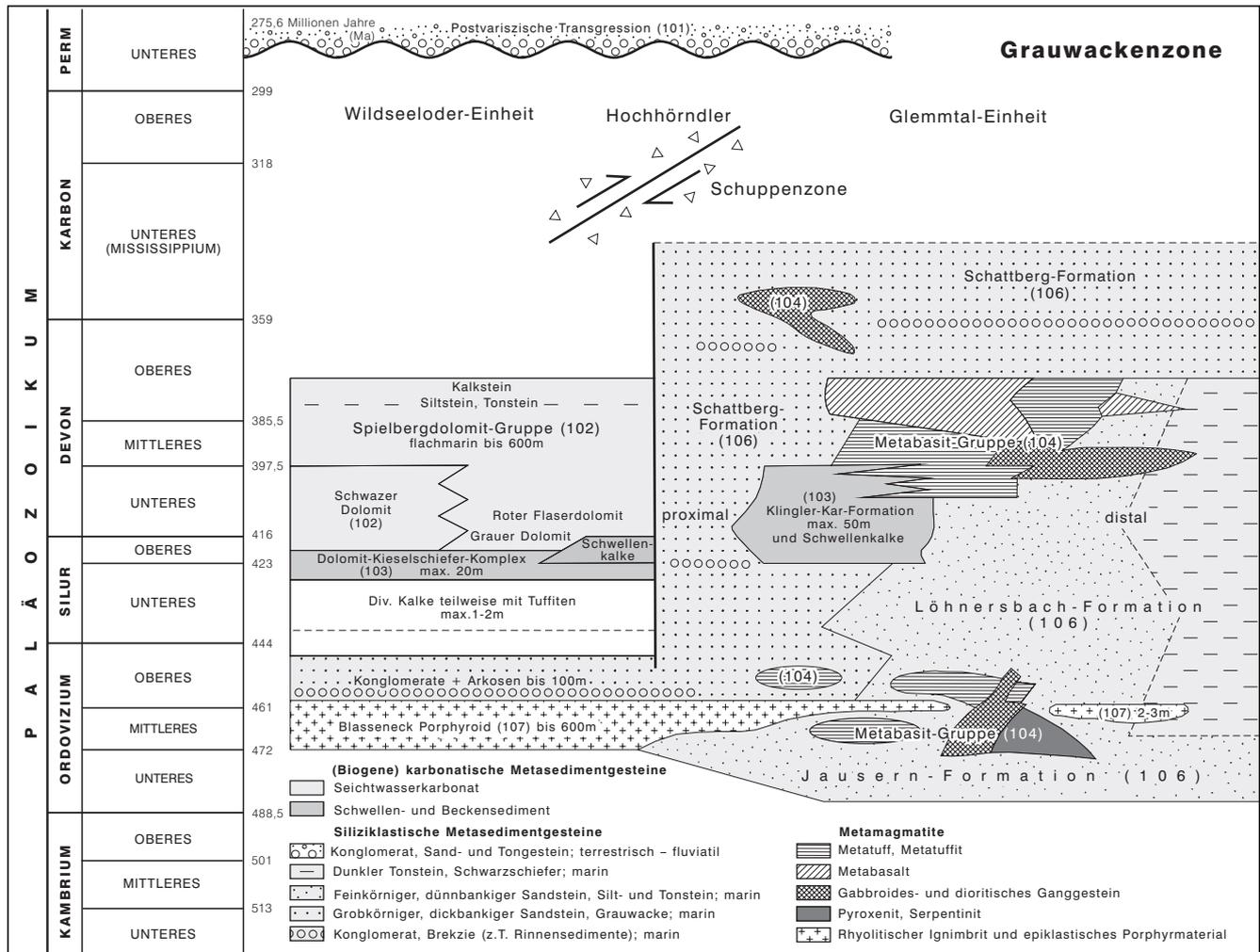


Abb. 19. Stratigraphisch-fazielle Gliederung der Gesteinseinheiten der Grauwackenzone Salzburgs und des Tiroler Unterlandes. Nach HEINISCH (1986; verändert).

tigraphische Zuordnung ihrer Einheiten in die Wildseeloder-Einheit und die Glemmtal-Einheit begründen (HEINISCH, 1986). Die **Wildseeloder-Einheit** umfasst im Wesentlichen den Bereich des mehrere hundert Meter mächtigen, ordovizischen Blasseneck-Porphyroids (107) und die prominenten Karbonatgesteine (überwiegend Flachwasserdolomite) des oberen Silurs und des Devons (z.T. 103 und 102). Die **Glemmtal-Einheit** besteht überwiegend aus mächtigen altpaläozoischen siliziklastischen Ablagerungen (106). Dies sind einerseits flyschartige Sandsteine beziehungsweise Siltsteine, die reichlich mit Sedimenten aus einem kristallinen Festland<sup>\*)</sup> (z. B. über ein Flussdelta) versorgt wurden, und andererseits feinklastische hemipelagische Beckensedimente. In den siliziklastischen Gesteinen sind zahlreiche und vielfältige basische Metamagmatite (104) und Karbonatgesteine pelagischer Tiefseeschwellen (103) eingelagert. Darüber hinaus tritt auch der Blasseneck-Porphyroid (107), in Form umgelagerter, lediglich geringmächtiger Einschaltungen auf. Die Glemmtal- und die Wildseeloder-Einheit wurden im Devon und/oder Karbon tektonisch umgestaltet und miteinander verbunden. Dabei entstand eine aus tektonischen Schuppen und zahlreichen Olistholithen bestehende Zone, die **Hochhörndler Schuppenzone** genannt wird und die in der Umgebung von Kitzbühel auftritt. Das exakte Alter dieser tektonischen Prozesse ist nicht bekannt, es muss aber variszisch sein, da die Transgression der Prebichl-Formation und der Gröden-Formation danach erfolgte.

Alle Gesteine der Norischen Decke sind deutlich geschiefert und wurden von einer Metamorphose in unterer Grünschieferfazies überprägt. Die Intensität dieser Metamorphose nimmt von den tektonisch hohen, im N nahe der Kalkalpenbasis gelegenen Teilen, zu den tektonisch tieferen, im S beziehungsweise SE gelegenen Teilen, zu (SCHRAMM, 1980). Geochronologische Untersuchungen belegen, dass es sich bei dieser Metamorphose um das eoalpidische Metamorphoseereignis handelt. Ar-Ar-Datierungen an Hellglimmern erbrachten Alterswerte zwischen 115 und 90 Ma (URBANEK et al., 2002). Eine vielfach vermutete, schwache variszische Metamorphose konnte bisher nicht belegt werden. Auch die Deckengrenze zwischen der Norischen Decke und der Innsbrucker Quarzphyllitzone sowie die W-gerichteten Internstrukturen der Grauwackenzone wurden in der höheren Unterkreide während des eoalpidischen Ereignisses angelegt. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang ein schmaler Streifen höher metamorpher und deutlich stärker deformierter Gesteine am Südrand der Grauwackenzone, der als **Uttendorfer Schuppenzone** bezeichnet wird. Dieser ist zwar kartierbar, kann aber aufgrund seiner vielfältigen meist sehr gering mächtigen Lithologien nur in den geologischen Spezialkarten (GÖK 1 : 50 000) und nicht in der hier vorliegenden Übersichtskarte dargestellt werden. Diese Schuppenzone beginnt etwa bei Piesendorf im Salzachtal und setzt sich über Uttendorf nach Westen hin fort. Es handelt sich um eine tektonische Mélangezone an der Basis der Norischen Decke, die abgesehen von den üblichen Lithologien der Grauwackenzone auch einige untypische „Fremdgesteine“ wie Granitgneise, Dioritgneise, Amphibolite, Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer und Phyllonite enthält.

Ab dem oberen Eozän kam es, im Zuge der Kontinentkollision nach der Schließung des Penninischen Ozeans, zu einer weiteren tektonischen Umgestaltung der Norischen Decke. Es entstand ein N-vergenter Faltenbau sowie interne Überschiebungen und S-gerichtete Rücküberschiebungen, vor allem am Nordrand an der Grenze zu den Deckensystemen der Nördlichen Kalkalpen.

Das W–E-orientierte spröde SEMP-Störungssystem, welches die Norische Decke gegen S begrenzt, entstand im Miozän, im Zuge der Exhumation des Tauernfensters. Es zeigt mehrphasige Bewegung mit sinistralen Versatz. Im westlichen Segment an der Salzachstörung ist ein bedeutender Vertikalversatz festzustellen, da die alpidische Metamorphose in den südlich der Störung gelegenen Penninischen Decken deutlich stärker ausgeprägt ist (siehe Punkt 4.4.2.2.4.).

107	<b>Blasseneck-Porphyroid</b> <b>Oberordovizium</b> <i>Rhyolithischer Ignimbrit und epiklastisches Porphyrmaterial</i>
-----	---

In der Grauwackenzone der Kitzbüheler Alpen und der Dientener Berge sowie weiter östlich in der gesamten Norischen Decke bildet der Blasseneck-Porphyroid einen markanten, seit über 120 Jahren („Blasseneck-Gneiss“ [FOULON, 1886]) bekannten Leithorizont. Seine Typlokalität, ein NNW des Schoberpasses gelegener Bergrücken, ist heute als „Blaseneck“ in den topographischen Karten verzeichnet.

Der Blasseneck-Porphyroid ist das schwach metamorphe Produkt eines kurz andauernden überwiegend sauren Vulkanismus, der vorwiegend Rhyolithe und Dazite, dane-

ben gelegentlich Alkali-Rhyolithe und selten Andesite förderte. Im Gebiet um Kitzbühel und Fieberbrunn sind die ursprünglichen Vulkanitgefüge noch teilweise erhalten, in den meisten anderen Vorkommen sind sie durch die metamorphe Überprägung weitgehend zerstört. Wie man an Hand der weniger überprägten Gesteine sehen kann, sind unter dem Namen „Porphyroid“ verschiedene vulkanogene Gesteine wie Ignimbrite, Tuffe, Tuffite, aber auch vulkanoklastische Sedimente zusammengefasst. Generell handelt es sich beim Blasseneck-Porphyroid um ein grobblockig brechendes, massiges, teilweise geschiefert, graugrünes bis gelblichgrünes, selten auch rot fleckiges Gestein, mit feiner, makroskopisch nicht weiter auflösbarer Grundmasse und unregelmäßig angeordneten Einsprenglingen von Feldspat und Quarz. Die Matrix besteht aus Quarz, Feldspat, Serizit und etwas Chlorit. In den Ignimbriten sind noch Glasscherben und Fließgefüge sowie Bims- und Fremdgesteinsfragmente erkennbar (HEINISCH, 1981).

\*) Die geochronologische Untersuchung der detritischen Muskovite der siliziklastischen Metasedimente ergab überwiegend neoproterozoische Alterswerte zwischen 800 Ma und 600 Ma und nur untergeordnet mesoproterozoische, kambrische und ordovizische Alter. Somit konnte als Liefergebiet ihrer Edukte ein panafrikanisch-cadomisch geprägtes Festland nachgewiesen werden (PANWITZ, 2006).

Dieses Leitgestein wurde in den Eisenerzer Alpen erstmals durch überlagernde, biostratigraphisch eingestufte Kalke mit Wende „Caradoc/Ashgill“ datiert (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976; SCHÖNLAUB, 1979). Diese Einstufung würde nunmehr dem Oberen Ordovizium (Stratigraphische, vordere Umschlag-Innenseite) entsprechen. Hinsichtlich der zeitlichen Einstufung gelang es, im Bereich des aktuellen Kartenblattes endgültig Klarheit zu schaffen. Basierend auf Zirkon-Datierungen konnte ein Bildungsalter von 468 Ma an den Blasseneck-Porphyrsvorkommen des Rauhen Kopfes nahe Kirchberg in Tirol ermittelt werden (SÖLLNER et al., 1991). Vor allem hier in der Umgebung von Kitzbühel liegen die bedeutenden Vorkommen des Blasseneck-Porphyrsvorkommens innerhalb der westlichen Grauwackenzone. Ihre Mächtigkeit schwankt zwar stark, erreicht

aber verbreitet mehrere hundert Meter. Durch günstige Umstände überdauerte eine Reihe primärer vulkanischer Gefüge die Metamorphose und erlaubt den Nachweis der Ignimbritnatur, wie HEINISCH (1981) ausführlich erläuterte. Die nahe Zell am See gelegenen Vorkommen sind hingegen nur wenige Zehnermeter mächtig. Im Bereich des Glemmtales mussten mehrere, durch Metasedimente getrennte Lagen zusammengefasst werden, um diese stratigraphisch wichtigen Leithorizonte in der aktuellen Karte darstellen zu können. Aufgrund der im Gelände beobachteten Wechsellagerungen mit Metasedimenten wird vermutet, dass die Edukte dieser Gesteinsvarietäten zwar gleichfalls subaerisch, explosiv gefördert, danach aber abgetragen und in den marinen Bereich verfrachtet wurden.

106

### Schattberg-Formation, Löhnersbach-Formation, Jausern-Formation Ordovizium–Devon, –?Karbon

*Sand-, Silt- und Tonstein, Schwarzschiefer, Phyllit, untergeordnet Konglomerat und Brekzie*

Zwischen Irdning im Ennstal und der Wildschönauer Ache, also über die gesamte W–E-Erstreckung des aktuellen Kartenblattes, bauen schwach metamorphe, siliziklastische Sedimentgesteine den Großteil (über 85 %) der Grauwackenzone auf. Es handelt sich um Wechselfolgen aus Metapeliten und petrographisch vielfältigen Metasandsteinen, die in stratigraphisch fassbaren Profilabschnitten Mächtigkeiten bis zu 2000 m erreichen. Diese Gesteine sind stets deutlich geschiefert, oft sogar mehrfach. Trotz Schieferung und schwacher Metamorphose sind in diesen noch häufig reliktsche, sedimentäre Gefüge zu erkennen. Denn die metamorphe Umbildung der primären Gefüge durch Blastese ist regional unterschiedlich intensiv, bleibt aber meist auf den Korngrößenbereich der Metapelite beschränkt. Klaster etwa ab der Korngröße von Feinsand sind noch oft in ursprünglicher Mineralogie, Größe und Habitus erhalten. Unter den Metapeliten sind die nur schwach metamorphen Silt- und Tonsteine vorherrschend. Lokal, vor allem am Südrand der Grauwackenzone, können auch Schwarzschiefer vorkommen und vielfältige Phyllite ausgebildet sein, die in typischer Weise mit durchgehenden Glimmerhäuten bedeckte Schieferungsflächen besitzen. Die Metasandsteine entsprechen in ihrer petrographischen Zusammensetzung überwiegend Subgrauwacken und können fein- bis grobkörnig entwickelt sein.

Die aktuellen Vorstellungen zur lithostratigraphischen Gliederung dieser Metasedimente wurden von HEINISCH (1986, 1988) ursprünglich für das Gebiet zwischen Zell am See und Kitzbühel entwickelt. Sie werden nun für den Großteil der westlichen Grauwackenzone verwendet.

Im Talgrund des Glemmtales zwischen Saalbach und Viehhofen konnten siliziklastische Metasedimente im Liegenden der hier gering mächtigen Blasseneck-Porphyrsvorkommen erfasst werden. Gute Aufschlüsse finden sich im Gebiet um Jausern unmittelbar am Ufer der Saalach. Sie repräsentieren die Typlokalität der **Jausern-Formation** mit dem stratigraphischen Umfang Unterordovizium–Oberordovizium. Schwach metamorphe siliziklastische Ablage-

rungen vergleichbaren Alters wurden auch durch Funde von unterordovizischen Mikrofossilien (Acritarchen) aus dem Bereich von Reith nordwestlich von Kitzbühel dokumentiert (REITZ & HÖLL, 1989, 1992).

Die **Schattberg-Formation** wurde als proximale Turbiditfazies mit dem stratigraphischen Umfang oberstes Ordovizium–Devon (möglicherweise Karbon) definiert. Ihre Typlokalität sind die Gipfel- und Kambereiche des Schattberges südlich von Saalbach. Sie besteht hauptsächlich aus schwach metamorphen, grob- und feinkörnigen, dm- bis m-mächtigen Sandsteinbänken. Der Anteil der Sandsteinbänke beträgt meist 80 % oder mehr. Die Silt- und Tonsteinhorizonte spielen durchwegs eine untergeordnete Rolle und überschreiten keinesfalls die 30 %-Grenze. In manchen Fällen sind die Sandsteinbänke mit Mikrokonglomeraten in „Rinnenfazies“ vergesellschaftet. Weiters finden sich in der Schattberg-Formation vielfältige Einschaltungen von Konglomeraten, Geröllpeliten, Brekzien und Megabrekzien, die zum Teil als Rinnensedimente zum Teil als Olisthostrome interpretiert werden.

Die **Löhnersbach-Formation** wurde als distale Turbiditfazies mit dem stratigraphischen Umfang oberstes Ordovizium – Devon definiert. Sie setzt sich aus Wechselfolgen metamorpher Ton- und Siltsteine sowie untergeordnet aus feinkörnigen Subgrauwacken zusammen. Als Typlokalität wurde das Löhnersbachtal mit seinen Aufschlüssen im stratigraphisch Liegenden der Klingler-Kar-Formation gewählt, hierbei sind die Aufschlüsse im Talschluss des Löhnersbachtals charakteristisch.

Weiters wurden all jene feinklastischen Metasedimente, die im Verband mit dem Spielbergdolomit auftreten, der Legendenummer 106 subsumiert. Es handelt sich um nur einige Zehnermeter mächtige schwach metamorphe Silt- und Tonsteine, die lithostratigraphisch üblicherweise der Spielbergdolomit-Gruppe zugeordnet werden. Aufgrund der erwähnten Verbandsverhältnisse gilt ein mittel- bis oberdevones Alter dieser siliziklastischen Gesteine als gut begründet.

105

### Ultrabasit

*Pyroxenit, Serpentin*

In der Wildschönau, rund 7 km südlich Wörgl, befinden sich im Gebiet um das Marchbachjoch die größten Vorkommen von teilweise serpentiniertem Pyroxenit (105) innerhalb der westlichen Grauwackenzone. Die Ultrabasite sind durch intrusive Kontakte mit schwach metamorphen Gabbros (z. T. anorthositischen Leukogabbros) und Diori-

ten verbunden. Alle Intrusivkörper dieses Gebiets stecken in gleichfalls schwach metamorphen basaltischen Pyroklastika (104), die mit siliziklastischen Metasedimenten (106) verzahnt sind, und werden als Magmenkammerreste von alkalibasaltischen Ozeaninseln interpretiert (POGORITSCHNIGG, 1997; HEINISCH, 2005).

### Metabasit-Gruppe Altpaläozoikum

*Metabasalt, Metatuff, Metatuffit, Metagabbro*

In der Umgebung von Zell am See, St. Johann im Pongau und Kitzbühel sind in der Grauwackenzone zahlreiche Vorkommen basischer Metamagmatite (104 = Metabasit-Gruppe) aufgeschlossen.

Neben verschiedenen Metavulkaniten treten im gesamten Gebiet schwach metamorphe Ganggesteine auf. Alle Metabasite wurden durch die Metamorphose und tektonische Prozesse in unterschiedlich starkem Maße verändert. Während die magmatischen Gefüge etlicher Vorkommen noch gut erhalten sind, veränderten vielfältige Zerfallsreaktionen die primären Mineralphasen meist beträchtlich. Trotzdem sind noch in vielen Vorkommen Relikte magmatischer Plagioklase und Klinopyroxene erhalten. Während sich die schwach metamorphen Ganggesteine meist durch gabbroide, teilweise auch durch dioritische Texturmerkmale auszeichnen, können die Metavulkanite anhand reliktscher vulkanischer Strukturen in Pillowbasalte, Schichtlaven, vielfältige Pyroklastika und Tuffite untergliedert wer-

den. Grünschiefer, deren ursprüngliche Charakteristika aufgrund vollständiger Umwandlung nicht mehr zu erkennen sind, beschränken sich auf einen schmalen Streifen am Südrand der Grauwackenzone.

Umfangreiche geochemische Analysen und aktuovulkanologische Vergleiche belegen, dass die Metabasite der Grauwackenzone keinesfalls an mittelozeanischen Rücken gebildet wurden oder im Zuge von Subduktionsereignissen entstanden sind. Die Studien von SCHLAEGEL-BLAUT (1990) zeigen, dass es sich ausschließlich um Intraplattenvulkanite handelt, die in einem mäßig tiefen Randmeer vulkanische Hochzonen (Englisch: seamount) und vulkanische Inseln bildeten. Mehrere unterschiedliche magmatische Zyklen im Zeitraum Ordovizium bis Unterkarbon wurden erkannt beziehungsweise durch geochronologische Untersuchungen datiert (HEINISCH, 1986; HEINISCH et al., 1987; LOTH et al., 1999; SCHAUDER, 2002).

### Karbonatgesteine des Silurs und Unterdevons i. Allg. (inkl. Klingler-Kar-Formation und Dolomit-Kieselschiefer-Komplex)

*Dolomit, Kalkmarmor, Kalkschiefer, untergeordnet Lydit und Schwarzschiefer*

In der westlichen Grauwackenzone sind Karbonatgesteine des Mittel- bis Oberordovizium bisher nur im Oberpinzgau nordöstlich von Uttendorf (Gruberalm – Viertalalm) aufgefunden worden (HEINISCH et al., 1995). Es handelt sich um kleinste Aufschlüsse von schwach metamorphen, weißen Filamentkalken und dunklen Crinoidenkalken, die maßstabsbedingt in der aktuellen Übersichtskarte nicht verzeichnet werden konnten. Gleiches gilt für Karbonatgesteine des unteren bis mittleren Silurs, die in der Umgebung von Kitzbühel (Lachtalalm, Spießnägel, Westendorf) vorkommen. Diese schwach metamorphen, teils tuffitisch beeinflussten, dunklen, bioarenitischen Kalke, kondensierten Kieselknollenkalke und Crinoidenkalke wurden von MOSTLER (1968) und AL HASANI & MOSTLER (1969) eingehend studiert und dokumentiert.

Erst die Ablagerungen des mittleren bis oberen Silurs erreichen Schichtmächtigkeiten, die es ermöglichten, sie ins aktuelle Kartenbild aufzunehmen. Entsprechende schwach metamorphe, schwarze, gebankte Dolomite, Kieselkalke, Lydite, Schwarzschiefer und graue Tonschiefer wurden in der Umgebung Kitzbühels im **Dolomit-Kieselschiefer-Komplex (103)** zusammengefasst (MOSTLER, 1966a; AL HASANI & MOSTLER, 1969). Im Hangenden des Dolomit-Kieselschiefer-Komplexes folgen lokal gering mächtige, schwach metamorphe, graue **Orthocerenkalke (103)** des oberen Silurs und darüber die mächtige Spielbergdolomit-Gruppe, die den Charakter der Landschaft des gesamten Gebiets prominent mitbestimmt.

In der Umgebung von Zell am See treten Metasedimente auf, die ursprünglich auf pelagischen Tiefseeschwellen eines offenen Meeresbeckens abgelagert wurden. Besonders bemerkenswert ist dabei der Umstand, dass diese im primären Verband mit geringmächtigen Metabasitlagen vorkommen. Prächtige Aufschlüsse dieser Gesteine gibt es rund 10 km westlich von Zell am See im Talschluss des Löhnersbachtals, nahe der Klingler Hochalm, wo sich die Typlokalität der **Klingler-Kar-Formation (103)** befindet (HEINISCH, 1986). Sie besteht aus schwach metamorphen mikritischen Kalken, Cephalopodenkalken, Mergeln, Kalkmergel-Wechselfolgen, Lyditen, Schwarzschiefern und Tonschiefern. Diese Gesteine bilden einen lediglich rund 50 m mächtigen Leithorizont in den mehrere 1000 m mächtigen, eintönigen, siliziklastischen Metasedimenten der westlichen Grauwackenzone.

Die Klingler-Kar-Formation konnte biostratigraphisch datiert werden und umfasst oberes Silur bis oberes Unterdevon. Östlich von Zell am See sind mit der Klingler-Kar-Formation parallelisierbare Gesteine aus der Umgebung von Maria Alm und Dienten bekannt. Im Gebiet der Schwalbenwand, des Langeggs und der Klingspitze ermöglichten aus Kalkmergeln stammende Conodonten eine Einstufung ins obere Silur („Kalk-Kieselschiefer-Serie“ [BAUER et al., 1969]). Ein vergleichbares obersilurisches Alter lieferten auch die Graptolithenfunde in Tonschiefern von der Entachenalm bei Hinterthal (JAEGER, 1978). Die hier mit den Tonschiefern assoziierten Karbonatgesteine (Magnesite) erbrachten einen conodontenstratigraphisch ermittelten, identischen Alterswert (MOSTLER, 1966b). Gut erhaltene, vollständig pyritisierte Makrofossilien wurden bereits vor rund 150 Jahren im historischen „Eisensteinbergbau“ (Siderit, Ankerit) Nagelschmiede in Dienten gefunden. Es handelt sich um eine reiche silurische Muschel- und Orthocerenfauna, die umfassend von HERITSCH (1929) untersucht und beschrieben wurde.

**Kalkmarmore** beziehungsweise schwach metamorphe Kalke und **Kalkschiefer (103)** treten im Unterpinzgau und im Pongau in Form langgestreckter Gesteinszüge als Einschaltungen in den siliziklastischen Metasedimenten auf. EXNER (1979) beschreibt diese als dunkelgraue bis hellgraue, schwach metamorphe Kalke, die teilweise als grob gebankter Kalk, teilweise als dünn geschieferter Kalkschiefer und Bänderkalk ausgebildet sind. Weiter östlich zwischen St. Johann im Pongau und Wagrain sind sie stärker metamorph, als grobkristalline Kalkmarmore ausgebildet und treten zusammen mit Eisendolomiten auf (EXNER, 1996). Fossilführend sind sie vor allem im Westen, wie am Hundsstein, aber auch an einigen anderen Lokalitäten in der Umgebung von Lend. Hier wurden in den schwach metamorphen und kaum rekristallisierten Teilen reichlich Crinoiden aufgefunden (TRAUTH, 1925; BAUER et al., 1969; EXNER, 1979). Alle Crinoidenfunde erwiesen sich jedoch als unbestimmbar. Lediglich eine aus den höheren Teilen der Steigwandkalke stammende Conodontenfauna ermöglichte es, sie ins obere Silur bis Unterdevon einzustufen (BAUER et al., 1969).

### Spielbergdolomit-Gruppe Unterdevon–Mitteldevon

*Dolomit, hell, dickbankig und massig, roter Flaserdolomit, Kalkmarmor, weiß, Dolomit- bzw. Kalkmarmor-Siltstein-Wechselfolge*

Die Spielbergdolomit-Gruppe tritt in der westlichen Grauwackenzone vor allem in der Umgebung von Leogang, Kitzbühel und Brixen im Thale auf. Als „Spielbergdolomit“ bezeichneten MAVRIDIS & MOSTLER (1970) ursprünglich den nunmehrigen Haupttyp dieser Gesteinsgruppe, einen hellgrauen, grob gebankten bis massigen Dolomit. Dieser führt üblicherweise reichlich Riffschutt (Crinoiden, Korallen, Bryozoen, Gastropoden und Stromatoporen) und wurde nach dem östlich von Leogang gelegenen Spielberghorn benannt. Aufgrund etlicher im Zuge der Geologischen Landesaufnahme gemachten Beobachtungen wurde der ursprüngliche Begriff erweitert und von HEINISCH et al. (1995, 2003) in die Spielbergdolomit-Gruppe übergeführt. Diese besteht aus unter- bis mitteldevonen, flachmarinen Dolomiten, die vorwiegend im Gezeitenbereich einer Lagune gebildet wurden. Aber auch lokale Riffbereiche und bis ins frühe Oberdevon (Frasnium) reichende pelagische

Kalke mit unterschiedlich mächtigen Silt- und Tonstein-Einlagerungen wurden bekannt. Den stratigraphisch ältesten, ins Unterdevon gestellten und wahrscheinlich bereits im obersten Silur beginnenden Teil der Spielbergdolomit-Gruppe bilden graue Dolomite und fossilreiche (Orthoceren, Echinodermen), rote Flaserdolomite („Kitzbüheler Horn Serie“ [EMMANUILIDIS & MOSTLER, 1970]), die lokal von hellen Kalkmarmoren mit violetten und grünen Tonflasern vertreten werden

Neben der erwähnten lokalen Entwicklung im Bereich des Kitzbüheler Horns ist für das Unterdevon der graue, grobkörnig kristalline Schwazer Dolomit charakteristisch. Dieser bildet etwa von der Wildschönau nach Westen bis Schwaz einen mehr oder weniger zusammenhängenden Dolomitkörper, der reichlich biogenen Schutt (Orthoceren, Crinoiden, Korallen und Bivalven) führt (PIRKL, 1961).

#### 4.4.2.6. Nördliche Kalkalpen (Juvavikum, Tirolikum, Bajuvarikum)

Einen umfassenden Überblick über die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen mit zahlreichen Hinweisen auf die ältere Literatur gibt TOLLMANN (1976 a). Einen ersten event-stratigraphischen Ansatz zur Gliederung der Schichtfolgen geben SCHLAGER & SCHÖLLBERGER (1974), speziell für die Trias auch LEIN (1985, 1987). Zur Wechselwirkung Sedimentation/Tektonik siehe beispielsweise MANDL (2000) und GAWLICK & FRISCH (2003).

Die Sedimentgesteine der Nördlichen Kalkalpen wurden – beginnend im Perm – auf kontinentaler Kruste des Großkontinentes Pangäa im Randbereich zum Tethys-Ozean abgelagert und beinhalten sowohl siliziklastische als auch karbonatische Gesteine unterschiedlicher Ablagerungsmilieus, vom Festland bis zum marinen Tiefschelf.

Mit dem plattentektonischen Zerfall Pangäas während der Jurazeit wurde der Ablagerungsraum zu einem Teil des Apulischen Sporns der Afrikanischen Platte, von Europa getrennt durch den entstehenden penninischen Ozean. Im Laufe der Unterkreide leitete dann eine Änderung der Bewegungsrichtungen eine Phase der Konvergenz zwischen Apulia und Europa ein. Dies führte zur Subduktion der penninischen ozeanischen Kruste, zur Deformation, Überschiebung und teilweisen Metamorphose der benachbarten Abschnitte der kontinentalen Kruste Europas und Apulias und ihrer auflagernden Sedimentgesteine und schließlich zur Heraushebung dieses mobilen Gürtels zum Alpen Gebirge (Details zu diesem Geschehen siehe Kapitel 3). Die Sedimentation lief (mit regionalen Lücken) auch während des Deformationsgeschehens weiter und reicht lokal bis in das obere Eozän. Im Zuge dieser Deformationsgeschichte wurden die Gesteine der Kalkalpen von ihrem einstigen Kristallingesteinssockel weitgehend abgeschert und zu einem komplexen System von Sedimentgesteinsdecken übereinander gestapelt.

Grundlage für eine interne Untergliederung dieses Deckenstapels bildete die Arbeit von HAHN (1913), auf den auch die Begriffe Bajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum zurückgehen. Mit Fortschreiten der Kartierung und dem damit einhergehenden Wissenszuwachs über lokale Details etablierte sich schließlich ein tektonischer Bauplan der Kalkalpen, wie ihn TOLLMANN (1976 b, in Details nochmals modifiziert 1985, 1987) darstellte.

Das **Bajuvarische Deckensystem** lässt einen „basalen Schrägzuschnitt“ erkennen, das heißt, die Abscherung vom kristallinen Sockel erfolgte nicht horizontalbeständig, sondern stieg von Süd(ost) gegen Nord(west) in immer höhere stratigraphische Niveaus empor. Auf diese Weise hat die bajuvarische Lechtal-Decke ganz lokal noch den Zusammenhang mit ihrem kristallinen Sockel in Form des (Silvretta-)Schladming-Seckau-Deckensystems bewahrt (siehe Kap. 4.4.2.1), während die von ihr überschobene, im Norden anschließende Allgäu-Decke diesen Sockel und die basalen Trias-Schichtglieder bis hinauf zu den Raibler Schichten zur Gänze verloren hat. Das nördlichste tektonische Element, die schmale Lamelle der sogenannten Cenoman-Randschuppe, beinhaltet hauptsächlich jurassische bis cenomane Gesteine. Diese Abnahme der Dicke der Gesteinspakete und die Reduktion der Schichtfolge auf gut geschichtete und damit leichter faltbare Gesteine der Obertrias, des Jura und der Unterkreide finden auch im Deformationsstil des bajuvarischen Deckensystems ihren Ausdruck. Die entsprechenden Areale westlich Salzburg zeigen einen ausgeprägten Faltenbau mit ost-west-streichenden, teilweise enggepressten Mulden mit Jura- und Kreidegesteinen und dazwischen aufragenden Antiklinalen aus Hauptdolomit. Ostwärts werden die bajuvarischen Decken vom weit nach Norden vorgedrungenen Tirolikum fast völlig verdeckt. Sie werden erst in der Langbath-Zone beiderseits des Traunsees wieder breiter sichtbar.

Ganz anders sieht der Baustil des **Tirolischen Deckensystems** aus, wenngleich auch hier ein basaler Schrägzuschnitt stattgefunden hat. Dieser äußert sich am Kalkalpen-Südrand im transgressiven Verband der permotriassischen Sedimentgesteine des Tirolikums mit den altpaläozoischen Metasedimenten der Grauwackenzone. Gegen Norden steigt der Abscherhorizont dann in das Niveau der Werfener Schiefer und der Gutenstein-Formation empor. Dies wird allerdings nur dort erkennbar, wo Überschiebungsbahnen innerhalb des Tirolikums die älteren Anteile der Schichtfolge wieder an die Oberfläche bringen, so z. B. an der Kasberg-Überschiebung nördlich des Toten Gebirges. Da die mächtigen, schlecht verformbaren Mitteltriasdolomite durch den Schrägzuschnitt nicht verloren gingen, ist der Internbau des Tirolikums im Abschnitt zwischen Inn- und Trauntal vergleichsweise einfach und durch flachwellige Verbiegungen und Bruchtektonik charakterisiert. Auffälligstes Element ist eine west-ost streichende Mulde von Jura- und Unterkreide-Gesteinen, die vom Raum westlich Unken über das südliche Osterhornggebiet bis in den Ischler Raum reicht, dabei abschnittsweise aber durch tektonisch auflagernde Gesteine des Juvavischen Deckensystems verdeckt wird. Flache Überschiebungen setzen erst östlich der Traun mit der bereits genannten Kasberg-Überschiebung ein. Eine mehrfache Teildeckenbildung innerhalb des Tirolikums wird erst im östlichen Oberösterreich und in Niederösterreich zum beherrschenden Baustil. Am Tirolikum-Südrand ist zwischen Werfen und Ramsau am Dachstein ein als Werfener Schuppenzone benannter Bereich intensiver tektonischer Zerschering ausgebildet, den ROSSNER (1972) als nordvergenten Tauschschuppenbau deutete. Die Einbeziehung von jurassischem Plassenkalk und oberkretazischen Gesteinen der Gosagruppe in diesen Schuppenbau auf der Dachstein-Südseite spricht aber für eine Beteiligung südgerichteter Rücküberschiebungen.

Der nicht immer unumstritten gewesene Deckenbau des Bajuvarischen und Tirolischen Deckensystems und die tektonische Auflagerung der Kalkalpen auf Gesteinen der Flysch- und Molassezone ist heute allgemein anerkannt und durch eine Reihe von Tiefbohrungen belegt, die zum Teil auch noch das Kristallin der Böhmisches Masse als tiefstes Stockwerk erreichten (siehe Profilschnitte auf der Karte und Bohrdaten; z. B. bei WESSELY & WAGNER [1993] und FREUDENBERGER & SCHWERD [1996]).

Das **Juvavische Deckensystem** barg vom Beginn seiner Definition an eine Reihe von kontroversiell diskutierten Problemen, die im Laufe der Zeit aber zunehmend geklärt werden konnten, sodass sich in den 1980er Jahren eine Lösung abzuzeichnen schien. Die Ergebnisse neuer Untersuchungsmethoden haben in den letzten Jahren aber neue Fragen aufgeworfen und eine erneute Diskussion entfacht.

Ausgangspunkt aller Überlegungen war die Feststellung von MOJSISOVIC (1903), dass die Hallstätter Kalke zwischen Berchtesgaden und Liezen zwei „Kanäle“ inmitten der gleichalten, mächtigen Flachwasserablagerungen des Wetterstein- und Dachsteinkalkes nachzuzeichnen schienen. Als nach dem Internationalen Geologenkongress Wien 1903 das Konzept der Deckentektonik Eingang in die geologische Erforschung der Ostalpen fand, wurde bald klar, dass viele Vorkommen von Hallstätter Kalken von ihrer heutigen Umgebung tektonisch abgegrenzt waren. Das Juvavikum HAHNS (1913) trug diesem Umstand Rechnung und bezog auch noch große Dachsteinkalk-Areale mit ein, da diese beispielsweise in Form der Berchtesgadener Decke den Unterkreidegesteinen des Tirolikums eindeutig tektonisch auflagern. Konsequenterweise wurde daher das Juvavikum in der weiteren Folge noch in ein Tiefjuvavikum (Hallstätter Gesteine) und ein tektonisch auflagerndes Hochjuvavikum (Wetterstein- und Dachsteinkalk-Fazies) unterteilt. Bei der Ausweitung dieses Konzeptes von Faziesdecken auf die östlichen Kalkalpen zeigten sich aber bald Grenzen, da die Mürzalpen-Decke eine Vielfaziesdecke zu sein schien, also Hoch- und Tiefjuvavikum in sich vereinte. Eine Darstellung dieses Erforschungsstandes der kalkalpinen Tektonik gibt TOLLMANN (1976 b).

Parallel dazu gab es immer Bestrebungen, den extremen Deckenbau mit seinen großen Überschiebungsweiten durch ein System lokaler Aufschiebungen zu ersetzen, an denen die Juvavischen Gesteinsmassen nur randlich über die benachbarten tirolischen Gesteine überschoben sein sollten. Als Hauptargument dafür dienten fazielle „Verzahnungsbereiche“, also Stellen, wo etwa die Seichtwasserkalke der Dachstein-Rifffazies über Hangsedimente mit den Ablagerungen des tieferen Wassers (Hallstätter Fazies) noch im Verband erhalten waren. Solche Verzahnungen wurden auch verschiedenen Orts gefunden und erlaubten dort eine Anbindung der Hallstätter „Graufazies“ (Pötschenkalk – Pedataschichten – Zlambachschichten) an tirolischen Dachsteinkalk. Es waren aber nicht alle beobachtbaren Phänomene damit erklärbar. Als Synthese aus Deckentektonik und gebundener Tektonik entstand dann das Modell von verzweigten Hallstätter Kanälen („Intraplattformbecken“) innerhalb der tirolischen Karbonatplattform und darüber fernüberschobenen Decken in Hallstätter „Buntfazies“ und Dachsteinkalkfazies. Den Werdegang der verschiedenen Auffassungen bis zu dieser Synthese skizziert TOLLMANN (1981).

Neue Aspekte brachte die Entdeckung bedeutender Massenverlagerungen während der Jura-Zeit, die u. a. Hallstätter Gesteine in Form von submarinen Brekzien und riesigen Gleitschollen aus ihrem Entstehungsraum herausgetrennt und in die Tiefwasserbecken des Tirolikums verfrachtet hatten (PLÖCHINGER, 1976, 1979; SCHÄFFER, 1976; TOLLMANN, 1981, 1987; GAWLICK, 1991, 1996). Damit ließen sich viele, bisher schwer deutbare Beobachtungen in einem Modell integrieren (für das Salzammergut siehe dazu MANDL [2000, 2001]). Dieses Konzept liegt auch der beiliegenden tektonischen Übersichtskarte Salzburgs zugrunde. Folgende Grundprinzipien finden dabei Anwendung (dazu auch Taf. 8):

An den triassischen Flachscheff (Wetterstein-, Hauptdolomit- und Dachsteinfazies) schlossen an den Plattformrand mit seinen Riff- und Riffhangsedimenten die Beckensedimente der Hallstätter „Graufazies“ (Graue Hornsteinkalke) an. Die Hallstätter „Buntfazies“ war an einzelne Hochzonen innerhalb des Beckens gebunden, die über synsedimentär hochdringenden Perm-Evaporiten entstanden. „Bunt-“ und „Graufazies“ verzah-

nen lateral miteinander. Gegen Süden, zur offenen Tethys hin, folgte ein triassischer Tiefwasserbereich, der in den Alpen während der Gebirgsbildung fast zur Gänze verloren ging, in den Westkarpaten aber noch erhalten ist („Meliatikum“). Im Jura wurden dann weite Teile des Flachscheifs bis unter das CCD-Niveau zu tiefen Radiolaritbecken abgesenkt, während die angrenzenden einstigen Beckenbereiche eine Hebung erfuhren, deren Ursache (Transpressive Blattverschiebungen? Einengung bei Subduktion der ozeanischen Kruste im Tethysbereich?) im Detail noch unklar ist. Hochgehobene Beckensedimente und später auch Plattformrandbereiche glitten als Großschollen (Juvavikum) auf ihrem mobilen Evaporitsockel in die angrenzenden Radiolaritsenken, begleitet von Brekzien und Turbiditen. Im Oberjura wurde das bunte Gleitschollenmosaik durch kalkige Plattform- und Beckensedimente („Neoautochthone Hülle“) überdeckt und so mit der Schichtfolge des späteren Tirolikums verbunden. In der Unterkreide kam es dann im Gefolge der tektonischen Einengung im ostalpinen Kristallinsockel zur Ausbildung von Tiefseetrögen (Rossfeld-Formation, Losenstein-Formation) im überlagernden Sedimentstapel. Teile der jurassisch eingesedimentierten juvavischen Schollen wurden erneut mobilisiert und über die kretazische Rossfeld-Formation transportiert. Fortschreitende Einengung führte schließlich zur Abscherung der Sedimenthülle vom Kristallinsockel und zur Bildung des tirolischen und bajuvarischen Deckensystems. Die Gesteine der Gosau-Gruppe transgredierte dann nach einer Erosionsphase über diesen Deckenbau. Für Details und zur Verknüpfung mit der Entwicklungsgeschichte des Ostalpinen Kristallins siehe Kapitel 3.

In den letzten Jahren brachten Untersuchungen der Stratigraphie und Sedimentologie der jurassischen Beckensedimente eine Fülle an neuen Informationen (GAWLICK et al., 2002). Eine zweite Forschungsrichtung erfasste die lokal sehr unterschiedliche metamorphe Überprägung der kalkalpinen Gesteine anhand des Conodont colour alteration Index (GAWLICK et al., 1997, 2001). Darauf aufbauend entstand ein neues tektonisches Konzept für den Mittelabschnitt der Kalkalpen (GAWLICK et al., 1999, 2003; FRISCH & GAWLICK, 2001, 2003). Inwieweit dieses die bisherigen tektonischen Vorstellungen völlig ablösen oder in einzelnen Teilen ergänzen kann, wird sich daran zeigen, wie gut es alle bekannten Fakten integrieren kann und auch auf die Kalkalpen außerhalb des bisher betrachteten Raumes anwendbar ist.

Eine junge Bruchtektonik erfasste die Ostalpen im Tertiär und zerschnitt auch den kalkalpinen Deckenstapel. Im Wesentlichen sind es zwei Störungssysteme, die auch im Kartenbild Salzburgs erkennbar sind. Zum einen sind es ältere, nordwest–südoststreichende, rechtssinnige („dextrale“) Seitenverschiebungen; ein Beispiel dafür ist die Wolfgangsee-Störung, an der auch Gesteine der unterlagernden Flyschzone und des Helvetikums durch die kalkalpine Schichtfolge bis an die Oberfläche hochgeschleppt wurden (PERESSON, 1992). Zum anderen sind es westsüdwest–ostnordost-streichende, linkssinnige („sinistrale“) Seitenverschiebungen, welche aus den Zentralalpen kommend die Kalkalpen in Teilblöcke zerlegen und auch noch in die Flyschzone hinausstreichen. Zwei markante Vertreter sind die Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung („SEMP“) (LINZER et al., 1990) und die Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Störung („ISAM“; EGGER, 1997). An beiden fanden Seitenversätze im 10er-Kilometerbereich statt. Subparallel dazu lässt sich dazwischen noch die Königssee-Lammertal-Traunsee-Störung („KLT“) erfassen (DECKER et al., 1994). Während die älteren, dextralen Störungen in genetischem Zusammenhang mit nachmitteleozänen, nordwest-gerichteten Deckenbewegungen gesehen werden, sind die jüngeren, sinistralen Bewegungen mit dem ostgerichteten Ausweichen zentralalpiner Krustenteile im frühen Miozän verknüpft (LINZER et al., 1995).

101

### Prebichl-Formation, Gröden-Formation Perm

*Konglomerat, Grobsandstein, Tonstein, häufig rot*

Die kalkalpine Schichtfolge beginnt mit grobklastischen terrestrisch/fluviatilen Sedimenten, die über variszisch deformierten, (alt-)paläozoischen Gesteinen der Grauwackenzone diskordant abgelagert wurden. Der transgressive Kontakt ist gelegentlich noch erkennbar, häufig aber durch die alpidische Deckentektonik überprägt.

Während im Ostabschnitt der Kalkalpen für diese Gesteinsabfolge der Begriff **Prebichl-Formation** Verwendung findet, werden im Westabschnitt verschiedene Lokalbezeichnungen oder lithologisch beschreibende Begriffe verwendet (MOSTLER, 1972; siehe auch TOLLMANN, 1976 a). Zuletzt wurde der Begriff Gröden-Formation aus den Südalpen für den oberpermischen Anteil übernommen (STINGL in HEINISCH et al., 2003 und in Vorbereitung).

Die Abfolge beginnt mit einer basalen Brekzie, deren Komponenten die altpaläozoischen Gesteine des Untergrundes und der lokalen Umgebung widerspiegeln. Die Komponenten sind kaum gerundet, bis zu 10 cm groß und

in eine rote, siltig-tonige Grundmasse eingebettet. Gerundete Komponenten zeigen den Übergang von lokalen Schuttfächern zu ausgedehnten Flussablagerungen an. Entsprechend dem vorgegebenen Untergrundrelief schwanken die Mächtigkeiten sehr stark. Da spät unterpermische Quarzporphyre im Geröllspektrum fehlen, wird  $\pm$ unterpermisches Alter angenommen.

Die Gröden-Formation setzt sich aus einer Abfolge von Konglomeraten und Grobsandsteinen einerseits und mächtigen roten Tonschiefern mit vereinzelt Gerölllagen andererseits zusammen, die lateral miteinander verzahnen. Die Gerölle bestehen hauptsächlich aus Quarz, untergeordnet auch aus Quarzporphyr, Phyllitfragmenten, Karbonaten und sehr selten aus dunklen Kieselschiefern (Lydite).

Aufgrund des bereits aufgearbeiteten Quarzporphyres wird auf oberpermisches Alter geschlossen. Schwefelisotopen aus Gipskonkretionen bestätigen dies (STINGL & KROIS, 1989).

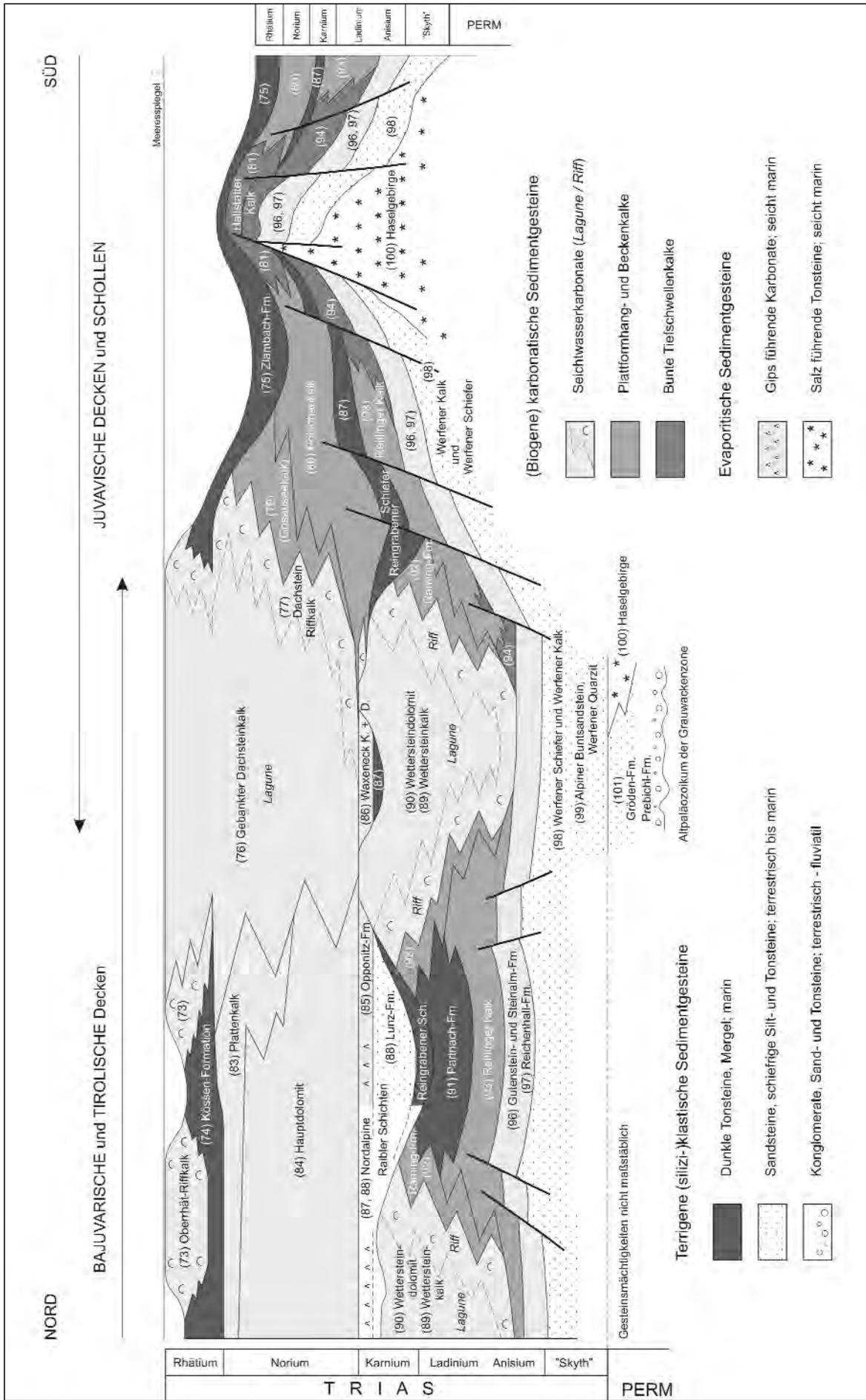


Abb. 20. Stratigraphie und seitliche Faziesübergänge der triassischen Gesteine der Nördlichen Kalkalpen (Mittelabschnitt).

100

**Haselgebirge**  
**Perm**  
*Tonstein, bunt, Gips, Steinsalz*

Das Haselgebirge (bergmannsprachlich für Salzgebirge) ist eine teilweise sedimentär angelegte, tektonisch überarbeitete Brekzie aus Anhydrit-, Gips- und Tonkomponenten in einer Grundmasse aus Salz und Tonstein. Im Hinblick auf die mineralogische Zusammensetzung nennt SCHAUBERGER (1986) in gesteinsbildender Menge die Salzminerale Steinsalz (Halit), Polyhalit, Anhydrit, Gips. Als semisalinare Begleitmineral tritt gelegentlich Magnesit auf. Nicht-salinare Begleitminerale sind vorwiegend Erze im Salzton.

Die Wasserlöslichkeit von Salz und Gips führt in oberflächennahen Bereichen zur Ausbildung von trichterförmigen Einsenkungen (Erdfälle, Lösungspingen). Aufgrund seiner Plastizität fungierte das Haselgebirge beim Deckenbau häufig als Abscherhorizont und dringt an Störungszonen zwischen jüngere Gesteine ein.

Die großen, salzreichen Vorkommen sind mit den bunten Hallstätter Kalken im Raum Hallein – Berchtesgaden, Hallstatt und Bad Ischl – Bad Aussee vergesellschaftet und werden dort für die Steinsalzgewinnung genutzt. Auch anhydrit- und gipsreiche Vorkommen sind von wirtschaftlichem Interesse und werden östlich von Kuchl bei Grubach – Moosegg sowie bei Wienern am Grundlsee abgebaut.

Der Darstellung bei MOSTLER (1972: Abb.1) folgend, wurden die Gips führenden „Grünen Schichten von Mitterberg“ südlich des Hochkönig in der Kartendarstellung zum Haselgebirge gestellt.

Die Alterseinstufung des Haselgebirges erfolgte mikropläontologisch mit Pollen/Sporen (KLAUS, 1974) sowie mit Hilfe von Schwefelisotopen (PAK & SCHAUBERGER, 1981).

99

**Alpiner Buntsandstein (im Westen) und Werfener Quarzit (im Osten)**  
**Untertrias**  
*Quarzsandstein, rot und hellgrau*

Mit dem Einsetzen massiver Sandsteinschüttungen über den Tonschiefern der Gröden-Formation wird die Grenze zum **Alpinen Buntsandstein** gezogen. Die roten Quarzsandsteine werden nur von geringmächtigen roten Tonschiefern unterbrochen und sind reich an Sedimentstrukturen (Schrägschichtung, Lamination, Gradierung, Rippelschichtung, Trockenrisse). Letztere werden als Hinweis auf eine Ablagerung im Küsten- bis Gezeitenbereich gedeutet. Die Quarzkörner sind meist gut sortiert und gerundet, Feldspat kommt im Unteren Alpinen Buntsandstein nur sehr untergeordnet vor. Ein deutlicher Umschlag zu ±weißer Farbe wird zur Abtrennung eines Oberen Alpinen Buntsandsteins genutzt, der neben Quarzareniten auch Arkosen beinhaltet (STINGL, 1987, 1989).

Mächtige, massige bis dickbankige, hellgraue bis -grünliche Quarzite (= **Werfener Quarzit**) nehmen im Bereich der Werfener Schuppenzone zwischen Bischofshofen und

Ramsau am Dachstein eine vergleichbare Position im Schichtstapel ein (ERKAN, 1977; MANDL, 1987). Die ursprüngliche rote Farbe ist nur noch im hangendsten Abschnitt lokal erhalten. Sie dürfte durch die schwache metamorphe Überprägung (Chloritoidbildung) verloren gegangen sein (KRALIK et al., 1987). Bei guten Aufschlussverhältnissen ist gelegentlich Kreuzschichtung zu erkennen. Im Komponentenbestand wird von verschiedenen Autoren ein merkbarer Feldspatgehalt erwähnt, vergleichbar zu den Arkosen im dem Oberen Alpinen Buntsandstein.

Der Übergang der Buntsandsteine und Quarzite zu den darüber folgenden Werfener Schiefer erfolgt allmählich durch Abnahme der Bankdicke und zunehmende Einschaltung von schiefrigen Silt- und Tonsteinlagen.

Die Alterseinstufung erfolgt mangels Fossilien anhand der Position innerhalb des Schichtstapels und kann daher nur relativ grob mit Untertrias angegeben werden.

98

**Werfener Schiefer und Werfener Kalk**  
**Untertrias**  
*Tonstein, Sandstein, karbonatisch, Mergelstein, Kalkstein, bunt*

Die bunten **Werfener Schiefer** sind überwiegend dünn-schichtige, plattig oder linsig zerfallende Sand- und Siltsteine mit Hellglimmerdetritus, oft reich an Sedimentstrukturen (Rippelmarken unterschiedlicher Größen), Spurenfossilien und Organismenresten (Abdrücke/Steinkerne von Muscheln und Schnecken). Der Ablagerungsraum wird als seichtmarines Sand- und Schlick-Watt mit Sturmagen charakterisiert, das zum Hangenden hin (Werfener Kalk) in den subtidalen Bereich absinkt (KRAINER & STINGL, 1986).

Die **Werfener Kalke** bestehen aus einer Wechselfolge von bunten Kalksandsteinen, roten, grauen und grünlichen

(Mergel-)Kalken sowie Dolomitmergeln und Dolomiten, mit Zwischenlagen von grauen und bunten Sandsteinen und Tonschiefern. Bivalvenschill tritt in mindestens 2 Niveaus auf, desgleichen bunte Crinoidenkalke und Oolithe. Beispiele für die mikrofaziale Ausbildung der Werfener Kalke im Raum Annaberg/Lammertal gaben zuletzt MOSTLER & ROSSNER (1984).

Das Untertrias-Alter kann durch Muscheln und Foraminiferen, vereinzelt auch durch Ammoniten und Conodontendaten belegt werden.

97, 96

**Steinalm-, Gutenstein- und Reichenhall-Formation**  
**Anisium**  
 97 *Rauwacke, örtlich Gips*  
 96 *Kalkstein, Dolomit, massig, hellgrau-bankig schwarz*

Druckfehlerberichtigung der Karte: (97) Rauwacke, örtlich Gips und (96) Kalkstein, Dolomit, massig, hellgrau-bankig schwarz wurden irrtümlich in der gleichen Farbe und ohne Übersignatur gedruckt. Sie können nur im digitalen Datensatz unterschieden werden.

An der Basis der karbonatischen Entwicklung tritt häufig ein Rauwacke-Horizont in Erscheinung, der mit der **Reichenhall-Formation** der Nordtiroler Kalkalpen gleichgesetzt wird. Das ursprüngliche tonig/dolomitisch/evaporitische Gestein eines hypersalinen Ablagerungsmilieus ist

aber stets in eine tektonische Brekzie umgewandelt, in die auch Komponenten der liegenden und hangenden Gesteine eingeschleppt wurden. Sie verwittert obertags zu gelben, löchrig-porösen, zelligen Rauwacken. Die Altersangabe beruht nur auf der Stellung im Schichtstapel.

Die Gutenstein-Formation besteht aus dunklen Kalken und Dolomiten. Der jüngere Abschnitt kann seitlich mit der Steinalm-Formation verzahnen. Der Gesteinsbestand umfasst grobbankige graue Dolomite, dünnplattige, z. T. im mm-Bereich laminierte dunkle Dolomite und dunkelgraue und schwarze gebankte Kalke. Die Kalke können Cronoiden führen. Im Grenzbereich zu den Werfener Schichten können dunkelgraue dolomitische Mergel auftreten. Beim Anschlagen ist häufig ein leichter Bitumengehalt am Geruch erkennbar, der sich aber rasch verflüchtigt.

Als Steinalm-Formation werden (hell-)graue, massige bis dickbankige Kalke bezeichnet, die als charakteristische Fossilien oft massenhaft die kalkigen Röhren von Grünalgen (Dasycladaceen) enthalten. Algen, Onkoide und Ooide weisen auf ein gut durchlichtetes marines Flachwassermilieu hin. Eine sekundäre quergreifende Dolomitisierung kann das Gestein in einen strukturlosen hellen Dolomit verwandeln, der vom jüngeren Wettersteindolomit nicht zu unterscheiden ist.

Sowohl aus der Position zwischen fossilbelegten Formationen als auch direkt nach Mikrofossilien (Dasycladaceen, Foraminiferen) lässt sich ein Altersumfang von Unter- bis Mittel-Anis ableiten.

95

**„Buntdolomit“ (Werfener Schuppenzone) und grauer kieseliger Dolomit (Lammerzone) Mittleres Anisium–Unteres Karnium**

*Dolomit, massig–bankig, z. T. Hornstein führend*

In den Schichtfolgen der Hallstätter „Graufazies“ (mit Pötschenkalk in der Obertrias) treten gebietsweise bunte oder graue Dolomite auf, die entweder diffuse Verkieselung oder auch Hornstein in Knollen oder Lagen aufweisen.

Die bunten Varianten sind westlich St. Martin (ROSSNER, 1972), auf der Dachsteinsüdseite (MANDL et al., 1987) und am Gosaukamm (SCHLAGER, 1967) verbreitet, und dort teilweise auch mit dünnbankig knolligen Hornsteinkalken vergesellschaftet, die im Kartenbild aus Maßstabsgründen damit vereint wurden. Einzelne Conodontenfunde und die Position unter den karnischen Schiefer-tonen belegen ein mitteltriassisches bis unterkarnisches Alter.

(Dunkel-)graue kieselige Dolomite haben ihre Hauptverbreitung im Großraum Abtenau – Golling (HÄUSLER, 1979, 1981; PLÖCHINGER, 1982, 1990; GAWLICK, 2004), wo sie bei Fehlen der karnischen Schiefer-tonen sogar bis ins Obere Karnium reichen.

Der Fossilinhalt legt nahe, dass es sich bei diesen Gesteinen um sekundär dolomitisierte Kalke des tieferen Wassers (Reiflinger und Hallstätter Kalke im weitesten Sinne) oder auch des Plattformrandes (Raming-Formation) handelt.

94

**Hallstätter Kalk („Unterer“) Mittleres Anisium–Unteres Karnium**

*Kalkstein, knollig, massig und bankig, bunt*

Die Hauptmasse der mitteltriadisch-karnischen Hallstätter Kalke bilden mehr oder minder deutlich gebankte, bunte (grau, gelblich, beige, rosa, rot, violett) Kalke, die teils ebenflächige, teils extrem knollige Ausbildung aufweisen können. Auch bunte Hornsteinkalke treten auf. In der Literatur sind verschiedene, lithologische beschreibende Begriffe wie z. B. „Graugelber Bankkalk“, „Grauvioletter Hallstätter Kalk“ und „Roter Knollenflaserkalk“ oder nach Lokali-täten benannte Varianten wie der Schreieralmkalk bekannt. Nähere Details zu diesen Gesteinen finden sich bei MANDL (2000) und chronostratigraphisch aktualisiert bei KRYSZYN (2008); vgl. auch (81) Hallstätter Kalk („Oberer“).

Hallstätter Kalke sind mit variantenreichen Schichtfolgen sowohl in den Hallstätter Schollen verbreitet (Hallein –

Berchtesgaden, Hallstatt, Bad Ischl – Bad Aussee u. a.), als auch als kurzzeitige lokale Einschaltungen im Liegenden der Wettersteinkalkplattformen zu finden. HÄUSLER & BERG (1980) studierten diese Einschaltungen im Bereich Kienberg/Lofer und LEIN (1976) sowie MANDL (1987, 2000) untersuchten sie im Dachsteingebiet.

Die Alterseinstufung stützt sich auf die örtlich reichen Ammonitenfaunen der „klassischen“ Fossilfundpunkte im Salzkammergut sowie auf Conodontenfaunen. Eine Besonderheit stellt der Fund eines großen fossilen Meeresreptils (*Omphalosaurus wolffi* TICHY) im Hallstätter Kalk des Dürrenberges dar, der heute im Heimatmuseum Golling ausgestellt wird.

93

**Reiflinger Kalk Mittleres Anisium–Unteres Karnium**

*Kalkstein, wellig–schichtig, bankig, grau, Hornstein führend*

Der feinkörnige Kalk ist meist gelblich-grau gefärbt, sel-tener dunkelgrau bis schwarz, grünlichgrau oder rötlich. Dünne mergelige Zwischenlagen sind gelegentlich auffällig bunt gefärbt und können feinkörnige „Kristalltuffe“ enthalten, die auf Beimengung vulkanischer Aschen zurückgehen. Charakteristisch ist ferner die deutliche Bankung im Bereich von 0,5–5 dm, mit welligen bis knolligen Schicht-flächen und eingeschalteten Lagen oder Knollen von Hornstein.

Reiflinger Schichten stellen karbonatische Ablagerungen des tieferen Wassers dar, die zeitgleich zu den Wetter-

stein-Karbonatplattformen entstanden (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974). Ihr Hauptverbreitungsgebiet besitzen sie in den Bajuvarischen Decken. Entsprechend untergeordnet sind sie im Salzburger Landesgebiet vertreten. Ein bekanntes Vorkommen befindet sich im Öfenbach bei Saalfelden (KRAINER & STINGL, 1986), weitere in der Werfener Schuppenzone bei St. Martin (ROSSNER, 1972) und im Gosaukamm-Gebiet (SCHLAGER, 1967).

Die Alterseinstufungen stützen sich weitgehend auf Conodontenfaunen, lokal sind auch Ammonitenfunde bekannt.

92

### Raming-Formation Ladinium

*Feinschuttkalkstein, massig-bankig*

Dieser Kalkstein stellt das Bindeglied zwischen der Flachwasserbildung des Wetterstein-Riffkalkes und den Ablagerungen des tieferen Wassers (Reiflinger Kalk) dar. Kartographisch wurde er im Salzkammergut bislang nur im Gosaukamm-Dachstein-Gebiet erfasst und von SCHLAGER (1967) vorerst als „Plattenkalk“ im Massenkalk ausgetrennt. Dieser ist durch eine Wechselfolge aus pelagischen Schlammkalken und allochthonem Riffdetritus gekennzeichnet. Neben den meist hell- bis mittelgrauen Typen können einzelne dunkle Bereiche auftreten. In der Mosermandl-Gruppe und in den Dachstein-Südwänden ist oft zyklische Sedimentation von Kalkturbiditen erkennbar. Das

weitgehende Fehlen von tonigen Zwischenlagen bedingt den häufig massigen Eindruck der Serie, nur einzelne, lateral nicht lange aushaltende Bankfugen treten hervor.

Entsprechend dem Vorwachsen der Riffe über die Hang- und Beckensedimente variiert auch der Altersumfang der Raming-Formation. Im Wesentlichen umfasst er (oberes) Ladinium, lokal kann unterstes Karnium gerade noch erreicht werden (MANDL et al., 1987: Abb. 8.3, 8.4). Die Obergrenze des Raminger Kalkes ist allerdings durch den allmählichen Übergang in Wettersteinriff-(schutt-)kalk gekennzeichnet und daher biostratigraphisch nicht scharf fassbar.

91

### Partnach-Formation Ladinium

*Tonmergelstein, feinschichtig, dunkelgrüngrau*

Neben dem Reiflinger Kalk bilden die dunklen, dünn-schichtigen Tonschiefer, Mergel und bankigen Kalke der Partnach-Formation die Sedimentfüllung der Beckenbereiche zwischen den Wettersteinkalkplattformen der Bayeri-

schen und Nordtiroler Kalkalpen (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974; TOLLMANN, 1976 a). Makro- und Mikrofossilien sind selten, die Altersangaben beruhen meist auf der lateralen Verzahnung mit Reiflinger- bzw. mit Wettersteinkalk.

90

### Wettersteindolomit (Ramsaudolomit) Ladinium–Unteres Karnium

*Dolomit, massig, zuckerkörnig, hellgrau*

Der Wettersteindolomit stellt den dolomitisierten Anteil der Wetterstein-Karbonatplattformen dar. Entsprechend der sekundären, diagenetischen Bildung ist die Abgrenzung zum Wettersteinkalk oft sehr unregelmäßig geformt und besonders in Profilschnitten nur schematisch als Verzahnungsbereich darstellbar. Im Zuge der diagenetischen Dolomitbildung ging das primäre Sedimentgefüge weitge-

hend verloren, es herrscht heute ein charakteristisch „zuckerkörniges“, feingrusig zerfallendes, meist weißes bis graues, ungeschichtetes Sedimentgestein vor. Ein Großteil des Wettersteindolomites dürfte ehemals lagunäre Bereiche darstellen, nur ganz lokal weisen reliktilsch erhaltene Sedimentstrukturen auf ehemalige Riffbildungen hin.

89

### Wettersteinkalk Ladinium–Unteres Karnium

*Kalkstein, massig-gebankt, hell*

Die ursprünglich kalkige Ausbildung der Wetterstein-Karbonatplattformen ist im Salzburger Landesgebiet nur noch in ganz geringem Umfang erhalten, so z. B. östlich Lofer oder im Gosaukamm-Gebiet (SCHLAGER, 1967; MANDL et al., 1987). In landschaftsprägender Ausdehnung tritt der Wettersteinkalk beispielsweise in den Bayerisch-Nordtiroler Kalkalpen im Hochstauffengebiet und im Kaisergebirge (HENRICH, 1982; ZERBES & OTT, 2000) oder im oberösterreichischen Höllengebirge auf (EGGER, 2007).

Der massige oder auch im Meter- bis Dezimeterbereich gebankte, hellgraue bis hellbräunliche Kalk tritt sowohl in lagunärer als auch in riffnaher Fazies in Erscheinung. In der Lagune sind die millimeterdicken Röhren von Grün-

algen (Dasycladaceen) häufig in gesteinsbildender Menge zu finden. Loferitische feingeschichtete Kalk/Dolomit-Wechselfolgen aus Algen/Bakterienmatten kennzeichnen Ablagerungen im Gezeitenbereich. Riff-Bildungen sind oft am hell/dunkelgrau gefleckten Gesteinshabitus erkennbar, der durch konzentrisch gebänderte Hohlraumzemente („Großoolithe“) zwischen den Riffschutt-komponenten hervorgerufen wird. Wesentliche Riffbildner sind kleine Kalkschwämme und diverse Krusten bildende Organismen, Korallen sind nur untergeordnet vertreten.

Bei entsprechender großflächiger Verbreitung bildet der Wettersteinkalk ähnlich dem Dachsteinkalk verkarstete Hochflächen mit entsprechendem Karstwasserpotential.

88, 87

### Nordalpine Raibler Schichten, Lunz-Formation Unteres Karnium

*88 Sandstein, Arkose, feinkörnig, örtlich Steinkohle (Lunz-Formation)*

*87 Mergelstein, dunkel, Sandstein, Schiefertonschiefer, Rauwacke, örtlich Gips, untergeordnet Dolomit und Kalkstein*

Die terrigenen Sedimente des Karnium zeigen verschiedene fazielle Ausbildungsformen, die hier unter dem Überbegriff Nordalpine Raibler Schichten zusammengefasst wurden. Dieser findet insbesondere im Westteil der Kalkal-

pen Verwendung, während im Ostteil eine Unterteilung in Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein und Opponitzer Schichten geläufig ist. Dazu kommen noch diverse, geringmächtige und lückenhaft verbreitete Sonderentwicklungen,

wie beispielsweise der „Cidariskalk“ im Hangenden der Wetterstein-Karbonatplattformen und im Hallstätter Faziesbereich der „Halobienchiefer“ (TOLLMANN, 1976 a).

Um den von Nordosten her ausstrahlenden, terrigenen Sedimenteintrag anzudeuten, wurde die Verbreitung der **Lunz-Formation** mit ihren mächtigen Sandsteinschüttungen im Kartenbild eigens hervorgehoben.

Die Hauptmasse der **Nordalpinen Raibler Schichten** im hier gehandhabten Sinne umfasst eine Wechselfolge von Mergeln, Schiefertönen mit Sandsteinlagen und verschiedenen Karbonatkomplexen mit teilweise evaporitischem Einfluss (SCHULER, 1968; GROTTENTHALER, 1978).

Eine fazielle Besonderheit wurde von FLÜGEL et al. (1978) vom Gosaukamm unter der Bezeichnung Leckkogelschichten beschrieben. Diese beinhalten Schwammriffe und deren Detritus in begleitenden Mergel/Schieferon/Kalkfolgen; sie säumten die aufgetauchten Wetterstein-

plattformen während des frühen Karnium insbesondere an deren Südrändern.

Die schwarzen Schiefertöne der Reingrabener Schichten vertreten das terrigene Niveau im Bereich der Hallstätter Zonen, wo sie den bunten Hallstätter Kalken zwischengeschaltet sind. Auf extremen Schwellen fand hier gar keine terrigene Sedimentation, sondern Kondensation mit Fe/Mn-Krustenbildung statt. Eventuell kam es sogar zu zeitweiliger Kalklösung.

Das tonig-siliziklastische Intervall stellt einen der Leithorizonte in der kalkalpinen Schichtfolge dar und ist in relativ ungestörten Schichtfolgen gut identifizierbar. Aus der Stellung im Schichtstapel und vereinzelt Ammonitenfunden ist unteres Karnium als Alter abzuleiten. Mit Reingrabener Schiefen wechsellagernde Hornsteinkalke enthalten auch entsprechende Conodontenfaunen.

86

### **Waxeneckkalk und -dolomit** **Oberes Karnium** *Kalkstein, massig-bankig*

Diese Karbonate wurden außerhalb ihrer Typusregion in den Müritzalpen bisher nur in der Dachsteinregion erfasst, und auch dort nur in ganz untergeordneter Verbreitung gefunden (MANDL, 2000: Fig. 5). Es sind oberkarnische Flachwasserbildungen, welche in der Obertrias nach der Unterbrechung der Kalksedimentation durch das siliziklastische Raibler Niveau bzw. nach einem großflächigen Trockenfallen der Wettersteinkarbonatplattform die erneute Kalksedimentation im Flachwasserbereich einleiten.

Im Plankenalmgebiet (östliches Dachsteinplateau) liegen dickbankige graue lagunäre Kalke vor, ähnlich dem gebankten Dachsteinkalk. Sie werden teils von massigem Dachstein(riff)kalk, teils von Pedataschichten überlagert.

Am Gosaukamm treten im Liegenden des Dachsteinriffkalkes massive Dolomite auf. Sie wurden in der vorliegenden Kartendarstellung zur Gänze als Waxeneckdolomit ausgeschieden. Von SCHLAGER (1967) erwähnte, im Dolomit reliktsch erkennbare Riffstrukturen lassen hier einen oberkarnischen Plattformrand vermuten, der gegen den Leckkogel hin mit dunklen, z. T. bituminösen, gebankten Dolomiten verzahnt, die teils Feinschichtung teils karbonatische Detritusschüttungen erkennen lassen.

Die Altersangabe kann hier bisher nur indirekt aus dem Alter der auflagernden Gesteine (Pedataschichten, Dachsteinkalk) abgeleitet werden.

85

### **Opponitz-Formation** **Oberes Karnium** *Kalkstein, Mergelstein, Rauwacke, Gips*

Sie tritt im Ostabschnitt der Kalkalpen meist zusammen mit Lunzer Sandstein auf und vertritt dort den hangenden Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten – siehe dort.

Die Opponitz-Formation besteht aus einer Wechselfolge von meist graubraunen bis dunkelgrauen, oft bituminösen Dolomiten und Kalken. Die ebenflächige Bankung bewegt sich im dm-Bereich. Gelegentlich, insbesondere im unteren Abschnitt nahe dem Lunzer Sandstein, wird das Gestein extrem dünn-schichtig und zerfällt in mm- bis cm-dünne

Platten. Ein zeitweilig hypersalinäres Milieu äußert sich mancherorts in der Ausscheidung von Gips, der im oberflächennahen Bereich jedoch wieder weitgehend gelöst wurde und nur löchrig-poröse Rauwacken hinterlassen hat – weitere Details bei TOLLMANN (1976a: 150f.).

Die wenigen Fossilien (Seeigelstacheln, Muscheln) erlauben keine genaueren Altersangaben. Oberes Karnium ergibt sich aus der Position im Schichtstapel und durch den überregionalen Vergleich.

84

### **Hauptdolomit** **Oberes Karnium-Norium** *Dolomit, gut gebankt, grau bis braun, z. T. bituminös*

Der Hauptdolomit ist das karbonatische Sediment der riffernen Lagune und daher im Bajuvarischen Deckensystem und im Nordteil des Tirolischen Deckensystems das bedeutendste Landschaft prägende Gestein der Obertrias. Gegen Süden hin wird er lateral zunehmend durch Dachsteinkalk ersetzt.

Mehrere Gesteinstypen können unterschieden werden, wobei die rhythmisch laminierten Dolomite besonders auffallend sind. Sie gehen auf Cyanobakterien- und Algen-Stromatolith-Rasen zurück, deren Bildung an den flachmarinen Gezeitenbereich gebunden ist. Von eher untergeordneter Bedeutung sind feinkörnige gebankte Dolomite sowie grobkörnige bzw. „sandig-zuckerkörnige“ Dolomite – weite-

re lithologische Details siehe FRUTH & SCHERREIKS (1984). Schwarze bituminöse Gesteine vom Typus der „Seefelder Schichten“ sind im Bereich des Wiestalstausees dem Hauptdolomit zwischengeschaltet. Sie beinhalten eine berühmte Fauna fossiler Fische (VOGELTANZ, 1969). Mit Mikrofazies und organischer Geochemie des Hauptdolomites dieser Lokalität befasste sich jüngst eine Arbeit von BECHTEL et al. (2007).

Im Gegensatz zum Wettersteindolomit weisen praktisch alle Hauptdolomit-Typen beim Anschlagen mit dem Hammer einen deutlich bituminösen Geruch auf, der sich allerdings rasch verflüchtigt. Bemerkenswert ist auch die Möglichkeit einer Anreicherung von Uran, gebunden an die organische

Substanz im Hauptdolomit, wie sie etwa vom Gaisberg bei Kirchberg in Tirol bekannt ist (BELOCKY et al., 1990).

Der schon primär geringe Fossilgehalt wurde durch den Dolomitierungsprozess noch weiter reduziert, das Alter

des Hauptdolomites kann daher nur nach seiner Position im Schichtstapel als oberkarnisch bis norisch angegeben werden.

83

**Plattenkalk  
Norium**  
*Kalkstein, grau, gebankt*

Der Plattenkalk besteht aus mittel- bis dunkelgrauen oder bräunlichgrauen ebenflächigen Kalkbänken, denen Dolomitlagen vom Typus des Hauptdolomites zwischengeschaltet sein können. Genetisch stellt er einen lateralen Übergangsbereich zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk dar und lässt auch eine ähnliche, wassertiefenabhän-

gige Zyklik wie Letzterer erkennen (CZURDA, 1970). Plattenkalk vertritt den jüngeren Anteil des Hauptdolomites vor allem in jenen Bereichen der Bajuvarischen und Tirolischen Decken, die im Rhät durch die Kössen-Formation charakterisiert sind (KERN & HÜSSNER, 1999).

82

**Hallstätter Dolomit (inkl. „hellbunter Dolomit“ des Saalachtales)  
Karnium–Norium**  
*Dolomit, massig und bankig, bunt*

Ähnlich wie in der Mitteltrias (siehe 95 „Buntdolomit“) treten auch in der Obertrias dolomitisierte Hallstätter Kalke auf. Ihr Hauptverbreitungsgebiet haben sie im Saalachtal

zwischen Bad Reichenhall und Lofer, wo sie mit Hallstätter Kalk und Dachsteinkalk vergesellschaftet sind. Detailprofile und Conodontenfaunen siehe HÄUSLER & BERG (1980).

81

**Hallstätter Kalk („Oberer“)  
Karnium–Norium**  
*Kalkstein, knollig, massig und bankig, bunt*

Wie schon bei 94 Hallstätter Kalk („Unterer“) angeführt wurde, besitzen diese Kalke eine recht große lithologische Bandbreite. Sie wurden durch SCHLAGER (1969) erstmals in definierte Einheiten unterteilt, die im Wesentlichen auf den Kriterien Bankungstyp und Farbe aufbauen. Für die Obertrias sind hier der „Rote Bankkalk“, der „Rote Knollenflaserkalk“, der „Massige Hellkalk“ und der „Hangend Rot- und Graukalk“ zu nennen. Daneben gibt es noch eine Reihe von Übergangstypen in die zeitgleichen Pötschenkalke, die teilweise auch eigene Bezeichnungen tragen (z. B. „Draxlehner Kalk“ = „Roter Knollenflaserkalk“ mit bunten Hornsteinknollen). Insgesamt bieten die Hallstätter Kalke das Bild einer stark reduzierten Sedimentakkumulation über einer submarinen Schwellenzone innerhalb eines Hornsteinkalk-Beckens (MANDL [1984a, 2000: Fig. 6]; chronostratigraphisch aktualisiert in KRISTYN [2008: Fig. 3]).

Die Alterseinstufung stützt sich auf die örtlich reichen Ammonitenfaunen der „klassischen“ Fossilfundpunkte im Salzkammergut sowie auf Conodontenfaunen. Daneben beinhalten die Hallstätter Kalke noch zahlreiche andere Organismengruppen (Nautiliden, Muscheln, Brachiopoden, Schnecken, Seelilien, Seeigel, etc.) und zählen damit zu den fossilreichsten Gesteinen Salzburgs (MOOSLEITNER, 2004).

Die „Fossil-Lagerstätten“ sind aber an besondere lokale Ablagerungssituationen gebunden, die als „Fossilfallen“ wirkten, wie Strömungsschatten zufolge eines akzentuierten Meeresbodenreliefs oder aufklaffende Spalten durch synsedimentäre Bruchtektonik (SCHLAGER, 1969; KRISTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER, 1971).

Details zu Hallstätter Kalken einzelner Regionen und weiterführende Literatur finden sich beispielsweise in folgenden Arbeiten:

- Raum Unken – Lofer: TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970) und HÄUSLER & BERG (1980)
- Hallein – Berchtesgaden: PLÖCHINGER (1990), RISCH (1993), GAWLICK & LEIN (1997, 2000), GAWLICK & BÖHM (2000), MISSONI et al. (2001), HORNUNG (2008)
- Golling – Lammertal: HÄUSLER (1979, 1981), HAMILTON (1981), PLÖCHINGER (1982, 1990), GAWLICK (1998, 2000, 2004)
- Zwieselalm – Gosaukamm: SCHLAGER (1967), MANDL (1984a,b), LEIN (1976)
- Hallstatt, Bad Ischl – Bad Aussee: SCHLAGER (1969), KRISTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER (1971), SCHÄFFER (1976), KRISTYN (1980), MANDL (1984 a,b; 2000)
- Bad Mitterndorf: SCHÖLLNERBERGER (1971), KRISTYN (1980), STEIGER (1980).

80

**Pötschenkalk  
Norium**  
*Kalkstein mit Hornsteinknollen, bankig*

Diese und die nachfolgende Gesteinseinheit Pedata-schichten (79) stellen die zum Flachwassersediment des Dachsteinkalkes zeitgleichen Ablagerungen des tieferen Wassers dar.

Der Pötschenkalk ist ein hell gelblichgrauer, bräunlicher bis selten dunkelgrauer, feinkörnig dichter, dm-gebankter Kalk, mit welligen bis knolligen Schichtflächen und dünnen grünlich-grauen Mergel-Zwischenlagen. Dunkler Hornstein ist in Form von Knollen oder Lagen in den Kalkbänken häufig zu finden. Im Hangendabschnitt kündigung dicken Mergel-lagen den Übergang zu der auflagernden Zlambach-For-

mation an. Lateral zeigt der Pötschenkalk Übergänge in die bunten Hallstätter Kalke (MANDL [2000: Fig. 6]; chronostratigraphisch aktualisiert in KRISTYN [2008: Fig. 3]). Makro-fossilien sind meist schlecht erhalten, eine reiche Mikrofauna beschreibt MOSTLER (1978).

Die Altersangabe beruht neben wenigen Ammonitenfun-den hauptsächlich auf Conodonten. Der Hauptanteil hat norisches Alter, basale Teile erreichen aber auch das oberste Karnium. Die Obergrenze kommt in Zukunft nach der Neudefinition der Rhätbasis innerhalb des Rhät zu liegen (KRISTYN, 2008a,b).

79

**Pedataschichten (Gosauseekalk)**  
**Norium**  
*Feinschuttkalkstein, bankig*

Die **Pedataschichten** nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen Dachsteinkalk und Pötschenkalk ein. Sie zeigen durch ihren Gehalt an mehr oder minder feinkörnigem Riffschutt die Nähe einer Karbonatplattform an.

Lithologisch beinhalten sie zwei verschiedene Gesteinstypen: Im engeren Sinne versteht man heute darunter dunkle, dünnbankige und plattige, oft kieselige Kalke mit dünnen, mergeligen und bituminösen Lagen einerseits und

hellen, cm-dünnen, oft gradierten Kalkturbiditen andererseits. Der zweite Typus umfasst hell gelblich graue bis bräunliche, ebenflächig dm-gebankte Kalke mit arenitischen Kalkturbiditen vom Top und von den Flanken der Dachsteinkalkplattform (REIJMER, 1991; MANDL & KRYSZYN, 2008). Dieser zweite Typus wird seit TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970: 99) als **Gosauseekalk** bezeichnet.

78

**Dachsteindolomit**  
**Oberes Karnium–Norium**  
*Dolomit, massig–dickbankig, hell*

Am Kalkalpensüdrand ist im Liegendabschnitt der großen Dachsteinkalkplateaus Dachsteindolomit im Kartenbild verzeichnet. Auf keinen Fall handelt es sich dabei um intertidalen Hauptdolomit, wie auf älteren Karten oft dargestellt, sondern möglicherweise um dolomitisierten, subtidalen

Waxeneckkalk. Lokal verbergen sich dahinter auch dolomitisierte Beckensedimente (z. B. Hochkönig – siehe SCHAUER, 1984). Eine moderne Bearbeitung zu dieser Problematik fehlt bisher.

77

**Dachsteinriffkalk**  
**Norium–Rhätium**  
*Kalkstein, massig, hell*

Die Riffentwicklung des Dachsteinkalkes beinhaltet masige, hellgraue Kalke, die auf angewitterten Oberflächen meist sehr schön den Aufbau aus gerüstbildenden Organismen (Korallen, Kalkschwämme und diverse Krusten bildende Organismen) erkennen lassen. Gelegentlich sind die Organismen noch in Lebensstellung im Gestein erhalten, meist wurden sie jedoch schon durch die Wasserbewegung zerbrochen und umgelagert und bilden eine Riffschuttbrekzie. Zu Zeiten geringerer Schutt-Produktivität bildete gelegentlich feiner Kalkschlamm mit pelagischer Fauna (Ammoniten, Conodonten) dünne Einschaltungen, die eine genauere Altersdatierung mit Fossilien erlauben

(SCHAUER, 1984; RONIEWICZ et al., 2007; MANDL & KRYSZYN, 2008).

Nach der Pionierarbeit von Zankl (1969) am Riff des Hohen Göll folgten weitere karbonatsedimentologische und paläontologische Riffstudien am Gosaukamm (WURM, 1982), am Grimming (BÖHM, 1986) und am Hochkönig (SATTERLEY, 1994). Am Gosaukamm ist noch – wenngleich tektonisch zerhackt – das einstige Vorwachsen des Riffschuttes über die angrenzenden Hang/Beckensedimente (Pedataschichten) erhalten geblieben (MANDL, 1984b; MANDL & KRYSZYN, 2008).

76

**Gebankter Dachsteinkalk**  
**Norium–Rhätium**  
*Kalkstein, dickbankig, hell*

Eine grundlegende Beschreibung und sedimentologische Deutung des gebankten Dachsteinkalkes erarbeitete FISCHER (1964). Charakteristikum der meisten Dachsteinkalk-Areale, so auch der namensgebenden Gebirgsgruppe selbst, ist die morphologieprägende deutliche Bankung im Meterbereich. Die diesem Erscheinungsbild zugrunde liegende Sedimentationsdynamik wurde von Fischer (1964) als zyklische Wiederholung typischer Lithofaziesabfolgen (Einheit A, B, C) unter der Bezeichnung „Loferer Zyklotem“ beschrieben:

- Einheit A wird von geringmächtigen, roten oder grünen, kalkig/tonigen Residualsedimenten mit eingestreuten Kalkbreccien gebildet. Dieser Horizont ist meist nur wenige cm mächtig und greift oft in Form von Lösungshohlräumen in die unterlagernde Bank hinein. Er repräsentiert das oftmalige Trockenfallen des seichtmarinen lagunären Ablagerungsraumes. Aufgrund der leichteren Verwitterbarkeit gegenüber reinen Kalken ist das Member A hauptverantwortlich für die Ausbildung der so charakteristischen Bankung.
- Einheit B als karbonatisches Gezeitensediment wird von häufig dolomitisierten, mm-geschichteten Algenlami-

nen aufgebaut, die Bankdicken bis einige Dezimeter erreichen können.

- Einheit C entspricht den meterdicken, reinen hellgrauen Kalkbänken der tieferen Lagune unterhalb des Gezeitenbereiches und führt gelegentlich gehäuft Megalodonten-Schalen („Dachsteinmuschel“) und Schnecken.

Mit der umstrittenen Ursache der Zyklizität beschäftigen sich SATTERLEY (1996) und ENOS & SAMANKASSOU (1998). Regionale Beispiele für die lithologische Ausbildung und den Fossilinhalt geben für das Dachsteingebiet HAAS et al. (2007), für das Tote Gebirge PILLER (1976) und für die Loferer und Leoganger Steinberge und das Steinerne Meer SCHWARZACHER (2005); Letzterer nimmt auch zur Diskussion der Zyklizität Stellung.

Feinstratigraphisch verwertbare Fossilien fehlen in der Lagune. Da die Dachsteinkalk-Sedimentation mit ersten Riffen im untersten Norium beginnt (RONIEWICZ et al., 2007) sollte der lagunäre Dachsteinkalk etwa zur gleichen Zeit einsetzen. Ein rhätischer Anteil ist auf den Karstplateaus wahrscheinlich, da dort anstelle der Kössen-Formation die lagunäre Kalkbildung weiter lief und dann von Jura-Rotkalken überdeckt wurde.

75

**Zlambach-Formation**  
**Oberes Norium–Rhätium**  
*Mergelstein, Kalkstein, dunkel*

Die Zlambachschiefer dokumentieren den Beginn der terrigen beeinflussten Sedimentation am landfernen Schelf in der obersten Trias. Sie können sowohl die Beckensedimente (Hallstätter Kalke, Pötschenkalk) als auch die Randbereiche der Karbonatplattformen (Dachsteinkalk) überlagern.

Die lithologische Bandbreite umfasst graubraune bis dunkelgraue, weiche Tone, Mergel, dünnbankige fleckige Mergelkalke und, mengenmäßig untergeordnet, dunkle Biogenschuttkalke mit Korallen und anderem Riffdetritus, welche von der Dachsteinkalk-Plattform als Turbidite und Schuttströme in das Mergelbecken gelangten.

Eine detaillierte Darstellung der Fauna, Fazies und Ablagerungsbedingungen gibt MATZNER (1984) neben der

Typlokalität auch für zahlreiche andere Vorkommen. Über Makro- und Mikrofossilien der Zlambachschiefer informieren auch TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970), speziell über die Korallenfauna RONEWICZ (1989). Mit den Zlambachschiefer am Untersberg-Ostfuß (Grünbachgraben) befassten sich PLÖCHINGER & OBERHAUSER (1956).

Die Untergrenze der Zlambachschiefer wurde bisher ins Obere Norium gestellt, sie kommt in Zukunft nach der Neudefinition der Rhätbasis innerhalb des Rhät zu liegen (KRYSZYN, 2008a,b). Die exakte Grenzziehung zu den überlagernden Allgäuschichten ist problematisch, da keine auffällige lithologische Änderung des Gesteins erkennbar ist (RAKUS, 1999).

74

**Kössen-Formation, Schattwald-Formation**  
**Oberes Norium–Rhätium**  
*Mergelstein, Kalkstein, dünnbankig, dunkelgrau, Tonmergel, rot*

Die Kössen-Formation markiert wie die Zlambach-Formation den beginnenden terrigen Sedimenteintrag während der obersten Trias. GOLEBIEWSKI (1990) unterteilt die Tonstein/Mergel/Kalk-Wechselfolge lithostratigraphisch in einen Liegendabschnitt (Hochalm-Member) und einen Hangendabschnitt, der regional unterschiedliche Entwicklungen zeigt (Eiberg- und Restental-Member).

Das Hochalm-Member entwickelt sich aus dem Plattenkalk (KERN & HÜSSNER, 1999) und repräsentiert seichtmarine Ablagerungen mit einem zyklischen Wechsel von Tonsteinen und Mergeln mit Muschelschill-Lagen einerseits und Seichtwasserkalken vom Typ Plattenkalk/Dachsteinkalk andererseits. Im jüngsten Abschnitt erfolgte eine deutliche transgressive Ausweitung dieses Ablagerungsraumes weit nach Süden. Das Hochalm-Member fungiert dort innerhalb des Dachsteinkalkes als markanter lithologischer Leithorizont. Den Abschluss bildet der sogenannte „Hauptlithodendronkalk“, der aus feinkörnigem Kalkschlamm mit ausgedehnten Korallenrasen hervorging.

In weiterer Folge bildeten sich zwei, in Ost–West-Richtung langgestreckte Intraplattformbecken heraus, die

durch eine Seichtwasser-Plattform (Oberrhätalk) getrennt waren. Das nördliche Becken mit fossilärmer, monoton mergeliger Sedimentation wird als Restental-Member bezeichnet und beschränkt sich heute auf die nördlichen Decken des Bajuvarikums. Das Eiberg-Member (= südliches Becken) ist insbesondere im Unken-Loferer Raum und im Osterhornggebiet verbreitet und besteht aus fossilreichen bioklastischen Kalken, Mergeln und Tonschiefern. Gegenüber dem Hochalm-Member dominiert hier eine diverse Brachiopodenfauna über die Muscheln. Aufgrund der größeren Wassertiefe treten hier auch Ammoniten und Conodonten auf und ermöglichen die zeitliche Einstufung.

Als Schattwald-Formation wird ein wenige Meter mächtiges Gesteinspaket von weinroten, dünnblättrigen, weichen Tonmergeln bezeichnet. Ihr Auftreten ist weitgehend auf das Bajuvarische Deckensystem beschränkt. Aufgrund der Fossilarmut und der Position zwischen Kössen-Formation und unterjurassischen Gesteinen ist die Altersstellung nicht eindeutig geklärt (vgl. TOLLMANN, 1976a). Jüngst erhärteten sich die Indizien für eine Stellung im obersten Rhätium (HILLEBRANDT & URLICHS, 2008).

73

**Oberrhät-Riffkalk**  
**Rhätium**  
*Riffkalkstein, massig, hell*

Dabei handelt es sich um helle, dickbankige bis massive Flachwasserkalke vom Typus des Dachsteinkalkes, mit Riffen, Riffschuttkalken und lagunären Kalken mit Megalodonten und Oolithen (FABRICIUS, 1966; TOLLMANN, 1976 A). Sie überlagern das Hochalm-Member der Kössen-Formation und bilden eine trennende Karbonatplattform zwischen deren jüngeren Teilbecken (Eiberg- und Restental-Member). Weitere Details finden sich bei GOLEBIEWSKI (1990).

Landschaftlich und lithologisch berühmte Beispiele dazu sind die Steinplatte bei Lofer (STANTON & FLÜGEL, 1995) und der Tropfbruch in den Adneter Steinbrüchen. Gesteine aus Letzterem werden als Dekorgestein genutzt (BERNECKER et al., 1999; KIESLINGER, 1964; KRETSCHMER, 1990; FEITZINGER & LOBITZER, 2008; DORNER et al., 2009).

72

**Jura-Schwellenfazies (Hierlatzkalk, Adneter Kalk u. a.)**  
*Kalkstein, meist rot, z. T. spätig*

Aufgrund der meist nur geringen Mächtigkeit der verschiedenen Jura-Rotkalke mussten diese aus Maßstabsgründen im Kartenbild teils zusammengefasst, teils überhaupt den über- oder unterlagernden Gesteinen angegliedert werden. Die dargestellten Flächen sind daher nur eine Auswahl der größeren Vorkommen.

Je nach lithologischer Ausbildung, Fossilinhalt und Alter wird eine ganze Reihe verschiedener Formationen unterschieden, siehe z. B. TOLLMANN (1976a), BÖHM (1992), EBLI (1997). Der geringmächtige Hierlatzkalk ist besonders durch seinen Reichtum an runden oder fünfeckigen Crinoiden-Bruchstücken charakterisiert, deren weiße Farbe aus

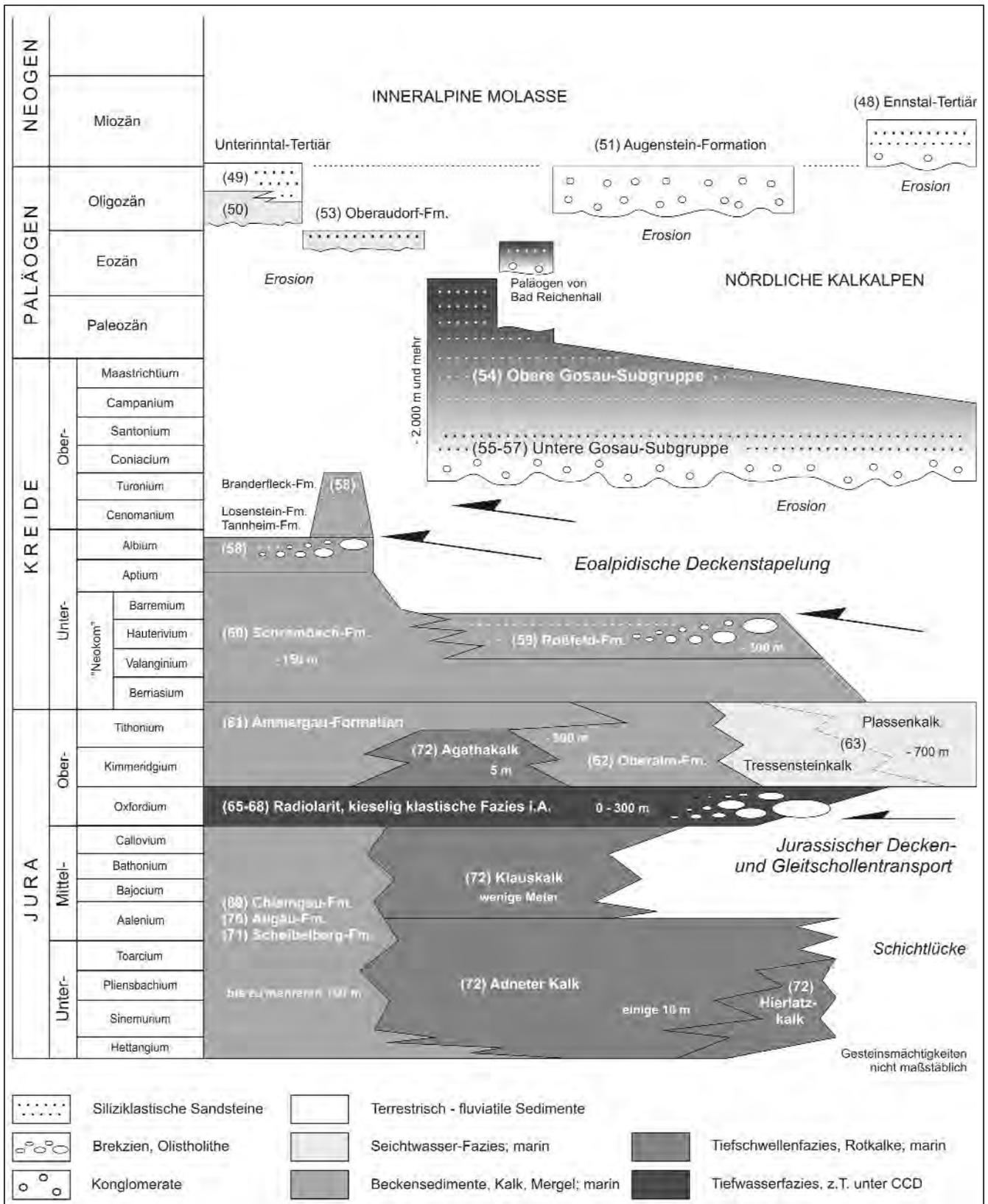


Abb. 21. Stratigraphie und seitliche Faziesübergänge der jurassischen, kretazischen und paläogenen Gesteine der Nördlichen Kalkalpen und der Gesteine der Inneralpinen Molasse.

der roten Kalkmatrix hervorsteht. Er liegt dem Dachsteinkalk direkt auf und dringt an Spalten häufig viele Meter tief in ihn ein. Rote, oft ammonitenreiche, unterschiedlich dick gebankte Kalke mit welligen oder knolligen Schichtflächen werden je nach Alter als **Adneter Kalk** (Unterjura), **Klauskalk** (Mitteljura) oder **Agathakalk** (Oberjura) bezeichnet.

Besondere Bedeutung kommt in Salzburg den verschiedenen Varietäten des Adneter Kalkes zu (BÖHM, 2003; BÖHM et al., 1999). An der Typlokalität wird dieses Gestein in einer Reihe von Steinbrüchen seit Jahrhunderten als Dekorgestein („Adneter Marmor“) gewonnen, das nicht nur

in Salzburg, sondern in ganz Europa in zahllosen Profan- und Sakralbauten Verwendung fand (KIESLINGER, 1964; KRETSCHMER, 1990; FEITZINGER & LOBITZER, 2008; DORNER et al., 2009).

Die Jura-Gesteine dokumentieren das Absinken des Meeresbodens in immer größere Tiefen. Die Rotkalke bildeten sich auf submarinen Hochzonen („Schwellen“), wo Strömungen nur geringmächtige Sedimentanhäufungen erlaubten. Die Hauptmasse des verfügbaren Kalkschlammes sammelte sich in den tieferen Becken zu grauen Kal-

## Jura-Beckenfazies (71–64)

**71** **Scheibelberg-Formation (inkl. Kirchsteinkalk, Liasspongienkalk)**  
Unterjura  
*Hornsteinkalk, dickbankig, grau*

In den Chiemgauer Alpen, in der nördlichen Osterhorngruppe und im Schafberggebiet ist der ältere Jura durch kieselige Kalke vertreten. In den gebankten, oft knolligen grauen Kalcken der Scheibelberg-Formation stammt die Kieselsäure neben Schwammnadeln vor allem aus Radiolarien und ist meist bereits zu Hornsteinknollen konzentriert. Über Lithologie, Mikrofazies und Fauna an der Typlokalität in der Unkenner Mulde berichten KRÄINER & MOSTLER (1997) und

EBLI (1997). Dieses geringmächtige Vorkommen ist aus Maßstabsgründen im Kartenbild nicht dargestellt.

Mit gleicher Signatur dargestellt wurden auch dunkle, selten rötliche, dünnbankige bis plattige, sehr harte Kieselkalke, deren Kieselsäure (aus Schwammnadeln) meist diffus im Gestein verteilt ist (= Kirchsteinkalk und Äquivalente). Weitere Details finden sich bei TOLLMANN (1976a: 300f.).

**70** **Allgäu-Formation**  
Unterjura–Mitteljura  
*Mergelstein, Kalkstein, grau*

Die mergelreiche Variante der jurassischen Beckensedimente wird als Allgäu-Formation, in älterer Literatur oftmals auch als (Lias-)Fleckenmergel bezeichnet. Die charakteristischen dunklen Flecken zeichnen eine intensive biogene Durchwühlung des Ausgangssedimentes nach.

Der lithologische Habitus wird durch das jeweilige Verhältnis Fleckenkalk zu Mergel bestimmt. Dazu kommen gelegentliche Einschaltungen von Crinoidenspatkalken, Kieselkalken und ein Bitumenmergel-Niveau im Toarcium (TOLLMANN, 1976a: 292 ff.; EBLI, 1997).

**69** **Chiemgau-Formation**  
Mitteljura  
*Hornsteinkalk, Kieselkalk, grau*

Der Mittlere Jura der Chiemgauer Alpen ist häufig in einer kieseligen Fazies ausgebildet, für die TOLLMANN (1976a: 326 ff.) den Begriff Chiemgauer Schichten vorge schlagen hat. Es handelt sich dabei um überwiegend dunkle und eher dünn-schichtige Kieselkalke und Kieselmergel. Aus Maßstabsgründen wurde auch der hangend folgende, geringmächtige Ruhpoldinger Radiolarit damit vereint.

Außerhalb der Typregion wurde in der vorliegenden Karte der Begriff nicht verwendet, da in den betreffenden Fällen die stratigraphische Einstufung nicht oder nur schlecht belegt scheint. Derartige Gesteine wurden als Jura Beckenfazies i. Allg. bezeichnet – siehe dort.

**68** **Strubberg-Formation**  
Oberes Callovium–Oxfordium  
*Kieselgestein, Mergelstein, Kalkbrekzie mit Großschollen*

Dabei handelt es sich um ein kieseliges Beckensediment mit Einschaltung von Resedimenten in Form von Turbiditen, Brekzienkörpern und Großschollen.

Das autochthone Sediment wird von dunkelgrauen, gut geschichteten, oft laminierten Kalcken, Kieselkalcken und Radiolariten sowie von dünn-schichtigen, Radiolarien führenden Mergeln und Mergelkalcken gebildet. Auf Radiolarienfaunen beruht auch die Angabe des Altersumfanges.

Die klastischen Einschüttungen umfassen intraformationelle Brekzienlagen, grobarenitische gradierte Sandsteine und polymikte Brekzienkörper. Letztere beinhalten Komponenten triassischer Gesteine aus bunten Hallstätter Kal-

ken, grauem Pötschenkalk und aus dem Dachsteinkalk-Vorriffbereich.

Damit verknüpft sind Großschollen von triassischen Gesteinen ebensolcher Herkunft sowie aus Dachsteinkalk und Werfener Schichten (GAWLICK et al., 1999, 2002; GAWLICK & DIERSCHKE, 2000; GAWLICK & FRISCH, 2003; GAWLICK & SUZUKI, 1999).

Das Gestein spiegelt die großtektonische Umgestaltung des kalkalpinen Ablagerungsraumes während des obersten Mittel-Jura und Oberjura wider. Während dieser Zeit kam es zu einer Anhebung südlicher Abschnitte des kalkalpinen Ablagerungsraumes und zu einem Abgleiten der dor-

tigen Gesteinsfolge in Form von Turbiditen, Brekzien und Großschollen in die nördlich angrenzenden Jura-Becken (TOLLMANN, 1981, 1987; MANDL, 2000; GAWLICK & FRISCH,

2003; FRISCH & GAWLICK, 2003; GAWLICK et al., 1999, 2002).

67

**Ruhpolding-Formation (Radiolarit)**  
**Oberstes Callovium–Oxfordium**  
*Radiolarit – Kieselgestein, grau, rot und grün*

Die Ruhpolding-Formation besteht aus gut gebankten dunkelgrauen, graugrünen oder roten Radiolariten und Kieselkalken, zum Teil mit geringmächtigen tonigen Zwischenlagen. Die Schichtflächen sind oft wellig-knollig ausgebildet (DIERSCHKE, 1980; GAWLICK & DIERSCHKE, 2000; GAWLICK et al., 2002).

Aufgrund der geringen Sedimentationsrate dieses Tiefseesediments beträgt die Mächtigkeit des Schichtpaketes bereichsweise nur wenige 10er-Meter oder weniger. In diesen Fällen musste es im Kartenbild aus Maßstabsgründen mit den unterlagernden Jura-Beckensedimenten bzw. überlagernden Oberjura-Kalken zusammengefasst werden.

66

**Tauglboden-Formation**  
**Kimmeridgium**  
*Kieselgestein, Mergelstein, Kalkturbidit und Brekzie*

Ähnlich der Strubberg-Formation handelt es sich auch dabei um ein kieseliges Beckensediment mit Einschaltung von Resedimenten in Form von Turbiditen und Brekzienkörpern (SCHLAGER & SCHLAGER, 1973). Wesentlicher Unterschied ist das geringere Alter sowie die Herkunft der klastischen Komponenten aus der lagunären Dachstein-

kalkfazies und der ihr auflagernden Schichtenreihe Kössen-, Adnet-, Klaus-, Allgäu- und Ruhpolding-Formation. Die Alterseinstufungen beruhen – wie bei den anderen Jurassischen Kieselgesteinen auch – auf Mikrofossilien (Radiolarien). Siehe dazu GAWLICK et al. (1999, 2002), GAWLICK & DIERSCHKE (2000), GAWLICK & FRISCH (2003).

65

**Jura – Klastische Fazies i. Allg. (z. B. Schwarzenbergklamm-Brekzie; Unkener Mulde)**  
*Kalkbrekzie, Großschollen, z. T. kieselige Matrix*

Diese allgemeine Charakterisierung musste vor allem in jenen Gebieten angewandt werden, wo entweder zur stratigraphischen Identifizierung der Komponenten oder zur genaueren zeitlichen Einstufung der Brekzienmatrix zum Zeitpunkt der Kartenerstellung keine Informationen vorlagen und daher eine Zuordnung zu definierten Formationen

nicht möglich war. Der rasche Fortschritt entsprechender Untersuchungen erbrachte aber gerade in den letzten Jahren zahlreiche Zusatzinformationen. Hier kann nur beispielhaft auf einige Arbeiten (und die dort angeführte Literatur) hingewiesen werden: GAWLICK (2004, 2007), GAWLICK et al. (2007), MISSONI et al. (2001), ORTNER et al. (2008).

64

**Jura – Beckenfazies i. Allg.**  
**Hettangium–Kimmeridgium**  
*Kalkstein, Mergelstein, Kieselgestein*

Aufgrund der Heterogenität des verfügbaren Kartenmaterials und dessen Kenntnisstandes einerseits und der maßstabbedingten Notwendigkeit zur Generalisierung andererseits, musste in manchen Gebieten auf eine Untergliederung in definierte Formationen verzichtet werden. Entsprechend variabel kann der lithologische Inhalt der solcherart dargestellten Flächen sein. Hier muss auf die

jeweiligen großmaßstäblichen Detailkarten verwiesen werden – Kartenverteiler siehe Beilagen.

Im Umfeld von Hallstätter Gesteinen dürfte die nicht näher differenzierte Jura-Beckenfazies teils der Strubberg- oder Tauglboden-Formation, teils der Ruhpolding-Formation angehören (GAWLICK et al., 2003, 2007; WEGERER et al., 1999).

63

**Plassenkalk, Tressensteinkalk**  
**Oberes Kimmeridgium–Berriasium**  
*Riffkalkstein, Feinschuttkalkstein, hell*

Der Plassenkalk ist ein rein weißer, gelegentlich auch blass gelblicher oder bräunlicher, massiger Kalkstein. Obwohl in der Literatur häufig als Riffkalk bezeichnet, bilden die eigentlichen Riff-Partien nur kleine Fleckenriffe innerhalb einer Flachwasserplattform (FENNINGER & HOLZER, 1972). Die jüngste Bearbeitung der Typlokalität am Plassen bei Hallstatt bestätigt und erweitert dieses Modell und gibt einen Einblick in die zeitliche und fazielle Entwicklung der oberjurassischen Flachwasserkalke (SCHLAGINTWEIT et al., 2003; GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006).

Der Tressensteinkalk ist ein massiger bis dickbankiger, hell grauer bis bräunlicher, feinkbankiger Kalk, dessen

Komponenten aus den Flachwasserbereichen des Plassenkalks herzuleiten sind. Er wird daher als Schuttkalk an den Flanken der Plassen-Karbonatplattformen aufgefasst, der in größerer Meerestiefe in die Turbidite des Barmsteinkalkes übergeht (FENNINGER & HOLZER, 1972; SCHLAGINTWEIT & EBLI, 1999). Neue Untersuchungen durch GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2008, 2009 in Druck) lehnen allerdings eine Entstehung als Plattform-Hangsediment ab, da an der Typlokalität zwischen den Detritusschüttungen Beckensedimente (Oberalm-Formation) gefunden wurden, der Tressensteinkalk also mit Barmsteinkalk ident sei.

62

**Oberalm-Formation**  
**Oberes Kimmeridgium–Berriasium**  
*Kalkstein, grau, bankig, mit dunklen Hornsteinen*

Diese grauen bis hellbräunlichen, ebenflächig 5–30 cm gebankten Kalke stellen das Sediment des tieferen Meeres zwischen den Plassenkalk-Plattformen dar. Gelegentlich reichen feinklastische, turbiditische Schuttlagen von den Plattformrändern (Tressensteinkalk) bis in das Becken. Diese Schüttungen können insbesondere um Hallein und im südlichen Osterhorngebiet Mächtigkeiten bis in den Meterbereich aufweisen und sind dann in großmaßstäblichen Karten als Barmsteinkalk eigens ausgeschieden (PLÖCHINGER, 1982, 1990).

Im Grenzbereich zu unterlagernden Gesteinen sind gelegentlich Konglomerate ausgebildet, die dort den transgressiven Kontakt der Oberalm-Formation zu einem deutlich älteren Untergrund unterstreichen – z.B. nördlich des Hohen Göll.

Kalkschaliges pflanzliches Nannoplankton erreicht im oberen Jura erstmals gesteinsbildende Quantität. Dunkler Hornstein in Knollen oder Lagen tritt horizontweise gehäuft auf. Nähere Details finden sich bei FENNINGER & HOLZER (1972), STEIGER (1981) und DORNER et al. (2009).

61

**Ammergau-Formation (= Aptychenkalk)**  
**Kimmeridgium–Valanginium**  
*Mergelkalkstein, hell, dünnbankig*

Fernab der oberjurassischen Seichtwasserplattformen und in deutlich größerer Wassertiefe als die Oberalm-Formation wurden die dünnschichtigen, sehr feinkörnigen Mergelkalke der Ammergau-Formation gebildet. Die Bildung erfolgte in Wassertiefen unterhalb der Aragonit-Lösungstiefe, weshalb aragonitische Ammonitenschalen kaum erhalten sind. Ihre kalzitischen Kieferelemente (Aptychen) treten hingegen häufig auf und gaben Anlass für die

frühere Bezeichnung „Aptychenkalk“. Farblich dominieren hell gelblichgraue und grünliche Varianten. An der Basis können auch buntere Farben auftreten. An der Kalkbildung ist zunehmend pflanzliches Nannoplankton beteiligt. Der Kieselsäuregehalt kann in Hornsteinknollen oder Schlieren konzentriert sein. Weitere Details finden sich bei TOLLMANN (1976 a: 351 ff.).

60

**Schrambach-Formation**  
**Valanginium–Aptium**  
*Mergelkalkstein, hellgrau, gefleckt, Mergelstein*

Die Schrambach-Formation entwickelt sich durch deutliche Zunahme des Mergelgehaltes aus der Ammergau-Formation bzw. aus der Oberalm-Formation, weshalb sie in älteren Darstellungen oft als „Neokom-Aptychenschichten“ bezeichnet wurde.

Die lithologische Bandbreite umfasst gut geschichtete, plattige, helle, oft grau gefleckte, Hornstein führende Mergelkalke bis Kalkmergel, weiche Mergellagen sind selten (RASSER et al., 2003).

In den bajuvarischen Decken können sie im Hangendabschnitt bereits erste Sandsteinlagen beinhalten. Im Oster-

horn-Gebiet kennzeichnen hingegen rote und grüne Varianten („Anzenbachschichten“) den Übergangsbereich zu der Rossfeld-Formation (PLÖCHINGER, 1990).

Die Schrambach-Formation weist nicht überall den gleichen Altersumfang auf. Wo sie von der Rossfeld-Formation überlagert wird, endet sie bereits im Valanginium. Anderorts kann sie bis in das oberste Aptium emporreichen, wo sie von den Tonmergelserien der Tannheim-Formation abgelöst wird.

59

**Roßfeld-Formation**  
**Hauterivium–Barremium**  
*Kalkmergelstein, sandig, dunkel, Sandstein, im oberen Teil Konglomerat und Feinbrekzie*

In der Typregion des Roßfeldes südlich Hallein folgen über der Schrambach-Formation zuerst graue Mergel mit Sandsteinlagen, dann eine turbiditische Abfolge gebankter, dunkelgrauer, harter Sandsteine, mächtige Kieselkalke und schließlich eine grobklastische Sandstein/Brekzienabfolge mit Einschaltungen von dünnbankigen turbiditischen Sandsteinen. Darüber liegen dann Großschollen von Gesteinen aus dem Hallstätter Faziesraum (FAUPL & TOLLMANN, 1979; DECKER et al., 1987; PLÖCHINGER, 1990). Diese klastische Entwicklung spiegelt den Beginn der kretazischen Deckenbildung innerhalb der Kalkalpen und deren Ablösung vom kristallinen Grundgebirge wider (DECKER et al., 1987; FAUPL & WAGREICH, 1992). Die Sandsteinschüt-

tungen erfolgten im Wesentlichen aus dem Süden der Kalkalpen, aus einem Liefergebiet mit metamorphen und ultrabasischen Gesteinen, wie anhand der Schwermineralspektren mit Hornblende, Chromspinell, Granat und Zirkon gezeigt werden kann (FAUPL & POBER, 1991; FAUPL & WAGREICH, 1992).

Im Zuge der tektonischen Bewegungen kam es auch zu einer erneuten Mobilisierung von Großgleitschollen des Hallstätter- und des Dachstein-Faziesraumes, die heute auf den Roßfeldschichten auflagern, wie die Berchtesgadener Decke und begleitende Schollen oder auch die Dachstein-Decke (MANDL, 2000: Fig. 8).

**Sedimentgesteine des Cenomanium i. Allg. und Losenstein-, Tannheim-, Branderfleck-Formation Albium–Turonium**  
*Tonmergelstein, Sandstein, Konglomerat*

Parallel zu der von Süd gegen Nord wandernden Deckenstapelung verlagerten sich im Laufe der Unterkreide auch die Sedimentbecken nordwärts, in den Bereich des späteren Bajuvarischen Deckensystems. Die Sedimente beinhalten entsprechend ihrem Schwermineralspektrum Detritus aus einem Liefergebiet mit metamorphen und ophiolithischen Gesteinen im Norden der Kalkalpen („Ruminischer Rücken“ = Akkretionskeil an der Stirn der Ostalpinen Platte über der penninischen Subduktionsfront). Weitere Details finden sich bei FAUPL & WAGREICH (1992) und WAGREICH (2001).

Die **Tannheim-Formation** wird von dunkelgrauen, gelegentlich auch grünlichen und roten Tonmergeln und Kalkmergeln aufgebaut (ZACHER, 1966). Stark biogen durchwühlte Fleckenmergel können solchen der Allgäu-Formation recht ähnlich sehen. Schwarze Kalkschiefer mit hohem Gehalt an organischem Kohlenstoff können während des tieferen Albium auftreten und korrelieren mit einer weltweiten Phase der Sauerstoffarmut am Boden der kreidezeitlichen Meere (WAGREICH & SACHSENHOFER, 1999).

Mit der **Losenstein-Formation** setzte erneut grobklastische Sedimentation ein. Sie entwickelt sich durch zuneh-

menden Sandgehalt aus der Tannheim-Formation und besteht aus grauen, siltigen bis sandigen Tonmergeln, turbiditischen Sandsteinen und Tiefwasserkonglomeraten mit Flyschcharakter. Synsedimentäre Rutschstrukturen, grobklastische Rinnenfüllungen und Schuttströme belegen die Ablagerung auf einem Tiefwasserhang (WAGREICH, 2001). Mit der Losenstein-Formation endete die Sedimentation im Bereich der künftigen Allgäu-Decke (Bajuvarikum).

Im Bereich der Kalkalpinen Randschuppen setzte sich die grobklastische Sedimentation fort und bezog auch neue, südlichere Ablagerungsräume (Lechtal-Decke; Bajuvarikum) mit ein. Die **Branderfleck-Formation** beinhaltet in ihrem älteren Abschnitt Mergel, Kalksandsteine und Brekzien mit kalkalpinem Lokalschutt. Der jüngere Anteil weist, ähnlich der Losenstein-Formation, erneut kristallinen (auch ophiolithischen) Detritus aus dem Norden auf und zeigt Sedimentstrukturen von Turbiditen (GAUPE, 1982). Die zeitliche Reichweite überlappt etwas mit der weiter südlich auf dem Deckenstapel einsetzenden Ablagerung der Gosau-Gruppe (FAUPL & POBER, 1991: Abb. 1).

### Gosau-Gruppe (57–54)

Die Sedimentgesteine der Gosau-Gruppe repräsentieren einen eigenen Sedimentationszyklus. Dieser folgt auf die großtektonische Umgestaltung des gesamten ostalpinen Ablagerungsraumes während der Unterkreide und überdeckt transgressiv den dabei entstandenen Deckenbau nach einer längeren Erosionsphase. Ein kreidezeitlicher Vorläufer der heutigen Alpen ragte erstmals als Berglandschaft aus dem Meer. Lokal erhaltene, geringmächtige Karstbauite sind in den Kalkalpen Zeugen intensiver tropischer bis subtropischer Verwitterung während einer derartigen Auftauchphase. Erneute Bruchtektonik führte dann zur Einsenkung anfangs relativ kleiner Sedimentbecken, die aber im Laufe der Zeit Verbindung zueinander und beginnend ab dem mittleren Turonium schließlich auch wieder Verbindung zum offenen Meer fanden.

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.

Einen Überblick zur Sedimentabfolge und geodynamischen Entwicklung geben FAUPL, POBER & WAGREICH (1984), WAGREICH & FAUPL (1994) und FAUPL & WAGREICH (1996).

### Untere Gosau-Subgruppe

Entsprechend dem kleinräumig wechselnden Relief, dem unterschiedlichen Sedimentangebot und dem zeitlich unterschiedlichen Vordringen mariner Ablagerungsbedingungen umfasst die Untere Gosau-Subgruppe genetisch recht unterschiedliche Gesteine, beginnend in terrestrisch fluviatilem Bildungsmilieu bis hin zu marinen Schelfsedimenten.

**Kreuzgraben-Formation und Äquivalente Turonium–Santonium**  
*Konglomerat, Brekzie, häufig rot*

Dieses, oft auch als Basisbildung oder Basiskonglomerat bezeichnete, grobklastische Gestein setzt sich aus meist rot gefärbten Konglomeraten mit untergeordneten Sandstein- und Tonsteinlagen zusammen. Es handelt sich dabei um murenartige Schuttströme, Schwemmfächer- und Wildbachablagerungen. Brekzien stellen ehemalige Schuttkegel und In-situ-Verwitterungsschutt dar. Seltene und nur

kleinräumig auftretende Süßwassermollusken, Pflanzenfossilien und Kohlebildung (z. B. Neualm bei Russbach) lassen auf die einstige Existenz von Sümpfen und kleinen Tümpeln schließen.

Die Gerölle sind praktisch ausschließlich kalkalpiner Herkunft, sogenannte „Exotika“ fehlen. Weitere Details finden sich bei WAGREICH (1988, 1998).

**Untersberger Marmor und Äquivalente Conacium–Santonium**  
*Brekzienkalkstein, fein- bis mittelkörnig*

Bei Fürstenbrunn am Nordhang des Untersberges befindet sich die namensgebende Typlokalität dieses Gesteins (UHLIR, 2006), das schon seit der Römerzeit als Bau- und

Dekorstein Verwendung findet und in zahlreichen Sakral- und Profanbauten der Stadt Salzburg zu sehen ist. Weitere Vorkommen existieren im Lattengebirge (Riesch, 1993)

und knapp außerhalb der Landesgrenze östlich von Gosau (PLÖCHINGER, 1982).

Genetisch ist das Gestein als feinkörnige Brandungsbrekzie zu bezeichnen. Im kreidezeitlichen Küstenbereich wurde der dort anstehende Dachsteinkalk, Plassenkalk und untergeordnet auch roter Jurakalk erodiert und zusammen mit bauxitischen Böden vom Festland als Kies- und Sandfraktion in ruhigerem Wasser wieder abgelagert. Ver-

schiedene Meeresorganismen (Hippuriten und andere Muscheln, Schnecken, Korallen) steuerten ihre kalkigen Schalen in untergeordneter Menge zum Sediment bei. Die Komponenten sind durch Kalzit zu einem sehr dichten, verwitterungsbeständigen Gestein zementiert. Die Farbvarietäten reichen von hellbeige über rötlich zu seltener gelblichen Farben. Über die Verwendung als Dekorgestein berichten KIESLINGER (1964) und UHLIR (2006).

55

### Mergel- und Sandstein-Folgen der Flachwassergosau (z. B. Grabenbach-Formation) Oberes Turonium – Campanium *Mergelstein, Tonstein, Sandstein, örtlich Rudisten-Kalkstein*

Unter dieser Signatur wurde eine ganze Reihe von Formationen zusammengefasst, deren mariner Ablagerungsbereich von Flussdeltas und Stränden über küstennahes Seichtwasser bis zum tieferen Schelf reichte (WAGREICH, 1988, 1998).

Sedimenteintrag vom Festland, Umverteilung durch Meeresströmungen und wechselnde Wassertiefen verursachten eine räumlich und zeitlich recht wechselhafte Abfolge von klastischen Sedimenten unterschiedlicher Korngrößen und Sedimentstrukturen. Neben dem karbonatischen Detritus erscheinen zunehmend Quarz und Glimmer als Komponenten der Sandsteine. Während des jüngeren Santonium weist Chromspinell in den Schwermet-

neralspektren auf ein ophiolithisches Liefergebiet im Süden hin.

Biogene Karbonate trugen nur in geringem Ausmaß zur Sedimentbildung bei. Sie gehen im Wesentlichen auf kleine, lokale Riffe zurück, die hauptsächlich von Bechermuscheln (Rudisten) und nur untergeordnet von Korallen aufgebaut wurden. Örtlich treten Massenvorkommen der dickschaligen *Trochactaeon*-Schnecken in Erscheinung (KOLLMANN, 1982). Generell weist der marine Anteil der Unteren Gosau-Subgruppe sehr fossilreiche Abschnitte auf, die auch wesentlich zu den Alterseinstufungen beitragen (PLÖCHINGER, 1982; HÖFLING, 1985; SUMMESBERGER & KENNEDY, 1996; MOOSLEITNER, 2004).

## Obere Gosau-Subgruppe

Mit der generellen Eintiefung des Ablagerungsraumes erfolgt auch ein Übergang zu relativ einförmigen Tiefwasserablagerungen, die meist aus turbiditischen Abfolgen bestehen. Diese entstanden aus terrigenen Sedimentanhäufungen am Schelfrand, die immer wieder instabil wurden und als Schlammlawinen und Trübestrome in die Tiefe gelangten, wo sie zyklisch geschichtete Ablagerungen bildeten. Genetisch vergleichbare Sedimentgesteine sind auch für die benachbarte Rhenodanubische Flyschzone kennzeichnend.

54

### Tiefwasserablagerungen der Zwieselalm-, Nierental- und Ressen-Formation; Paläogen von Bad Reichenhall Campanium–Priabonium *Mergelstein, bunt, turbiditischer Sandstein, Konglomerat, Brekzie, örtlich (Riff-)Kalkstein*

Durch die rasche Absenkung im frühen Campanium gelangte der Meeresboden in Tiefen von 1.000 bis 1.500 Metern. Die fossilreichen Schelfmergel wurden durch Tiefseemergel abgelöst, deren Kalkgehalt vor allem auf die mikroskopisch kleinen Gehäuse von Foraminiferen und von Nannoplankton zurückzuführen ist. Beide Fossilgruppen sind wesentlich für die Altersbestimmung der Sedimente.

Die **Ressen-Formation** ist durch dicke gradierte Sandsteinbänke gekennzeichnet, die durch dünne tonige Lagen getrennt werden. Ihre sehr spezielle petrographische Zusammensetzung aus kaum gerundeten Körnern von Quarz, Feldspat und Kalkmarmor, in größeren Lagen auch aus Gesteinsbruchstücken von Granitoiden, Graphit-Serizit- bzw. Chloritoid-Schiefern und Serpentiniten bedingt ihre besondere Eignung für Schleifsteine, die bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts in Gosau von wirtschaftlicher Bedeutung waren (PLÖCHINGER, 1982; ŠVÁBENICKÁ et al., 2003; BAUER, 2007).

Die **Nierental-Formation** besteht überwiegend aus roten und hellgrauen Tiefseemergeln mit vereinzelt zwischengeschalteten Sandsteinbänken (Krenmayr, 1999). Während im Becken von Gosau die Nierental-Formation bereits in der Oberkreide von der gröberklastischen Zwieselalm-Formation abgelöst wird, reicht sie nördlich des Untersberges bis in das frühe Eozän. Sie enthält dort eine Reihe dünner Bentonitlagen, die auf zersetzte vulkanische Aschelagen zurückgeführt werden. Ihre Untersuchung legt nahe, dass

sie einem explosiven Vulkanismus im Nordatlantik entstammen, der beim plattentektonischen Auseinanderbrechen der Europäischen Platte und Grönland aktiv war (EGGER et al., 2005).

Die **Zwieselalm-Formation** ist erneut durch gröbere Sedimentation gekennzeichnet. Den gradierten Sandsteinen und Mergellagen sind auch Brekzienbänke eingelagert. Die Komponenten beinhalten neben kalkalpinem Material auch einen höheren Anteil an Gesteinsfragmenten von metamorphen Gesteinen in Grünschiefer- und Amphibolit-Fazies. Diese Metamorphose erfolgte frühalpidisch (= späte Unterkreide).

Kalkiger organischer Detritus stammt von heute nicht mehr erhaltenen Flachwasserarealen südlich der Kalkalpen und enthält Reste von Rotalgen, Bryozoen, Korallen und Großforaminiferen (FAUPL et al., 1987; SCHLAGINTWEIT et al., 2003).

Innerhalb der Tiefwassergosau sind auch an einigen Stellen (z. B. Elendgraben/Gosau) Spuren jener globalen Umweltkatastrophe zu finden, die das Ende der Kreidezeit markiert. Anreicherung „kosmischer“ Elemente wie Iridium und „geschockte“ Quarzkristalle in einer dünnen Lage in Sedimentgesteinen dieser Zeit weisen auf den Einschlag eines großen Asteroiden auf der Erdoberfläche hin (PREISINGER et al., 1986). Dieses Ereignis wird allgemein als Auslöser eines weltweiten Massensterbens bei vielen Lebensformen (Dinosaurier, Ammoniten, Rudisten u.v.a.m.) angesehen.

In der Beckenlandschaft von Bad Reichenhall werden große Teile der als Obere Gosau-Subgruppe dargestellten Flächen von Sedimentgesteinen des Eozäns eingenommen. Dieses so genannte „Paläogen von Bad Reichenhall“ transgrediert nach größerer Schichtlücke im Raum Hallthurm im oberen Miozän auf bunte Mergel der Nierental-Formation des mittleren Paleozäns. Es bildet daher einen eigenständigen Sedimentationszyklus, der genau

genommen nicht mehr der Gosau-Gruppe im engeren Sinn angehört. Die anfängliche Flachwasserfazies mit Konglomerat, Sandstein, Riff- und Riffschuttkalk (Korallen, Lithothamnien) wird von einer sandig-mergeligen Fazies des tieferen Wassers überlagert. Letztere reicht nach Mikrofossilien in das untere Obereozän empor. Details und weitere Literatur finden sich bei RISCH (1993).

53

**Oberaudorf-Formation, marin bis limnisch-fluviatil  
Priabonium  
Mergelstein, Sandstein, Konglomerat**

Die Oberaudorf-Formation kann nicht mehr dem Sedimentationszyklus der Gosau-Gruppe zugeordnet werden. Sie wird eher als Vorläufer der im untersten Oligozän einsetzenden Transgression des Inntal-Tertiärs aufgefasst, bei der das Molassemeer von Norden her in die entstehenden Alpen nochmals kurzfristig eindrang.

Die klastische Abfolge transgrediert im tieferen Obereozän (Unteres Priabonium) mit einem marinen Basiskonglo-

merat auf kalkalpinen Untergrund und besteht in der Hauptmasse aus einer Wechselfolge von Konglomeraten und kalkig/mergelig gebundenen Sandsteinen. Fossilien belegen einen mehrfachen Wechsel zwischen limnisch/fluviatilen (Landschnecken, Süßwasseralfgen) und marinem Ablagerungsmilieu (Echiniden, Nummuliten). Weitere Details finden sich bei HAGN (1985).

## 4.5. Periadriatische Intrusivgesteine

M. LINNER

Entlang vom Periadriatischen Störungssystem als hervorragende tektonische Grenze zwischen Ostalpin und Südalpin ist eine Reihe alpidischer Plutone und Gänge intrudiert. Die Bildung dieser vorwiegend kalkalpinen Magmensuite steht in Zusammenhang mit dem Ende der penninischen Subduktion. Infolge der Kollision zwischen Ostalpin und Subpenninikum riss die ozeanische Lithosphäre des Penninikums von der kontinentalen Lithosphäre des Subpenninikums ab („slab breakoff“ [von BLANKENBURG & DAVIES, 1996]) und löste signifikante Schmelzbildung im lithosphärischen Mantel und in der Unterkruste aus. Diese Mischung und weitere Assimilation von Krustenmaterial im Zuge der Intrusion spiegelt sich in der großen Reichweite der Isotopensignaturen der Intrusivgesteine (von BLANKENBURG et al., 1998).

Südlich vom Tauernfenster haben die oligozänen Intrusionen die ostalpinen Deckensysteme durchschlagen. Dabei hat um 30 Ma der Rieserferner-Pluton unter Ausbildung eines Kontakthofes und interferierend mit der duktilen, sinistralen Deformation im Deferegggen-Antholz-Vals-Störungssystem (MANCKTELOW et al., 2001) Platz genommen. Spröde deformiert wurden die alpidischen Intrusivgesteine schließlich von dextralen Störungen, die zusammenlaufend im periadriatischen Störungssystem den Hauptteil der lateralen miozänen Extrusion der Ostalpen aufgenommen haben.

52

**Rieserferner Pluton; Periadriatische Ganggesteine  
Granodiorit, Tonalit, untergeordnet Granit und Diorit**

Der in W-E-Richtung gestreckte Rieserferner-Pluton ist eine vorwiegend tonalitische bis granodioritische Intrusion (BELLIENI et al., 1981). In der Rieserfernergruppe erscheint der zentrale Pluton durch einen größeren Dachbereich zweigeteilt und im Defereggental läuft er als Lamelle aus. Die Kontakte zum umgebenden Petzeck-Rotenkogel-Komplex sind wie im zentralen Dachbereich konkordant oder wie im Defereggental und am nördlichen Kontakt im Taufere Ahrntal durch Mylonite und Störungen gekennzeichnet.

Die räumliche Verteilung der Lithologien lässt eine normale Zonierung dieser komplexen Intrusion erkennen (STEENKEN et al., 2002). Grobkörnige Tonalite bis Granite sind im westlichen und nördlichen Randbereich abgeschlossen, führen Biotit, Amphibol und cm-großen magmatischen Granat. Den Hauptteil des Körpers nehmen körnige bis feinkörnige, biotitdominierte Granodiorite bis Granite mit typisch schlieriger Textur sowie leukokrate Granodiorite mit örtlichen Kalifeldspat-Einsprenglingen ein. Quarzdi-

orite mit höherem Modalgehalt an Biotit und Amphibol sowie auch etwas Granat sind auf schmale Randbereiche im Defereggental beschränkt. Während dioritische Schollen im gesamten Pluton anzutreffen sind, finden sich Xenolithe aus Paragestein nur am Nordrand des zentralen Körpers. Hinzu kommen noch die spätmagmatische aplitische und pegmatitische Durchaderung und vereinzelte Lamprophyre, die auch das Nebengestein durchschlagen.

Abgesehen von Tonalitgängen im Dachbereich sind südlich vom Rieserferner-Pluton helle Tonalitporphyrite, die nicht unmittelbar mit dem Pluton in Verbindung stehen, verbreitet. Im Iseltal und in der östlichen Schobergruppe finden sich weitere gangförmige Tonalitkörper. Gänge mit größerer Mächtigkeit sind weniger porphyrisch und zeichnen sich durch Granatführung aus.

Ein oligozänes Alter der Intrusion belegen eine Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone ( $31 \pm 3$  Ma [BORSI et al., 1978a], neu berechnet von MÜLLER et al. [2000]) und U-Pb-Alter an

Allanit (32 Ma [ROMER & SIEGSMUND, 2003]). Die Glimmeralter (29 bis 26 Ma [BORSI et al., 1978a]) zeigen die unmittelbar anschließende Abkühlung des Plutons. Die Granat führenden Tonalite im Iseltal weisen vergleichbare Rb-Sr-Biotitalter (30 Ma [LINNEN, unpublizierte Daten]) auf. Anzumerken bleibt noch die Kontaktmetamorphose der umgebenden Paragesteine zu Hornfelsen. Der maximal

1,5 km breite Kontakthof zeigt eine prograde Zonierung, die von Chlorit und Biotit über Staurolith und Andalusit bis zu Sillimanit direkt am Kontakt führt. Für die Sillimanitzone ergeben sich Bedingungen von 600–620°C und 0,25–0,375 GPa (CESARE, 1994, 1999), die einer Intrusionstiefe von etwa 12 km entsprechen.

## 4.6. Alpidische Molasse

Ch. RUPP, G.W. MANDL, E. HEJL (Inneralpine Molasse)  
Ch. RUPP (Vorlandmolasse)

Die alpidische Molasse ist der hierarchische Ordnungsbegriff, der die Inneralpine Molasse und die Vorlandmolasse umfasst.

### 4.6.1. Inneralpine Molasse

Mit der Heraushebung der Alpen aus dem Tethysmeer begann im auslaufenden Eozän auch sofort der Prozess der Abtragung der nun über den Meeresspiegel ragenden Gesteine. Diese neu entstandenen Sedimente wurden nicht nur in das den Alpen vorgelagerte Molassebecken eingetragen, sie wurden auch innerhalb des Alpenkörpers in neu entstandenen, intramontanen Becken akkumuliert.

Diese bald Teile der Alpen bedeckende Sedimenthülle fiel im Laufe des Neogens wieder großteils der Erosion anheim, entlang von großen Störungssystemen (z. B.: Inntal-Scherzone, SEMP-Linie) blieben jedoch Reste dieser Beckenfüllungen bis heute erhalten (TOLLMANN, 1986). Manche dieser inneralpinen Becken, wie das Tamsweger Becken, waren ohne direkte Verbindung zum marinen Bereich der Paratethys und wurden ausschließlich unter limnisch-fluviatilen Bedingungen aufgefüllt (HEINRICH, 1977). Andere inneralpine Becken, wie jenes des Unterinntalertiärs, waren zumindest zeitweise Teil des marinen Ablagerungsraumes der Paratethys, sodass eine direkte Korrelation der Sedimente dieser Becken mit denen der Vorlandmolasse möglich ist (ORTNER & STINGL, 2001).

#### 4.6.1.1. Tertiäre Schotterfluren auf den Nördlichen Kalkalpen

51	<p><b>Augensteine, fluviatil</b> <b>Oligozän</b> <i>Kies, sandig, z. T. Steine</i></p>
----	--

Östlich des Inntales sind neben ersten Vorkommen im Kaisergebirge vor allem auf den verkarsteten Dachsteinkalk-Hochflächen der Leoganger Steinberge, des Hochkönigs, des Tennengebirges und des Dachsteinmassivs Relikte einer terrestrisch-fluviatilen Sedimenthülle zu finden, welche die mittleren und östlichen Kalkalpen während des Oligozäns überdeckte. Die Zentralalpen ragten bereits als Hügelland empor und waren der Erosion ausgesetzt. Ein erstes Flussnetz entstand und transportierte den Verwitterungsschutt auf das Tiefland der künftigen Kalkalpen und darüber hinweg nach Norden in das Molassemeer (☛Tafel 2A). Bei der überwiegenden Zahl der Vorkommen handelt es sich um einzelne Gerölle, die lose oder eingebettet in rotbraune Böden dem Dachsteinkalk aufliegen oder mehrfach umgelagert in das Karstrelief bis auf Höhlenniveau eingespült wurden. Nur wenige Vorkommen zeigen das ursprüngliche Sedimentgestein – Konglomerate und Sandsteine – im transgressiven Verband zum unterlagernden Kalkstein. Ein derartiges Vorkommen am Dachstein („Aug'nstoandlgrueb“ auf der Alpenvereinskarte, Ausgabe 2000) wurde als Typlokalität der Augenstein-Formation beschrieben (Frisch et al., 2002).

Die Gerölle besitzen meist Durchmesser von wenigen Zentimetern und stammen fast ausschließlich aus schwach metamorphen Liefergebieten im Süden der Kalkalpen. Vergleichbare Lithologien finden sich heute noch in paläozoi-

schen Schichtfolgen der Grauwackenzone oder der Gurktaler Decke sowie in der siliziklastischen (lokal auch vulkanitischen) Basis der permomesozoischen Schichtfolge der Kalkalpen und deren schwach metamorphen Äquivalente in den Zentralalpen. Vorherrschend sind polykristalline Quarzgerölle, die auf Mobilisate in phyllitischen Gesteinen zurückgehen. Weitere Geröll-Lithologien sind graue und bunte Quarzite, Lydite, dunkle Sandsteine und Konglomerate, Porphyroide, Grüngesteine und selten Karbonate. An der Typlokalität liegen kleine Gerölle in stark verfestigten, schlecht sortierten Sandsteinen. An Sedimentstrukturen sind kleinräumige Rinnenfüllungen, Gradierung und Schrägschichtung erkennbar; Geröllimbrikationen und nordwärts einfallende Deltaschichtung belegen einen fluviatilen Transport von Süden nach Norden.

Die generelle geologische Situation sowie Zirkon-Spaltspurendatierungen weisen auf ein unteroligozänes Alter der basalen Anteile hin. Apatit-Spaltspurendaten lassen lokale Mächtigkeiten des ursprünglichen Gesamtsedimentstapels von deutlich über 1 km erwarten. Mit Einsetzen der großen, frühmiozänen Seitenverschiebungen kam es zu einer Umgestaltung dieses ersten alpinen Reliefs und der Ausbildung eines neuen Entwässerungsnetzes. Die Augenstein-Sedimente wurden weitgehend erodiert und in die marine Vorlandmolasse umgelagert. Für Details und weitere Literatur siehe FRISCH et al. (2001, 2002).

#### 4.6.1.2. Unterinntalertiär

50

##### **Paisslberg-Formation und Unterangerberg-Formation** (inkl. Schichten von Reith im Winkl), marin **Rupelium** *Mergelstein und turbiditischer Sandstein*

Die Sedimente der **Häring-Formation** (Lengerergraben-Subformation: strukturlöse Konglomerate und Brekzien, geschichtete und gradierte Konglomerate sowie Kalksandsteine und Kalkmergel; fluviatile Sedimente bis flachmarine Deltaablagerungen und Bergpeterl-Subformation: Kohle und bituminöse Mergel; paralische Sumpfablagerungen [ORTNER & STINGL, 2001]) wurden auf Grund ihrer vergleichsweise geringen Mächtigkeiten und ihrer beschränkten Verbreitung in der Kartenlegende nicht separat ausgedacht und hier inkludiert.

Die **Paisslberg-Formation** („Zementmergelserie“) besteht aus dunkelgrauen bis grünlichen Mergeln und mergeligen Kalksteinen mit einer teils reichen Fossilführung (Nannoplankton, Kalkalgen, Foraminiferen, Mollusken etc.). Die Entwicklung der einzelnen Fossilgruppen lässt auf eine schnelle Absenkung während der Sedimentation dieser Formation schließen (LÖFFLER & NEBELSICK, 2001; SCHERBACHER et al., 2001). In die Paisslberg-Formation eingeschaltet sind die Kalksteine der Werlberg-Subformation („Lithothamnienkalkbrekzie“). Sie stellen sowohl autochthone, flachmarine Sedimente als auch allochthone,

in das Becken verfrachtete Schuttströme mit Kalkalgen, Korallen, Bryozoen etc. dar (ORTNER & STINGL, 2001).

Die marine **Unterangerberg-Formation** wird von einer Wechsellagerung von Sandsteinen, Mergeln (bis Mergelsteinen) und untergeordnet vertretenen, feinkörnigen Konglomeraten aufgebaut. Gradierung und Sohlmarken weisen diese Sedimente als Turbidite aus, die sich aus der Paisslberg-Formation entwickeln und das Vorrücken eines submarinen Fächers anzeigen. Sie sind reich an Glaukonit und Pflanzenhäcksel, das Schwermineralspektrum wird von Granat und Staurolith dominiert. Eine Vergrößerung gegen das Hangendste hin, wie auch der Fossilinhalt dieser Sedimente, weisen auf ein Verflachen des Ablagerungsraumes im obersten Abschnitt der Unterangerberg-Formation hin. Diese Regression gipfelt schließlich in der Bildung der grobklastischen Oberangerberg-Formation (ORTNER & STINGL, 2001).

Die **Schichten von Reith im Winkl** entsprechen der Paisslberg-Formation und der Unterangerberg-Formation, die Häring-Formation ist in diesem Raum nicht entwickelt (HAGN, 1981).

49

##### **Oberangerberg-Formation, fluviatil** **Chattium** *Konglomerat*

Die grobklastische Oberangerberg-Formation ist durch korn- bis matrixgestützte Konglomerate und zwischengeschaltete Sande bis Sandsteine charakterisiert. Tonmergel und Silte sind nur untergeordnet vertreten. Pflanzenhäcksel mit Blattabdrücken ist in den feinkörnigen Abschnitten nicht selten anzutreffen, Schalen von Mollusken wie *Polymesoda* sind nur vereinzelt beschrieben, Wirbeltierreste

sind sehr selten (ORTNER & STINGL, 2001). Die Rinnen- und Deltasedimente der Oberangerberg-Formation zeigen einen Wechsel von mariner zu limnofluviatiler Sedimentation im Grenzbereich Rupel/Chatt an und dokumentieren eine Auffüllung des inneralpinen Beckens durch das großdimensionierte, verzweigte Flusssystem des Paläo-Inns im Oberoligozän (BUTTE & KUHLEMANN, 2003).

#### 4.6.1.3. Ennstalertiär und Tertiär von Tamsweg

48

##### **„Miozän“ von Wagrain, Gröbming und Tamsweg, limnisch-fluviatil** *Sandstein, Glimmer führend, Konglomerat und geringmächtige Kohleflöze*

Infolge der frühmiozänen Seitenverschiebungen kam es zur Einsenkung inneralpiner Sedimentbecken, die durch limnisch-fluviatile klastische Sedimente verfüllt wurden (FRISCH et al., 1998).

Entlang des sinistralen Salzach-Ennstal-Mariazzell-Puchberg-Störungssystems sind dies die Tertiärvorkommen von Wagrain (NEUBAUER, 2004), Radstadt sowie bei Gröbming (CORNELIUS, 1944) und am Stoderzinken (TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN, 1963). Weiter im Süden, innerhalb der ostalpinen Kristallinkomplexe, entstand in der westlichen Fortsetzung des Mur-Mürztal-Störungssystems das Becken von Tamsweg (HEINRICH, 1977; ZEILINGER et al., 1999; STRÖBITZER, 1999).

Das Geröllspektrum beinhaltet neben Lithologien ähnlich der Augenstein-Formation (vor allem Gangquarz) zusätzlich auch höher metamorphe Gesteine wie Glimmerschiefer im Tamsweger Becken sowie granatreiche Paragneise, Pegmatitgneise, Orthogneise, Plagioklas-Amphibolite und Serpentinite im Wagreiner Becken. Granat ist auch in den Sandsteinen von Tamsweg das häufigste Schwermineral. Im Liefergebiet hatten tektonische Exhumation und Ero-

sion offenbar zu dieser Zeit bereits höher metamorphes Ostalpin Kristallin freigelegt.

Über einem Basiskonglomerat folgt beispielsweise im Tamsweger Becken eine aus Konglomeraten, gut gebankten, grauen bis braunen Sandsteinen und Schiefertonen bestehende Wechselfolge mit Bankmächtigkeiten im dm- bis m-Bereich sowie gegen hangend eine relativ feinkörnige Abfolge aus dünn-schichtigen, grauen bis ockerbraunen Schiefertonen, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen und geringmächtigen Kohlenflözen.

Pflanzliche Makrofossilien und die Kohle-Flöze treten in allen genannten Vorkommen auf (STEININGER et al., 1989; STRÖBITZER, 1999). Der Inkohlungsgrad nimmt von Westen nach Osten, von Steinkohle (Tamsweg, Wagrain West) zu Glanzbraunkohle (Wagrain Ost, Stoderzinken) deutlich ab (SACHSENHOFER, 1989).

Die genetische Verknüpfung der Beckenbildung mit der frühmiozänen Tektonik sowie die Pflanzenfunde und palynologischen Daten sprechen für eine Alterseinstufung in das Karpatium (FRISCH et al., 1998, 2001, 2002 und STEININGER et al., 1989).

## 4.6.2. Vorlandmolasse (autochthon und allochthon)

Die Vorlandmolasse ist ein asymmetrisches Becken zwischen dem europäischen Vorland (Böhmische Masse und Schwäbische Alp) im Norden und den Alpen im Süden. Sie entstand ab dem Obereozän während der nordgerichteten Aufschubung der Alpen auf die Europäische Platte. Aufgebaut wird sie vor allem aus Sedimenten des Oligozäns und Miozäns (Tollmann, 1986). Tektonisch können die Sedimente der Molassezone in eine autochthone, allochthone und paraautochthone Molasse unterteilt werden (STEININGER et al., 1986). Die Sedimente der autochthonen Molasse liegen bis heute auf dem kristallinen Untergrund, auf dem sie abgelagert wurden. Die allochthone Molasse ist von ihrem Untergrund abgeschert und davon entfernt worden und die paraautochthone Molasse wurde mit ihrem Untergrund verlagert.

Über dem variszischen Kristallin des praealpidischen Südrandes von Europa (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006), dem ältesten Stockwerk des Molasseuntergrundes, sind neben wenigen, vermutlich paläozoischen Resten vor allem die Sedimente des autochthonen Mesozoikums (Jura, Kreide) anzutreffen (siehe Profilschnitte).

Im Jura beginnt die Schichtfolge mit limnisch-fluviatilen bis flach marinen Sedimenten (Sande, Tone, Kohle) der Grestener Gruppe aus dem mittleren Dogger. Darüber wurden im oberen Dogger die Hornstein führenden Kalke der Höflein-Formation abgelagert. Im oberen Jura verflachte das Jura-Meer und es kam zur Bildung von Riff-Kalken und den lagunären Dolomiten und Kalken der Purbeck-Formation.

In der Unterkreide wurden die jurassischen Sedimente weiträumig erodiert und verkarstet. In diese zerklüftete Oberfläche der Jura-Gesteine eingeschwemmt, blieben die ältesten Gesteine der Oberkreide, die fluviatile, grobsandige Schutzfels-Formation (Cenoman), erhalten. In der Folge stieß noch im Cenoman die marine Oberkreide mit Tonmergeln oder Glaukonitsandsteinen (Regensburg-Formation) nach Norden vor. Im Zeitabschnitt Turon–Campan kamen vor allem Tonmergel und Sandsteine tieferer Meeresbereiche, zum Teil mit einer reichen Mikrofauna (Globotruncanen-Mergel, -Sandsteine) zur Ablagerung.

Im Paläogen zog sich das Tethysmeer nach Süden zurück und weite Bereiche des ehemaligen Kreidemeeres wurden tiefgründig erodiert. Entlang eines Streifens zwischen Hochburg und Aurach wurden die Sedimente von Kreide und Jura bis auf das Kristallin, der Zentralschwelle, abgetragen (WAGNER, 1998; KRÖLL et al., 2006).

Nach der langen Erosionsphase im älteren Paläogen stieß das Meer im Obereozän aus dem Bereich der Tethys wieder nach Norden vor. Während südlich der Zentralschwelle Nummulitensandstein, Discocyclinenmergel etc. in die Sedimente des tiefen Beckens (Globigerinen-Mergel) überleiteten, wurden nördlich der Zentralschwelle küstennahe Lagunensedimente (Cerithien-Schichten, Sandsteinstufe, Lithothamnienkalk) abgelagert (WAGNER, 1998; RASSER et al., 1999). Die tektonische Entwicklung, aber auch der klimatische Wandel an der Wende Eozän/Oligozän (deutliche Abkühlung der Oberflächenwässer der Ozeane, polare Vereisung [ZACHOS et al., 2001]) veränderten die paläogeographische und paläoökologische Situation grundlegend.

Im Unteroligozän (Kiscellium) begann die **eigentliche Entwicklung der Molasse** als ein marines Becken mit der eigenständigen Faunen- und Florenentwicklung der Paratethys (DOHMANN, 1991). Nördlich der Alpenfront war in relativ kurzer Zeit ein tiefes, teilweise isoliertes Becken mit kaltem (borealem) Tiefenwasser und warmem (mediterrane) Oberflächenwasser entstanden. In diesem Becken mit gut stratifizierten Wassermassen bildeten sich bei zunehmend anoxischem Tiefenwasser die Sedimente der Schöneck-Formation („Latdorf-Fischschiefer“), einem der wichtigsten Erdöl-Muttergesteine der salzburgisch-oberösterreichischen Molassezone. Weiter fortschreitende Isolation des Beckens und eine verringerte Salinität des Oberflächenwassers durch verstärkten Süßwassereintrag verursachten Blüten von euryhalinen Nannoplankton-Arten, deren Skelette die Dynow-Formation („Heller Mergelkalk“) zum großen Teil aufbauen (SCHULZ et al., 2004). Die nachfolgende zyklische Verringerung der Süßwasserzufuhr und eine anschließende Normalisierung des Salzgehaltes des Oberflächenwassers (SCHULZ, 2003) sowie ein zunehmender Sedimenteintrag führten im mittleren Kiscellium zur Bildung der Eggerding-Formation („Bändermergel“). Im oberen Kiscellium herrschten wieder normal marine Verhältnisse.

Im westlichen Bayern verlandete der Molassetrog im unteren Egerium (REISER, 1987), östlich davon kam es im Zeitraum oberstes Kiscellium bis Egerium im salzburgisch-oberösterreichischen Raum zur Bildung mehrerer pelitischer, tiefmariner Formationen: der Zupfing-Formation (umfasst Teile des „Rupel-Tonmergels“, des „Älteren Schliers“, der „Puchkirchener Serie“), der Eferding-Formation (Teile des „Rupel-Tonmergels“, des „Älteren Schliers“, der „Puchkirchener Serie“) und der Ebelsberg-Formation (Teile des „Rupel-Tonmergels“, des „Älteren Schliers“, der „Puchkirchener Serie“). Während im nördlichen Teil des Beckens (etwa bis zur Linie Steyr – Burghausen) die feinklastische Sedimentation vorherrschte, entwickelte sich zur selben Zeit im südlichen Teil, vor der aktiven Front des Alpenköpers und der Allochthonen Molasse, die Puchkirchen-Formation („Puchkirchener Serie“ [WAGNER, 1998]). Sie wurde von Rutschmassen, Schuttströmen, Turbiditen, Contouriten etc. gebildet, die vor allem vom aktiven Schelf der Alpenfront in das über tausend Meter tiefe Becken geschüttet wurden. Im tiefen Becken wurde in den letzten Jahren ein Tiefwasserkanal rekonstruiert, der, entlang der Beckenachse mäandrierend, die überschüssigen Sedimentmassen aus dem bayerischen Molassebecken ebenso wie die vom Schelf der Alpenfront aufnahm, über das Becken verteilte und nach Osten abtransportierte (HUBBARD et al., 2005; DE RUIG & HUBBARD, 2006). Die Bildung der Sedimente der Puchkirchen-Formation hielt bis in das unterste Eggenburgium an (RÖGL & RUPP, 1996).

Am nördlichen Molasserand, auf dem Kristallin der Böhmisches Masse, wurden die limnisch-fluviatilen Schluffe und Tone der Pielach-Formation („Pielacher Tegel“; mittleres Kiscellium bis unteres Egerium) sowie die randlich marinen Sande der Linz-Melk-Formation („Linzer Sande“, „Melker Sande“; oberes Kiscellium bis Egerium) gebildet.

Im Eggenburgium kam die Nordaufschiebung des Alpenkörpers auf das europäische Vorland im salzburgisch-oberösterreichischen Raum zum Stillstand. Dadurch nahm die Sedimentzufuhr aus der sich stabilisierenden Alpenfront ab. Trotz eines Meeresspiegelanstiegs und einer damit verbundenen Transgression, welche an der Wende Eggenburgium/Ottangium zur Bildung eines schmalen Meeresarms zwischen dem bayerisch-oberösterreichischen Molassebecken und dem Rhone-Becken führte (BIEG, 2005), wurde ab diesem Zeitpunkt das Molassebecken langsam aufgefüllt und verflachte allmählich. Die turbiditische Sedimentation nahm merklich ab, wenn auch die Lindach-Formation aus dem unteren Eggenburgium noch deutlich turbiditisch entwickelt ist. Die Sedimentzufuhr aus dem sich stabilisierenden südlichen Schelf und aus Bayern (Paläo-Inn) nahm ab. Stattdessen wurde über die auf den Raum nördlich Salzburg beschränkte Lukasedt-Formation, nach ROETZEL et al. (1991) eine distale Ablagerung eines Fan-Deltas, verstärkt Sediment in das Molassebecken eingeschüttet (Hinsch, 2008). Die siltig-feinsandigen Tonmergel mit Sand(stein)lagen der Hall-Formation („Haller Schlier“) sind die charakteristischsten Sedimente des Eggenburgium der salzburgisch-oberösterreichischen Molassezone. Auffällig ist ihre nördliche Verbreitungsgrenze entlang der Linie Oberndorf – St. Martin – Grieskirchen – Enns (BRAUMÜLLER, 1961). Die Sedimente des Eggenburgium nördlich dieser Linie wurden im Ottangium erodiert. Umgelagerte Fossilien aus dieser Stufe finden sich aber in der Plesching-Formation von Plesching und Prambachkirchen („Phosphoritsande“). Sie zeugen noch von den ehemals auf dem Kristallin der Böhmisches Masse vorhandenen Sedimenten des Eggenburgium (STEININGER, 1969).

Im Ottangium, vielleicht schon im obersten Eggenburgium (ABERER, 1958), entwickelten sich nördlich von Salzburg, über der Lukasedt-Formation, die Kiese, Sande und Pelite der Wachtberg-Formation („Sand-Schotter-Gruppe“). Dieses nun deutlich ausgebildete, proximale Fan-Delta der „Ur-Salzach“ schüttete seine Sedimente in das bereits ziemlich flache Becken des Ottang-Meeres, und Gezeitenströmungen verteilten diese im Becken. Im Zuge der Ablagerung der Formationen der Innviertel-Gruppe (RUPP, 2008) verflachte das Ottang-See immer mehr. Im oberen Ottangium zerfiel die Paratethys in mehrere Teilbecken, welche schnell verbrackten (Bildung der Oncophoraschichten) und in Folge aussüßten (PAPP et al., 1973). Ab diesem Zeitpunkt kam es in der salzburgisch-oberösterreichischen Molassezone zu keinen weiteren marinen Ingressionen und es entstanden die limnisch-fluviatilen Formationen der Oberen Süßwassermolasse, beispielsweise die Hausruckviertel-Gruppe (RUPP, 2008) sowie die glazialen und postglazialen Ablagerungen des Plio-Pleistozäns und des Holozäns (PILLER et al., 2004).

47

**Sedimente des Kiscellium (Bayern: Tonmergel-Schichten u. a.), marin**  
*Tonmergel, z. T. gebändert*

Unter dieser Signatur sind verschiedene z. T. gebänderte Tonmergel aus dem unteren Oligozän zusammengefasst, welche abgesehen von den (S Traunstein) in Bayern vorkommenden **Tonmergel-Schichten** nur in den Profilschnitten, nicht aber in der Karte eingezeichnet sind: die „Schönecker Fischechiefer“ oder **Schöneck-Formation** nach WAGNER (1998) sind dunkelbraungraue bis grauschwarze, feingeschichtete Tonmergel, reich an Fischresten (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996). Der „Helle Mer-

gelkalk“ oder **Dynow-Formation** (WAGNER, 1998) besteht aus weißgelblichem, hartem Coccolithenkalk und der „Bändermergel“ bzw. **Eggerding-Formation** (WAGNER, 1998) ist aus dunkelbraungrauen, schwach sandigen Mergeln mit Einschaltungen von geringmächtigen Coccolithenkalklagen aufgebaut. Die **Tonmergel-Schichten** oder „Rupel“-Tonmergel sind dunkel- bis mittelgrau, schluffig bis feinsandig und führen selten Sandeinschaltungen (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996).

46

**Sedimente des Unteren Egerium (Bayern: Chatt-Tonmergel, Cyrenenschichten u. a., Österreich: Untere Puchkirchener Serie S Vorchdorf), marin-brackisch**  
*Tonmergel, z. T. gebändert, Mergelstein, Sandstein, Konglomerat, Kohle*

In Bayern setzen sich die brackischen **Cyrenenschichten** aus oft fossilreichen Mergel-, Kalk- und Sandsteinen zusammen, die fallweise Gerölleinschaltungen führen und abbauwürdige Kohlevorkommen aufweisen (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996). Die **Bausteinschichten** sind graue, deutlich gebankte, flachmarine Kalksandsteine mit Tonmergelstein-Einschaltungen. Charakteristisch sind nach FREUDENBERGER & SCHWERD (1996) Mollusken, Pflanzenreste und geringmächtige Kohleflöze. Die **Chatt-Sande** stellen graue Fein- bis Mittelsande mit teils gebankten Sandsteinen dar. Die grauen Thalberg-Schichten sind wechselnd sandige Tonmergel, Sandsteine, in die mergelig-sandige Geröllhorizonte eingeschaltet sind (REISER, 1987). Die

Chatt-Tonmergel schließlich sind graue bis bräunliche, wechselnd feinsandige Tonmergel (REISER, 1987).

In Österreich dominiert im Oligozän (Unteres Egerium) die **Untere Puchkirchener Serie**, von WAGNER (1998) Puchkirchen-Formation genannt. In der Stratigraphischen Tabelle von Österreich wird sie von PILLER et al. (2004) als Puchkirchen-Gruppe bezeichnet, allerdings sind beide Begriffe noch nicht ausreichend definiert und daher als invalid anzusehen. In der vorliegenden Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000 wurde daher auf den ursprünglich gängigen Terminus Puchkirchener Serie (PAPP et al., 1968) zurückgegriffen. Südlich Vorchdorf, direkt anschließend an die Flysch-Helvetikum-Front, wurden steil

nach S einfallende, graue, stark siltige, Geröll führende Mergel („Rosinenmergel“) beobachtet. In Wechsellagerung mit diesem Mergel treten gelblich verwitternde, kaum verfestigte Mittel- bis Grobsande auf. Die Mergel enthalten eine reiche Nannoflora, die auf ein Alter von NP 22 bis NP 23 hinweist. Die Foraminiferenfaunen lassen ein Alter von

unterem Untereger am wahrscheinlichsten erscheinen (EGGER & RUPP, 1996). Interpretiert werden diese ursprünglich als Teil der Puchkirchener Serie zur Ablagerung gekommenen Sedimente als eine von der Flyschfront hochgeschleppte, wurzellose Schuppe der Schuppenmolasse (RUPP in EGGER, 2007).

45

**Sedimente des Oberen Egerium (Bayern: Aquitan-Tonmergel, Blaue Wand-Schichten u. a., Fischechiefer), marin**

*Tonmergel, Mergelstein mit Konglomeraten und blättriger Mergel mit Fischresten*

Dunkelgraue bis bräunliche, fein geschichtete Tonmergel mit Fischresten werden als **Aquitan-Fischechiefer** bezeichnet, die **Aquitan-Tonmergel** sind lithologisch gleichartig ausgebildet (FREUDENBERGER & SCHWERD,

1996). Blaugraue Geröllmergel mit Sand- und Tonmergelschichtungen werden auch als **Blaue-Wand-Schichten** angesprochen (WENGER, 1987).

44

**Sedimente des Eggenburgium (Österreich: Haller Schlier und Äquivalente), marin**

*Schluff, mergelig-sandig, Sand, Sandstein („Schlier“, „Geröllmergel“, „Rosinenmergel“)*

In Bayern findet man die **Ortenburger Meeressande**, das sind Fein- bis Grobsande, die seltener feinkiesig und bisweilen fossilreich auftreten. Die **Eggenburg-Sand-Mergel-Folge** sind graue, feinsandige Tonmergel mit fein- bis mittelsandigen Einschaltungen (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996).

In Österreich wurde auf der vorliegenden Karte noch ein kleines Polygon von **Haller Schlier** am Nordostrand des Kartenblattes bei Bad Hall ausgeschieden. Obwohl schon mehrfach als „Haller Serie“, „Haller Gruppe“ und „Hall-Formation“ erwähnt (PAPP, 1968; WAGNER, 1998; PILLER et al., 2004), sind die Schlierablagerungen des Eggenburgium in Oberösterreich nicht ausreichend definiert. Aus diesem Grund wird hier auf den alten Begriff des Haller Schliers (PETTERS, 1936) zurückgegriffen. Die Sedimente des Haller Schliers werden meist als grünlichgraue oder hell olivgraue Pelite, schwach feinsandig und schwach glimmerig beschrieben. Die Abtrennung vom Robulus-Schlier bzw. der Vorchdorf-Formation erfolgt auf mikropaläontologischer Basis (RUPP in EGGER, 2007).

Im Unter-Miozän (Eggenburgium) wurden teilweise Geröll führende Silte und Sande bis Sandsteine der **Lukas-edt-Formation** abgelagert („Geröllmergel“ und „Sandstein-Sandschlier“ nach TRAUB [1948]). Stratotypus: Weganriss im Oichtental, 1,3 km E Oberndorf, N Lukasedt, an der rechten Seite des Oichtenbaches (BMN: 422280 / 311290), ÖK 50 Blatt Salzburg.

Die in Dreimühlen, N Lukasedt bei Oberndorf, steil (ca. 50°–70°) nach NNW einfallenden Sedimente der Lukas-edt-Formation sind entlang eines schmalen Streifens von Lukasedt bei Oberndorf bis nach Nußdorf am Haunsberg in mehreren Aufschlüssen, unmittelbar nördlich der Überschiebungslinie des Helvetikums auf die Molasse, anzutreffen (BRAUNSTINGL, 2005). Der liegende Abschnitt der Schichtfolge besteht aus mittelgrauen, sandigen Silten bis stark siltigen Feinsanden, die reich an bis zu 5 cm großen Geröllen sind. In sie eingelagert sind vereinzelt Sandsteinbänke. Die Sedimente sind zumeist massig ausgebildet und reich an Makrofossilien. Die Dichte der matrixgestützten Gerölle in diesen von TRAUB (1948) „Geröllmergel“ genannten Sedimenten ist sehr unterschiedlich.

Der hangende Abschnitt der Lukas-edt-Formation gestaltet sich abwechslungsreicher. Braune, wechselnd siltige und glimmerige, massige Feinsande wechseln mit massigen Sandsteinlagen und grauen, feinsandigen Silten, seltener Tonmergeln, die teils massig, teils fein geschichtet sind (eben laminiert bis wellig geschichtet). Sie weisen in ihren hangendsten Abschnitten mehrfach auffällige Anreicherungen von Pflanzenhäcksel auf. An der Basis der einzelnen Sedimentpakete sind manchmal Pelitklasten zu finden. Im liegenden Abschnitt dieser Sand-Silt-Wechsellagerung treten vereinzelt noch geringmächtige „Geröllmergel“-Lagen auf.

Die Gerölle des liegenden „Geröllmergels“ bestehen vorwiegend aus Quarz, Quarzit und dunklem Dolomit. Das Schwermineralspektrum der „Geröllmergel“ und auch des überlagernden „Sandstein-Sandschliers“ (TRAUB, 1948) ist reich an Epidot, Granat und Hornblende (HERBST, 1985). Die Mikrofaunen der Lukas-edt-Formation sind ärmlich, offensichtlich stark verdünnt durch hohe Sedimentationsraten (RUPP, 2009). Die ausschließlich aus den „Geröllmergeln“ beschriebenen, dort aber nicht seltenen Makrofossilien sind zum überwiegenden Teil abgerollt, schlecht erhalten und auf allochthoner Lagerstätte. Die dünnchaligen Gehäuse der planktonischen Gastropoden-Gattung *Clio* ist hingegen nicht als umgelagert zu betrachten (RUPP, 2009). Die Lukas-edt-Formation kann mit den Einschaltungen von Mudflow-Sedimenten in Form der „Geröllmergel“ als distaler Bereich eines Fan-Deltas interpretiert werden (ROETZEL et al., 1991). Während der Bildung dieser Formation wurde im Eggenburgium verstärkt Sediment aus dem Raum N Salzburg in das Molassebecken eingetragen (HINSCH, 2008). Im darauf folgenden Ottangium baute sich das Delta weiter in das Becken vor und die grobklastischen Sedimente der Wachtberg-Formation („Sand-Schotter-Gruppe“ nach ABERER [1958]) kamen über der Lukas-edt-Formation zur Ausbildung. Die stratigraphische Einstufung in das Eggenburgium beruht auf wenigen Individuen der Foraminiferenart *Lenticulina buergli* (WENGER) und der planktonischen Molluskenart *Clio triplicata* AUDENINO (RUPP, 2009).

43

**Sand-Schotter-Gruppe, marin  
Eggenburgium-Ottangium**

*Sand, glimmerig, Kies, Konglomerat, Mergellagen*

Neue Bezeichnung: Wachtberg-Formation (WAGNER, 1996).

Die Wachtberg-Formation zieht nördlich von Salzburg von Oberndorf bis nach Feldbach bei Lochen in Oberöster-

reich. Ihre kiesige Entwicklung ist nur bis in den Raum Mattsee verfolgbar. Sie liegt über der Lukasedt-Formation, aus der sie sich entwickelt. Im Westen sind kleine Vorkommen der Wachtberg-Formation in Bayern, nahe der oberösterreichischen Grenze, dokumentiert (HERBST, 1985), gegen Osten verzahnen ihre sandigen Ausläufer vermutlich mit der Vöckla-Formation. Nach Norden reicht sie (in Bohrungen angetroffen) weit in das oberösterreichische Innviertel und verzahnt dort mit den Peliten des Unteren und Mittleren Ottnangium (ABERER, 1958).

Die Wachtberg-Formation gliedert sich in drei unterschiedlich mächtige Quarz-Kristallin-Schotterzüge (Wachtberg–Steinbach-Zug, Grub–Lauterbach-Zug, Stießberg–Lielon–Thal-Zug), getrennt von graugrünen bis gelbgrauen, siltig-sandigen Sedimentpaketen mit dünnen Tonmergellagen. Die südlichsten Abschnitte des Wachtberg–Steinbach-Zuges fallen steil (50–60°) nach NNW ein, gegen das Hangende nimmt der Einfallswinkel schnell ab (TRAUB, 1948).

Die komponenten- bis matrixgestützten Fein- bis Grobkiese sind schlecht sortiert, schlecht geschichtet, aber gut gerundet. Die plattigen oder länglichen Gerölle sind oft eingeregelt. Die Kiese setzen sich vor allem aus Quarz-, Quarzit-, Dolomit-, Kalk- und Gneisgeröllen aus dem ostalpinen Kristallin und den Kalkalpen zusammen, Komponenten aus Flysch und Helvetikum hingegen treten kaum in Erscheinung. Die kalkalpinen wie auch die kristallinen

Gerölle deuten auf eine Fernschüttung und ein weit verzweigtes Einzugsgebiet der Ur-Salzach hin (HAGN, 1983).

Das Schwermineralspektrum der Wachtberg-Formation ist von Granat, Epidot/Zoisit und fallweise von Staurolith geprägt, Hornblende ist in der Regel eher gering vertreten (HERBST, 1985). FAUPL et al. (1988) kommen zu dem Schluss, dass die Schwermineralassoziationen eine post-sedimentäre Lösung erfahren haben müssen.

Die Fossilführung der Wachtberg-Formation ist äußerst spärlich. Einzelne Funde von Bivalven wie *Ostrea*, *Chlamys*, Balaniden u. a. dokumentieren den marinen Charakter dieser Formation. Die sandigen Partien wiederum führen arme, kleinwüchsige Foraminiferenfaunen, die in der Regel keine genaue stratigraphische Einstufung ermöglichen. In einzelnen Proben aus dem Nahbereich des tiefsten Kieszuges (Wachtberg–Steinbach-Zug) konnten allerdings noch wenige Exemplare von *Lenticulina buergli* (WENGER) gefunden werden. Somit wäre der unterste Abschnitt der Wachtberg-Formation noch in das Eggenburgium zu stellen und die gesamte Formation müsste stufenübergreifend in den Abschnitt Eggenburgium bis Ottnangium gestellt werden.

Die Wachtberg-Formation wird als proximaler Deltabereich des „Ur-Salzach-Fächers“ gedeutet, der als ein Haupt-Lieferant für die marinen Sande der Innviertel-Gruppe (Atzbach-Formation, Mehrnbach-Formation etc.) zur Diskussion steht (FAUPL et al., 1988).

42

#### Sedimente des Ottnangium i. Allg. (Bayern), marin, brackisch *Schluff, feinsandig–mergelig, Sand, Sandstein („Schlier“)*

Zur Sand-Schotter-Gruppe siehe (43). Im unteren Ottnangium entstanden die **Neuhofener Schichten**, graue, feinsandige Tonmergel, die selten sandige Einschaltungen aufweisen. Im mittleren Ottnangium folgen **Blättermergel**, ebenfalls graue, fein geschichtete, sandige Tonmergel

(WENGER, 1987). Gleichfalls mittleres Ottnangium repräsentiert der grünlich-graue Glaukonitsand. Diese Fein- bis Grobsande sind bisweilen feinkiesig ausgeprägt (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996).

41

#### Vöcklaschichten, marin Unteres Ottnangium *Sand, Silt, Mergel, feinsandig*

Neue Bezeichnung: Vöckla-Formation (RUPP, 2008), Stratotypus: Vöcklabrucker Schlierwand (BMN: 472400 / 319420, ÖK 48 Vöcklabruck [RUPP et al., 2007])

Die Vöckla-Formation zwischen Vöcklamarkt und Lambach ist eine lokale Ausbildung des oberösterreichischen Schliers und vermittelt zwischen sandigen und pelitischen Sedimenten des unteren Ottnangium. Sie verzahnt im Westen mit den unteren Abschnitten der Wachtberg-Formation („Sand-Schotter-Gruppe“) und im Osten, im Raum Lambach, mit dem Robulusschlier s. str. sowie westlich von Vorchdorf mit der Vorchdorf-Formation. Im Hangenden verzahnt sie mit der Atzbach-Formation.

Die Vöckla-Formation wird von blaugrauen bis gelbgrauen, glimmerigen, wechselnd Glaukonit führenden, siltigen Fein- und Mittelsanden bis tonigen Sandsiltten aufgebaut. Charakteristisch ist der lebhaft horizontale und vertikale Wechsel von pelitischen und sandigen Abschnitten. Generell nimmt der Sandanteil der Vöckla-Formation von W nach E bzw. vom Hangenden ins Liegende ab. Die schlecht sortierten und sehr kompakten, häufig verhärteten Sedimente fallen leicht gegen NNW ein.

Der aufgeschlossene, obere Abschnitt der Vöckla-Formation wird in mehrere Lithofaziestypen unterteilt. Wellig geschichtete Fein- bis Mittelsande in intensiver Wechsellaagerung mit Peliten, häufig stark durchwühlt, herrschen vor.

Schräggeschichtete Sande sind untergeordnet vertreten, massige Sande treten nur in Ausnahmefällen auf.

Paläoströmungsdaten ergeben für die Vöckla-Formation sowohl eine nach ENE gerichtete Flutstromrichtung (Hauptströmungsrichtung) als auch eine (schwächere) Ebbstromrichtung, welche nach WNW zeigt. Mineralogisch besteht die Vöckla-Formation aus Quarz, Feldspat (überwiegend Albit), Schichtsilikaten und Karbonaten. Tonmineralogisch sind Smectite neben Hellglimmer/Illit und Chlorit dominierend. Das Schwermineralspektrum der Vöckla-Formation ist von Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende dominiert, das Liefergebiet ist vornehmlich der alpine Bereich.

Die Vöckla-Formation ist arm an Fossilien, am auffälligsten sind die oft markanten Lebensspuren, hervorgerufen durch im Sediment lebende Organismen wie Seeigel, Krebse etc.

Die Abgrenzung der Vöckla-Formation zu der Wachtberg-Formation, der Atzbach-Formation, dem Robulusschlier und der Vorchdorf-Formation erfolgt auf lithologischer Basis. Die Grenze zu der unterliegenden Hall-Formation („Haller Schlier“) ist durch die Eggenburgium/Ottnangium-Grenze mikropaläontologisch definiert.

Die Vöckla-Formation ist in einem stark gezeitenbeeinflussten Meer, vermutlich im sublitoralen Bereich, abgelagert worden.

40

### Robulus-Schlier, marin Unteres Ottnangium

*Schluff, feinsandig–mergelig, Sandeinschaltungen („Schlier“)*

Der Robulus-Schlier, auch Robulusschlier s. str. genannt, verzahnt in Oberösterreich im Raum Lambach mit der altersgleichen Vöckla-Formation und im Raum Vorchdorf mit der Vorchdorf-Formation. Zwischen Wels und Enns bildet er den Schliersockel der Traun-Enns-Platte. Er überlagert die Hall-Formation („Haller Schlier“) und wird seinerseits von der Atzbach-Formation und der Kletzenmarkt-Formation überlagert und verzahnt randlich mit diesen. Der Robulus-Schlier stellt gemeinsam mit der Vöckla-Formation und der Vorchdorf-Formation den tiefsten Teil des Unteren Ottnangium dar.

Die olivgrauen bis blaugrauen, bräunlich verwitternden, schwach feinsandigen Pelite des Robulus-Schliers sind tonige bzw. tonig-sandige Silte (>65 % Silt) mit einem Karbonatanteil von etwas über 25 % (Tonmergel). Sie sind fein, leicht wellig bis eben geschichtet, häufig mit siltig-sandigen Bestegen und Linsen durchzogen und oft undeutlich gebankt. Vielfach ist der Pelit lagenweise stark verwühlt, nicht selten ist eine Wechselfolge von verwühlten und nicht verwühlten Abschnitten zu beobachten.

Der Mineralbestand des Robulus-Schliers setzt sich aus Quarz, Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikaten zu-

sammen. Aus der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  ist Smectit neben Hellglimmer/Illit und Chlorit, vereinzelt auch Vermiculit anzuführen, Kaolinit fehlt (pers. Mitt. I. Wimmer-Frey). Das Schwermineralspektrum ist geprägt von Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende.

Der Robulus-Schlier führt eine reiche Mikrofauna, das gehäufte Auftreten der Foraminiferen-Gattung *Lenticulina* (= *Robulus*) wurde namensgebend für dieses Schichtglied. Makrofossilien sind selten zu finden. Von der Vöckla-Formation, der Vorchdorf-Formation, der Atzbach-Formation und der Kletzenmarkt-Formation ist der Robulus-Schlier lithologisch unterscheidbar. Die Grenze zur unterliegenden Hall-Formation („Haller Schlier“) ist mikropaläontologisch definiert. Der Robulus-Schlier stellt die ruhige, tiefneritische Beckenfazies des untersten Ottnangium dar. Die im Raum Vorchdorf und südlich davon gelegene Vorchdorf-Formation (RUPP in EGGER, 2007) wurde in der vorliegenden Karte nicht extra ausgeschieden und zum Robulus-Schlier gestellt.

39

### Atzbacher Sand, marin Unteres Ottnangium

*Sand, glimmerig, Mergellagen*

Neue Bezeichnung: Atzbach-Formation (RUPP, 2008)  
Stratotypus: Sandgrube Puchkirchen/Berg (BMN: 467515/322715, ÖK 47 Ried i. Innkreis [RUPP et al., 2007])

Die Atzbach-Formation zieht obertags von Zipf bis in den Raum Wels und verzahnt dort mit der Kletzenmarkt-Formation. Im Liegenden ist sie von der Vöckla-Formation im Westen und dem Robulusschlier s. str. im Osten begrenzt und verzahnt mit diesen, im Hangenden wird sie von der Ottnang-Formation überlagert und verzahnt auch mit ihr. Die gelbgrauen bis braungelben, glimmerigen und wechselnd glaukonitischen, mäßig bis gut sortierten Fein-, Mittel- und Grobsande (Quarzsande) der Atzbach-Formation weisen vereinzelt sogar fein- bis mittelkiesige Lagen auf. Pflanzenhäcksel und besonders Pelitklasten sind nicht selten, Durchwühlung spielt eher eine untergeordnete Rolle. In den Sanden sind mm- bis dm-mächtige Lagen von schlecht sortierten, tonigen Sandsilten (18–30 %  $\text{CaCO}_3$ , als Tonmergel anzusprechen) in Form von Bottomsets, Flasern und Mud drapes in unterschiedlicher Häufigkeit eingeschaltet. Über weite Strecken ist in der Atzbach-Formation eine Abfolge von Lithofaziestypen zu beobachten. Über einer pelitisch-sandigen Übergangsfazies, die sich aus der Vöckla-Formation entwickelt, ist eine Fazies deut-

lich schräggeschichteter Sande ausgebildet. Über dieser ist eine Fazies von massigen Sanden anzutreffen. Paläoströmungsdaten aus der Atzbach-Formation zeigen eine Hauptströmungsrichtung nach ENE und eine untergeordnete Strömungsrichtung nach NW bzw. NNW. Der Sand setzt sich aus Quarz und untergeordnet Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikaten zusammen. Tonmineralanalysen der Siltlagen erbrachten den Nachweis von Smectit, Hellglimmer/Illit und Chlorit. Das Schwermineralspektrum der Atzbach-Formation wird von Granat, Epidot/Zoisit und Hornblendendominiert, Turmalin, Rutil, Apatit, Staurolith und Disthen treten nur untergeordnet auf. Fossilreste sind in der Atzbach-Formation von untergeordneter Bedeutung. Bemerkenswert sind vor allem die nicht selten zu findenden Haizähne. Die stratigraphische Abgrenzung der Atzbach-Formation erfolgt vor allem auf lithologischer Basis. Die Sande der Atzbach-Formation wurden in einem subtidalen, stark gezeitenbeeinflussten Flachmeer abgelagert. Der Flutstrom dieses zumindest mesotidalen Meeres verfrachtete die Sedimente aus dem Delta der „Paläo-Salzach“ (Wachtberg-Formation) mit Strömungsgeschwindigkeiten von rund 0,5 m/s. ostwärts in das oberösterreichische Molassebecken.

38

### Ottninger Schlier, marin Unteres Ottnangium

*Schluff, feinsandig, mergelig, Sandlagen („Schlier“)*

Neue Bezeichnung: Ottnang-Formation (RUPP, 2008),  
Stratotypus: Ottnang-Schanze (BMN: 474940/329330, ÖK 48 Vöcklabruck [RUPP et al., 2007])

Die Ottnang-Formation, als Ottninger Schlier bekannt, bedeckt weite Bereiche des Innviertels von Schärding bis Riedau sowie des Hausruckviertels von Grieskirchen bis Frankenburg. Sie wird im Liegenden von der Atzbach-Formation, der Kletzenmarkt-Formation und der Plesching-Formation begrenzt und verzahnt im Grenzbereich auch

mit diesen. Im Hangenden wird sie von der Ried-Formation und der Reith-Formation überlagert. Im Raum Andorf – Enzenkirchen verzahnt die Ottnang-Formation mit den Enzenkirchener Sanden und wird lokal von diesen auch überlagert.

Die Ottnang-Formation ist hauptsächlich von mittelgrauen bis blaugrauen, glimmerreichen, schlecht bis sehr schlecht sortierten, tonig-sandigen Silten bis Sandsilten aufgebaut, untergeordnet treten siltige, schlecht sortierte

Sande auf. Die Sedimente sind zumeist undeutlich geschichtet, häufig durch starke Verwühlung vollständig entschichtet und im Dezimeterbereich gebankt. Auf den Schichtflächen mit Feinsandbestegen tritt häufig Pflanzenhäcksel auf. Mit einem durchschnittlichen Kalkgehalt von knapp 25 % handelt es sich bei den Peliten um Tonmergel.

Der Mineralbestand der Ottnang-Formation setzt sich aus Quarz, Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikaten zusammen, wobei die Schichtsilikate überwiegen. In der Fraktion  $<2\mu\text{m}$  ist Smectit neben Hellglimmer/Illit und Chlorit vorherrschend, Kaolinit fehlt.

Das Schwermineralspektrum ist vorwiegend stark von Granat geprägt, untergeordnet dominieren Epidot/Zoisit und Hornblende, gängig ist weiters Staurolith, seltener Rutil, Disthen, Zirkon und Turmalin.

Die Mikro- und Makrofauna der Ottnang-Formation weist einen beachtlichen Arten- und auch Individuenreichtum

auf. Wegen des häufigen Auftretens der Foraminiferengattung *Lenticulina* (= *Robulus*) wurde sie mit der Atzbach-Formation und der Vöckla-Formation zum Robulusschlier s. I. zusammengefasst. Der große Fossilreichtum einzelner Aufschlüsse in der Ottnang-Formation erweckte bereits im 19. Jahrhundert das wissenschaftliche Interesse. Nähere Angaben zu der Flora und Fauna der Ottnang-Formation sind in RUPP (2008) zu finden.

Die Ottnang-Formation wird von der Atzbach-Formation auf lithologischer Basis, von den hangenden, mittelottnangischen Formationen der Innviertel-Gruppe auch auf Grund der Foraminiferenfauna unterschieden. Die Pelite der Ottnang-Formation können auf Grund der lithologischen Entwicklung und des Fossilinhaltes als tiefneritische, abschnittsweise stark durchwühlte Schlammfazies im flachmarinen, euhalinen Beckenbereich interpretiert werden.

37

### Rieder Schichten, marin Mittleres Ottnangium

*Schluff, mergelig, Tonmergel, Sandlagen („Schlier“)*

Neue Bezeichnung: Ried-Formation (RUPP, 2008), Stratotypus: Ziegelgrube Eberschwang-Straß (BMN 465300/333070, Ried i. Innkreis [RUPP et al., 2007])

Die Ried-Formation baut große Teile des Innviertel Schlierhügellandes auf. Im Liegenden durch die Ottnang-Formation begrenzt, verzahnt sie im Raum Lohnsburg und Mehrnbach mit der Mehrnbach-Formation und wird von dieser überlagert.

Es handelt sich bei der Ried-Formation um wechselnd glimmerige, blaugraue oder hell olivgraue bis olivgraubraune Tonsilte bis tonigen Silte. Sie sind ebenflächig bis leicht wellig und mm-dünn geschichtet und oft im cm-Bereich gebankt. Feinsandbestege auf den Schichtflächen und damit verbundene Linsenschichtung sind häufig anzutreffen. Einzelne Wühlspuren sind nicht selten; stark durchwühlt oder gar durch Verwühlung entschichtet sind die Pelite der Ried-Formation aber kaum. Bei einem durchschnittlichen  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt von 24 % sind die Pelite der Ried-Formation als Tonmergel anzusprechen. Der Mineralbestand der Ried-Formation setzt sich aus Quarz, Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikaten zusammen. An Tonmineralen werden Smectit, Hellglimmer/Illit und Chlorit

genannt, Kaolinit fehlt. Das Schwermineralspektrum ist deutlich von Granat dominiert, daneben sind Epidot/Zoisit und Hornblende stark vertreten. Die Nannoflora der Ried-Formation ist wie die vieler Formationen des Unter Miozäns nicht besonders aussagekräftig. Die Foraminiferenfaunen der Ried-Formation sind gut erhalten, mäßig reich an Arten und Individuen, häufig kleinwüchsig und durchwegs dominiert von Arten der Gattung *Ammonia*. Daneben sind sporadisch Ostrakoden, Radiolarien, Diatomeen und Schwammspikel in größerer Zahl vertreten. Die Makrofauna der Ried-Formation ist generell arm an Arten und Individuen. Biostratigraphisch ist durch das Nannoplankton der Ried-Formation lediglich eine altersmäßige Einstufung in das Unter miozän (obere NN2–NN4) möglich. Sie kann aber wie alle anderen Formationen des mittleren Ottnangium durch ihre von *Ammonia* dominierten Mikrofaunen von den meisten unterottnangischen Formationen abgegrenzt werden. Die Ried-Formation wurde in einem niedrigerenergetischen Faziesbereich eines Flachmeeres gebildet. Foraminiferen- und Ostrakodenfaunen weisen auf eine Ablagerung der Sedimente in 10 m bis 50 m Tiefe unter normal marinen Bedingungen hin.

36

### Sande von Reith („Fofelsand“), marin Mittleres Ottnangium

*Sand, glimmerig, Mergellagen*

Neue Bezeichnung: Reith-Formation (RUPP, 2008), Stratotypus: Prallhänge der Antiesen und Nebenbäche im Raum Reith – Wolfharting (BMN: 467540/332800; ÖK 47 Ried i. Innkreis).

Nördlich des Hausruck sind im Raum Feitzing immer wieder mächtigere Fein- bis Mittelsande, nicht niveaubeständig, zu beobachten. Sie ziehen vom Top der Ottnang-Formation (W Reith) nach Westen in die Ried-Formation hinein und verzahnen intensiv mit dieser. Es handelt sich um gelbbraune bis gelbgraue, glimmerige Feinsande (Quarzsande), untergeordnet Mittelsande, welche teils

massig, teils schräg- bis kreuzgeschichtet ausgebildet sind, manchmal Flaserschichtung aufweisen und Zentimeter bis Dezimeter mächtige, wellig geschichtete Pelitlagen mit Linsenschichtung und auch Pelitklastenlagen führen. Die Reith-Formation führt in der Regel kleinwüchsige, durchwegs von *Ammonia* dominierte Mikrofaunen. Diese sind vergleichbar mit denen der Ried-Formation und dokumentieren klar das mittelottnangische Alter dieser Sande. Die Reith-Formation wird als stark gezeitenbeeinflusster Flachmeerbereich innerhalb der Ried-Formation („Rieder Schichten“) interpretiert.

35

### Obere Süßwassermolasse, ungegliedert (Bayern), limnisch-fluviatil Karpatum–Pannonium

*Kies, Sand, Schluff, Ton, mergelig*

Die Hangendserie (Pannonium) besteht vorwiegend aus „Flinzsand“, einem glimmerreichen Sand bis Sandstein,

der selten Gerölle führt, und untergeordnet auch aus Tonen und Mergeln.

34

### Hausruck-Kohle-Ton-Serie, limnisch-fluviatil Pannonium

*Ton, Sand, Kohle, Quarzkonglomerat*

Neue Bezeichnung: Ampflwang-Formation (RUPP, 2008), Stratotypus: Kohlestraßen-Exkursionspunkt Kalletsberg SSO Zell a. Pettenfirst (BMN 470790 / 325620 [WEBER & WEIDINGER, 2006], ÖK 48 Vöcklabruck).

Die Ampflwang-Formation in ihrer typischen Ausbildung (Liegendschichten, Kohletonserie s. str., Hangendtone) ist vor allem östlich der Linie Frankenburg – Pramet im Hausruck anzutreffen. Westlich dieser Linie verzahnt sie intensiv mit der Kobernauberwald-Formation und wird gegen W immer mehr von dieser ersetzt. Die Liegendschichten präsentieren sich in der Regel als weißliche bis graue, oft bräunlich bis ocker verfärbte, schlecht sortierte, wechselnd glimmerige, quarzreiche, zumeist massige Sande und Tone, oft reich an Pflanzenhäcksel. Über den Liegendschichten liegt die Kohletonserie sensu stricto, welche die Braunkohle und ihre Zwischenmittel umfasst. Es werden drei Flözlagen unterschieden.

Die Hausruckkohle wird als Weichbraunkohle klassifiziert, man unterscheidet zwischen Durit (Moorkohle), Xylit (Glanzkohle), Fusit (Faserkohle) und Schwelkohle (Gelbkohle). Die einzelnen Flöze werden von den sogenannten „Zwischenmitteln“, hellgrauen bis braunen Tönen bis Schluffen und teils massigen, teils fein geschichteten Sanden, voneinander getrennt. Über dem Oberflöz liegen fette, graue bis graublauere Tone, die sogenannten Hangendtone. Die Liegendschichten sind quarzreich, der Feinanteil wird vor allem aus Kaolinit (kaolinisierter Chlorit), Smectit und Hellglimmer/Illit aufgebaut. Ihr Schwermineralspektrum schwankt mit dem Grad der Verwitterung, wird aber gene-

rell von Staurolith und Epidot/Zoisit dominiert. Die nahezu kalkfreien Sedimente der Zwischenmittel und der Hangendtone unterscheiden sich deutlich von den Liegendschichten. Sie sind sehr reich an Schichtsilikaten, Quarz und Feldspäte spielen eine untergeordnete Rolle. Das Tonmineralspektrum wird von Chlorit und Hellglimmer/Illit dominiert. Die Hausruck-Kohle und ihre Zwischenmittel führen eine Vielzahl fossiler Hölzer, Blatt-, Samen- und Pollenfloren, Wirbeltierreste sind selten zu finden (RUPP, 2008). Während die Floren nur eine Einstufung in das Obermiozän erlauben, lässt sich das Alter der Ampflwang-Formation mit Hilfe der Säugerreste auf Pannonium einschränken. Aus Lithologie und Fossilinhalt geht hervor, dass die Ampflwang-Formation in Altarmen und Seen, periodisch überfluteten Kohlesümpfen und Mooren am Rande eines mäandrierenden Fluss-Systems (Kobernauberwald-Formation, siehe Nr. 33) gebildet wurde. Während die Kohleflöze zu trockeneren Zeiten gebildet wurden, stellen die Zwischenmittel feuchtere Perioden mit Überschwemmungsphasen und hohen Grundwasserständen dar.

Aus Gründen der Darstellbarkeit wurde die zur Ampflwang-Formation gehörige Grimberg-Subformation („Grimbergkies“ N Frankenburg: grauweiße bis braungelbe, gut gerundete Mittel- bis Feinkiese in einer pelitreichen Sandmatrix) und die zur Grimberg-Subformation gehörige Pramquellen-Bank („Quarzkonglomerat“: kieselig gebundene Quarz- und Quarzitgerölle) (RUPP, 2008) in dieser Karte nicht ausgeschieden.

33

### Kobernauberwald-Schotter, fluviatil, limnisch Pannonium

*Kies, Konglomerat, Sand, Ton*

Neue Bezeichnung: Kobernauberwald-Formation (RUPP, 2008), Stratotypus: Kiesgrube Schwarzmoos (BMN: 450940/325960), ÖK 47 Ried i. Innkreis.

Der Kobernauberwald wird hauptsächlich von der Kobernauberwald-Formation aufgebaut (die Munderfinger Schotter wurden auf Grund der großen Ähnlichkeit und der schwierigen Abgrenzung zu der Kobernauberwald-Formation in der vorliegenden Karte nicht von dieser abgetrennt). Sie verzahnt über weite Bereiche mit der Ampflwang-Formation („Hausruck-Kohle-Ton-Serie“) und verliert sich gegen Osten N Frankenburg in dieser. Die grauen bis gelblich-braunen Kiese der Kobernauberwald-Formation sind Fein- bis Grobkiese in einer sandigen, selten schluffig-tonigen Matrix. Sie sind häufig horizontal- oder schrägschichtet, vielfach intern dünne Sandlagen und -linsen sowie Diskontinuitätsflächen aufweisend. Die einzelnen Kieskörper sind oft durch deutliche, erosive Grenzen voneinander getrennt. Das Geröllspektrum wird stark von Quarzgeröllen dominiert, untergeordnet sind Quarzite und

Kristallingerölle vertreten. Im Vergleich zu den (hier inkludierten) Munderfinger Schottern und der jüngeren Hausruck-Formation weist die Kobernauberwald-Formation den geringsten Gehalt an Kalkgeröllen auf. Das Schwermineralspektrum wird von den instabilen Mineralien Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende dominiert, wobei Granat stärker in der kiesigen Fazies hervortritt, Epidot/Zoisit und Hornblende hingegen stärker in den sandigen Lagen vertreten sind. Die Tonmineralspektren aus den pelitischen Einschaltungen setzen sich zum großen Teil aus Kaolinit und Illit zusammen. Selten werden in den Kiesen Reste von Großsäugern wie Pferden, Nashörnern und Elefanten gefunden. Sie werden als charakteristische Faunenelemente des Pannonium beschrieben. Die Kobernauberwald-Formation erweist sich als Ablagerung eines mäandrierenden Fluss-Systems, dessen Sedimente stark mit den Stillwasser-, Moor- und Kohlesumpfablagerungen der Ampflwang-Formation verzahnen (RUPP & VAN HUSEN, 2007).

32

### Hausruckschotter, fluviatil Pannonium

*Kies, Konglomerat, Sand*

Neue Bezeichnung: Hausruck-Formation (RUPP, 2008), Stratotypus: Kiesgrube Schernham W Haag a. Hausruck (BMN: 470640/337410), ÖK 48 Vöcklabruck (RUPP et al., 2007).

Die Hausruck-Formation stellt die jüngste Formation der Hausruckviertel-Gruppe (Rupp, 2008) dar. Sie liegt diskordant über der Kobernauberwald-Formation und der Ampfl-

wang-Formation und baut den Kamm des Hausruck- und Kobernauberwaldes auf. Die Hausruck-Formation besteht aus grauen, zum Teil auch gelblich bis bräunlich verfärbten Fein- bis Grobkiesen, deren Gerölle in einer grob- bis mittelsandigen Matrix eingebettet sind. Die Matrix ist fallweise karbonatisch verfestigt. Die Kiese sind häufig schlecht geschichtet, die Lagerung der Gerölle

erscheint in seiner sandigen Matrix (rund 70 % Kies, >20 % Sand) oft regellos. Fallweise sind Sandlagen und -linsen zu finden, die intern häufig Schrägschichtung erkennen lassen. Sehr selten sind dünne tonige Lagen und Fasern anzutreffen. Der Geröllbestand wird von Quarz- und Quarzitzeröllen dominiert, der Anteil an Kristallingeröllen ist ebenfalls beträchtlich, Kalkgerölle sind untergeordnet, aber stärker vertreten als in der Kobernaußerwald-Formation. Die Gerölle erreichen oft Maximaldurchmesser von weit über 10 cm. Die Schwermineralspektren der sandigen Matrix weisen immer einen sehr hohen Anteil an Granat auf, Epidot/Zoisit, Hornblende und fallweise auch Staurolith sind häufig. Säugetierreste aus der Hausruck-Formation

sind schon seit dem 19. Jahrhundert bekannt. Funde von Großsäugern wie Nashörner und Elefanten wurden in neuerer Zeit durch eine reiche Kleinsäugerfauna ergänzt. Die Großsäugerreste ermöglichen eine stratigraphische Einstufung in das Pannonium, durch die Kleinsäuger kann diese Einstufung auf den höheren Abschnitt der Säugetierzone MN10 (oberes Pannonium, Molluskenzone G, rund 9 Ma) eingeschränkt werden.

Die Kiese der Hausruck-Formation sind von einem nach ENE entwässernden Fluss-System mit relativ hohen Strömungsgeschwindigkeiten (Geröllgrößen, Schwermineralspektren) abgelagert worden.

## 4.7. Quartär

D. VAN HUSEN  
I. DRAXLER (Moore)

### Pliozän–Pleistozän

Die zeitliche Position der Grenze Neogen/Quartär, zur Zeit mit 1,8 Ma festgelegt (➡ Stratigraphische Tabelle, vordere Umschlag-Innenseite), sowie ihre wissenschaftliche Begründung werden noch diskutiert (GIBBARD et al., 2005; PARTRIDGE, 1997). Am ehesten wird sie mit der weltweit wirksamen allgemeinen Abkühlung (SHACKLETON, 1997; SUC et al., 1997) um 2,6 Millionen Jahren verknüpft werden, die zu den für das „Eiszeitalter“ typischen Erscheinungen (z. B. periodischer Eisaufbau auf den Landmassen um die Polgebiete und in Hochgebirgen, Lössablagerungen, Meeresspiegelschwankungen usw.) geführt hat. Im Bereich der Karte sind Spuren aus diesem Übergang vom Neogen zum Quartär um den Hausruck und Kobernaußer Wald erhalten geblieben.

Nach Ablagerung der Hausruckschotter als Abschluss der Sedimentation in der Molassezone herrschten über den langen Zeitraum des Pliozäns steter Abtrag und Tieferlegung des Gewässernetzes vor. In dieser Periode bildeten sich das heutige Gewässernetz und die Talzüge endgültig aus, die dann später innerhalb der Alpen und bis in die Molassezone ausgreifend von den Gletschern umgestaltet wurden. Aus diesem Zeitraum Pliozän–Pleistozän sind auch Reste ehemaliger, wohl ausgedehnter Kiesschüttungen entlang der Gerinne erhalten, die frühe Terrassenbildungen darstellen. Wie aus den Sedimentstrukturen (Kreuzschichtung, schlechte Sortierung) ersichtlich, entstanden sie in verwilderten Flusssystemen (braided rivers) unter dem zunehmenden Einfluss von kühlen oder kalten Perioden, die zu diesen ersten Terrassenbildungen im Alpenvorland führten (VAN HUSEN in RUPP, 2008).

### Eiszeiten, Gletscherentwicklung

Erst als die allgemeine Abkühlung im Quartär dann so weit fortgeschritten war, dass während der kälteren Perioden große Eismassen auf den Kontinenten gebildet wurden, kam es auch in den Alpen zur Ausbildung von Talgletschern. Aus diesen bildete sich mindestens viermal ein umfassendes Eisstromnetz in allen Tälern, dessen Gletscherzungen sich entlang der großen Täler als Piedmontgletscher (z. B. Inn, Salzach) bis weit ins Vorland ausbreiteten (➡ Taf. 11).

Die eiszeitliche Umgestaltung im Bereich des Bundeslandes Salzburg geschah so gut wie ausschließlich durch den Salzachgletscher, dessen Einzugsgebiet fast zur Gänze den Landesgrenzen entspricht. Eine Darstellung der glazialen Entwicklung im gesamten Einzugsgebiet der Salzach und der Gletscherströme wurde schon sehr früh von BRÜCKNER (1886) gegeben. Darüber hinaus reicht einerseits im Osten der Traungletscher (Wolfgang-, Fuschlsee, Thalgau) noch auf das Gebiet des Bundeslandes, andererseits gehört der Lungau zum Einzugsgebiet des nach Osten abfließenden Murgletschers.

Wie aus der Klimakurve der letzten 1 Mio Jahre zu erkennen, sind die einzelnen Kalt- und Eiszeitperioden von jeweils rund 100.000 Jahren durch einen zunehmenden Klimaverfall charakterisiert (Abb. 22), der immer wieder durch wärmere Perioden unterbrochen war. Am Ende der Eiszeiten war dann jeweils die größte Eismenge in den nördlichen Teilen der Kontinente Amerika, Europa und Asien sowie in allen Gebirgen weltweit gebildet worden (VAN HUSEN, 1987). Danach folgte jeweils ein plötzlicher Wechsel zu einer Warmzeit (Termination).

In diesen Perioden bildeten sich in den Karen der Hohen Tauern und auf den Plateaus der Kalkalpen Gletscher, die je nach Stärke der Klimaverschlechterung die Nebentäler der Salzach und teilweise das Salzachtal mit ihren Gletscherzungen erfüllten. Dabei wuchsen anfangs die Gletscherzungen in den Tälern in ihrer Länge recht langsam an, da durch das anfänglich noch größere Gefälle auch eine starke Absenkung der Schneegrenze zu keiner großen Zunahme der Fläche im Nährgebiet führte. Erst als die großen Täler (z. B. Pinzgau) mit ihrem geringen Gefälle erreicht wurden, nahmen mit jeder kleinen Absenkung der Schneegrenze das Nährgebiet und die Gletscherausdehnung sprunghaft zu (VAN HUSEN, 2000). So kommt es in den vier Perioden mit der stärksten Klimaverschlechterung zur Vollvergletscherung und zur Ausbildung des Eisstromnetzes (➡ Taf. 11) sowie der weit ausladenden Piedmontgletscherzungen des Salzach- und Inntales im Vorland. Der Traungletscher im Salzkammergut hingegen überwand mit seinen drei Hauptzungen den Alpenrand nur unwesentlich.

Zu allen Eiszeiten floss das Eis des Salzachgletschers von den Plateaus der Kalkalpen und aus den Tälern der Hohen Tauern nach Norden ab (Taf. 11). Dabei bewegte sich das Eis vom oberen Salzachtal hauptsächlich über die Furche des Zeller Sees, aber auch über den Pass Thurn und andere Scharfen nach Norden. Weiter im Osten erfolgte der Abfluss über das Salzachtal (Paß Lueg). Durch den fehlenden Eisfluss von West nach Ost zwischen diesen Eisströmen kam es im Salzachtal zwischen Bruck und Schwarzach–St. Veit zu keiner nennenswerten glazialen Überformung, so dass das enge fluvial geformte Erosionstal erhalten geblieben ist, das sicherlich aber subglazial als Drainagebahn genutzt wurde.

### Eiszeiten, Sedimententwicklung

Während aller Klimaverschlechterungen kam es parallel zum Eisaufbau zur Ablagerung teilweise mächtiger Schotterablagerungen in den Tälern, die dann vom Gletscher überfahren und mit Grundmoräne bedeckt wurden. Diese Vorstoßsedimente sind bis unterhalb der Endmoränen im Vorland, die die größte Ausdehnung der jeweiligen Eiszeit markieren, entwickelt und gehen hier in die entsprechende Terrassenschüttung über. Diese klimabedingte Sedimentabfolge ist im Bereich des Salzachgletschers für alle 4 Eiszeiten im Bereich der Endmoränen modellhaft entwickelt (WEINBERGER, 1955). In den engen inneralpinen Tälern sind die älteren dieser Ablagerungen durch Ausräumung zwischen den Eiszeiten zerstört oder von denen der jüngsten Eiszeit überdeckt worden. Demnach sind die Sedimente der jüngsten Eiszeit (Vorstoßschotter und Moränen) weit verbreitet und ältere Ablagerungen, wenn überhaupt, nur selten identifizierbar.

Zum Zyklus einer Eiszeit gehören auch die Terrassen im Vorfeld der Endmoränen, die ja die räumliche Fortsetzung der Vorstoßsedimente außerhalb der Reichweite des Gletschers (Endmoränen) sind. Die typischen Ablagerungen des Zerfalls und des Rückzugs der Gletscherzungen (Eisrandsedimente, Kames) und Seesedimente (Füllung der frei werdenden übertieften Talbereiche) bilden den Abschluss jedes Eiszeitzyklus.

### Übertiefte Talbereiche

Der Salzach- und auch der Traungletscher sind schöne Beispiele für die Entwicklung und Verbreitung übertiefer Bereiche in Abhängigkeit von der Gletscherentwicklung. Die generell als „Zungenbecken“ bezeichneten Bereiche treten bevorzugt im Zehrgebiet der Gletscherzungen auf und dürften genetisch an die dort herrschenden Verhältnisse gebunden sein (VAN HUSEN, 1979). Im Gegensatz zu den Gletscherzungen des Traungletschers (Zungenbecken des Traun-, Atter-, Wolfgang-, Fuschl-, Mond- und Irrsee), die den Alpenrand gerade noch erreichten, stieß der Salzachgletscher weit ins Vorland vor, wo er sich entsprechend ausbreiten konnte. So entstanden hier neben dem eindrucksvollen Stammbecken (Golling bis nördlich der Stadt Salzburg) die fingerförmigen Zweigbecken von Waller-, Trumer-, Matt-, Waginger See (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Das ebenfalls übertiefte Oichtental ist wie das Stammbecken wieder völlig mit Sedimenten aufgefüllt. Eine ähnliche Gestaltung zeigt sich auch im Bereich des Inngletschers (TROLL, 1924).

Eine zweite Gruppe von übertieften Talabschnitten ist in den Gletschersystemen nahe den primären Einzugsgebiete zu finden (Taf. 10), wo die Gletscherzungen jeweils am Ende der Eiszeit (Spätglazial) und in den Kaltphasen am Beginn der Eiszeitzyklen oder in den dazwischen liegenden schwächeren Zyklen zu liegen kamen (Abb. 22). Der große Unterschied in der Ausbreitung der Gletscher zwischen diesen und den Vollvergletscherungen erklärt sich ja aus den Längsprofilen der Täler und deren Einfluss auf die Eisausbreitung im Verhältnis zur Stärke der Klimaverschlechterung (s. o. Gletscherentwicklung). Es sind somit Zungenbecken mit deutlicher Übertiefung durch diese wiederholt aufgetretenen Eiszungen (VAN HUSEN, 1979).

Über die Tiefenlage des präquartären Untergrundes sind naturgemäß nur wenige direkte Daten vorhanden. Die durch Bohrungen bis in den Untergrund erfassten Werte geben auch nur eine generelle Tiefenlage der gesamten Felssohle an, da durch die Erosion der unter Druck stehenden Schmelzwässer an der Gletscher- sohle ein lebhaftes Relief mit Kolken und Rinnen entstanden ist.

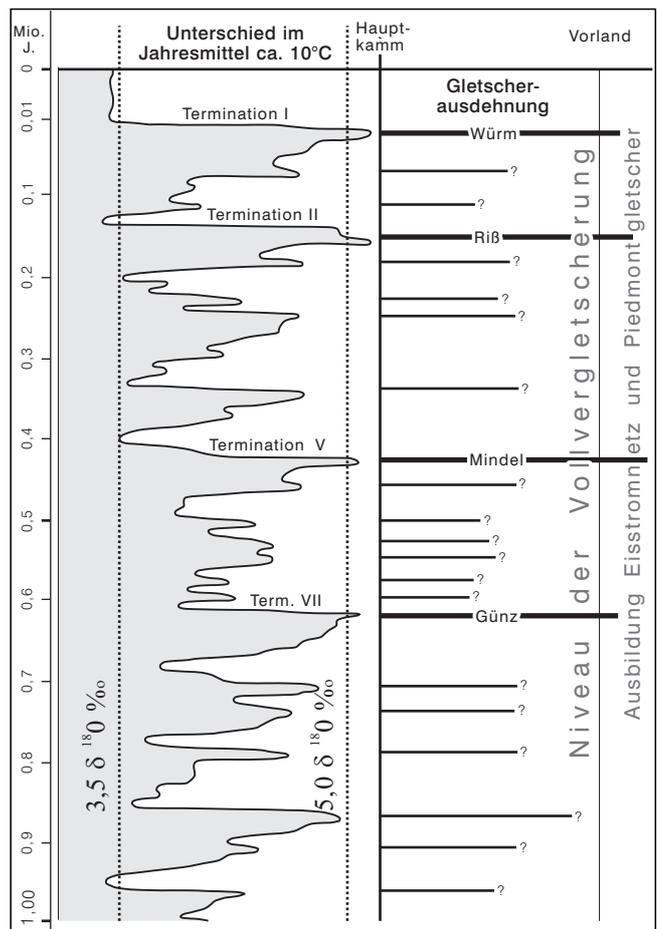


Abb. 22. Klimaentwicklung und die daraus resultierende Gletscherausdehnung in den Tälern der Ostalpen der letzten 1 Ma. Nähere Erläuterung siehe Text.

Die Bohrungen im Stammbecken südlich der Stadt Salzburg (☛Taf. 10) zeigen eine Beckensohle um 350 m unter dem Talboden an, die westlich der Stadt am morphologischen Nordrand der Alpen dann von rund 260 m rasch ansteigt und aushebt. Über mögliche tiefe Rinnen, östlich und westlich der Felsinsel bei Lieferung oder zwischen Mönchs- und Kapuzinerberg, ist nichts bekannt. Sie könnten Verbindungen einerseits zu der Rinne nordwestlich Laufen bei Vollern-Wimpassing mit mehr als 127,7 m Tiefe, andererseits zu jener im Oichtental bei Nussdorf mit über 248,8 m herstellen (WEINBERGER, 1952). Für diese von Weinberger als präglaziale Salzachtal angesehene Rinne wird neuerdings mit Hilfe geophysikalischer Messungen eine Tiefe von 350 m wahrscheinlich gemacht (BRÜCKL et al., im Druck). Von den anderen Zweigbecken sind nur die Seetiefen als Mindestwerte erfassbar, da keine Daten über die Mächtigkeit der postglazialen Sedimente in den Seebecken vorhanden sind.

Ebensolche Werte liegen von den Zungenbecken des Traungletschers vor. Nur südlich des Traunsees weisen seismische Untersuchungen auf Mächtigkeiten von mehr als 400 m hin (VAN HUSEN in EGGER, 1996). Im Chiemsee-Becken sind, außer der Seetiefe von 73 m, keine Werte bekannt.

Wie sich die Übertiefung im Inntal bis zum Alpenrand entwickelt, die um Wörgl nach reflexionsseismischen Messungen (Profile bei Kundl und Schafteuau) noch ca. 1000 m betragen soll (WEBER et al., 1993), ist wenig bekannt. Etwas weiter westlich, in einer Tiefbohrung in Kramsach (Unterlagen: Gemeinde Kramsach, Bohrbetreuung Dr. G. GASSER), ist hingegen der präquartäre Untergrund in Talmitte schon bei 372 m erreicht worden. Welche Werte unmittelbar am Ausgang ins Vorland vorliegen, muss völlig offen bleiben. Eine seismische Kartierung zeigt eine Ausrichtung eines 300 m tiefen Beckens – gefüllt mit den feinkörnigen Beckensedimenten des Sees von Rosenheim – nach NNW in gerader Verlängerung des Inntales. Es weist vom Ausgang des Inntales bei Flimsbach-Nussdorf bis Kirchdorf am Inn diese Tiefe auf. Die gesamte Übertiefung – erfüllt mit glazialen Ablagerungen – am Ausgang des Inntales soll hingegen noch bei über 300 m liegen (VEIT in WOLFF, 1973).

Die Tiefe des am Ausgang ins Alpenvorland anschließenden Beckens des Sees von Rosenheim (PENCK & BRÜCKNER, 1909; TROLL, 1924) nimmt dann nach Norden offensichtlich sehr rasch ab. Die Mächtigkeit der feinkörnigen Beckensedimente ist auf Höhe von Rosenheim bei Kolbermoor durch eine Bohrung bis auf 150 m sichergestellt (TROLL, 1924). Jüngere Seismik-Daten weisen auf mehr als 250 m hin (KRAUS & EBERS, 1965).

In den als Zweigbecken anzusehenden Buchten Simssee und im Norden und Westen ist die Mächtigkeit auf ca. 50 m beschränkt (SCHUMANN, 1969). Werte, wie sie im Vergleich mit dem Salzachgletscher plausibel erscheinen.

Leider sind für die zweite inneralpine Gruppe der Becken noch weniger Daten vorhanden, da tief reichende Bohrungen sehr selten sind. Die Werte der Übertiefung (☛Taf. 10) sind hier sicher geringer als am Alpenrand anzunehmen, wenn – bis auf den im Tal des Kleinsölkbaches (VAN HUSEN, 1979) – auch nur Werte „tiefer als“ angegeben werden können. Die von Dr. R. BRAUNSTINGL (Geologischer Dienst der Landesbaudirektion Salzburg) zur Verfügung gestellten Werte beziehen sich auf Bohrungen, die die Talfüllungen aber leider nicht durchörtert haben. Die Übertiefung erreicht teilweise sicher deutlich mehr als 100 m, worauf die Erdwärmesonde in Mittersill sowie die ganz am Talrand liegende Schlitzwand in Schüttdorf (bis 104,6 m Tiefe, vgl. Ausscheidung Nr 2) hindeuten. Eine sehr deutlich Übertiefung weist das Becken des Königssees mit über 200 m (Seetiefe 188 m) auf, die in dieser Gruppe nur annähernd vom Becken des Hallstätter Sees erreicht wird. Werte um die 200 bis 300 m würden in diesen großen Becken wie auch im Pinzgau nicht überraschen.

In dem kleinen Becken von Lofer haben die Thermalbohrung in St. Martin mit 104 m und eine in Lofer mit 100 m nur grobe Schotter respektive Bänderschlufluffe mit Kiesen durchörtert, erreichten aber nur teilweise den Untergrund. Ob sie ein isoliertes lokales kolkartiges Becken belegen oder dieses ein Teil einer durchgehenden tiefen Rinne im Saalachtal ist, muss offen bleiben – eine Frage, die sich auch im Salzachtal südlich vom Paß Lueg stellt.

In den Becken bildeten sich unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises Seen, die nach kurzer Zeit durch die Sedimentfracht der Gerinne verfüllt wurden. Nur im Traungletscher-Gebiet und im Chiemsee ist dieser

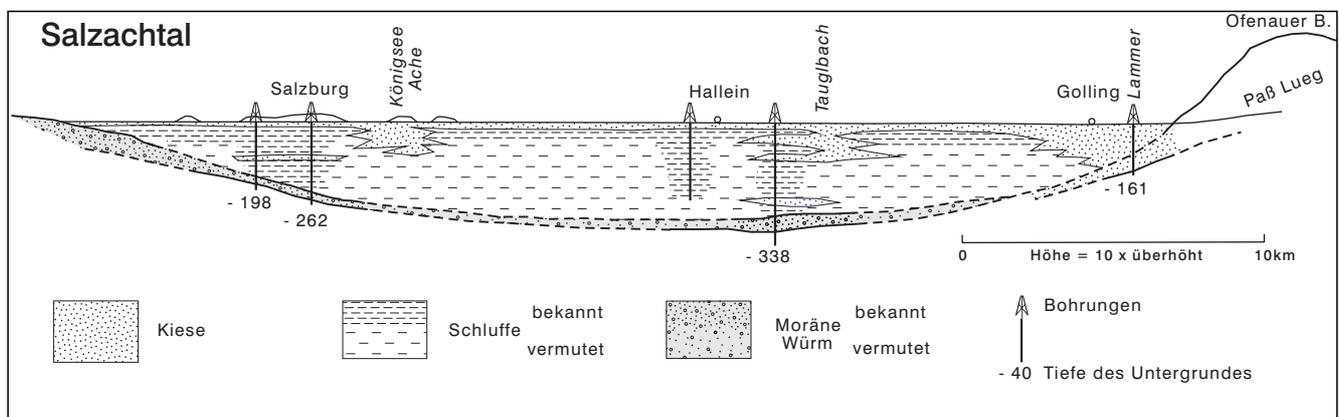


Abb. 23. Generalisiertes Längsprofil durch das Stammbecken südlich der Stadt Salzburg und seine Sedimentfüllung. Erläuterung siehe Text.

Verfüllungsprozess offensichtlich durch eine geringere Schwebführung der Flüsse noch nicht abgeschlossen. Die Verfüllung wird aber auch hier lang vor der nächsten Vergletscherung abgeschlossen sein (VAN HUSEN in EGGER, 1996). Der Zeller See stellt einen kleinen Rest des Sees im Pinzgau dar (vgl. Ausscheidung Nr 2). Bei der Verfüllung der Seen entwickelten sich an den Mündungen der Gerinne mächtige, grobkörnige Deltaablagungen (fore sets), während in der Beckenmitte die feinkörnigen Seesedimente (bottom set) mächtig entwickelt sind. Abgeschlossen wird diese Füllung dann von den jüngsten Flusskiesen (top set). Diese Verteilung ist besonders klar im Salzachtal (Abb. 23) zwischen Paß Lueg und Salzburg entwickelt (BRANDECKER, 1974; VAN HUSEN, 1979).

#### 4.7.1. Pliozän–Pleistozän

<b>31</b>	<b>Schotter von Reuharting-Schnelling und Äquivalente</b> <i>Kies, Sand</i>
-----------	--

Die Schottervorkommen stellen eigenständige, bis zu 20–25 m mächtige Schüttungen dar, die auch mit ihrem Sockel über dem Niveau der Älteren Deckenschotter liegen und demnach älter als diese sind. Ihre Sedimentstrukturen (kleinräumige Kreuzschichtung) und gelegentlich auftretende, schlecht gerundete grobe Gerölle belegen eine Bildung unter kalten Klimabedingungen (KOHL in KRENMAYR,

1997). Äquivalente dieser Schotter sind rund um den Hausruck erhalten, wo sie aus den umgelagerten Schottern des Neogens gebildet werden (VAN HUSEN in RUPP, 2008). In diesen Ablagerungen ist eine deutliche Anreicherung verwitterungsresistenter Gerölle (Quarze, Quarzite) durch Umlagerung und Verwitterung zu erkennen.

#### 4.7.2. Pleistozän

##### GÜNZ

<b>30, 29, 28</b>	<b>30 Vorstoßschotter</b> <i>Kies, Sand, Konglomerat</i>
	<b>29 Grund- und Endmoräne</b> <i>Steine, Kies, Sand, Schluff, unsortiert</i>
	<b>28 Älterer Deckenschotter</b> <i>Kies, Sand, Konglomerat</i>

Im Bereich des Salzachgletschers sind Ablagerungen des ältesten Gletschervorstoßes am Siedelberg (WEINBERGER, 1950, 1955; KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) bekannt, dessen südlichste Teile westlich Mattighofen noch ins Kartenblatt hereinreichen.

In den Sedimenten des Siedelberges zeichnet sich die Entwicklung während des weitesten Vorstoßes der Gletscherstirn schön ab. Die Akkumulation setzt mit sandigen Kiesen ein, die einen hohen Anteil – bis zu 60 % – der gut gerundeten Quarz- und Quarzitzerölle des neogenen Untergrundes führen. Diese finden sich auch in den liegenden Anteilen des Älteren Deckenschotters weiter im Norden, die ja gleichzeitig abgelagert wurden. Zum Hangenden ist der Einfluss der herannahenden Gletscherzunge durch den zunehmenden Anteil an Geröllen aus den Kalkalpen und der Flyschzone zu erkennen, wobei deren Sandsteine auch eine wesentlich schlechtere Rundung aufweisen (KOLMER, 2005). In der hangenden Moräne treten die Geschiebe aus dem neogenen Untergrund dann zu Gunsten der aus den Alpen stammenden Gesteine stark zurück. Ebenso ist in den hangenden Teilen der Älteren Deckenschotter eine starke Zunahme der Ferngerölle aus den Alpen parallel mit einer Zunahme der Korngröße bei Abnahme des Rundungsgrades zu bemerken. In den wenigen großen Aufschlüssen ist eine Verkittung der Kiese zu

beobachten, die von nur geringer Kornbindung in matrixarmen bis zu dichten, matrixreichen, gut verkitteten Teilen reicht. Diese führten früher zur Anlage verschiedener lokaler Entnahmen, in denen die Konglomerate für Bauzwecke gewonnen wurden.

In den hangenden Teilen der Älteren Deckenschotter ist eine weit fortgeschrittene, mehrere Meter eingreifende Verwitterung zu beobachten, die aber mit vereinzelt kaolinisierten Kristallin- und veraschten Karbonatgeröllen auch den gesamten Kieskörper beeinflusst. Neben diesen diffus auftretenden verwitterten Geröllen sind auch Geologische Orgeln zu beobachten, die mit 1–5 m Durchmesser den gesamten Terrassenkörper vertikal durchhörtern.

Der Endmoränenwall bildet den Rücken des Siedelberges, der durch Solifluktion in den folgenden Eiszeiten heute als sanfte breite Form vorliegt.

Weiter im Osten, außerhalb des Bundeslandes Salzburgs, finden sich an den Zungen des Traungletschers bei Frankenmarkt Vorstoßschotter und Grundmoräne (SPERL, 1984) sowie bei Berg SE Lindach Endmoränen des Günz (EGGER & VAN HUSEN, 2007). Das gehäufte Auftreten von „moränennahen, blockreichen Schottern“ um Sattledt, die in die weit verbreiteten Älteren Deckenschotter der Traun-Enns-Platte übergehen, wurden von KOHL (1958) als Endlage des günzzeitlichen Kremsgletschers gedeutet.

<b>27</b>	<b>Weißer Nagelfluh</b> <i>Konglomerat</i>
-----------	---

Im Raum Kremsmünster wurde seit der Römerzeit die Weiße Nagelfluh (ANGERER, 1909) als begehrter Baustein abgebaut.

Die matrixreichen Kiese weisen durch den hohen Gehalt an triadischen Dolomit- und Kalkgeröllen eine auffällig

helle, Namen gebende Färbung auf und werden als eine Schüttung eines Voralpenflusses aus dem Raum Laudach-, Almtal Richtung NE gedeutet (KOHL in KRENMAYR, 1997; EGGER & VAN HUSEN, 2007). Das häufige Auftreten wenig oder kaum gerundeter Blöcke (Kalke, Flyschsandsteine) in

den Kiesen deutet ebenso wie die Sedimentstrukturen auf eine rasche Akkumulation während einer Kaltzeit hin. Die Begrenzung der Weißen Nagelfluh zu den liegenden Älteren Deckenschottern und der hangenden Grauen Nagelfluh des Mindel ist durch gut ausgebildete Verwitterungshorizonte markiert. Diese Position legt ihre Bildung in der Kaltzeit (Abb. 22) zwischen den Eiszeiten Günz und Mindel nahe (KOHL in KRENMAYR, 1997).

fluh des Mindel ist durch gut ausgebildete Verwitterungshorizonte markiert. Diese Position legt ihre Bildung in der Kaltzeit (Abb. 22) zwischen den Eiszeiten Günz und Mindel nahe (KOHL in KRENMAYR, 1997).

## MINDEL

26, 25, 24

- 26 Vorstoßschotter  
*Kies, Sand, z. T. Konglomerat*
- 25 Grund- und Endmoräne  
*Steine, Kies, Sand, Schluff, unsortiert*
- 24 Jüngerer Deckenschotter  
*Kies, Sand, z. T. Konglomerat*

Der mindelzeitliche Piedmontgletscher hat im landschaftprägenden Rücken Sperledt – Adenberg ebenso eine im Sedimentaufbau klassische Endmoräne hinterlassen. Er setzt bei Feldkirchen bei Mattighofen am Nordrand der Karte an und zieht in weitem Bogen über Handenberg bis zum Weilharter Forst (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

Aufbau und Verteilung der Sedimente sind ähnlich wie am günzzeitlichen Siedelberg (KOLMER, 2005). Über den neogenen sandreichen, gut sortierten und gerundeten Kiesen, unterbrochen von Schlufflagen, folgen schlecht sortierte Grobkiese, die kaum Schichtung zeigen. Sie bestehen zu rund 30–40 % aus den aufgearbeiteten Kiesen des unmittelbaren Untergrundes, zu denen noch grobe, weniger bearbeitete Gerölle aus den Alpen (Flyschsandsteine, Kalke, Dolomite, Gneise, Glimmerschiefer) kommen. In diesen finden sich immer wieder Steine und Blöcke von ungerundeten Flyschsandsteinen und kalkalpine Blöcke bis zu 3 m Durchmesser (z. B. Gosaukonglomerat vom Gaisberg). Über diesen hauptsächlich in tieferen Einschnitten des Fillmannsbaches und anderer Gräben aufgeschlossenen Sedimenten folgen Moränenablagerungen, die durchwegs feinstoffreiche Korngemische mit Kiesen und Blöcken darstellen. Die groben Anteile sind Gesteine aus dem gesamten Einzugsgebiet des Salzachgletschers. Die aus dem Untergrund aufgenommenen Quarzgeschiebe treten nur untergeordnet in Erscheinung. Dabei ist zu beobachten, dass einerseits bereichsweise sehr reduzierte Spektren mit wenig verschiedenen Geröllen offensichtlich aus einem eng begrenzten Einzugsgebiet zur Ablagerung kamen (KOLMER, 2005), andererseits in Bereichen mit allen Gesteinstypen offenbar eine gute Durchmischung innerhalb der Gletscherzunge eintrat. Neben diesen matrixreichen Ablagerungen finden sich auch Bereiche matrixarmer Moränensedimente, die auf fluviatile Umlagerungsvorgänge am Gletscherrand hinweisen. In allen Bereichen finden sich gekritzte und polierte Geschiebe.

Die nördlich an den Moränenwall anschließenden Jüngeren Deckenschotter führen in ihren liegendsten Anteilen noch einen deutlichen Anteil an gut gerundeten Quarzen (bis 50 %), zu denen sich zum Hangenden hin zunehmend die groben Ferngeschiebe aus den Alpen mischen. In der Nähe der Endmoräne finden sich häufig Blöcke unterschiedlicher Größe in den groben sandreichen Schottern.

Moränen und Jüngere Deckenschotter weisen durchwegs eine mächtige Verwitterungsdecke auf, von der ausgehend in den oft konglomerierten Schottern Geologische Orgeln bis zu 10–15 m tief eingreifen.

Westlich der Salzach sind die Ablagerungen der Mindelzeit im Kartengebiet auf den Raum um Trostberg und nördlich davon beschränkt (DOPPLER, 1982). Es sind, entlang der Einschnitte (z. B. Alz) aufgeschlossen, gut verfestigte Schotter, die ein glazial geprägtes Relief aus Molassegesteinen und günzzeitlicher Moräne überdecken. Sie werden von gut gerundeten und sortierten Kiesen mit wechselndem Sandgehalt gebildet und zeigen Schräg- und Kreuzschichtung. In den hangenden Anteilen ist eine zunehmende Vergrößerung, einhergehend mit einer Abnah-

me der Rundung zu beobachten. Sie stellen die Vorstoßschotter dar und sind in direktem Übergang von der sehr grobblockigen Moräne des Mindelgletschers überlagert. Vorstoßschotter wie Moräne zeigen gleiche petrographische Zusammensetzung, die von Karbonaten (60–80 %) dominiert wird. Zusätzlich finden sich 8–16 % Quarz und Kristallin und einige Prozent Sandsteine (Flysch), die aber in der Moräne bis zu 20 % ansteigen können. Diese Zusammensetzung weist die Moräne als die des Salzachgletschers aus, die seine Endlage bei Trostberg erreichte. Der später noch von Reißmoräne bedeckte Rücken Trostberg – Engelsberg stellt den Endmoränenwall dar. Die mindelzeitlichen Konglomerate nordwestlich davon (Peterskirchen) werden als die Jüngeren Deckenschotter angesehen (DOPPLER, 1982).

Östlich an die Piedmontgletscherzunge des Salzachgletschers grenzte die Irrseezunge des Traungletschers an, wobei das Mattigtal bei Strasswalchen die Grenze bildete.

Die drei Zungen des Traungletschers (Irrsee, Attersee, Traunsee) bildeten jeweils eigenständige Zungen aus, die im Westen bis an den Südrand des Kobernaußer Waldes reichten (WEINBERGER, 1955; DEL NEGRO, 1969). Die Endmoränen werden durchwegs von generell feinstoffreichen, unklassierten Korngemischen aufgebaut, die häufig m<sup>3</sup>-große Kalk- und Sandsteinblöcke führen. Auf der Innenseite gehen die Endmoränensedimente in die Grundmoräne über, die durch den wesentlich höheren Feinanteil und eine hohe Kompaktion charakterisiert ist. In ihr finden sich bei Bauarbeiten oft sehr große Kalkblöcke.

Die Moräne überlagern Vorstoßschotter, die auch hier hohe Prozentsätze besser gerundeter Quarze und Quarzite führen, die aus den umgelagerten Schottern des Kobernaußer Waldes und des Hausruck stammen (SPERL, 1984; RUPP, 2008). Südlich von Frankenmarkt, im Stauberreich zwischen der Gletscherzunge der Irrsee- und Atterseefurche, erreichen diese Vorstoßsedimente große Mächtigkeit und zeigen eine Wechsellagerung mit feinkörnigen durch Stausituationen entstandenen Ablagerungen.

Östlich der breiten Gletscherzunge nördlich des Traunsees (VAN HUSEN in EGGER, 1996; EGGER & VAN HUSEN, 2007) erreichte nur noch eine Eiszunge im Kremstal den Alpenrand. Ihr auffällig weiter Vorstoß während der Mindel- und der nachfolgenden Reißzeit (KOHL, 2000) ist mit den Eisabflussverhältnissen im Ennsgletscher und deren Auswirkung auch auf die Nachbargletscher zu erklären (VAN HUSEN, 2000). Die feinstoffreichen Moränen bilden die landschaftprägenden Höhenzüge zu beiden Seiten des Kremstales zwischen dem Alpenrand und Kremsmünster. Die dazugehörigen liegenden Vorstoßschotter „Graue Nagelfluh“ (KOHL, 1977) sind entlang des Kremstales immer wieder aufgeschlossen und überlagern die Weiße Nagelfluh.

An alle diese Endmoränen des Mindelgletschers schließen die Jüngeren Deckenschotter an, die, in die Älteren Deckenschotter der Traun-Enns-Platte eingesenkt, den Flüssen folgen.

## Eisrandsediment, Kame (z. B. Salzburger Nagelfluh) Konglomerat

Die Konglomerate des Mönchsberges wurden von PENCK & BRÜCKNER (1909) als Ablagerungen eines Sees im Zungenbecken des Salzachgletschers, während des Mindel/Riß-Interglazials angesehen. Dazu wäre aber ein geschlossener mindelzeitlicher Moränenkranz von ~550 m Seehöhe nötig gewesen, der bald wieder weitgehend abgetragen worden wäre. Eine Situation, wie sie auch für einen etwas tiefer gespannten See nach der Rißzeit konstruiert wurde (GÖTZINGER, 1936 a, b, c).

Die Konglomerate des Mönchsberges und gleiche Ablagerungen (Hellbrunn, Adneter Riedl, Georgenberg) sind aber leichter als Kames und Eisrandbildungen während der Abschmelzphase des Gletscherkörpers anzusehen. Als Grundgebirgsauftragungen (z. B. Festungsberg, Kapuzinerberg) ausaperten, wurden die sich bildenden kleinen Seen durch die Sedimentfracht der Schmelzwässer rasch verfüllt (VAN HUSEN in PLÖCHINGER, 1987). Die durchwegs gut ver-

kitteten, fast überall deltageschichteten (fore set) Kiese weisen das Spektrum der Salzach und ihres gesamten Einzugsgebietes auf. Die Konglomerate des Mönchsberges waren ein sehr beliebter und vielfach verwendeter Baustein, der über Jahrhunderte in vielen Steinbrüchen (heute bis auf wenige Ausnahmen nicht mehr erkennbar) abgebaut wurde (KIESLINGER, 1964). Auch in den Konglomeratvorkommen weiter im Süden sind oft noch die alten Steinbrüche zu erkennen.

Diese als fortgeschrittene Talrandvermittlung anzusehende Konglomerierung zeigte in den Steinbrüchen große Unterschiede in ihrer Festigkeit. So waren matrixarme Lagen über 10er-Meter nur punktförmig und schwach verkittet (KIESLINGER, 1964). Diese unterschiedliche Verkittung sowie Verwitterungserscheinungen im Inneren des Mönchsberges wurden durch die Garagenbauten erschlossen und dokumentiert (HORNINGER, 1986).

## MINDEL/RISS-INTERGLAZIAL

### Gehängebrekzie Brekzie

Im Bereich der Karte finden sich, besonders am Südrand der Kalkalpen (Steinernes Meer, Dachstein, Grimming) sowie am Nordhang des Watzmann-Stockes und des Traunsteins bei Gmunden, ausgedehnte mächtige Brekzienvorkommen, die als Reste einer ehemals weiter verbreiteten Schuttanhäufung angesehen werden können (CORNELIUS, 1941). Es ist heute durchwegs gut verfestigter grober Hangschutt, der sehr oft reich an feinkörniger Matrix ist. Die Brekzien zeigen undeutlich grobbankige, hangparallele Schichtung, die durch den verschiedenen Matrixgehalt angezeigt wird und hauptsächlich auf wiederkehrende Murenereignisse in Wechselwirkung mit der gravitativen Schuttbildung begründet ist. Die großen Vorkommen sind

offensichtlich an Bereiche gebunden, wo weiche, duktile Gesteine (z. B. Werfener Schiefer) die härteren spröderen Kalke unterlagern, wodurch eine starke Schuttbildung, besonders bei tektonischen Bewegungen, ausgelöst wird (VAN HUSEN, 2000). Durch die fazielle sowie lagemäßige Übereinstimmung wurden diese Brekzien bis heute mit der Höttinger Brekzie (PENCK, 1921; AMPFERER, 1936) parallelisiert und demnach in den Zeitraum zwischen Mindel- und Rißzeit gestellt, was in guter Übereinstimmung mit anderen Indizien tektonischer Mobilität in den Ostalpen stehen dürfte (VAN HUSEN, 2000). Neuerdings wird auch eine Stellung im Riß/Würm-Interglazial diskutiert (SANDERS & OSTERMANN, 2006).

## RISS

### Fluvioglaziale Sedimente Konglomerat, Kies, Sand

Im Becken des Wallerseees treten weit verbreitet (Ursprung, Reicherting, Nordufer des Wallerseees, Tiefenstein Klamm) unter den jüngsten Moränenablagerungen Konglomerate auf, die auch unter der Moräne erbohrt wurden (Riedelwald, westlich Seekirchen). Die Konglomerate bilden demnach eine Platte, die das Wallerseebecken westlich bis nördlich des Sees erfüllt und nur durch eine Schwelle des präquartären Untergrundes (Flysch) bei Oberkirchham – Kothgumprechtung unterbrochen wird (EGGER & VAN HUSEN, 2003). Es sind durchwegs gut verfestigte, sandige bis sandreiche grobe Kiese, die lagenweise auch nur korngestützt schwach verkittete Lagen aufweisen. Die Kiese entsprechen in ihrer petrographischen Zusammensetzung dem heutigen Spektrum der Salzach. Sie führen einen hohen Prozentsatz an kristallinen Geschieben der Hohen Tauern, neben den Karbonaten der Kalkalpen und den Sandsteinen der Rhenodanubischen Flyschzone.

Die fluviatilen Schotter zeigen mit Lagen völlig unsortierter sandreicher Kiese, die Blöcke bis 80 cm führen, in Wechsellagerung mit intensiv kreuzgeschichteten Berei-

chen eine rasche Akkumulation eines braided river an. Die Schüttung erfolgt wahrscheinlich im Bereich der Zunge des vorrückenden Salzachgletschers, als das hydraulische Niveau die Schwelle Hallwang-Anthering überstieg und die Schmelzwässer über das Becken abfließen konnten. Sie akkumulierten eine bis zu 80–90 m (Bohrung Riedelwald –87,6 m) mächtige Schotterdecke, die eine glazial geformte und mit Grundmoräne bedeckte Landschaft überschüttete. Der Abfluss erfolgte offensichtlich ins Mattigtal, wo heute aber NW Neumarkt keine Reste zu finden waren (EGGER & VAN HUSEN, 2003).

In allen Bohrungen (Riedelwald) zeigt sich, dass die Konglomerierung nicht nur als Talrandvermittlung vorliegt, sondern offensichtlich den ganzen Kieskörper erfasst hat. Die Verkittung ist bis auf manche feinkörnige Lagen weit fortgeschritten und hat zu gut verfestigten Konglomeraten geführt, die mit schluffigen, wenig verkitteten Lagen wechsellagern. Diese und das Auftreten von verwitterten Geröllen (z. B. kaolinisierte Gneise, veraschte Dolomite) in den Konglomeraten lassen mindestens auf eine Akkumu-

lation in der Vorstoßphase der Rißeiszeit schließen, obwohl ein höheres Alter möglich ist. Durch die verwitterten Gerölle und matrixarmen Anteile ergibt sich eine hohe Porosität.

Die Konglomeratplatte ist nahezu vollständig von Grundmoräne bedeckt, die eine großzügige Drumlinisierung mit SW–NE-Streichen und dazwischenliegenden Wannen zeigt.

Am Rand der Platte treten ergebige Quellen (Ursprung, Tiefenbach, Bayerham) auf, die in der gleichen Höhe liegen und mit dem in den Bohrungen festgestellten Grundwasserspiegel korrespondieren. Das und Pumpversuche deu-

ten darauf hin, dass in den porenreichen Konglomeraten ein einheitlicher Grundwasserkörper entwickelt ist, in dem die schluffigen Lagen nur eng begrenzte Stauer darstellen (Unterlagen: AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG, Abteilung 6 Geologischer Dienst). Er erfüllt den Teil der Konglomerate bis zur Flysch-Schwelle im Norden und wird offensichtlich durch die Versickerung in den Mulden und Senken zwischen den Drumlins alimentiert. Dieser Grundwasserkörper wird bereits durch die Fassung der Tiefenbachquellen durch die Stadt Salzburg genutzt und stellt darüber hinaus eine Grundwasserreserve für weitere Nutzungen dar.

20, 19, 18

## 20 Vorstoßschotter

*Kies, Sand, z. T. Konglomerat*

## 19 Grund- und Endmoräne

*Steine, Kies, Sand, Schluff, unsortiert*

## 18 Hochterrasse

*Kies, Sand, z. T. Konglomerat*

Im Bereich der Vorlandzunge des Salzachgletschers sind östlich der Salzach, südöstlich Burghausen und nach der Unterbrechung durch die Niederterrasse des Unteren Weilharter Forstes bei Gilgenberg zwei deutliche, parallel verlaufende Moränenwälle der Rißeiszeit erhalten (WEINBERGER, 1955; KRENMAYR & SCHNABEL, 2006). Weiter südlich vereinigen sie sich und tauchen bei Heimhausen unter die Würmmoränen ein. Sie werden von feinstoffreichem Moränenmaterial mit ca. 20–30 % Kies und Blöcken aufgebaut, die häufig Kritzung zeigen. Die groben Anteile sind je zur Hälfte Karbonate und Kristallingesteine aus den Hohen Tauern und der Grauwackenzone. Auffällig ist, dass die bis zu 1–2 m Kantenlänge messenden Blöcke überwiegend Flyschsandsteine sind und nur wenige Kalke (z. B. Gosaukonglomerat) auftreten.

Die Endmoränenablagerungen südöstlich Burghausen werden von mit Blöcken durchsetzten, gut gerundeten, sandig-schluffigen Kiesen mit deutlicher Kreuzschichtung unterlagert. Diese Vorstoßschotter gehen nach Norden ebenso wie die hangende Moräne in die Hochterrasse über (KOLMER, 2005). An den Reiß-Endmoränen bei Gilgenberg setzt die Hochterrassenschüttung an, die den Adenberg umfasst und – vereinigt mit der aus dem Tal des Engelbaches kommenden – eine ausgedehnte Fläche um Schwand im Innkreis bis fast zum Inn hin bildet. Wie in vielen kleinen Tälern ist auch im Mattigtal die Hochterrasse ab Strasswalchen großflächig erhalten.

Westlich der Salzach setzen sich die zwei Moränenwälle nach SE bis Traunstein fort (EBERS et al., 1966). Die beiden Wälle südlich Burghausen finden hier eine zwanglose Fortsetzung bis Kirchweidach – Palling und um Tyrlaching nordwestlich Tittmoning (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006). Hier sind glaziale Ablagerungen der Rißeiszeit vom Nordrand des Kartenblattes fast flächendeckend zwischen den würmzeitlichen Ablagerungen des Salzach-, Chiemsee- und Inngletschers bis nördlich Traunstein verbreitet.

Zum Hochstand war der Raum von den drei Gletscherzungen komplett bedeckt, wobei offensichtlich eine andere Raumaufteilung der Gletscher als zur Mindeleiszeit eintrat. Der Westrand des Salzachgletschers bei Trostberg lag einige Kilometer weiter östlich als im Mindel (DOPPLER, 1982). So bedecken den Endmoränenwall Trostberg-Engelsberg-Rißmoränen mit einem auffällig hohen Gehalt an „Amphiboliten“ (Metabasite) und Grüngesteinen aus der Grauwackenzone (aus dem Einzugsgebiet der Tiroler Ache) im Gegensatz zu denen des Salzachgletschers, die durch helle Zentralgneisgeschiebe charakterisiert sind. Die

Grenze zwischen den Eismassen verläuft etwa bei der Linie Palling – Kirchweidach. Der Gletscher der Tiroler Ache (Chiemseebecken) behauptete sich offenbar gegenüber seinen mächtigen Nachbarn und konnte so weit nach Norden vorstoßen.

Im Osten zeigen die Endmoränen der Eiszungen des Traungletschers bereits eine sehr starke Differenzierung der einzelnen Eisströme. War nördlich des Attersees zur Mindeleiszeit eine riesige Piedmontzunge von Frankmarkt bis östlich Lenzing ausgebildet, so sind jetzt mehr isolierte Zungen bei Lenzing, St. Georgen und Powang entwickelt (WEINBERGER, 1955; DEL NEGRO, 1969). Die Moränen sind generell feinstoffreiche Sand-Kiesgemische, die oft große Blöcke führen. Glaziale Formung und Kritzung sind häufig. Die petrographische Zusammensetzung entspricht gänzlich dem Einzugsgebiet der Gletscherzunge, wobei sich die des unmittelbaren Zungenbereiches sehr deutlich niederschlägt. So führen die Zungen des Irrsee- und Attersee-Astes wesentlich mehr Flyschmaterial als die des Traunsee-Astes. Ablagerungen des Eisvorstoßes sind nur entlang der Dürren Ager aufgeschlossen (SPERL, 1984). Die sandigen, schlecht sortierten und gerundeten Grobkiese führen fast ausschließlich Flyschgesteinsschutt aus dem Einzugsgebiet des Flusses, der während des Eisaufbaues durch die starke Frostschuttbildung im Einzugsgebiet entstanden und zu einem ca. 10–15 m mächtigen Schotterkörper akkumuliert wurden. Nur in den obersten Teilen, unmittelbar unter dem Übergang in die Moräne, finden sich mehr gerundete Kalke, die durch die Eiszunge in das Einzugsgebiet der Dürren Ager eingebracht wurden, als sie das Becken des Attersees überwunden hatte.

An die Endmoränen der Gletscherzungen schließen die Hochterrassen an, die im Mattigtal und Ager-Trauntal weitläufig erhalten sind. Ein modellhaftes Beispiel der morphologischen Entwicklung der glazialen Serie (PENCK & BRÜCKNER, 1909) ist östlich Schörfling bei Oberachmann ausgebildet, wo Endmoränen und die anschließende Hochterrasse beim Eisrückzug nicht zerschnitten wurden (VAN HUSEN in EGGER, 1996). Spuren der Reißgletscher in den inneralpinen Tälern sind bis jetzt nicht mit Sicherheit nachweisbar gewesen, obwohl so manche stärker verwitterte Moränenablagerung durchaus aus dieser Zeit stammen kann. Ebenso ist anzunehmen, dass in den weit verbreiteten Vorstoßablagerungen der Würmeiszeit mancher ältere Anteil enthalten ist, ohne dass er mangels besserer Aufschlüsse abgrenzbar war.

## Eisrandsediment, Kame (z. B. Torrener Nagelfluh) Bänderschluft, Sand, Kies, Konglomerat

Im engeren Bereich des Zusammentreffens der Eiszunge des Salzachgletschers im Wallerseebecken und des Traungletschers in der Irrseefurche sind keine Endmoränenwälle erhalten geblieben. Im Gegensatz dazu bildet ein langgestrecktes Os den Rücken nördlich Strasswalchen in Verlängerung der Endmoränen bei Ederbauer (EGGER & VAN HUSEN, 2003). Zeugen dieses ersten Zerfalls der Eiszungen sind auch noch in der Eisrandterrasse östlich Strasswalchen und der Kameterrasse westlich bei Tannham erhalten. Diese gehen in die Hochterrassenfläche im Mattigtal über, wodurch eine mehr oder weniger gleichzeitige Schüttung angezeigt wird. Somit ist hier, im Vorfeld von beiden Gletscherzungen, offensichtlich bis in die ersten Abschmelzphasen das Abflusssniveau auf Höhe der Hochterrassenoberfläche erhalten geblieben.

Wie zur vorangegangenen Mindeleiszeit sind im Salzburger Zungenbecken während des Eiszerfalls in eisfrei gewordenen Bereichen Sedimente abgelagert worden. Es sind die grobkörnigen Anteile von Deltaablagerungen, die

heute als Konglomerate bis zu 20 m über das heutige Salzachniveau aufragen und bis auf das Vorkommen in Urstein auf den Bereich knapp nördlich der Salzachöfen konzentriert sind (VAN HUSEN in PLÖCHINGER, 1987). Der Internbau ist am klarsten in den Steinbrüchen bei Torren zu erkennen. Hier lagert über den mit rund 25° nach Norden einfallenden Fore-set-Schichten eine 5–8 m mächtige horizontal geschichtete Top-set-Lage aus groben sandigen Kiesen. Die je nach Feinstoffgehalt mehr oder weniger gut verfestigten löchri-gen Konglomerate werden hauptsächlich als Werksteine gewonnen (KIESLINGER, 1964). Die Konglomerate zeigen an der Oberfläche Eisüberarbeitung und werden auch wegen der tief greifenden Verkittung als älter als die Würmvereisung anzusehen sein (GÖTZINGER, 1936c). Die Ablagerungen dürften somit am ehesten Reste einer Seefüllung im Salzburger Zungenbecken in der ausgehenden Rißeiszeit sein, wie sie auch nach der Würmeiszeit auf tieferem Niveau erfolgte (VAN HUSEN, 1979). Der Seespiegel wäre damals nur um gut 20 m höher gelegen (Abb. 23).

## WÜRM

- 16 Seeablagerung**  
*Ton, Schluff, feinsandig*
- 15 Vorstoßschotter, fluviatile Ablagerung**  
*Kies, Sand*

Entlang des Salzachtals und seiner Nebentäler sind sehr schön die verschiedenen Formen der fluviatilen Verschüttung alpiner Täler erhalten, die im Zuge einer zu einer Eiszeit führenden Klimaverschlechterung abgelagert wurden. Als sich die Täler der Nordseite der Hohen Tauern mit Eis füllten, kam es – durch die starke Frostschuttbildung und Verfrachtung – im Haupttal zur Ablagerung mächtiger Schwemmkegel mit dazwischen liegenden Staubereichen mit feinkörnigen Ablagerungen. Beispiele dafür sind die Sedimente des Großarl- und Wagreinerbaches, auf denen St. Johann im Pongau steht, oder die feinkörnige Talfüllung weiter südlich bei Niederuntersberg. Bereits zu dieser frühen Zeit des Eisaufbaues begannen sich auch derartige Ablagerungen in den engen Talstrecken westlich Schwarzach (z. B. Embach) zu bilden. Die große Mächtigkeit bei Embach wurden durch eine kontinuierliche Akkumulation erreicht, die bis zu dem Zeitpunkt andauerte, als die Eiszungen aus dem Gasteiner und Rauriser Tal auch das Salzachtal zu füllen begannen (EXNER, 1979).

Als die Gletscher dann das Salzachtal bei Bischofshofen zu besetzen begannen, wurde das Tal des Fritzbaches mit mächtigen Sedimenten erfüllt, die durch die Stauwirkung des Salzachgletschers entstanden. Es sind dies teils Bändertone, die in temporäre Seen abgelagert wurden, teils auch grobe sandige Kiese in Wechsellagerung mit schluffigen Sanden. Das Material wurde aus dem Fritztal und seinen Nebengraben geschüttet und besteht somit zu einem hohen Prozentsatz aus Gesteinen der Grauwackenzone und der Werfener Schichtfolge. Die Reste dieser Talfüllung liegen diesen schiefrigen Gesteinen auf, in die der Bach wieder eingeschnitten hat. Die an sich geringe Standfestigkeit der feinkörnigen Ablagerung wird durch diese Unterlagerung noch verstärkt, was zu schwierigen Verhältnissen für den Verkehrswegebau (Straße, Bahn) führt. So musste beim Bau der Tauernautobahn ein hoher Aufwand an Drainagemaßnahmen, Ankern und aktiven Entwässerungsmaßnahmen eingesetzt werden, um z. B. die Dammstrecke westlich des Reittunnels errichten (AMT DER SALZBURGER

LANDESREGIERUNG, 1/81) und später erhalten zu können. Die Bewegungen müssen noch heute ständig durch Extensometer und Inclinometer kontrolliert werden. Über den Beobachtungszeitraum von nahezu 30 Jahren ergaben sich witterungsabhängig Bewegungen von 7–12 mm/Jahr (mündliche Mitteilung Dr. H. BREYMAN, Radstadt), die immer wieder zu Reparaturen der Fahrbahn Anlass geben.

Ähnliche Stauseesedimente haben sich in wesentlich geringerem Ausmaß am Almbach (Adnet) und bei Glasenbach entwickelt (GÖTZINGER, 1936b,c), als das Salzachtal fortschreitend vom Gletscher erfüllt wurde. Auch hier werden die Vorstoßsedimente vom lokalen Schutt gebildet und führen in den liegenden Anteilen feinstoffreiche Lagen und Bänderschluße.

Bei Ostermiething kam es während der Ausbreitung der Gletscherzunge in der Talniederung der Salzach zu einem Überfließen der Schmelzwässer nach Norden und Nordosten. Die Kiese bilden eine ausgedehnte Platte nördlich St. Pantaleon (Alte Platte [WEINBERGER, 1955]) von sandigen, unverkitteten Kiesen, die die petrographische Zusammensetzung der Salzachkiese aufweisen und in die hangende Grundmoräne übergehen (SALCHER, 2005). Diese Situation trat ja schon in der Rißeiszeit (oder früher?) im Wallerseebecken auf.

Rund 120 m mächtige Sedimente sind auch zwischen dem Salzachgletscher und dem Traungletscher im Thalgau entstanden, als das Tal von den beiden aufeinander vorrückenden Eiszungen unmittelbar vor dem Höhepunkt der Vereisung völlig abgedämmt wurde. Es sind durchwegs grobe sandige Kiese, die in den liegenden Anteilen immer wieder feinkörnigere Einschaltungen zeigen. In den seit dem Autobahnbau (KIESLINGER, 1964) ausgedehnten Kiesgruben im Nordteil des Rückens sind auch mächtige Lagen mit Deltaschüttung entwickelt. Sie zeigen mit Fortschritt des Abbaus wechselnde Schüttungsrichtungen von West, Ost und Süd an. Diesen Schüttungsrichtungen entspricht auch jeweils die Geröllführung, die mit Variationen hauptsächlich Gerölle aus den Kalkalpen und der Flyschzone

und einige Kristallineschiebe aus dem Salzachtal aufweist. Im hangenden Bereich sind auch immer wieder große Blöcke eingelagert, die den Übergang zur Grundmoräne an der Oberfläche des Rückens markieren (EGGER & VAN HUSEN, 2003). Zu einem früheren Zeitpunkt sind die Vorstoßsedimente bei Fieberbrunn, wohl auch durch Abdämmung der Talfurche zwischen den sich aufbauenden Eismassen im Tal der Kitzbühler Ache und der Saalach, entstanden.

Eine differente Genese weisen die Schotter bei Laufen auf. Es sind dies mächtige sandige Grobkiese, die entlang der Salzach zu beiden Seiten, südlich und nördlich von Laufen mit deutlicher Talrandverkitzung aufgeschlossen sind. Sie wurden früher einer innerwürmzeitlichen „Laufenschwankung“ zugeschrieben (PENCK & BRÜCKNER, 1909; GÖTZINGER, 1936 a). Es sind sandige Grobkiese, die in ihrer Zusammensetzung dem Spektrum der Salzach entsprechen und zum Hangenden stellenweise Übergänge in die Grundmoräne des Würm aufweisen. Es handelt sich demnach um die Vorstoßschotter, die unmittelbar vor der

Front des vorrückenden Gletschers abgelagert wurden und hier auf einer Schwelle des neogenen Untergrundes erhalten geblieben sind. Ähnliche Ablagerungen finden sich auch weit verbreitet im Becken von Bad Aussee (VAN HUSEN, 1977), die früher ebenso der „Laufenschwankung“ zugeordnet wurden (PENCK & BRÜCKNER, 1909; GÖTZINGER 1935).

Weitere mächtige Kiesablagerungen unterhalb der letzteiszeitlichen Grundmoränen finden sich im Murtal östlich St. Michael, im Ennstal in der Ramsau und am Gröbminger Mitterberg sowie im Raum Kitzbühel (HEINISCH et al., 2003) und bei Hopfgarten im Brixental. Die hier als Vorstoßsedimente in der Karte eingetragenen Ablagerungen sind durch organogene Reste als aus dem vorletzten Interglazial (Eem) und dem Frühwürm stammend ausgewiesen. Sie belegen die wechselhafte Entwicklung der Talböden durch die Klimaschwankungen am Beginn des Würm (REITNER, 2005). Dass die Schieferkohlen der Ramsau eine ähnliche Entwicklung im oberen Ennstal anzeigen, kann angenommen werden (DRAXLER & VAN HUSEN, 1978).

### Grund- und Endmoräne (inkl. Rückzugsstadien) *Steine, Kies, Sand, Schluff, unsortiert*

Wie bei den Vorstoßsedimenten sind die glazialen Reste der letzten Eiszeit am weitesten verbreitet und teilweise besonders im Alpenvorland auch großflächig erhalten geblieben. Auch hier sind wahrscheinlich ältere Moränensedimente enthalten, ohne dass sie von den jüngeren Ablagerungen abtrennbar sind, auch wenn manche Hinweise (z. B. höherer Verwitterungsgrad) auf ein höheres Alter hinweisen.

Der Gletscher stieß entlang der Salzach bis knapp über Tittmoning hinaus vor. Dabei entstand eine nach NW orientierte Vorlandzunge, die in mehrere Eislapen zu gliedern ist. Nach Verlassen des Stammbeckens südlich der Stadt Salzburg breitete sich das Eis aus und erfüllte die Furche des Waginger Sees mit den Endmoränen westlich davon. Daran schloss die Hauptzunge im Salzachtal an. Die Grenze zwischen den beiden Zungen ist durch die Eindellung der Endmoränen bei Tengling markiert.

Östlich der Salzach sind die Eiszungen in den Furchen des Ibmer Moores und des Oichtentals kaum am Verlauf der Endmoränenzüge zu erkennen. Sehr deutlich bilden sich hingegen jene der Trumer Seen und des Wallersees ab. Die Endmoränen umfassen die Vorlandzunge, reich gegliedert und fast durchgehend. Sie sind durch ihr vielfältiges Kleinrelief von den gleichmäßigen, durch Solifluktion deutlich sanfter geformten Wällen der älteren Eiszeiten zu unterscheiden.

Im gesamten Verlauf sind zwei Moränenzüge zu erkennen, die mehr oder weniger parallel verlaufen (EBERS, 1966; WEINBERGER, 1955). Es sind dies ein niedrigerer, äußerer (Maximalstand) und ein mächtigerer innerer Wall (Hochstand), die jeweils mit einer Terrassenschüttung verbunden sind. Der von WEINBERGER (1955) als dritter beschriebene innerste Wallzug mit verbreiteten Kamebildungen ist am deutlichsten im Oberen Weilharter Forst bis zum Oichtental zu verfolgen. Jüngste Kartierungen ergaben, dass in allen Aufschlüssen dieses Gebietes südlich der Moränen von Maximal- und Hochstand nur gewaschene und teilweise gut sortierte Schotter zu finden sind, die mit unterschiedlichstem, auch sehr steilem Einfallen ( $>30^\circ$ ) eine für Kamebildungen typische Ausbildung aufweisen (SALCHER, 2005). Diese Sedimentationsstrukturen, gepaart mit den vielen Toteisformen, belegen eine Bildung dieser Sedimente während der allerersten Abschmelzphase der flachen Eiszunge. In den anderen dickeren Eiszungen, die in tieferen Zungenbecken lagen, treten derartige Kamebil-

dungen stark zurück. Diese Ablagerungen stehen dann auch mit keiner Terrassenschüttung im Vorland mehr in Verbindung.

Am Rand der Gletscherzunge im Becken des Wallersees und im westlichen Thalgau entwickelte sich ein Abfluss am Eisrand, der südlich des Kolomansberges einsetzt und bis Neumarkt am Wallersee zu verfolgen ist (EGGER & VAN HUSEN, 2003). Er hat in der kurzen Zeit des Hochglazials ein bis zu 20 m tiefes Kastental in die Flyschgesteine eingeschnitten, wodurch auch die großen Massenbewegungen an der Gr. Plaike ausgelöst wurden (vgl. Nr. 6, 7).

Die petrographische Zusammensetzung der Moränengeschiebe ist naturgemäß abhängig vom Einzugsgebiet des jeweiligen Eisstromes. Darüber hinaus ist aber durch Schmelzwassertransport innerhalb des gesamten Salzachgletschers und durch die Aufnahme von Geröllern aus älteren Flussablagerungen eine gute Durchmischung erfolgt. So finden sich meist gut verteilt in den Moränen die Gerölle des gesamten Einzugsgebietes. Dieses spiegelt sich auch in den großen erratischen Blöcken, die entweder noch erhalten sind oder im Zuge von Bauarbeiten gefunden werden, wider (EBERS et al., 1966). Auffällig dabei ist die Verbreitung des groben Gosaukonglomerates vom Gaisberg, die im Raum Eugendorf, Wallersee teilweise in Form riesiger Blöcke (bis  $\sim 3 \text{ m}^3$ ) sehr häufig zu finden ist.

An den Gletscherzungen des Traungletschers im Osten ist die gleiche Zweiteilung der Endmoränen in einen Maximal- und Hochstand (van Husen, 1977) zu beobachten, die auch hier jeweils mit eigenständigen Schüttungen der Niederen Tauern verknüpft sind (EGGER & VAN HUSEN, 2003; VAN HUSEN, 1989; EGGER, 1996).

Im Westen besonders im Bereich des Inngletschers ist ebenso eine vielgliedrige Staffelung der Endmoränen (Kirchseeoner, Ebersberger, Ölkofener und Stephanskirchener Stadium) zu finden (TROLL, 1924; EBERS, 1966). Am Chiemseegletscher zeichnet sich im Würm, im Gegensatz zu den kräftigeren älteren Eiszeiten, auch morphologisch eine eigenständige Gletscherzunge ab. Sie stand nur W Prien während des Hochstandes mit dem Inngletscher über längere Zeit in Kontakt.

Eine auffällige Form stellen aber die Moränenzüge dar, die bei Seeon ansetzen und in einem weiten Bogen nach NW bis Schneitsee zu verfolgen sind. Sie verbinden die mächtigen Endmoränen des Inngletschers östlich Wasserburg mit denen des Chiemseegletschers. Es sind dies

recht niedrige Wälle, die geringmächtig auf den rißzeitlichen Ablagerungen liegen. Sie umschließen eine dünne, groblockige Grundmoränendecke, die in ihrem südlichen Teil gegen Seeon in Kameablagerungen mit vielen Toteislöchern (Kesselfeld) und in die Niederterrasse (TROLL, 1924) übergeht. Es dürfte sich dabei um den maximalen Vorstoß des Inngletschers handeln, der über niedrigere rißzeitliche Ablagerungen vorstoßen konnte. Die Sedi- mententwicklung entspricht gänzlich der Situation des Eiszerfalls einer ganz flachen Gletscherzunge, vergleichbar mit jener im Oberen Weilharter Forst.

Im Bereich der Vorlandzunge des Salzach-, Chiemsee- und Inngletschers ist über große Strecken Grundmoräne flächendeckend verbreitet. Es sind dies überwiegend Korn- gemische von Kiesen und Sanden, die einen hohen Anteil an Schluff und Ton (bis zu 50 %) aufweisen, bereichsweise aber auch matrixfrei sein können. Die gröberen Geschiebe (besonders Kalke) zeigen oft Kritzung und Politur, ebenso wie die nicht seltenen Blöcke verschiedenster Herkunft. Die Grundmoräne zeigt eine weit wellige, sanfte, hügelige Oberfläche, in der es oft in Wannen und Senken über Tonen zu stauender Nässe und Moorbildung kam (heute sind diese weitgehend durch die Melioration verschwunden).



**Niederterrasse**  
*Sand, Kies, z. T. Konglomerat*

Von den Endmoränen beider Gletscherstände des Würm-Hochglazials des Salzachgletschers gehen Terrassen- schüttungen aus, die als schmale Terrassenfluren im Schwemmbach (Wallersee), Mattigbach (Obertrumerseen, Mattsee), Engelbach und Fillmannsbach entwickelt sind (WEINBERGER, 1955; KOLMER, 2005). Westlich der Salzach entwickeln sich bei Kanner und Palling ebensolche Terrassen, die in die Niederterrasse des Chiemseegletschers entlang der Alz münden (TROLL, 1924; EBERS et al., 1966; DOPPLER, 1982).

Eine sehr breit entwickelte Niederterrassenschüttung stellt die Schwemmebene des Unteren Weilharter Forstes dar, die nach der Eiszeit nicht durch ein Gerinne zerschnit- ten wurde. Die mächtigen Kiese wurden aus subglazialen Rinnen (WEINBERGER, 1955, 1957) der Salzachgletscher- zunge während beider Gletscherstände geschüttet, die bis zum Ende der Ausbildung der Kamesedimente am Süd- rand des Oberen Weilharter Forstes in Aktion blieben und somit nicht durch die Sedimente des Eiszerfalls verschüttet wurden (SALCHER, 2005). Die Rinnen durchschneiden in einem Netzwerk die Vorstoßschotter bei Ostermiething,



**Lösslehm aus verschiedenen Eiszeiten, an der Oberfläche vorwiegend Würm**  
*Schluff, feinsandig*

Löss und Lösslehm finden sich in nennenswerter Mäch- tigkeit nur auf den quartären Ablagerungen, die älter als die Würmvereisung sind. Generell tragen diese in der Nachbarschaft mit würmzeitlichen Terrassen eine Lössde- cke, deren Mächtigkeit von den örtlichen Strömungsver- hältnissen (Luv und Lee) und den vorherrschenden NW- Winden abhängt. In der Karte sind diese Ablagerungen (z. B. Traun-Enns-Platte) nicht extra ausgeschieden, sind aber weit verbreitet (KOHL in KRENMAYR, 1997).

Der Löss im Kartenbereich ist durch Ausblasung aus der kalkreichen Flussfracht (Traun, Alz) als stark kalkhaltiger, toniger Schluff abgelagert und durch Verwitterungsvorgän-

Die Eisflussrichtung wird in den ausgedehnten Grund- moränenlandschaften durch Drumlins angezeigt, die ver- einzelt oder in Gruppen auftreten. Derartige Formen finden sich um den Wallersee, Obertrumer See und bei Lam- prechtshausen östlich und um den Waginger See westlich der Salzach. Ebenso zu erwähnen sind die ausgedehnten Drumlinfelder nördlich Rosenheim beiderseits des Inn.

Inneralpin sind Grundmoränen nur als eng begrenzte Vorkommen an Hängen zu finden. Ausnahmen bilden hier nur Vorkommen in kleineren Becken (z.B. Saalfelden, Abtenau, Tamsweg, Bad Aussee und Kitzbühel – St. Jo- hann) oder auf Terrassenkörpern (z.B. Ramsau bei Schladming, Gröbming Mitterberg), wo auch über große Flächen Grundmoräne abgelagert wurde und erhalten ge- blieben ist.

Endmoränen der spätglazialen Gletscherstände (z.B. Gschnitz, Egesen) sind bis auf wenige Ausnahmen (Goise- rer, Ausseer Becken) wegen ihrer geringen Größe in der Karte nicht eingetragen. Sie finden sich in den Tälern der Hohen Tauern sowie um die Kalkplateaus und lassen eine Rekonstruktion der Gletscherentwicklung in diesem Zeit- raum zu (PATZELT, 1975; VAN HUSEN, 1977, 2000).

Holzöster und sind heute noch bis zu den Endmoränen zu verfolgen (SALCHER, 2005).

Neben dieser breiten Niederterrassenschüttung des Un- teren Weilharter Forstes entwickelte sich auch eine schmä- lere im Bereich der Salzach, westlich der Rißmoränen süd- lich Burghausen. Der Terrassenkörper ist heute durch die Salzach bis ca. 70 m tief in die rißzeitlichen Ablagerungen und den neogenen Untergrund unterschritten. Bei Dutten- dorf fand sich in diesem Einschnitt über verwitterten Kiesen der Rißzeit Solifluktionsschutt und kaltzeitlicher Löss, der noch von ca. 4 m mächtigen, unverwitterten Kiesen der Niederterrasse überschüttet wurde. Die im Löss enthalte- nen Schnecken ergaben ein <sup>14</sup>C-Alter von 21.650±250 BP = cal. 25.900±590 BP (TRAUB & JERZ, 1975), das durch ein OSL-Datum (21.300±2.300) mehr oder weniger bestätigt werden konnte (Starnberger et al., 2008). Diese Daten markieren das Ende der Schüttung der Niederterrasse im Salzachgebiet und sind in gutem Einklang mit anderen Daten im Bereich der Ostalpen (VAN HUSEN, 2000; MONE- GATO et al., 2007).

ge und Entkalkung weitgehend zu Lösslehm umgewandelt worden. Auf älteren Sedimenten (z. B. Deckenschottern) sind in den Lössablagerungen öfter auch Paläoböden (fos- sile Parabraunerden) eingeschaltet. Bei den mächtigen Vorkommen an der Ostabdachung des tertiären Hügellan- des nördlich Lambach dürfte es sich eher um kalkfreie Staublehne handeln (KOHL in KRENMAYR, 1997).

Die rißzeitlichen Moränen und Terrassen um Trostberg sind von einer 1–2 m mächtigen Lösslehmdecke überzo- gen, die in Kuppenlagen ausdünnen oder fehlen kann (DOPPLER, 1982).

### Eisrandsediment, Kame *Kies, Sand, Schluff*

Neben den ausgedehnten Kameablagerungen des Oberen Weilhaar Forstes sind im Bereich des Salzachgletschers derartige Sedimente noch an den Berührungspunkten mit dem Traungletscher im Thalgau und bei Koppl – Faistenau gebildet worden (EGGER & VAN HUSEN, 2003). Sie entstammen ebenso der Zeit um die beiden Hochstände der Würmeiszeit, als die Gletscherzungen durch die dazwischen abfließenden Schmelzwässer stark mit Schutt bedeckt waren. Der danach einsetzende Abschmelzvorgang der Gletscherzungen hinterließ eine Vielzahl an Eisrandterrassen. Sie werden über teilweise mächtigen Bändertonen (bottom set) aufgebaut und stellen die Verfüllung mehr oder weniger ausgedehnter Eisrandseen dar. Sie markieren aber keine klimatisch bedingten Halte des Abschmelzvorganges, sondern zufällige, kurzfristige und lokale Seebildungen aufgrund der sich rasch ändernden Abflussverhältnisse am Eisrand. Durch das große Schuttangebot während des Abschmelzens werden diese in kürzester Zeit (Monate, einige Jahre) verfüllt und stellen somit keine Zeitmarken dar, die regional parallelisierbar wären. Dagegen spricht auch, dass die rekonstruierbaren Wasserspiegel innerhalb eines Talsystems oft nicht korrelierbar sind, da sich nicht immer ein einheitliches hydraulisches System eingestellt hat.

In den Zweigbecken (z. B. Waginger See, Wallersee) sind beim Abschmelzen der Gletscherzungen große Toteiskörper erhalten geblieben, die auch noch bestanden hatten, als die Schwellen zum Stammbecken bereits eisfrei waren. So wird das Tal der Fischach von mächtigen Eisrandbildungen begleitet, die in den freien Raum zwischen diesem Toteiskörper und gegen den abschmelzenden Eiskörper im Salzachtal geschüttet wurden (EGGER & VAN HUSEN, 2003).

Ausgedehnte Eisrandterrassen sind noch im Fritzbachtal und um Lungötz sowie bei Maria Alm und Leogang entwi-

ckelt, die auf sich länger haltende Eiskörper in den Becken von Bischofshofen und Saalfelden hinweisen.

Bis auf einige Eisrandstaukörper an der Sonnseite des Salzachtales im Pinzgau sind die unzähligen kleineren derartigen Terrassenkörper aus Maßstabsgründen auf der Karte nicht verzeichnet.

Im Süden ist ein spektakulärer, an die 100 m mächtiger Terrassenkörper dieser Genese noch im Liesertal von der Lieser gegen die Gletscherzunge aus dem Maltal geschüttet worden (PESTAL et al., 2006).

Im Westen zeichnet eine vielgliedrige Sequenz von Eisrandterrassen am Südabfall des Kaisergebirges bei Ellmau und im Tal der Brixener Ache bei Hopfgarten den Zerfall des Eisstromnetzes zwischen Inneis, den Eisströmen aus den Kitzbüheler Alpen und dem aus dem Pinzgau im Tal der Großen Ache nach. Beim raschen Abschmelzen der Eismassen an der Südseite des Kaisergebirges entstanden hier Eisstauseen mit stark variierenden Spiegelhöhen, deren Verfüllung die Dynamik der lokalen Kargletscher (Vorstöße) in Zusammenhang mit der Befreiung vom Gegendruck des Eisstromnetzes rekonstruieren lässt, bis schließlich nach dessen Zerfall im Talboden noch die ausgedehnten Terrassen um Ellmau aufgeschüttet wurden (REITNER, 2005).

Im Tal der Brixener Ache ist ein ähnlicher Ablauf der Wechselwirkung zwischen den lokalen Eisströmen von Süden und dem abschmelzenden Ferneis rekonstruierbar. Als letzter Akt entstand dann die großflächige Terrasse zwischen Westendorf und Itter in einem großen See, der vom Inneis gestaut wurde (REITNER, 2005). Im Inntal sind wohl gleichzeitig noch die ausgedehnten Kamesedimente entstanden, die als Typlokalität für das Bühlstadium angesehen wurden (PENCK & BRÜCKNER, 1909; MAYR & HEUBERGER, 1968).

### Solifluktionsschutt, -lehm, Blockgletscherablagerung (N Grünau) *Schluff, Sand, Kies, Blockwerk*

Solifluktionsschuttdecken aus der Zeit des Dauerfrostbodens in den Eiszeiten sind generell auf vielen Hängen außerhalb der ehemaligen Gletscherzungen entstanden. Ihre weiteste Verbreitung haben sie im Kobernauber Wald und Hausruck, im Tertiärhügelland südöstlich davon und in der Flyschzone. Sie sind durch das Fehlen der nötigen Aufschlüsse nicht erfass- und abgrenzbar und daher ebenso wie die Lössbedeckung nicht ausgeschieden. Es handelt sich dabei je nach Ausgangsgestein um mehr oder weniger feinkorndominierte Ablagerungen von 1–2 m Mächtigkeit.

Eine spezielle Form der Bildungen des Permafrostgebietes stellen die Blockgletscher im Almtal nördlich Grünau dar. Durch eine tektonisch bedingte, übermäßige Produktion von Frostschutt am Nordrand des Zwillingkogelzuges stauten sich in den Gräben (z. B. Hauergraben) mächtige Schuttströme, die als Blockgletscher noch nach dem Abschmelzen des Almgletschers in das Zungenbecken eindringen (EGGER & VAN HUSEN, 2007).

## 4.7.3. Pleistozän (Würm-Spätglazial) – Holozän

### See- und Deltasediment *Meist Seeton, z. T. Sand und Kies*

Seesedimente größerer Mächtigkeit und Verbreitung wurden im Salzachgletschergebiet nach dem Abschmelzen der Eiskörper sowohl im Stamm- als auch in Zweigbecken abgelagert.

So entstand nach dem Abschmelzen des Eiskörpers, an dessen Rand die Kamehügel um lbm und das Os von Hackenbuch (WEINBERGER, 1957) gebildet worden waren,

ein flacher See. Er wurde offensichtlich sehr rasch durch die hohe Schwebführung der Schmelzwässer im Stammbecken mit Bändertonen verfüllt. Zur selben Zeit entstanden in einer ähnlichen Situation auch die Seetone südöstlich Tittmoning. In beiden Becken ist der See verschwunden, bevor sich über den Seetonen noch eine gröbere Schüttung des top set ausbilden konnte.

Im Oichtental ist geophysikalisch (Refraktionsseismik, Gravimetrie, Geoelektrik) eine rund 350 m mächtige eiszeitliche Füllung erfasst worden, deren unkonsolidierten, obersten 100–150 m nach der letzten Eiszeit entstanden sein dürften (BRÜCKL et al., in Druck). Diese wurden in Bohrungen und bei der Fundierung der Oichtentalbrücke im Zuge des Baus der Umfahrung Oberndorf direkt aufgeschlossen (AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG, 1994). Diese überlagern überkonsolidierte ältere Sedimente (wahrscheinlich Moräne). Eine schon früh bei Nussdorf niedergebrachte Tiefbohrung schloss 248,8 m Lockergesteine auf (WEINBERGER, 1955). Diese gegenüber den anderen Zweigbecken ungleich größere Übertiefung wurde darauf zurück geführt, dass es sich beim Oichtental um das vorglaziale Salzachtal entlang der Überschiebung der Gesteine der Flyschzone über die der Molasse handle (WEINBERGER, 1955), wodurch auch das weite Vordringen des günzeitlichen Gletschers ermöglicht worden wäre. Auch in diesem Fall wäre die Übertiefung gegenüber dem Sockel der Älteren Deckenschotter im Norden mit rund 300 m übermäßig groß und nur mit der des Stammbeckens vergleichbar.

Die Seen in den anderen Zweigbecken haben offensichtlich rasch die Verbindung mit den Schmelzwässern aus dem Stammbecken verloren oder waren länger mit Toteis erfüllt (Wallersee), so dass nicht die großen Mengen an Bändertonen abgelagert werden konnten, die eine komplette Füllung bedeuteten hätten.

Im Stammbecken selbst entwickelte sich ein tiefer See (Bohrung Vigaun ~338 m, Stieglbrauerei ~262 m), der über Grundmoräne neben den mächtigen Fore-set-Schüttungen an den Mündungen der Gerinne mit den tonigen Beckensedimenten erfüllt wurde, die in kürzester Zeit abgelagert wurden (PREY, 1959; VAN HUSEN, 1979). Diese Bändertone sind flächig von den groben Sedimenten des top set überdeckt (vgl. Nr. 8) und nur in Bohrungen aufgeschlossen. Ebenso sind derartige Ablagerungen südlich des Chiemsees durch die Deltasedimente und ausgedehnte Moore verdeckt (TROLL, 1924).



## Flussablagerungen *Kies, Sand*

Im Becken von Salzburg treten bis 10 m über den rezenten Talboden aufragende Kiesschüttungen auf. Es sind dies in das Becken ausgreifende flache Schwemmkegel der Seitenbäche, die von groben, sandigen Schottern aufgebaut werden. Es sind dies die Ablagerungen des top set der Verfüllung des Stammbeckens, die später von der Salzach und ihren Nebenbächen wieder zerschnitten wurden (VAN HUSEN, 1979; VAN HUSEN in PLÖCHINGER, 1987). Sie überspannten als geschlossene Kiesschüttung die Ablagerungen des fore set und des bottom set (vgl. Ausscheidung Nr. 9) mit abnehmender Mächtigkeit von rund 40 m im Süden bis unter 10 m im Norden (Abb. 23).

Die in diesen grobkörnigen Ablagerungen des top set über den feinkörnigen des bottom set vorhandenen Grundwässer stellen den Grundwasserbegleitstrom der Salzach und ihrer Nebenbäche dar. Beide überdecken aber auch die mächtigen grobkörnigen Schüttungen der fore sets (vgl. Ausscheidung Nr. 9 sowie Übertiefe Talbereiche) mit ihren Grundwasserkörpern. Diese Situation an der Mündung der Königseeache ins Salzburger Becken wird ja durch das Grundwasserpumpwerk Gröding-St. Leonhard genutzt. In gleicher Weise ist auch diese Gegebenheit am Südende des Beckens bei Golling als großes nutzbares Trinkwasservorkommen anzusehen, nicht zuletzt da es mit

Ausgedehnte, nur teilweise mit Mooren bedeckte Bändertonablagerungen sind im Inntal um Rosenheim aufgeschlossen. Es sind dies die Ablagerungen des Sees von Rosenheim (PENCK & BRÜCKNER, 1909), der sich nach dem Abschmelzen der Piedmontgletscherzunge in der Furche des Inntales und in Mulden und Senken der Grundmoränenlandschaft mit einer reich gegliederten Uferlinie und einer Spiegelhöhe von 478 m NN gebildet hatte (TROLL, 1924). Die Bändertone überlagern eine sehr feinstoffreiche Grundmoräne (waterlain till) mit einer kurzen Übergangszone und weisen unregelmäßig mächtige Schichten auf, die durch dünne Sandlagen getrennt sind. Diese über den ganzen See identisch verbreiteten Sedimente bezeugen, dass der See während seines Bestehens durchgehend starke Trübung durch Schwebfracht aufgewiesen haben muss und mehr oder weniger schon unmittelbar nach dem Eisfreiwerden wieder verfüllt war. Es fanden sich nämlich in Tonabbauen immer wieder kleinere und größere Blöcke (bis 25 m?) von Kristallingesteinen, die offensichtlich Driftblöcke des kalbenden Inngletschers im Unterinntal darstellen. Im obersten Teil der Bändertone sind häufig, im Bereich der Mündungen der Gerinne, glimmerreiche Sande zu finden, die bereits eine beginnende gröbere Schüttung in der Front der Mündungsdeltas anzeigen. Die Mächtigkeit dieser Bändertone mit über 150 m ist bei Kolbermoor durch eine Bohrung belegt (TROLL, 1924). Das dürfte nach einer seismischen Kartierung auch nahe der wahren Mächtigkeit der Tone auf Höhe von Rosenheim liegen. Weiter im Süden steigt sie dann bis Kirchdorf am Inn auf ~300 m an und bleibt so bis auf die Höhe von Flimsbach-Nussdorf (E. VEIT in WOLFF, 1973)

Bei dieser Schüttung ist anzunehmen, dass die Sedimentation durch Absinken des Wasserspiegels (durch rasche Erosion am Abfluss) beendet wurde, bevor die Schüttung gröberer Ablagerungen, besonders durch den Inn, erfolgen konnte. Im Gegenteil hat sich dieser offensichtlich in die Tone eingeschnitten und den einige Meter tiefer liegenden Talboden geformt, durch den der ganze Geschiebetrieb im Spätglazial und Holozän erfolgte.

den Karstwässern der umgebenden Kalkplateaus in Verbindung steht und von ihnen auch alimentiert wird (BRANDECKER & MAURIN, 1982). Daher ist es von Oberflächeneinflüssen der intensiv genutzten Talniederungen weitgehend unbeeinflusst.

Der durch die Zerschneidung der flachen Schwemmkegel entstandene terrassenartige Charakter, besonders um die Stadt Salzburg, führte zu einer Terrassengliederung (Friedhofs- und Hammerauterrasse), die mit spätglazialen Ständen von Lokalgletschern (Schlern, Gschnitz) in Verbindung gebracht wurden (SEEFELDNER, 1954; PIPPAN, 1967), die sich aber als unhaltbar herausstellte (HEUBERGER, 1972). Die Beobachtung von Kryoturbations-Erscheinungen in den Kiesen beider „Terrassen“ (PIPPAN, 1967) weist auf ein Alter knapp nach dem Hochglazial hin, als in dieser Höhenlage noch Permafrost-Bedingungen über längere Zeit geherrscht hatten. Das weist auf eine frühe sehr rasche Verfüllung des Stammbeckens knapp nach dem Hochglazial hin (VAN HUSEN 1979). Für eine rasche Verfüllung spricht auch die geringe Pollenführung in den liegenden Bändertonen (PREY, 1959), die belegt, dass sich im Zeitraum der Bändertonablagerung nur eine sehr schütterere Vegetationsdecke nach dem Eisfreiwerden in der Umgebung des Sees ausbilden konnte.

- 7 Rutschmasse; Sackung (im Verband bewegte, z. T. aufgelockerte Felsmasse)  
*Schluff, Sand, Kies, Felsschollen*  
 6 Bergsturzmasse, z. T. Blockwerk in Sackungen  
*Steine, Blöcke*

Unter den Signaturen werden alle Erscheinungen von großen Massenbewegungen zusammengefasst. Es war nur selten möglich, im Einzelfall eine Differenzierung nach der Mechanik des Vorganges vorzunehmen, da genauere Information und detaillierte Darstellungen nur in wenigen Fällen in der Literatur vorliegen.

#### Molassezone

Ausgedehnte Massenbewegungen treten in den Hausruckschottern rund um Ampfelwang auf. Die hier an der Südseite stark konglomerierten, sandigen Kiese brechen als steife, harte Platte über der plastischen Kohle-Ton-Serie ab und bilden einen breiten Saum abgleitender Schollen und Blöcke (ROETZEL in RUPP, 2008). Diese Art von Massenbewegungen (POISEL & EPPENSTEINER, 1989) ist in kleinerem Maßstab (auf der Karte nicht eingetragen) an den Rändern der eiszeitlichen Terrassen über Schlier sehr verbreitet.

#### Flyschzone

Hier kann generell zwischen zwei Arten von Massenbewegungen unterschieden werden. Einerseits tief greifende Bewegungen ganzer Talflanken mit starker Auflockerung des Felsverbandes, andererseits Rutschungen im Bereich der Verwitterungsschicht und oberflächennaher Felspartien.

Die tief greifenden, großflächigen Bewegungen sind im Bereich der Karte direkt auf die Vergletscherungen zurückzuführen. So ist durch die Unterschneidung NW des Kolomansberges, durch das periphere Gerinne entlang des würmzeitlichen Salzachgletschers, die Flanke der Gr. Plaike über 2,5 km Länge instabil geworden. Die Bewegung greift bis zum Kamm zurück, wo durch sie eine mehrere Zehnermeter hohe Felswand in den Gesteinen der Zementmergelserie entstanden ist, die durch ihre frische Form auf eine bis in jüngste Zeit anhaltende Bewegung hinweist (EGGER & VAN HUSEN, 2003).

Tief greifende Auflockerungen sind auch als Folge der Erosion des Traungletschers am Mondseeberg und Hochplettspitz entstanden. Die Bewegungen am Nordufer des Mondsees haben sich beim Bau der Autobahn stark ausgewirkt und zu großem Mehraufwand geführt (BRANDECKER, 1968). So war schon bei der Vorerkundung zu erkennen, dass die Überlagerung der verwitterungsanfälligen und zur Entfestigung neigenden tonig-mergeligen Flyschgesteine mit teilweise unkonsolidierten Ablagerungen des Gletschers zu vielen Rutschungen und Instabilitäten geführt hat. Dazu kamen noch unter Druck stehende Bergwässer, die nicht zuletzt auf die tief greifende Auflockerung des Hanges zurückzuführen waren. Zur Stabilisierung der Trasse waren daher neben den baulichen Vorkehrungen auch umfangreiche Entwässerungsmaßnahmen zu setzen, die teilweise schon im Vorfeld des Baues vorgenommen worden waren.

Am Hochplettspitz zwischen Mondsee und Attersee wurden der Süd- und Osthang besonders stark durch den sich daran teilenden Traungletscher erodiert. Nach dem Abschmelzen der Eismassen entwickelten sich Bewegungen, die die gesamten Flanken entsprechend ihres internen Baues beeinflussten. Die Flyschgesteine sind hier stark verfaltet, wobei die b-Achsen der Großfalten generell WSW-ENE  $\pm$  parallel zum Hang orientiert sind.

Entsprechend entwickelten sich an der Südflanke eine tief greifende Auflockerung und das Kippen großer Felsteile, was durch die daraus resultierende starke Schuttbildung zu ausgedehnten Schwemmkegeln und Murenströmen am Hangfuß führte. Im Gegensatz dazu bildete sich

am E-Hang eine ausgedehnte Zone tief greifender Rotationsgleitungen, deren Bildung durch die a-c-Klüfte begünstigt wurde. Auffallend ist, dass in diesem Hangbereich, besonders im oberen Teil, nur bei sehr starken Niederschlägen Gerinne vorhanden sind. Die hier auftretenden Versickerungsstellen in abflusslosen Wannern deuten auf eine anhaltende Bewegung hin (VAN HUSEN, 1989).

In Gräben mit besonders häufigen Oberflächenrutschungen kommt es zu mächtigen Anhäufungen von wassergesättigtem Schutt, der sich zu mehr oder weniger großen Schuttströmen entwickeln kann. Diese geraten, meist durch eine Belastung mit neuem Schutt und den dadurch anwachsenden Porenwasserdruck, immer wieder in Bewegung. Ein Beispiel einer derartigen Form stellt der mächtige Schuttkegel bei Fürweg am Haunsberg dar, der zwischen 1990 und 2000 starke Aktivität zeigte (AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG, Abteilung 6, Geologischer Dienst). Weitere derartige Formen, die verbautes Gebiet beeinflussen, finden sich am Ostufer des Attersees und im Gschlifgraben am Traunsee. Hier ist im historisch überblickbaren Zeitraum eine Periodizität von ca. 100 Jahren feststellbar (BAUMGARTNER & MOSTLER, 1978; VAN HUSEN in EGGER, 1996).

#### Kalkalpen

Neben den in den massigen Karbonatschichtfolgen häufig auftretenden größeren und kleineren Felsstürzen finden sich im Bereich des Kartenblattes auch Bergstürze und wiederkehrende große Felsstürze. So ist bei Lofer vom Grubhörndl ein Bergsturz mit rund 80 Mio m<sup>3</sup> abgegangen, der das Saalachtal überquerte und sich bis an den Fuß des Pernkopfes bei Au ausbreitete (AMPFERER, 1927). Er bedeckt eine feinkörnige Beckenfüllung mit hangender Kiesschicht, die offensichtlich die Füllung des über tiefen Beckens von Lofer darstellt. Eine <sup>14</sup>C-Datierung an einem Holzfund (VRI 985 mit 10340 $\pm$ 190 BP = cal. 12130 $\pm$ 370 BP) an der Basis erlaubt eine Einordnung ins ausgehende Spätglazial (BRÜCKL, 1986).

Ein kleinerer Bergsturz ist von der Grimming-Nordseite bei Klachau abgegangen (ABELE, 1974). Hier sind offensichtlich größere Teile des nahezu vertikal einfallenden, dickbankigen Dachsteinkalkes des Mutterecks ausgebrochen. Das Bergsturzblockwerk ist auf zwei Bereiche an der Nordseite des Tales konzentriert, was möglicherweise auf zwei Einzelereignisse hindeutet.

Nach einem kleineren hochglazialen Bergsturz von der Nordseite des Toten Gebirges ging von derselben Position noch ein großer spätglazialer nieder, der das Almtal über eine Große Strecke beeinflusste (ABELE, 1969; VAN HUSEN et al., 2007). Vom Rücken nördlich des Hochplattenkogels löste sich primär eine Felsmasse, die sich über den Gletscher ausbreitete. Später, nach dem Abschmelzen des Eises, sind dann ca. 450 Mio m<sup>3</sup> Dachsteinkalk und Hauptdolomit ausgebrochen und haben das Tal der Hetzau mit einem Sturzstrom über 9,5 km Länge erfüllt. Dieser löste dann im Almtal einen Suspensionsstrom aus, der es über rund 7 km bis nach Grünau in einer Mächtigkeit von 10–15 m verfüllte. Oberflächen-Expositionsaltersbestimmung mit <sup>36</sup>Cl an großen Bergsturzböcken ergab ein Alter von ~19.000 Jahren für das kleine Ereignis und 16.000 für das große (EGGER & VAN HUSEN, 2007).

Immer wiederkehrende große Felsstürze haben die ausgedehnten Blockfelder am Ostufer des Attersees an der Überschiebung der Höllengebirgsdecke über dem Flysch und im Saalachtal, wo der Dachsteinkalk des Achhornzuges über Gosau liegt, gebildet.

In den Mergeln der Nierental-Formation des Hornspitzes in Gosau sowie der Rossfeld-Formation westlich Kuchl sind zwei großflächige Massenbewegungen entwickelt (VAN HUSEN in PLÖCHINGER, 1982, 1987). Es sind tief greifende, blockartige Bewegungen, die in beiden Fällen die gesamte Talflanke erfassten und wahrscheinlich synchron mit dem Abschmelzen des Eises eingetreten sind.

Am Nordrand der großen Schollenbewegung im Salzachtal löste sich zusätzlich, an der Ostflanke der Raspenhöhe, ein kleiner Bergsturz, dessen kurzer Sturzstrom die Salzach überquerte und bis Vigaun vordrang. Hier ist die Talniederung mit kleinen Tomahügeln aus Sandstein und Mergeln der Rossfeld-Formation überdeckt. Der Sturz erfolgte erst nach der Ausbildung des Talbodens, als der Schwemmkegel des Tauglbaches schon unterschritten war (VAN HUSEN in PLÖCHINGER, 1987).

### Grauwackenzone

Die größeren Massenbewegungen der Grauwackenzone sind durchwegs von tief greifender Hangauflockerung und Kriechbewegungen geprägt, die am ehesten unter dem Begriff „Sackung“ (ZISCHINSKY, 1969) zusammengefasst werden können. Diese Art der Bewegung wird durch die überwiegend schiefrig-phyllitischen Gesteine mit geringer Festigkeit gefördert. So ist einerseits auf den Rücken der „Schiefer Alpen“ das Phänomen der Bergerzerreißung (AMPFERER, 1940) nahezu allgegenwärtig, andererseits ist in den Tälern oft in klassischer Ausformung das dazugehörige Vorwölben des Hangfußes des Talzuschubs (STINY, 1941) zu beobachten.

In der vorliegenden Karte sind nur die größten und bedeutendsten bewegten Bereiche eingetragen, um die Lesbarkeit zu gewährleisten. Ein detailliertes und umfassenderes Bild über Häufigkeit und Verteilung dieser Erscheinungen mit ihren Zerrspalten, Abrisskanten im Verband abgesessener Felsteile und völlig desintegrierten bewegten Massen zeigen die Geologischen Kartenblätter ÖK122 Kitzbühel und ÖK123 Zell am See (HEINISCH et al., 1995, 2003) oder die Karte der Umgebung von Wagrein von Ch. EXNER (FRANK & PESTAL, 2008). Weiter nach Osten sind diese Bewegungen dann noch in großem Stil im Ennstal um Schladming entwickelt (VAN HUSEN in MANDL & MATURA, 1995).

Wenn die Auswirkungen dieser kriechenden Massenbewegungen in den Oberhängen und Kammbereichen durch Spalten und Absitzungen offenkundig sind, dokumentieren sie sich im Unterhang und Talbereich nur selten mit derartigen Erscheinungen. Hier herrschen Auflockerung des Felsverbandes und Entfestigung des Gefüges (besonders in Tonschiefern und Phylliten) vor, die mit abnehmender Intensität bis zu 200 m in die Talflanken eingreifen (POISEL, 1998) und bei allen größeren Bauvorhaben zu einem stark vermehrten Aufwand an geodätischer Überwachung, Voruntersuchung und bei der Baudurchführung führen.

Der Ausbau der Pinzgauer Schnellstraße S 11 im eng (subglazial) eingeschnittenen Salzachtal hatte mit all diesen Problemen zu kämpfen (AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG, 2/79, 1/87). Als ein Detailbeispiel für die Mobilität der Hänge mag die Eschenauer Brücke über die Salzach dienen. Die 1908 erbaute Bogenbrücke (Betonkonstruktion) war 1954 durch die Bewegung der Hänge zu beiden Seiten des Flusses irreparabel beschädigt, sodass sie abgetragen werden musste. Der endgültige Neubau konnte sinnvollerweise erst nach umfangreichen Entwässerungsmaßnahmen zur Beruhigung der Hänge im Zuge der Neutrassierung der Straße erfolgen.

### Hohe Tauern

Hier sind große Massenbewegungen hauptsächlich in den Penninischen Deckensystemen des Tauernfensters entwickelt.

Ein eindrucksvolles, durch die Errichtung des Speichers Durlaßboden genau untersuchtes Beispiel sind die Massenbewegungen der Königsleiten und Bärschlagalm westlich der Gerlos an der Grenze zu Tirol (CLAR & ZISCHINSKY, 1968). Die beiden großflächigen Sackungen haben zu einer weitgehenden Umformung des glazial geformten Trogtales, beginnend nach dem Abschmelzen des Wildgerlosgletschers im Spätglazial und Holozän, geführt. So ist die in einem weiten Bogen verlaufende, ca. 80–100 m hohe Wandstufe, die sich über den ganzen Hang oberhalb der Aeilschlag- bis zur Larmeralm zieht, die Abrissnische des nördlichen Talzuschubs, während im Süden – ohne eine derartige Form – der gesamte Hang um die Auer-schlag- und Bärschlagalm ebenso in Bewegung ist. Beide Talzuschübe haben das Tal sukzessive verschlossen und die Talenge westlich des Klausbodens erzeugt. Dadurch entstand ein Rückstau, durch den die Anlandung und die breite Talfüllung des Durlaßbodens entstand. Die Bohrungen an der Sperrenstelle und in der Schluchtstrecke schlossen bis zu ~100 m unter dem Talniveau Schluffe, Sande und Kiese teilweise mit Blöcken (Zentralgneis) auf, die von kompakten Schollen der Phyllite des Südhanges überlagert werden (MIGNON, 1968). Die beiden Talzuschübe haben somit den Talboden des ehemaligen breiten Trogtales um gut 100 m angehoben. Diese Ergebnisse zeigen, welche Größenordnung die Umgestaltung durch Sackungen erreichen kann (STINY: „Unsere Täler wachsen zu“).

Weit verbreitet sind ausgedehnte Sackungen auch an den Hängen südlich des Salzachtals, die in den phyllitischen Gesteinsfolgen geringer Festigkeit der Nordrahmenzone entstanden sind. Ihre Bildung ist hier wohl hauptsächlich auf die starke Erosion des Gletschers im Pinzgauer Salzachtal und das generell steile N-Fallen der Gesteine zurückzuführen. Diese Lagerungsverhältnisse begünstigen primär Kippbewegungen (POISEL, 1998), die als Teiler-scheinungen am Beginn der großen Sackungsbewegungen stehen können.

Weiter östlich sind in diesen für Massenbewegungen sehr anfälligen Gesteinsserien noch häufig derartige Bewegungen zu finden. Es war nicht zuletzt die Darstellung dieser landschaftsprägenden Erscheinungen durch EXNER (1956, 1957 sowie 1962, 1964) am Gebirgszug zwischen den Tälern von Rauriser und Gasteiner Ache und im Mölltal, die die Aufmerksamkeit auf dieses Phänomen lenkten und zur allgemeinen Beachtung als wichtige junge geologische Entwicklung anregte.

Wie in der Nordrahmenzone sind auch in der Matreier Schuppenzone am Südrand der Tauernkuppel derartige Bewegungen häufig. Als ein Beispiel soll hier die Bewegung an der Südflanke des Bretterwandspitz–Bunzkögele-Kammes dienen. Am Bunzkögele sind im oberen Hangbereich mehr oder weniger schichtparallele Gleitmassen vorhanden, die durch Auflösung des Gefüges in eine tief reichende Sackungsmasse ohne erkennbare Gleitbahnen übergehen. Im östlich anschließenden Bretterwandgraben sind in den steil stehenden Kalkglimmerschiefern Kippbewegungen vorherrschend (ZISCHINSKY, 1967). Aufgrund dieser Bewegungen und Gefügeauflösung sind die Schuttproduktion in der Flanke und die Geschiebeführung des Bretterwandbaches sehr hoch, wodurch der steile, mächtige Murenkegel im Haupttal (auf dem Matrei liegt) und der Rückstau des Tauernbaches bis in die Prosegglamm entstanden.

Im Bereich der Matreier Schuppenzone im Mölltal sind die Massenbewegungen auch stark durch Gleitvorgänge großer Felskörper geprägt (EXNER, 1962). Durch das Einfallen der Gesteinspakete nach Südwesten konnten sich in den „starrten und wasserundurchlässigen Kalkglimmerschiefern über den plastischen, wasserstauenden Schwarzphylliten“ große Gleitmassen entwickeln (EXNER, 1964). Diese

Bewegungen beherrschen die gesamte Westflanke des Hohen Sonnblicks. Eben solche strukturbedingten Massenbewegungen sind auch am Ostende des Tauernfensters entstanden. Sie finden sich entlang der orographisch rechten Talflanken des Zederhaus-Tales, des Murtales und an der Fanning-Höhe (HÄUSLER, 1995; EXNER et al., 2005). Allen diesen schichtparallelen Massenbewegungen der Schieferhülle der Hohen Tauern ist eine Auflösung eigen, die zu sehr grobem Blockwerk und teilweise riesigen Schollen führte, die unter Wahrung des internen Baues abgeglitten sind. Die Frische der Formen wie auch offene Klüfte und Zerrspalten im Kammbereich deuten auf eine Bildung nach dem Eisrückzug aus den Tälern im frühen Spätglazial mit durchaus anhaltenden Bewegungen hin.

Der einzige größere Bergsturz in den Hohen Tauern ereignete sich an der Südseite des Auernig östlich von Mallnitz (EXNER, 1962, 1964). Aus dem Karraum östlich

des Gipfels lösten sich die Metabasite und bildeten einen Sturzstrom, der erst knapp oberhalb des Mölltales zu stehen kam. Er erfüllte das Tal des Mallnitz-Baches und blockierte es als mächtiger, mit riesigen Blöcken bedeckter Wall bei Rabisch. Dahinter entstand ein Staukörper, auf dem Mallnitz liegt. Beim Bau des neuen Kaponigtunnels wurden beim Tunnelvortrieb in den Sturzstromablagerungen keinerlei Hinweise (z. B. Holz, Nadeln) darauf gefunden, dass zur Zeit des Bergsturzes im Talbereich eine nennenswerte Vegetation entwickelt war. In den im Voreinschnitt zwischen Tunnelportal und Bahnhof Mallnitz tief greifend und großflächig aufgeschlossenen Bänderschluften fanden sich ebenso weder Vegetationsreste noch eine nennenswerte Pollenführung. So ist anzunehmen, dass der Bergsturz unmittelbar nach dem Eisfreiwerden des Tales im frühen Spätglazial erfolgte.

5

### Schwemmkegel, Murenkegel

*Kies, schluffig-sandig, Steine, z. T. Blöcke*

Diese allgegenwärtigen, landschaftsprägenden Ablagerungen, an der Mündung von Gräben und Bächen in die Täler der Vorfluter, werden aus grobem, wenig gerundetem, sandigem Schutt aufgebaut, der durchwegs schlechte Sortierung und oft undeutliche Schichtung zeigt. Die Materialzusammensetzung entspricht der des Einzugsgebietes des Gerinnes, wobei aber einerseits aus Gründen der Kürze, andererseits jener der Art des Transports (Mure, Suspension) nur wenig Auslese nach Festigkeit der Komponenten eintritt.

Die Ablagerungen dienen oft als Rohstofflieferant für Wege- und untergeordneten lokalen Straßenbau. Großentnahmen mit regionaler Bedeutung sind aus Qualitätsgrün-

den nur in Karbonatgebieten entstanden (z. B. bei Sulzau südlich Paß Lueg oder im Zuge der Errichtung der Tauernautobahn im Bereich des Nordportals des Tauerntunnels und bei Brandlhof nördlich Saalfelden). Besonders große Kegel finden sich am Ausgang von Gräben, die aus verschiedenen Gründen (Massenbewegungen, Eisrandterrassen, stark tektonisierte Gesteine) große Schuttlieferanten sind.

Durch eine derartig aktive Kegelbildung kommt es oft im Bereich des Vorfluters zum Rückstau und zur Ausbildung versumpfter Flächen. In dieser Situation fungieren dann die Schwemmkegel auch besonders als bevorzugtes Siedlungsgebiet.

4

### Hangschutt, Schuttkegel

*Kies, schluffig-sandig, Steine, z. T. Blöcke*

Besonders in Karbonatgebieten sind mehr oder weniger ausgedehnte aktive Schutthalden entwickelt. In den massigen Gesteinen der Hohen Tauern (z. B. Zentralgneis) finden sich besonders in Karräumen ebenfalls diese steilen

Formen. In der Karte konnten nur die größten Flächen (z. B. südlich des Tennengebirges) eingetragen werden. Ebenso fehlen die sonst allgegenwärtigen, mit Vegetation bedeckten Schuttvorkommen.

3

### Moor, Anmoor

*Torf, z. T. schluffig*

Biologisch verstanden sind Moore in erster Linie Lebensräume mit Wasserüberschuss und bestehen aus Torf (= unvollständig zersetzte Reste vor allem der mooreigenen Pflanzengesellschaften) und torfbildender Vegetation. Moore im geologischen Sinn sind Torflagerstätten mit einer oberflächennahen mindestens 30 cm mächtigen Torfschicht, wobei Torf als ein organogenes Sediment mit mindestens 30 % organischer Substanz definiert wird. Als Energieträger wird Torf so gut wie nicht mehr genutzt, lediglich im medizinischen Bereich ist er heute noch gefragt. Moore sind aber immer noch gefährdete Lebensräume, die im Zuge der Siedlungstätigkeit und der Gewinnung von landwirtschaftlich nutzbaren Flächen entwässert werden. Im Land Salzburg sind alle intakten Moorlebensräume gemäß § 24 Abs. 1 Naturschutzgesetz 1999 geschützt. Die Landschaftsstruktur mit Becken, Wannen und Rinnen, als Folge der eiszeitlichen Vergletscherung, das Klima mit reichlich Niederschlägen (z. B. Stadt Salzburg 1336 mm

Jahresniederschlag) und die geringe Verdunstung bilden ideale Voraussetzungen für die Entstehung und das Wachstum von Mooren. Es sind verschiedene Typen der mitteleuropäischen Moore vertreten, die auf der vorliegenden geologischen Karte unter einer Signatur subsumiert wurden:

- Hochmoore oder Regenmoore, die ausschließlich vom Regenwasser versorgt werden und somit nährstoffarm sind. Ihr Torf setzt sich hauptsächlich aus Resten von Torfmoosen und Wollgras zusammen. Die Oberflächenstruktur bei intakten Hochmooren besteht aus kleinen Hügeln („Bülten“) und wassergefüllten Senken („Schlenken“) mit jeweils unterschiedlicher Vegetation.
- Übergangsmoore, die von Mineralbodenwasser und Regenwasser gespeist werden und sich zum regenwasserabhängigen Hochmoor entwickeln können. Ihr Torf besteht aus Resten von Seggenarten sowie Holzresten von Moorbirken.

- Niedermoore sind vom Mineralbodenwasser abhängig und daher mineralstoffreich. Dazu gehören nach ihrer Entstehung benannte Verpfungsmoore und Verlandungsmoore von Stillgewässern sowie nach der Wasserbewegung definierte Durchströmungsmoore, Überrieselungsmoore und Quellaustrittsmoore. Der Torf enthält Reste von Schilf, Holz von Weiden und Erlen, Sauergräsern (Carexarten) und Moosen.
- Komplexmoore, sind meist aus Niedermooren entstanden, können aber auch mosaikartig aus Hochmoor- und Niedermooranteilen zusammengesetzt sein. Die verschiedenen Moortypen erkennt man an den moorspezifischen Pflanzengesellschaften (STEINER, 1992; KRISAI, 1998).
- Anmoore sind nährstoffreiche, humusreiche Mineralböden von mindestens 30 cm Tiefe, die unter starkem Grundwassereinfluss entstehen. Schon im 19. Jahrhundert wurden Moorerhebungen zum Zweck der Moornutzung in Salzburg durchgeführt (LORENZ, 1858). Eine gründliche

Radiocarbonjahre calibr. BP	ZEIT-ABSCHNITTE	VEGETATIONSFOLGE		
		Seengebiet im Alpenvorland	inneralpine Gebiete	
2800  5100  8200  9800  11600	H O L O Z Ä N P o s t g l a z i a l	Kulturlandschaft zunehmender menschlicher Einfluß		
		Subatlantikum (Nachwärmezeit)		
		Subboreal (späte Wärmezeit)	Buchenwälder	Buchen- Tannen-Fichtenwälder 1. Getreidepollen Fichten - Tannen-Buchenwälder
		Atlantikum (mittlere Wärmezeit)	1. Getreidepollen Buchenausbreitung Eichenmischwälder (Eiche, Linde, Ulme, Esche)	Fichtenwälder
		Boreal (frühe Wärmezeit)	Hasel, Ulmen, Erlen	Fichten, Hasel, Ulmen
9800	Präboreal (Vorwärmezeit)	Wälder mit Birken, Föhren, Ulmen	Föhren, Birken, Fichten	
11600	P L E I S T O Z Ä N S p ä t g l a z i a l	Auflichtung der Wälder		
12800		Jüngere Dryas	Föhren-Birkenwälder   Föhren-Birkenwälder	
ca. 14000		Alleröd	Föhren-Birkenwälder Wacholder, Weiden, Zwergbirken	Föhren-Birkenwälder
		Bölling		
	Ätteste Dryas	Kältesteppes Pioniervegetation		

Abb. 24. Vegetationsfolge im Spät- und Postglazial.

Darstellung der Moore Salzburgs gibt SCHREIBER (1913) im Auftrag des k.k. Ackerbauministeriums. In diesem Moorbuch wird im technischen Teil angeführt, dass im Hügelland bereits in 79,5 % der Moore Torf gestochen wurde. Schreiber empfiehlt auch schon den Schutz von einzelnen Mooren als besondere Landschaftselemente und als Standorte seltener Pflanzen und nennt unter anderen die Lungauer Moore mit den Zwergbirkenbeständen.

Im Bundesland Salzburg gibt es in erster Linie kleinräumige Moorkomplexe mit insgesamt etwas mehr als 1000 ha Fläche schutzwürdiger Moore (STEINER, 1992, 2001). Dabei werden die ehemals flächenmäßig größten Moorgebiete Leopoldskroner Moos und Bürmoos-Weidmoos vom naturschutzfachlichen Standpunkt nicht mehr dazugerechnet, da diese Moore durch Nutzung zu sehr verändert wurden.

Moore gibt es in allen geologischen Zonen Salzburgs in verschiedenen Höhenlagen. Hochmoore finden sich vor allem in tieferen und mittleren Lagen. Wie an einigen Beispielen gezeigt wird, sind die Moore hinsichtlich Untergrund, Bildungsbedingungen, Entstehung, Alter, Torfmächtigkeit und Vegetation sehr verschieden. Das Torfwachstum begann frühestens gegen Ende des Spätglazials vor ca. 11.500 Jahren, meist mit Schilf-Seggentorf. Die meisten Moore sind durch Entwässerung und Torfabbau im 19. und 20. Jahrhundert nicht mehr im natürlichen Zustand erhalten oder zerstört worden. Durch die Kultivierung der Moore ist das Torfwachstum zum Stillstand gekommen. Besonders die Hochmoore sind durch intensiven Torfabbau geschädigt. Die Nutzung der Moore als Torflagerstätten ist erst mit Beginn des 21. Jahrhunderts fast zur Gänze eingestellt worden. In Betrieb sind nur mehr einige kleine Torfstiche geringer Tiefe. Heute stehen die Reste der ökologisch äußerst wertvollen Moorgebiete, die nicht nur als Lebensräume für seltene vom Aussterben bedrohte Pflanzen- und Tierarten von Bedeutung sind, sondern auch für den Landschaftswasserhaushalt (enorme Wasserspeicherkapazität der Torfmoose, Hochwasserschutz usw.) und als Kohlenstoffspeicher (Klimaschutz) wichtig sind, unter Naturschutz des Landes. Sie sind durch das internationale Abkommen der Ramsarkonvention oder als Europaschutz-

gebiete geschützt, so wie z. B. das Rotmoos im Fuschertal, das Wasenmoos am Pass Thurn und die nahe Tamsweg gelegenen Moore des Sauerfelder Waldes, am Schwarzenberg sowie das Überlingmoos. Aufwendige Pflegemaßnahmen, die gefördert werden, sind notwendig, um die Moore mit den Torfschichten zu regenerieren und zu erhalten, so wie beispielsweise das Weidmoos und das Wenger Moor am Wallersee, das Wasenmoos am Pass Thurn, das Überlingmoos im Lungau oder die Moore am Dienter Sattel. Das Moorkwachstum würde sonst zum Stillstand kommen. Als Archive der Vegetations- und Klimageschichte, die durch pollenanalytische Untersuchungen erschlossen werden können, sind Moore unersetzbar. Pollenanalytische Untersuchungen von Torfprofilen und mit <sup>14</sup>C-Datierungen ermittelte Alterswerte werden auch für quartärgeologische Fragestellungen herangezogen. In der Urgeschichtsforschung und Archäologie spielen sie ebenfalls eine wichtige Rolle, da der Einfluss des Menschen auf die Landschaft und Vegetation pollenanalytisch sehr deutlich nachweisbar ist. Alle genannten Anwendungsmöglichkeiten sind in Einzeluntersuchungen in Mooren auf vorliegendem Kartenblatt erfolgreich angewendet worden (BORTENSCHLAGER, 1976; BORTENSCHLAGER, 1984; KRISAI et al., 1991; SCHANTL, 1992; SCHMIDT, 1986). Torfmoose sind auch sehr gut als Bioindikatoren für atmosphärische Luftschadstoffe geeignet. Entsprechende Untersuchungen an ausgewählten Hochmooren in allen Landesteilen Salzburgs liegen vor (GSTÖTTNER & PEER, 1994).

Die überwiegende Zahl der Moore des Alpenvorlandes bildete sich in den Zungenbecken der würmeiszeitlichen Vergletscherung im Einflussgebiet des Inn-, Tiroler Achen- und Salzachgletschers. In den inneralpinen Gebieten sind die Moorkomplexe auf Tallagen und mittlere Höhen konzentriert. Zu beachten ist dabei aber der Umstand, dass die würmeiszeitlichen Gletscherzungen östlich des Salzachgletschers, beispielsweise jene des Traungletschers, nur noch den Alpenrand und nicht das Vorland erreichten und daher die Moorkomplexe dieses Bereichs den inneralpinen Gebieten zugerechnet werden. Nachfolgend wird eine Auswahl bemerkenswerter Moore beschrieben. Dabei wird der Schwerpunkt den Mooren des Bundeslandes Salzburg

gewidmet, die im Moorkataster M 01-06 der Naturschutzabteilung des Amtes der Salzburger Landesregierung dokumentiert sind. Bezüglich der Moorstandorte Oberösterreichs wird lediglich auf den Moorkataster von KRISAI & SCHMIDT (1983) verwiesen.

### Moorstandorte in den Zungenbecken des Salzachgletschers

Der würmeiszeitliche Salzachgletscher reichte am Höhepunkt der Vergletscherung mit den Zweigbecken im Norden weit ins Vorland und schürfte Becken aus, die durch Moränen abgedämmt wurden. Nach dem Abschmelzen des Eises bildeten sich in einer Landschaft aus Moränenwällen und langgestreckten Drumlinrücken glaziale Wannen mit Schmelzwasserseen, in denen sich Gletschertrübe absetzte. Diese wasserundurchlässigen „Glazialtone“ waren die ideale Voraussetzung für das Entstehen und das Wachstum der Moore. Mit zunehmender Erwärmung im Spätglazial verlandeten die Seen und über den organisch-mineralischen Seeablagerungen bildeten sich ausgedehnte Niedermoore, die sich zu Übergangs- und Hochmooren weiterentwickelten.

#### Moore im Nahbereich der Landeshauptstadt

Nach dem im Spätglazial sehr rasch verfüllten Salzburger Becken, das von Golling bis Oberndorf reicht, ist das Leopoldskroner Moor der größte Moorkomplex von Salzburg und bedeckte einst eine Fläche von 659 ha. Er liegt zwischen der Stadt Salzburg und dem Untersberg sowie zwischen Glanbach und dem Almkanal.

Das Moor ist durch Versumpfung vor etwa 9000 Jahren über dem wasserstauenden „Salzburger Seeton“ entstanden. Das Leopoldskroner Moor hieß ursprünglich Filzmoos („Vilzmoos“) und war ein mit Latschen bestandenes Hochmoor, das im Zwickel der Schotterdeltas der Flüsse Saalach und Salzach gewachsen ist. Heute sind nur mehr kleine Reste mit moortypischer Vegetation erhalten, das Hammerauer Moor, das unter Naturschutz steht, der Moorbereich westlich der Eichethofsiedlung („Schwertlmoor“) und im nördlichen Teil ein Moorrest an der Nissenstraße („Nissenmoor“). Torf wird auch gegenwärtig noch für Kur-Zwecke gestochen. Der Aufbau des Moores ist in Profilen bei SCHREIBER (1913) genau beschrieben. Die ersten Entwässerungsgräben wurden schon 1599 angelegt, die Moosstraße 1805. Bereits 1735 wurde mit Torfstichen begonnen. Durch Torfstich, Entwässerung und Kultivierung sind große Flächen Torf vererdet oder verschwunden. Die inselartigen Reste mit moorbildender Vegetation sind zwischen Torfstichflächen, Wassergräben und Moorwiesen über Torf erhalten. Die entwässerten Torfkörper sind von einem Sekundärmoorwald aus Moorbirken, Rotföhren, Fichte und Schwarzerlen bewachsen. Im Kernbereich ist das Naturschutzgebiet Hammerauer Moos ein verheidetes Hochmoor mit Torfmoosarten, Besenheide, Rosmarinheide, Weiße Schnabelbinse, Rundblättrigen Sonnentau und Pfeifengras (ZUKRIGL, 1974; KRISAI, 1987). Wie die Torfstiche zeigen, ist das Moor etwa 2–3 m tief. An noch nicht verwachsenen Torfstichen in der Nähe des NSG Hammerauer Moos ist der Aufbau des Moores bis zum mineralischen Untergrund – einer dünnen Lage von Seetonen über Schottern – zu sehen. Auf Niedermoortorf mit Schilf und Seggen und eingelagerten Holzresten von Birken folgt ein Hochmoortorf mit Torfmoos und Wollgrasresten. Im Zusammenhang mit den geologischen Aufnahmen für das Kartenblatt Salzburg (PREY, 1969) hat KLAUS die pollenanalytische Untersuchung des Leopoldskroner Moors durch seine Studenten (DURANGE-CHERP, 1967; KLAUS, 1987, S. 236; ZIEGLER-PECHATSCHKEK, 1982) veranlasst. Wie aus den Untersuchungen von ZIEGLER-PECHATSCHKEK hervorgeht, begann die Torfbildung vor etwa 9000 Jahren im Boreal (Haselzeit).

Von den großräumigen Mooren am rechten Salzachufer ist nur noch das Samer Mösl mit seinem Torfkörper als Rest im äußersten Norden vom Schallmoos erhalten. Das Moor ist auch weitgehend entwässert und die ursprüngliche Moorvegetation ist nicht mehr vorhanden. Es ist ebenfalls durch Versumpfung zwischen Schwemmfächern der Salzach und dem Kapuzinerberg vor etwa 11.000 Jahren entstanden. Das Schallmoos ist heute aufgeschüttet und verbaut.

Im Westen von Salzburg hat KLAUS (1967) ein kleines Torfmoor am Walsberger (480m Seehöhe) an der Autobahn Salzburg–München über der Würmgrundmoräne untersucht, um im Zusammenhang mit der pollenanalytischen Bearbeitung der Stiegelbräuhohrung die Einwanderung der Fichte im Salzburger Raum im Verlauf der spät- und postglazialen Wiederbewaldung festzustellen. Die Fichte kommt erst im jüngeren Präboreal in die Wälder um Salzburg. Demnach sind Fichtenpollen in den Glazialtonen der Seeablagerungen des Salzburger Beckens auf Umlagerungen aus älteren Interstadialen oder Interglazialen zurückzuführen.

Jenseits der Landesgrenze in Bayern bildeten sich im Westteil des Salzburger Beckens die Ainringer Moore (Adelstettener und Peracher Moos).

NW von Elixhausen bei Salzburg liegt in der vom Salzachgletscher geschaffenen Grundmoränenlandschaft in 550 m Seehöhe das 25 ha große Ursprunger Moor. Das Hochmoor im Zentrum ist mit Latschen und den typischen hochspezialisierten Begleitpflanzen bewachsen. Dieser Moorteil ist von alten Torfstichen und Gräben durchzogen. Als letzter Rest der Naturlandschaft ist dieses Moor besonders reizvoll und schützenswert.

Im Koppler Moor wurde seit 1783 bis ins 20. Jahrhundert Torf abgebaut. Vor allem im 19. Jahrhundert wurde Torf in großen Mengen für das Messingwerk und spätere Eisenwerk in Ebenau gewonnen. Es umfasst mehrere Moorgebiete mit Hoch-, Nieder- und Übergangsmoorflächen und den entsprechenden unterschiedlichen Torfarten. Ein Profil aus einer Torfstichwand wurde pollenanalytisch untersucht und zeigt die Vegetationsentwicklung im jüngeren Postglazial (YAGO, 1967). Bemerkenswert ist der auffallend gute Erhaltungszustand der Pflanzenreste im Hochmoortorf.

#### Moore im Bereich der Flachgauer Alpenvorlandseen

In den vom Eis ausgeschürften Becken vom Wallerseezweig und Trumerseezweig des Salzachgletschers haben sich nach dem Eisrückzug Seen gebildet und erhalten. Diese Flachgauer Alpenvorlandseen in Höhenlagen um 500 m (Obertrumersee, Grabensee, Mattsee, Egelseen und Wallersee) sind von Verlandungsmooren und teilweise auch von Hochmooren umgeben, wie beispielsweise dem Wenger Moor, dem Zeller Moos oder dem Zellhofer Moor (KRISAI, 1975; KRISAI & FRIESE, 1986; SCHMIDT, 1986). Die Moore werden aber in dem landwirtschaftlich intensiv genutzten Gebiet seit langer Zeit drainagiert, als Streuwiesen genutzt und sind in Kulturwiesen und auch Fichtenforste umgewandelt und wurden durch Torfstiche verändert und reduziert. Eine genauere graphische Darstellung der Torflager mit der Abgrenzung der drainagierten Moorflächen und der noch naturnahen Moore gibt FRIESE (1986). Der Untergrund mit wasserstauender Wirkung wird von stark verfestigten feinstoffreichen Grundmoränensedimenten und spätglazialen Seetonen gebildet. Ein Pollenprofil aus den Egelseen gibt Aufschluss über die Vegetationsentwicklung von der Kältesteppe der Ältesten Dryas im Spätglazial nach dem frühen Eisfreiwerden des Gebietes bis zur Wiederbewaldung mit Birken und Kiefern im Präboreal (LÜRZER, 1956 a). Auch Moorprofile aus dem Hasenmoor (= Wasenmoos am Thalgauberg), dem Zellermoos am Wallersee und das Egelseemoor wurden von LÜRZER

(1956 b) eingehend pollenanalytisch bearbeitet und zeigen die Vegetationsentwicklung im Postglazial.

Ein gutes Beispiel für den Aufbau eines Hochmoores ist das Profil vom Hasenmoor am Thalgauberg (aus LÜRZER, 1956):

- 0– 50 cm: Hochmoortorf, Wollgras vorherrschend
- 50–335 cm: Hochmoortorf mit Wollgras
- 335–370 cm: Hochmoortorf mit Holzresten, Wollgras
- 370–395 cm: Hochmoortorf
- 395–480 cm: Übergangsmoortorf: *Carex* -Wurzeln, Braunmoose, Wollgras
- 480–525 cm: Hochmoortorf mit Übergangsmoortorfelementen, *Carex* -Wurzeln, Braunmoose
- 525–590 cm: Hochmoortorf
- 590–705 cm: Torfmoostorf mit Blattscheiden von Wollgras, Holzreste von Kiefer, Fichte Birke
- 705–730 cm: Torf von Torfmoosen
- 730–740 cm: Braunmoostorf mit Carexradicellen
- 740–800 cm: Ton, reich an Radicellen von Riedgräsern (*Carex*) und Braunmoosen, mit Zieralgen (*Cosmarion*)

Aufbau und Genese des Wenger Moors am Wallersee (510 m Sh.) wurden von KRISAI & FRIESE (1986) untersucht und beschrieben. Von den Mooren am Nordufer des Wallersees (Zeller Moor, Wenger Moor, Wieder Moos) ist das Wenger Moor trotz der früheren Torfstiche noch am besten erhalten. Die Wiedervernässung der durch die Moornutzung verheideten Hochmoorfläche ist durch Verschluss der künstlichen Entwässerungsgräben gelungen. Das Wenger Moor ist ein Europa-2000-Schutzgebiet. Der bis zu 6 m mächtige Torfkörper liegt auf stark verfestigten glazialen Tonen, darüber folgen humoser Ton, Schilftorf, Seggentorf und Torfmoos-Wollgrastorf. Das Moor begann vor etwa 11.000 Jahren zu wachsen. Der Übergang zum Hochmoor erfolgte vor etwa 7000 Jahren. Im zentralen Teil ist noch die typische Hochmoor-Pflanzengesellschaft erhalten.

In dem am weitesten nach Norden reichenden Zweigbecken des Salzachgletschers liegen das Bürmoos und das Weidmoos, die zusammen mit dem Ibmermoos in Oberösterreich zum größten Moorgebiet in Österreich gehören (2000 ha). Im Bürmoos-Weidmoos wurde durch jahrzehntelangen massiven Torfabbau das ursprüngliche Hochmoor, dessen Torflager 6–9 m mächtig waren, fast zur Gänze zerstört. Seit der 2. Hälfte des 19. Jh. wurde der Torf als Brenntorf für die direkt im Moor angesiedelte Glasindustrie und Ziegelei verwendet. Der Abbau erfolgte teilweise bis auf den glazialen Ton. Dieser Ton wurde auch zur Ziegelherstellung abgebaut. 1930 wurde die Glaserzeugung beendet und 1977 die Ziegelei stillgelegt. Im 20. Jahrhundert erfolgte die industrielle Torfgewinnung mit Fräsmaschinen durch die Chemie Linz AG, welche Gartentorferde erzeugte. Der industrielle Torfabbau wurde 2000 eingestellt.

Seit einigen Jahren gibt es große Bemühungen um naturnahe Vegetationsregeneration. Dafür sind nur die Moorteile mit noch erhaltenen ursprünglichen Torfschichten geeignet. Die abgetorften Flächen, die als Wiesen, Felder und Fichtenforste rekultiviert wurden, können nicht regeneriert werden. Durch menschlichen Einfluss ist aus den ausgedehnten, lebenden Hochmoorflächen im Bürmoos-Weidmoos ein Mosaik von Niedermoor, Übergangsmoor und Moorwald-Ersatzgesellschaften entstanden. Das Weidmoos ist heute ein Vogelschutzgebiet von europäischem Rang.

Die genauen Aufnahmen der Vegetation der Regenerationsflächen mit Artenlisten sind in Gutachten von KRISAI (1979) und FRIESE (1983) für das Bürmoos und von BEIER (1980) für das Weidmoos enthalten.

Im oberösterreichischen Teil sind noch einige Restflächen in naturnahem Zustand erhalten, dazu gehören der

Ewigkeitsfilz, ein Hochmoor, und der Pfeiferanger, ein Übergangsmoor. Eine genaue Beschreibung der Moorteile des Ibmermoos-Komplexes geben KRISAI & SCHMIDT (1983).

In dem Becken, das ein Zweig des Salzachgletschers im Oichtental geschürft hat, liegen nahe dem Ort Michaelbeuern Feuchtwiesen, die Oichtenriede (420 m Sh.). Der sumpfige Talboden wurde entwässert. Unter den Wiesen, von denen nur ein kleiner Teil als Streuwiesen genutzt wird, liegen 6–8 m Torf (vorwiegend Schilftorf) über spätglazialen Ton mit einer Mächtigkeit von über 250 m. Nach den pollenanalytischen Untersuchungen und radiometrischen Altersdaten ist die Torfschicht relativ jung. So konnte gezeigt werden, dass 6 m Torf in ca. 3000 Jahren gewachsen sind (KONRAD, 1984).

#### **Moorstandorte in den Zungenbecken des Inn- und Tiroler-Achen-Gletschers (Bayern)**

In Bayern sind Moore in der niederschlagsreichen Grund- und Endmoränenlandschaft des Inn- und Tiroler-Achen-Gletschers als Hoch-, Übergangs- und Niedermoor besonders großflächig entwickelt. Hochmoore werden als Filze bezeichnet (Schönramer Filz) und Niedermoor als Moos.

Die Moorkomplexe Chiemseemöser und Kendlmühlfilz bedecken eine Fläche von 1804 ha. Die südlichen Chiemseemöser sind der größte Moorkomplex zwischen Salzach und Inn. Diese Moore sind durch Versumpfung und teilweise auch durch Verlandung entstanden. Die Moore sind durch Entwässerung und Torfabbau beeinträchtigt oder teilweise zerstört worden. Sie sind bis zu 8 m mächtig und begannen vor etwa 11.000 Jahren zu wachsen. Die Bearbeitung der Moore erfolgte im Zuge der geologischen Landesaufnahme des Bayerischen Geologischen Landesamtes. Die Moore sind mit dem Profilaufbau und teilweise pollenanalytischen Untersuchungen in den Erläuterungen der Geologischen Karte 1 : 25.000 von Bayern genau beschrieben (VIDAL & HOHENSTATTER, 1967; HOHENSTATTER, 1978; SCHMEIDL, 1977, 1983).

#### **Moorvorkommen der inneralpinen Gebiete**

Zu den größten Mooren der gesamten Region zählt das Blinkingmoos (ca. 100 ha), das bei Strobl am Wolfgangsee in einer Höhenlage von 540 m liegt. Das Moor, in dem früher auch Torf gestochen wurde, setzt sich aus Niedermoor-Übergangsmoor und Hochmooranteilen mit den typischen Pflanzengesellschaften zusammen; Schwimmblatt- und Schilfröhrichtzone, Bruchwaldstandorte, Birken- und Kiefernmoorwald und Streuwiesen gehören ebenfalls zum Naturschutzgebiet. Seesedimente aus dem Flachwasserbereich der Bucht von Blinking und ein Torfprofil wurden pollenanalytisch untersucht (SCHMIDT, 1979). Aus einem Erlenbruchwald am verlandeten Seeufer dürfte sich das heutige Moor entwickelt haben. Am Südufer des Wolfgangsees sind ebenfalls geschützte Verlandungs- und Übergangsmoorebereiche erhalten.

Der Egelsee bei Abtenau ist ein ca. 10 ha großes Verlandungsmoor. Über Grundmoräne und Seeton liegt eine ca. 1–2 m mächtige Torfschicht. Das Große Krailmoos (1140 m Seehöhe, 3–4 ha) zwischen Krailberg und Lehenberg ist ein Hochmoor, das mit Latschen und Torfmoosen bewachsen ist. In den Talräumen mit fluvioglazialen Ablagerungen, Moränen und Seetonen kommt es vorwiegend zur Ausbildung von Talbodenhochmooren und Seenverlandungen, in der subalpinen Stufe zur Ausbildung von Latschenhochmooren, die auf Verflachungen, Hochtälböden und in Karsthohlformen liegen. Der Untergrund besteht aus wasserstauer Grundmoräne und feinkörnigen Mergeln der Gosauschichten.

Wenig weiter südlich in der Werfener Schuppenzone am Gerzkopf (1729 m) bei St. Martin bildet die Schwarze



Abb. 25.  
Das Wasenmoos südöstlich des Paß Thurn (Oberpinzgau); im Hintergrund Vorgipfel der Venedigergruppe südlich von Hollersbach.

Lacken ein Moorgebiet, das wegen seiner abgeschiedenen Lage von jeder wirtschaftlichen Nutzung ausgenommen blieb und im Naturzustand erhalten ist. Die Moore sind auf eiszeitlichen Verebnungen entstanden. Die Gesteine im Untergrund sind kalkarme bis kalkfreie Tonschiefer. Die großflächigen Latschenhochmoore, Quell- und Überrieselungsmoore stehen unter Naturschutz.

Ganz andere Moortypen findet man im Bereich der großen Passlandschaften Gerlospaß und Pass Thurn. Den dichtenden Untergrund der in 1200–1500 m Seehöhe vorkommenden Moore bilden Grundmoränen, aber auch Tonschiefer der Grauwackenzone.

Das am Pass Thurn gelegene Wasenmoos ist ein alter Torfstich mit zahlreichen Entwässerungsgräben und war ein Latschen-Hochmoor, von dem noch ein Teil erhalten ist. Die höher gelegenen Teile trocknen durch die Entwässerungsgräben aus und ein lichter Baumbestand aus Birken, Erlen und Fichten beginnt die Moorvegetation zu verdrängen. Torf wurde seit 1783 gestochen und zum Sieden von Kupfervitriol in Mühlbach verwendet. Von 1901–1962 wurde Torf in geringen Mengen als Heizmaterial und vor allem für Stallstreu abgebaut. 1963 wurde der Betrieb eingestellt. Für die Besucher wurde ein Aussichtsturm und ein Weg durch das Moor angelegt. Schautafeln informieren über moorspezifische Themen wie Pflanzen- und Tierwelt, Torfabbau und Vegetationsgeschichte.

Im Rahmen des Projektes „Aktiver Moorschutz“ der Österreichischen Bundesforste, des WWF und der Universität Wien wird das Moor renaturiert. Seit 2005 ist es als Ramsargebiet international ausgezeichnet. Ein Profil von etwa 3 m Tiefe vom Rand der Torfstiche wurde von BORTENSCHLAGER (1976) pollenanalytisch untersucht.

Am Nord- und Südufer des Zeller Sees ist eine breite Verlandungszone mit Röhricht und anschließenden Feuchtwiesen ausgebildet. Wenig südlich davon liegt zwischen Kaprun und Mayerinöden das Filzmoos, ein Verlandungsmoor. Dieses Moor ist eines der letzten gut erhaltenen Moore, die ursprünglich im Bereich des Talbodens der Salzach im Oberpinzgau verbreitet waren (ENNEMOSER et al., 1989).

Das am Radstädter Tauernpass in 1760 m Seehöhe gelegene Hundsfeldmoor besteht aus Nieder- und Hochmoorflächen und ist ein Brutplatz des rotsternigen Blaukehlchens.

In den Hohen Tauern, im Talschluss des Ferleitentales der Fuscher Ache liegt das Rotmoos (1290 m Seehöhe) über Kalkschiefern und Phylliten. Es ist ein Kalkniedermoor (KRISAI, 1988), das ebenfalls als Brutplatz des rotsternigen Blaukehlchens besondere Bedeutung hat (Ramsar-Schutzgebiet).

In der Umrahmung des Tamsweger Beckens befindet sich die größte Mooransammlung Österreichs mit über 80 Mooren. Glazigene Rinnen und Wannen, eine Reihe von Sattelverebnungen und der stauende Untergrund aus kalkarmen Gesteinen und Moränenmaterial, gepaart mit günstigem vor allem kühlem Klima (695 mm Niederschlag und 4,2°C Jahresmittel) bilden die ideale Voraussetzung für die Moorentwicklung.

Die Moore sind unterschiedlich tief, organische Sedimente reichen teilweise bis 12 m, am Seetaler See sogar bis 15 m. Die Moorbildung begann vor ca. 11.000 Jahren. Komplexmoore, Übergangs- und Latschenhochmoore überwiegen in einer Höhe von 1230–1870 m. Es sind keine großen Moorflächen (maximal 20 ha), aber die Moore sind noch ungestört erhalten. Die Moorbildung im Großen Überling-Schattseitmoor begann hingegen erst vor etwa 3000 Jahren. Eine gründliche Untersuchung dieser Moore und ihrer Vegetation mit Pollenanalysen, <sup>14</sup>C-Datierungen, Torf- und Wasseranalysen liegt vor (KRISAI et al., 1991; BROSCHE, 2000).

Der breite Talboden der oberen Mur trägt große Talboden-Latschenhochmoore über jungen Alluvionen. Unterhalb des Schlosses Moosham breitet sich das Mooshamer Moor aus. Das dicht mit Latschen bewachsene Hochmoor bedeckt eine Fläche von 30 ha. Die Moortiefe beträgt 1–3 m (KRAL, 1979).

Auf den Rücken zwischen Tamsweg und Mariapfarr sind Nieder- und Hochmoore über jungtertiären Sedimentgesteinen, teilweise auch glazialen Seetonen, in einer Höhenlage um 1150 m ausgebildet.

## 4.7.4. Holozän

2

### Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt *Auelehm, Schluff, Sand, Kies, z. T. Steine*

Entlang der Gerinne, Bäche sowie an Salzach und Saalach sind 1–2 m hohe Terrassen oder Flächen, mehr oder weniger im Niveau der Wasserläufe entwickelt, die vor der Regulierung und Verbauung regelmäßig überflutet und umgestaltet wurden. Sie werden von den jeweiligen Flussschottern aufgebaut und sind besonders an geschiebereichen Wasserläufen in breiten, vegetationlosen Flächen (z. B. Taugl) von ständiger Umlagerung beeinflusst.

Einen differenten Aufbau haben diese Bereiche entlang der Salzach im Pinzgau. Hier ist die ganze Flussebene östlich Mühlbach zwischen den Schwemmkegeln von Mooren und sumpfigen Wiesen beherrscht und weist ein auffällig geringes Gefälle auf. Dieser Bereich des Salzachtales, inklusive des nördlich anschließenden Tales (Zeller See) bis zu den Grundmoränenhügeln bei Mitterhofen wird von den mächtigen Ablagerungen der Füllung des Zungenbeckens gebildet. Es sind hauptsächlich ton- und schluffreiche Sande, die besonders im östlichen Teil auftreten. Diese unkonsolidierten weichen Ablagerungen reagieren bei Bebauung mit lang anhaltenden starken Setzungen, weswegen außerhalb der Schwemmkegel auch größere Gebäude die Ausnahme bilden. So war es nötig, im Zuge der Errichtung der Umfahrung Zell am See das Bauwerk des Knotens Schüttdorf Süd auf einer bis zu 104,6 m tief reichenden Schlitzwand auf Fels zu gründen (ÖSAG & LAND SALZBURG, 1996), da sonst mit starken Setzungen über lange Zeit zu rechnen gewesen wäre. Das ersetzte wesentlich kleinere und leichtere Brückenbauwerk hatte sich in knapp über 15 Jahren um 30 cm gesenkt.

Der Grund für diesen Aufbau der Talfüllung ohne abschließende grobkörnige Top-set-Schüttung liegt wohl im Bereich des Tales im Osten wo, ähnlich wie im Ennstal (VAN HUSEN, 1979), durch aktive Schwemmkegel oder Massenbewegungen die Ausbildung eines ausgeglichenen

1

### Anthropogene Ablagerung *Bergbauhalde, Tunnelausbruch*

Darunter fallen in erster Linie Bereiche, wo Material aus dem Tunnelbau (des Tauern- und des Katschbergtunnels der Tauernautobahn, der Umfahrung Zell am See sowie des Tunnels zwischen Böckstein und Mallnitz der Tauernbahn) und dem Betrieb von Bergbauen (Wolframbergbau Mittersill, Magnesitbergbau Hochfilzen sowie den Kupfer-

Gradienten im Abfluss der Salzach verhindert wurde. Hinweise über die Entwicklung des Talbodens im Holozän geben Bohrungen am Südrand des Tales bei der Kläranlage Zell am See und bei der Schule in Schüttdorf am Südufer des Zeller Sees, in denen Torflagen eine zeitliche Erfassung der Sedimentations- und Erosionsvorgänge durch <sup>14</sup>C-Datierungen möglich machten.

Eine der 4 Bohrungen südlich der Salzach, unmittelbar am Talrand, schloss drei Torfhorizonte auf, die Daten von 8800±80 BP = cal. 9890±180 BP, 7070±70BP = cal. 7890±60 BP und 5450±110 BP = cal. 6220±140 BP in ~4,5 m, ~1,5 m und ~1 m unter dem Niveau der Salzach lieferten. Diese belegen eine diskontinuierliche Sedimentation mit Torfwachstum in längeren Ruhephasen. Im Gegensatz dazu ergab eine Torfeinschaltung in ~2 m Tiefe, in einer Bohrung unmittelbar neben der Salzach, ein Alter von 1330±50 BP = cal. 1250±50. Rund 250 m westlich davon ergaben Datierungen aus Torfen in 1,5 m unter dem Salzachniveau am Talrand 7720±150 BP = cal. 8590±180 BP und 4370±60 BP = cal. 4970±80 an der Salzach (FÜHRLINGER, 1992).

Diese Daten zeigen, dass im Bereich des Talbodens im Zeitraum der letzten 10.000 Jahre ein Wechsel von Akkumulation und Erosion durch die mäandrierende Salzach stattfand. Dabei kam es aber auch zu einer allgemeinen Anhebung des Talbodens um rund 5 m.

In den Bohrungen bei der Schule in Schüttdorf hingegen wurden in 17,5 m und 7,5 m Tiefe torfige Lagen erbohrt, die in tonig schluffigen Sanden und Feinkiesen eingeschaltet sind. Ihre <sup>14</sup>C-Alter von VRI-1737 2060±70 BP = cal. 2040±90 BP und VRI-1736 1980±70 BP = cal. 1950±80 BP zeigen an, dass um Christi Geburt kurzfristig eine Auflandung um 10 m im Bereich des Südufers des Zeller Sees erfolgte, die wohl bei einer Überschwemmung durch die Hochwasser führende Salzach verursacht wurde.

bergbauen Rerobichl in Tirol und Mühlbach in Salzburg) abgelagert wurde. In anderen Bereichen erfolgten massive Landschaftsveränderungen im Zuge von Erdaushubdeponien (W Thalgau) und bei der Gewinnung von Baurohstoffen (Hartsteinwerk Oberndorf).

# 5. Rezente Krustendynamik

W.A. LENHARDT

Das Thema der Erdbebengefährdung wird in Österreich eher bagatellisiert. Dennoch weist Österreich Bereiche auf, in denen – insbesondere in historischen Zeiträumen – stärkere Erdbeben auftraten, die zu schweren Gebäudeschäden führten. Das Bundesland Salzburg ist jedoch von Schadensbeben im Wesentlichen verschont geblieben. Dennoch ist das Erdbebengefährdungspotenzial auch hier nicht gänzlich von der Hand zu weisen, da der zugrundeliegende Mechanismus der Gebirgsdeformation – die N–S-Kompression der Alpen – hier genauso seine Gültigkeit besitzt, wie im angrenzenden Tirol, in Kärnten oder in der Steiermark.

Gefühlt werden Erdbeben im Land Salzburg zumindest alle zwei Jahre, während sich stärkere Erdbeben alle zehn Jahre und Schadensbeben mit dem Intensitätsgrad 6 nach der Europäischen Makroseismischen Skala (GRÜNTAL, 1998) alle 50 Jahre ereignen. Noch stärkere Erdbeben sind extrem selten und dürften alle 250–1000 Jahre auftreten. Dazu zählt sicher auch das Erdbeben von 1201, dessen Epizentrum sich in der Nähe der Grenze zwischen Salzburg und Kärnten – höchstwahrscheinlich auf der Kärntner Seite – befunden haben dürfte. Sonst sind noch drei Schadensbeben in Salzburg bekannt, die sich 1691 in Mauterndorf, 1923 in Tamsweg und 1930 in St. Martin im Tennengebirge ereigneten.

Der Flachgau und die Kitzbüheler Alpen sind im Wesentlichen erdbebenarm (Abb. 26). Natürlich werden dort auch stärkere Erdbeben aus der ferneren Umgebung wahrgenommen, wie anlässlich der Friaul-Erdbeben im Jahr 1976, aber die Gefährdung durch lokale Erdbeben ist als sehr gering einzustufen.

Im Land Salzburg sind – neben dem Raum Reichenhall, in dem sich immer wieder Erdbeben ereignen, die auch bis nach Salzburg spürbar sind – fünf erdbebenaktive Bereiche zu unterscheiden:

## Tennengebirge

St. Martin im Tennengebirge gibt immer wieder Zeugnis von tief greifenden Bruchvorgängen unserer Erdkruste, deren Hypozentren 5–10 km tief liegen. Erst am 18. Juni 2004 fand dort wieder ein deutlich verspürtes Erdbeben statt. Der Mechanismus (Abb. 27) stellt sich als schiefe Aufschiebung dar, wobei die Druckachse fast N–S und die Zugachse schräg nach oben gerichtet war.

## Hagengebirge

Im Bereich des Hagengebirges ereignen sich die Erdbeben mit den im Durchschnitt am tiefsten gelegenen Hypozentren (LENHARDT et al., 2007). Die Herdtiefen betragen um 10 km. Diese Erdbeben sind damit aber ungefährlicher als seichtere Erdbeben vergleichbarer Magnitude. Häufige Epizentren der Vergangenheit waren Dienten und Maria Alm.

## Loferer und Leoganger Steinberge

Die Erdbeben im Gebiet der Loferer und Leoganger Steinberge haben sehr geringe Magnituden und Schadensbeben sind bis heute aus dieser Region keine bekannt. Die Anordnung der Epizentren streicht NW–SE. Wegen der geringen Magnituden liegen allerdings nicht ausreichend

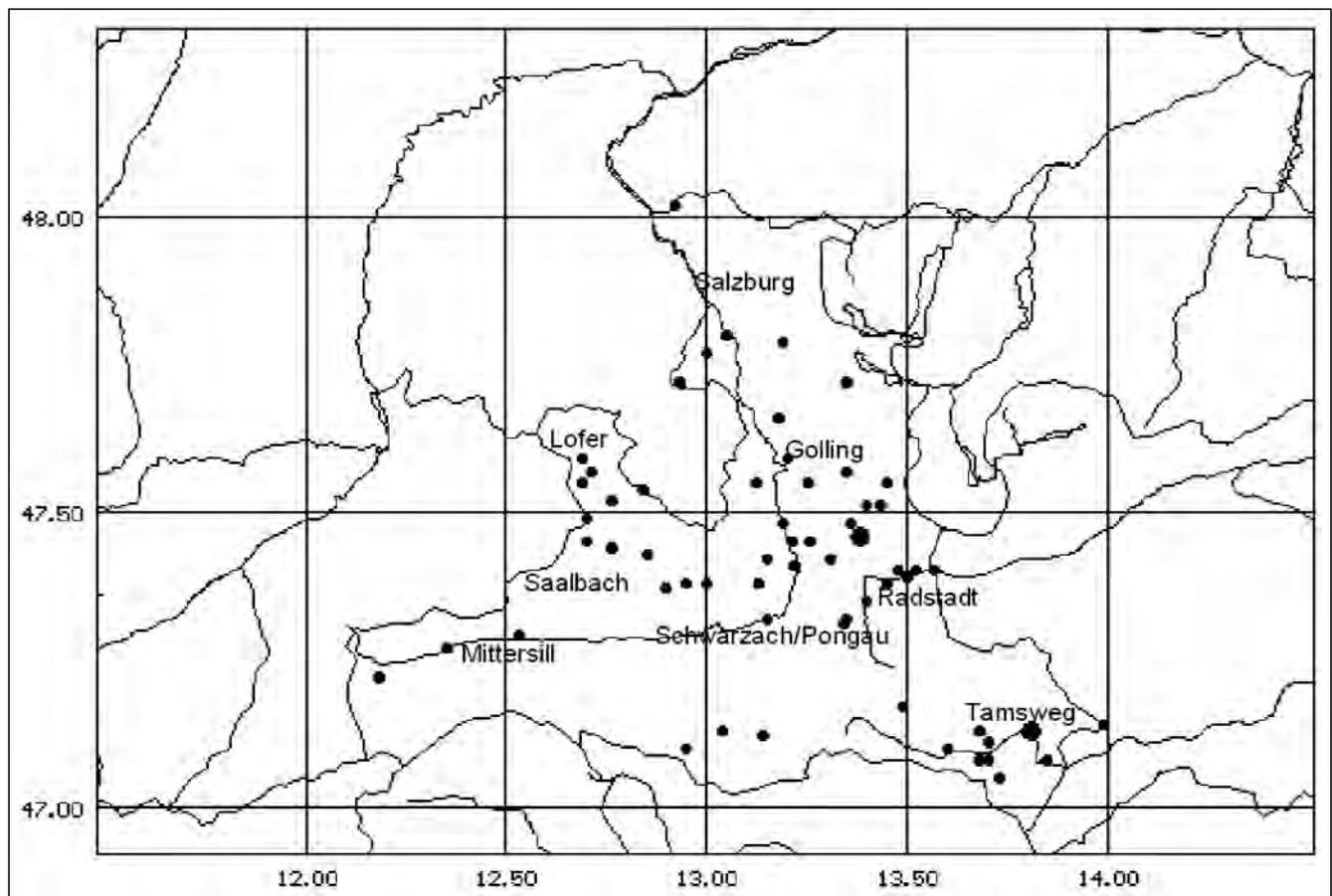


Abb. 26. 86 Epizentren von verspürten Beben im Bundesland Salzburg seit 1900.

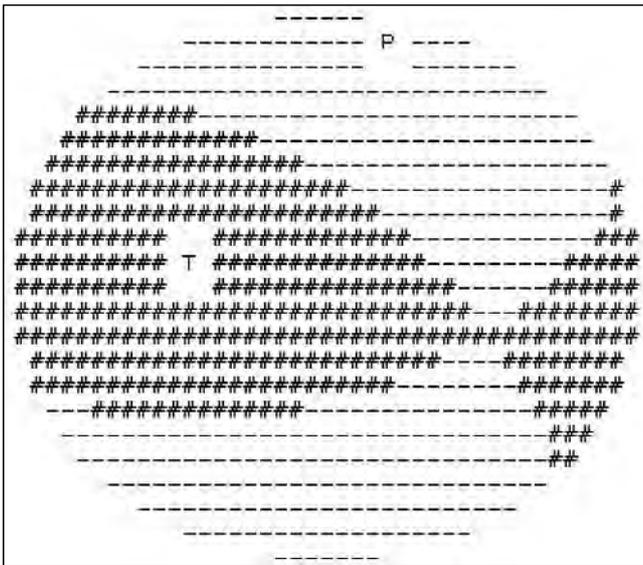


Abb. 27.  
Herdflächenlösung des Erdbebens vom 18. Juni 2004 bei St. Martin im Tennengebirge.  
Quelle: Schweizer Erdbebendienst.

viele Aufzeichnungen vor, um eine Bestimmung der auslösenden Mechanismen vornehmen zu können.

#### Radstädter Tauern

Hier reihen sich die Epizentren in NE–SW-Richtung aneinander. Es könnte sich um eine Bewegungsfläche handeln, die parallel zu jener bei St. Martin im Tennengau liegt. Schadensbeben sind auch hier nicht bekannt.

#### Lungau

Der Lungau ist sicher der seismisch aktivste Bereich Salzburgs. Es ist gesichert, dass es sowohl in Mauterndorf als auch in Tamsweg in der Vergangenheit bereits je ein Schadensbeben gegeben hat. Auch liegt die Katschbergabschiebung nicht weit entfernt, die als Ursache für das historische Erdbeben von 1201 (HAMMERL, 1995) angesehen wird.

Darüber hinaus wird folgende weiterführende Literatur empfohlen: DRIMMEL (1980), DRIMMEL et al. (1971), HAMMERL & LENHARDT (1997), LENHARDT (1995).

## Erdbebensicheres Bauen

Wie die kurze Beschreibung der Erdbeben­tätigkeit des Landes Salzburg gezeigt hat, weist dieses Gebiet unterschiedliche Häufigkeiten von Erdbebenbelastungen auf. Diese finden ihren Niederschlag in dem Normenwerk der ÖNORM B 4015 (2002) und ab Mitte 2009 im nationalen Anwendungsdokument zum EUROCODE 8, welches die erdbebensichere Bauweise regelt. Entsprechend der Seis­mizität, die von Norden in den Süden des Landes Salzburg zunimmt, zählt laut ÖNORM B 4015 der Flachgau zur Zone 0, Tennengau, das Hagengebirge, die Kitzbüheler Alpen, die Loferer und Leoganger Steinberge zur Zone 1, der Raum Radstadt zur Zone 2 und der Lungau zur Zone 3 bzw. sogar zu Zone 4.

### Kleines Glossar

- Epizentrum: Ort der meisten Schäden – liegt normalerweise an der Erdoberfläche oberhalb des Hypozentrums. Auf Landkarten sind daher Epizentren verzeichnet.
- Hypozentrum: Der Ort des eigentlichen Verschiebungsvorganges im Erdinneren. Dort wird die Erdbeben-Energie freigesetzt.
- Herdtiefe: Tiefe des Hypozentrums
- 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 30er 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.
- 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 die heute als Europäische Makroseismische Skala („EMS-98“) bezeichnet wird.

# 6. Mineralische Rohstoffe

M. HEINRICH, G. LETOUZÉ-ZEZULA, B. MOSHAMMER, A. SCHEDL & I. WIMMER-FREY

## 6.1. Erze

Der Erzbergbau mit seiner fast 5000-jährigen Tradition bildete, neben der Salzgewinnung, eine der zentralen Grundlagen für die wirtschaftliche und kulturelle Entwicklung des Landes Salzburg. Bezogen auf die Landesfläche zählt Salzburg zu den erzrohstoffreichen Bundesländern in Österreich. Bei der überwiegenden Zahl dieser Rohstofferschließungen handelt es sich jedoch um typisch alpine, kleindimensionierte Bergbaue. Der Bergbau-/Haldenkataster für das Bundesland Salzburg (SCHEDL et al., 2001) verzeichnet insgesamt 413 Erzbergbaue, wovon aktuell nur mehr ein Bergbau in Betrieb steht. Der jüngste und letzte Erzbergbau in Salzburg, der Wolframbergbau Felbertal/Mittersill, zählt aufgrund der bisherigen Fördermengen (8,1 Mio t Erz), der Erzreserven und des Erzpoteziels zu den großen Wolframlagerstätten der Welt. Der seit der Bronzezeit bekannte Bergbau in Mitterberg/Mühlbach war bis zur Schließung 1977 der größte Kupferbergbau in den Ostalpen. Von europäischer Bedeutung war schließlich auch der Salzburger Edelmetallbergbau in seiner Blütezeit im 15. und 16. Jahrhundert.

Erzrohstoffe treten im Bundesland Salzburg in variabler Dichte und mit unterschiedlicher Wertstoffzusammensetzung in den verschiedenen großtektonischen Baueinheiten auf, wie aus nachfolgender Auflistung der jeweils wichtigsten Abbaue ersichtlich ist.

### Eisen

#### Nördliche Kalkalpen

- Karbonatische Eisenerze (+ Oxidationsprodukte) an der Basis der Gutenstein-Formation: Flachenberg, Hölln, Moosberg, Schäfferötzt

#### Wagrainphyllit-Komplex

- Metasomatisch gebildete karbonatische Eisenerzvorkommen (+ Oxidationsprodukte): Buchberg, Fürbach, Hohenpriell, Digrub, Penkerötzt, Thurnberg

#### Grauwackenzone

- Karbonatische Eisenerzvorkommen innerhalb silurischer Metapelite bzw. Kalkmarmore: Nagelschmiedpalten, Kohlmannsegg, Sommerhalt

### Mangan

#### Nördliche Kalkalpen

- Schichtgebundene Manganvererzungen innerhalb der Strubberg-Formation: Sattelberg, Vorderer Strubberg, Untersberg, St. Leonhard, Hochkranz

### Aluminium

#### Nördliche Kalkalpen

- Bauxitvererzung als Spaltenfüllungen unter der Transgressionsfläche der Unteren Gosau-Subgruppe: Glaneck

### Wolfram

#### Venediger-Deckensystem

- Epigenetische Scheelitvererzung im Zuge der Bildung und der Intrusion von Graniten und ihrer hochtemperierten hydrothermalen Gänge in ordovizischen, basischen Magmatiten: Mittersill/Felbertal

### Kupfer inkl. Kiesvererzungen

#### Grauwackenzone

- Lagerartige, syngenetische Kupfervererzungen bzw. diskordante alpidische Gangvererzungen in paläozoischen Metapeliten/-tuffiten und postvarizischen Transgressionsserien: Mitterberg-Nord-/Südrevier, Buchberg, Filzmoos, Igelsbach, Larzenbach, Gielach
- Schichtgebundene pyritische Cu-(Pb-Zn-Au-)Sulfidvererzungen in vulkanosedimentären Schichtfolgen: Klucken, Limberg, Puderlehen, Mandling, Ochsenalm, Rettenbach, Schwarzenbach, Hachau, Schwemmburg, Stimmelhöhe, Uttenhofen, Ebenmais, Wirtsalm, Viehofen, Walchengraben.

#### Schladming-Seckau-Deckensystem

- Syngenetische Kiesvererzungen und polymetallische gangförmige Sulfidvererzungen (Cu-Ag-Ni-Sb) in Glimmerschiefern und Gneisen: Seekar

#### Glockner-Deckensystem

- Schichtgebundene und stratiforme Kiesvererzungen in Metavulkaniten/-sedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe: Asten – Tofern, Karteis, Hüttschlag, Schwarzwand, Harbachberg, Krähberg, Reinkar, Jägerspitze

#### Venediger-Deckensystem

- Stratiforme polymetallische Kiesvererzungen in Metavulkaniten/-sedimenten der Habach-Gruppe: Brenntal, Grubalpe, Haidbachgraben, Hochfeld, Peitingalm

### Arsen

#### Venediger-Deckensystem

- Gold/Silber-Kupfer-Arsen-Vererzungen in der Silberockserie (Typus „Rotgülden“)

### Nickel – Kobalt

#### Grauwackenzone

- Paläozoische schichtkonkordante und alpidische diskordante, polymetallische Sulfidvererzungen (Cu-Ni-Co-Hg-Ag) in Karbonatgesteinen: Nöckelberg, Schwarzleo, Vogelhalte, Inschlagalm.

#### Schladming-Seckau-Deckensystem

- Gangförmige polymetallische Sulfidvererzungen (Cu-Ni-Co-Bi-Ag): Zinkwand, Vötternspitze

### Blei – Zink

#### Nördliche Kalkalpen

- Struktur- und fazieskontrollierte Zn-Pb-(Cu-)Vererzungen im Ramsaudolomit: Korein-Frommeralpe, Scharl-alpe, Fallsteinwand
- Schichtgebundene Zn-Pb-Vererzungen in karnischen Kalken und Brekzien: Unken

#### Grauwackenzone

- Schichtgebundene Pb-Zn-Vererzungen in Metavulkaniten: Thummersbach

#### Koralpe-Wölz-Deckensystem

- Syngenetische Pb-Zn-Vererzungen im Radenthein-Komplex: Ramingstein

#### Venediger-Deckensystem

- Stratiforme Pb-Zn-Vererzungen in Schwarzschiefern der Murtörl-Formation: Sprinzgasse
- Gangförmige Pb-Zn-F-Vererzungen in Amphiboliten und Prasiniten der Habach-Gruppe: Achsel-, Flecktrogalpe

### Uran

#### Schladming-Seckau-Deckensystem

- Schichtgebundene, stratiforme Uranmineralisationen im permischen Alpenen Verrucano: Forstau

## Gold – Silber

### Glockner-Deckensystem

- Gangförmige Au-Ag-Vererzungen in Bündnerschiefern: Hirzbach, Schiedalpe, Kloben

### Venediger-Deckensystem

- Strukturell kontrollierte Au-Ag-As-Vererzungen in der Silbereckmarmor-Gruppe: Rotgülden, Gfrererkar, Altenberg
- Strukturell kontrollierte Au-Ag-Vererzungen in den Zentralgneiskernen und in darüber liegenden Metasedimenten (Typus „Tauerngoldgänge“): Radhausberg, Siglitz,

Bockhart, Erzwies, Naßfeld, Kolm-Saigurn, Hoher Goldberg

- Schichtgebundene Au-(W-)Vererzungen in vulkanosedimentärer Abfolgen des Kareck- und Storz-Komplexes (Typus „Schellgaden“): Stüblbau, Schulterbau, Kareck, Birgeck, Jägerhalte, Ramsbach, Maradlwand.

Weiterführende Literatur und Informationen sind zu finden bei: FEITZINGER et al. (1998), GÜNTHER (2007a), GÜNTHER & KRAUSS (2004), GÜNTHER et al. (1993), PAAR et al. (2006), SCHEDL et al. (2001).

## 6.2. Kohle, Ölschiefer

Kohlebildung ist im Bundesland Salzburg aus der Inneralpinen Molasse des Tamsweger Beckens und von Wagrain – Altenmarkt und aus den kretazischen Einheiten der Unteren Gosau-Subgruppe im Bereich der Stadt Salzburg, bei St. Gilgen, Großgmain, St. Leonhard, Abtenau und von Rußbach am Paß Gschütt bekannt. Es handelt sich um geringmächtige Vorkommen von Glanzbraunkohle, die keine überregional bedeutende und über Schurfbau und -versuche hinausgehende bergbauliche Tätigkeit begründet haben. Ein Vorkommen pleistozäner Schieferkohle, aufgeschlossen zwischen Seetonen und Moräne, ist

aus dem Bereich von Mülln am Nordende des Mönchsberges bekannt geworden. Weitere Informationen zu diesen Salzburger Kohlevorkommen sind bei DEL NEGRO (1979), GRUBER & SACHSENHOFER (2001), GÜNTHER (1978), GÜNTHER & TICHY (1979), SACHSENHOFER (1989, 2000), SCHEDL et al. (2001), WEBER (1997) sowie WEBER & WEISS (1983) nachzulesen.

Ölschieferschurfbau sind nach GÜNTHER (1978) von St. Leonhard und vom Gutratberg bei Hallein bekannt, beide gingen in Neokommergel (?Schrambach-Formation) um.

## 6.3. Kohlenwasserstoffe

Im Gegensatz zur klassischen Bergbautradition auf Salz und Erze ist die Kenntnis der Kohlenwasserstoffvorkommen in der oberösterreichisch-salzburgischen Molassezone jung. Erst 1989 wurde das zum Aufsuchungsgebiet RAG Salzburg gehörende Erdgasfeld Berndorf entdeckt. Mit den Feldern Lauterbach, Haidach, Nußdorf West, Lauterbach-Südwest, Zagling und Hausmoning folgte jedoch

bis in jüngste Zeit eine Reihe weiterer Erdgas-Erschließungen vorwiegend aus dem Niveau der Puchkirchner Serie (Oligozän) und untergeordnet aus der Haller Serie (Miozän, Eggenburgium) (Bundesministerium f. Wirtschaft und Arbeit, 2008). Die Lagerstätte Haidach ist überdies zu einem der größten Gasspeicher Europas ausgebaut worden.

## 6.4. Salz und andere Industrieminerale

### Salz

Die Salzgewinnung am Dürrnberg bei Hallein begann schon zu keltischer Zeit und erlangte zusammen mit dem Hallstätter Bergbau hervorragende Bedeutung. Während bis ins Mittelalter die Nachweise für die Gewinnung des Salzes mittels Nassverfahren spärlich sind, so erfolgte der Abbau in Salzburg und im nahegelegenen Bad Reichenhall ab diesem Zeitpunkt vor allem durch Solegewinnung aus dem Haselgebirge. An dieses „Weiße Gold“ knüpfte die Bedeutung der Städte an Saalach, Salzach und Inn. 1989 mussten die Soleproduktion am Dürrnberg und die Saline in Hallein eingestellt werden, da der Salzvorrat erschöpft war. Einen Einblick bietet nunmehr ein Schaubergwerk, das die Salinen Austria an diesem Standort betreiben (MHVÖ, 2005).

Neben der Bedeutung des Salzes als Nahrungsmittel und als Handelsware diente die Sole auch zur Erzeugung von Bleichemikalien für die Halleiner Papierfabrik. In Bad Reichenhall findet die Soleerzeugung nach wie vor durch untertägige Bohrspülwerke statt. Im Ischtl befindet sich ein Salzvorkommen, das erst vor wenigen Jahren erkundet wurde und das randlich auch auf das Salzburger Landesgebiet übergreift. Nur historisch erwähnenswert ist ein kleines Salzvorkommen im Lammertal bei Rupertushof, vormals Handlhof, in dem ehemals ein Solekurbetrieb bestand. Die wiederentdeckte Rupertusquelle wurde jüngst zum Heilvorkommen erklärt.

### Gips

Häufiger als Steinsalzlagerstätten treten Gipsvorkommen (manchmal auch ursprünglicher Anhydrit) im Haselgebirge auf.

Die mit der Bauwirtschaft eng verbundene Rohstoffressource wurde nachweislich seit dem 17. Jahrhundert in mehreren Salzburger Vorkommen abgebaut und als Baugips und Dunggips verwendet. Später wurde auch der Anhydrit als Zementzugabe und zur Erzeugung von Schwefelsäure eingesetzt. Vorindustrielle Abbaue waren im Imlautal bei Werfen, in der Gegend Grubbach – Scheffau – Abtenau und im Bereich um den Untersberg in Großgmain – Marzoll und St. Leonhard tätig. Der Abbau in Moosegg – Grubach, der derzeit als Terrassenabbau betrieben wird, und die untertägige Gewinnung in den zusammengeschlossenen Abbauen von Webing – Hallberg in Rigaus konnten sich aufgrund ihrer exzellenten Rohstoffvoraussetzungen zu modernen Bergbaubetrieben weiterentwickeln.

Die Rohstoffe werden im Gipswerk der maxit Baustoffe GmbH & Co. KG (ehemals Erste Salzburger Gipswerks-Gesellschaft Christian Moldan K.G.) bei Strubach verarbeitet. Eine historische Darstellung der Gips-Lagerstätten Salzburgs wurde von GÜNTHER (1987) erarbeitet, firmenbezogene Informationen sind im Internet ([www.maxit.at](http://www.maxit.at), [www.hs-kuchl.salzburg.at/html/projekte/moldan\\_maxit/](http://www.hs-kuchl.salzburg.at/html/projekte/moldan_maxit/)) nachzulesen.

## Kalkstein

Ebenfalls an die Nördlichen Kalkalpen gebunden sind Vorkommen hochreiner Kalksteine, die in verkehrstechnisch sehr günstiger Lage seit über 100 Jahren primär für die Kalkerzeugung gewonnen werden. Es handelt sich um die Steinbrüche südlich Golling, von denen der ehemalige „Tagger-Bruch“ auch heute noch den Standort des Kalkwerkes bildet. Installiert ist eine Verarbeitungsschiene zur Produktion von synthetisch gefällttem Kalziumkarbonat, das bei der Herstellung von Papier, Kunststoff und Farben/Lacken (Unikristall GmbH Golling seit 1997 als PCC-Werk der OMYA) eingesetzt wird. Der Abbau des Dachsteinkalkes erfolgt seit ca. 20 Jahren am Plateau des Ofenauer Berges und er ist mittels Sturzschacht mit dem Werksgelände verbunden. Als hochreine Kalkstein-Lagerstätte, die allerdings brach liegt, kann das Plassenkalk-Vorkommen auf der Nordseite des Untersberges angesehen werden.

## Zement

Das große Zementwerk Salzburgs der Fa. Leube befindet sich in Gartenau am östlichen Fuß des Untersberges in einer erstklassigen Rohstoff- und Infrastrukturlage. Seine Rohstoffbasis bilden Mergel und Kalkmergel der Schrambach- und Roßfeldschichten. Als Kalkkomponente dient per Bahn angelieferter Dachsteinkalk vom oben beschriebenen Ofenauer Berg.

## Magnesit

Die Magnesitlagerstätten in der Grauwackenzone sind an unterdevonische Dolomite gebunden (GÜNTHER & PAAR, k. A.). Sie treten bei Hütten – Leogang, Maria Alm und zwi-

schen Dienten und Schwarzach-St. Veit auf. Zu Beginn des 20. Jahrhunderts erfolgten zahlreiche Prospektionsarbeiten sowie verschiedene Abbautätigkeiten. Der Aufbau einer bedeutenden Magnesitindustrie wurde jedoch durch ungünstige wirtschaftliche Entwicklungen verhindert. Lediglich die größten bekannten Vorkommen wurden damals von der Österreichisch-Amerikanischen Magnesit-AG erworben. Die bergmännischen und infrastrukturellen Arbeiten, die der Erschließung der Entachental im Urslautal bei Maria Alm dienten, mussten kriegsbedingt eingestellt werden. Im Schwarzleotal bei Hütten wurde jedoch Magnesit aufbereitet, der auf der Inschlagalpe südlich vom Sonnkogel abgebaut wurde. Rationalisierungsmaßnahmen führten 1970 auch hier zur Einstellung des Bergbaues; auf der Tiroler Seite des Spielberghorn-Massives wird jedoch noch abgebaut.

## Kalkspat

Die Gewinnung von hochreinem Kalkspat zu optischen und chemischen Zwecken erfolgte entlang von Kalzitklüften in der Klammkalkzone im Stegachgraben, einem Seitenbach des Großarlbaches südlich der Liechtensteinklamm. Heute ist dieses Vorkommen nur noch von historischem Interesse.

## Talk

An Serpentinikörper gebundene Talklagerstätten finden sich mancherorts innerhalb der Penninischen Decken des Tauernfensters und in einigen Ostalpinen Einheiten. Wegen ihrer wirtschaftlichen Bedeutung in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts sind jene bei Lessach im Lungau erwähnenswert.

## 6.5. Baurohstoffe

Zwischen 1979 und 1995 wurden die Baurohstoffe Salzburgs in einer Reihe von mehrheitlich unveröffentlichten Forschungsarbeiten untersucht, deren Ergebnisse schließlich im Salzburger Rohstoffsicherungskonzept (Fürlinger, 1997) mündeten. Darüber hinaus werden an weiterführender Literatur empfohlen: FEITZINGER (2002), FEITZINGER et al. (2003), GÜNTHER (2007b), HADITSCH (1979), KIESLINGER (1964), KRETSCHMER (1990), SCHROTT et al. (2008) und WIMMER-FREY (1992).

### Ziegelrohstoffe

In Salzburg wurden bis vor kurzem die spätglazialen bis holozänen Bändertonvorkommen für die Ziegelerzeugung eingesetzt. Im Oichtental, südöstlich von Oberndorf fertigten die Salzburger Ziegelwerke (vormals Ziegelwerk Waha), Mauer- und Hochlochziegel für tragendes Mauerwerk. Die Produktion wurde mit Ende September 2008 eingestellt.

### Kies und Sand

Lagerstätten nutzbarer Kies- und Sandvorkommen liegen in den spätglazialen bis holozänen Flussablagerungen, die aufgrund des meist hohen Grundwasserspiegels in Nassbaggerungen gewonnen werden. Beispiele dafür sind die Abbaue im Saalachtal nördlich von Saalfelden und bei Wals, weiters am Paß Lueg sowie im Lungau bei St. Michael und nahe Tamsweg. Die Vorkommen im Saalachtal zwischen Bergheim und Oberndorf stehen seit 2008 nicht mehr in Abbau. Weiters werden Hangschutt(kegel), Schwemmfächer und Wildbachablagerungen genutzt, so vom Einzugsgebiet her gute Qualitäten vorliegen. Manchmal fallen dabei auch grobe Blöcke an, die als Wasserbau- und Wurfsteine genutzt werden können. Bedeutende und hochqualitative Rundkornlieferanten sind die verschiede-

nen, von der pleistozänen Klimadynamik geprägten Sedimentkörper. Es sind dies vor allem Terrassen, Vorstoßschotter, Deltaschüttungen, Eisrandsedimente und Kame. Wichtige, derzeit genutzte Vorkommen liegen an der Fischach zwischen Eugendorf und Seekirchen, am Thalgauberg und bei Lamprechtshausen, alle im Flachgau. Zumeist nur für lokale Verwertungen werden auch Moränen abgebaut. Sie haben vielfach etwas schlechtere Qualität, sind aber im ganzen Land verbreitet.

### Brecherprodukte aus Festgesteinen

Unter den Festgesteinen sind die „Diabase“ der Metabasitgruppe in der Grauwackenzone bei Saalfelden hervorzuheben, wo gerade ein neues Vorkommen aufgeschlossen wird und neben hochwertigen Edelbrecherprodukten für Straßen- und Bahnbau auch Wasserbausteine und Steinmehle erzeugt werden. Ebenfalls in der Grauwackenzone liegt der Marmorbruch in den silurisch-devonischen Karbonaten bei Ginau. In den kalkalpinen Bereichen des Landes werden Brecherprodukte auch in mehreren Dolomitabbauen gewonnen. Vorwiegend wird Hauptdolomit genutzt, aber auch Steinalm-, Wetterstein- und Dachsteindolomit werden verwendet. Von den kalzitbetonten Karbonatgesteinen sind weiters Gesteine der Oberalm-Formation, der Roßfeld-Formation sowie Platten-, Hallstätter und Dachsteinkalk in Verwendung. Im Bereich der Penninischen Deckensysteme gehen Abbaue im Klammkalk um, so z.B. bei Steglehen im Großarlal, Klammstein im Gasteinertal und auf der Rauriser Höhe.

### Werk- und Dekorsteine

Unter den Festgesteinen nehmen die Bau-, Werk- und Dekorsteine Salzburgs mit den weithin bekannten Vorkommen von „Untersberger Marmor“ und Adnet (Oberhättrifalkalk und Karbonate in Jura-Schwellenfazies) eine hervor-

ragende Stellung ein. Die Gesteine beider Vorkommen prägen, neben dem quartären Mönchsberg-Konglomerat (Salzburger Nagelfluh), das Stadtbild von Salzburg und wurden vor allem in der Zeit der Spätgotik und im Barock auch in ganz Europa verwendet. Sowohl am Untersberg als auch in Adnet werden heute noch Werksteine abgebaut, in Adnet führt ein Lehrpfad durch die alten Brüche und zu den verschiedenen Gesteinsvarianten. Bei Golling

wird in einem aktiven Werkstein-Abbau Torrener Nagelfluh gebrochen. Im Subpenninikum bzw. im Penninikum des Rauriser Tals wird weißer und blaugrauer Marmor (Angertalmarmor der Silbereckmarmor-Gruppe und Kalkglimmerschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe) gewonnen. Daneben wird Bergsturzblockwerk aufgearbeitet, welches vorwiegend aus grünlichem Arkosegneis und Phengitquarzit der Wustkogel-Formation besteht.

# 7. Hydrogeologie

R. BRAUNSTINGL

Das Land Salzburg besteht aus einer Vielfalt geologischer Zonen, die sich nicht nur in ihren Gesteinen und ihrer Entwicklungsgeschichte, sondern auch bezüglich ihrer Grundwasserführung stark unterscheiden. Besondere Bedeutung besitzen die verkarsteten Gebirgsstöcke sowie die spät- und nacheiszeitlich entstandenen Beckenfüllungen. Aus diesen hydrogeologisch relevanten Formationen werden vornehmlich die Ballungsräume und praktisch alle größeren Wasserversorgungsunternehmen bedient.

## Karstwässer

An Karstwasservorräten in den Kalkalpen sind die Leoganger Steinberge, Teile des Steinernen Meeres und des Hochkönigmassivs, der Hohe Göll und der Untersberg sowie bedeutende Teile der Osterhorngruppe von Schon- gebieten belegt, die auch in Zukunft die Trinkwasserqualität genutzter Karstwasserquellen sicherstellen sollen. Praktisch die gesamten Kalkalpen sind tiefgründig verkarstet, das heißt, die Systeme reichen tiefer als die heutigen Vorflutniveaus der Flüsse Saalach, Salzach und Lammer.

Die größten noch nicht genutzten Reserven befinden sich im Hagen- und Tennengebirge bzw. in den nördlich anschließenden Tallagen des Bluntau- und des Lammer- tals. Diese sind zusammen mit den Vorkommen des Göll- massivs und jenen des Salzachtales zwischen Golling und Hallein von einer Wasserwirtschaftlichen Rahmenverfü- gung geschützt, die diese bedeutenden Grundwasservor- kommen für eine künftige Trinkwassernutzung sichern soll. Aus den verkarsteten Gebirgsmassiven treten nicht nur Karstquellen mit einer Dauerschüttung von mehreren 100 Sekundenlitern (l/s) aus, sie reichern auch die vorgelagerten Schotterkörper mit Grundwasser an. So wurde im Bereich der Lammermündung in die Salzach durch Boh- rungen eine Mächtigkeit des Schotteraquifers von 140 m nachgewiesen, wobei die Verkarstung des Tennengebir- ges ebenfalls bis in diese Tiefe reicht. Neben diesen über- regional bedeutenden kalkalpinen Karstwässern der Dach- stein- und Wettersteinkalkgebiete, die sich Richtung Osten nach Oberösterreich im Dachsteinmassiv fortsetzen, befin- den sich auch in der südlich anschließenden Grauwacken- zone zahlreiche kleinere Gebiete mit verkarstungsfähigen Kalken, Kalkschiefern und karbonatischen Phylliten, die zur lokalen Wasserversorgung verwendet werden. Weitere verkarstete Areale finden sich in den Karbonatgesteinen der Radstädter Tauern sowie in den Klammkalken und den Kalkglimmerschiefern des Tauernfensters. So versorgen beispielsweise die in den Radstädter Tauern östlich des Ennsursprungs entspringenden Marbachquellen nicht nur die größeren Gemeinden des Ennspongau, sondern auch die Bezirkshauptstadt St. Johann im Salzachpongau. Das Trinkwasser für Schwarzach wird aus einer Quelle gewon- nen, die beim Bau des Triebwasserstollens Högmoos- Schwarzach im verkarsteten Klammkalk angefahren wor- den war. Bei Fusch an der Glocknerstraße liefert die Wölf- lernquelle einen Großteil des Trinkwassers der Stadtge- meinde Zell am See und der angrenzenden Gemeinden.

Die kristallinen Gesteine des Ostalpins und des Tauern- fensters sind außerhalb der verkarstungsfähigen Kalkge- steine nur gering wasserführend. Eine Ausnahme bilden die größeren Rutschmassen, Talzuschübe und Massenbe- wegungen, die sich meistens durch zahlreiche Quellen bemerkbar machen. Solche Einzelquellen können mehrere Zehner-l/s Schüttung aufweisen. Im Glemmtal wurde durch eine Studie (PIRKL, 1989) festgestellt, dass tiefliegende Quellen in solchen Massenbewegungen meist gut geschützte Aquifere entwässern, deren Einzugsgebiete sehr hoch gelegen sind, während die in mittleren Höhenla- gen gelegenen Quellen sehr rasche Durchflusszeiten und damit nur schlecht gefiltertes Wasser liefern können.

## Tal- und Beckenfüllungen

Besonders in den eiszeitlich ausgeschürften Flusstälern, die oft über 100 m Tiefe erreichen, aber auch in den Zun- genbecken des Alpenvorlandes sind die im Würm-Spätglazial und im Holozän abgelagerten Sedimentgesteine wic- htige Trinkwasserspeicher. Neben den schon erwähnten Grundwasservorkommen des südlichen Salzburger Beckens (= Salzachtal zwischen Golling und Hallein) wer- den auch die Deltaschotter der Königseeache rund um den Untersberg von zahlreichen Brunnenanlagen genützt, die die Stadt Salzburg und die Umlandgemeinden versorgen. Seit einigen Jahren wird dieses Grundwasser künstlich durch Oberflächen- und Karstwasser aus dem Untersberg angereichert.

Eiszeitlich bzw. spät- und nacheiszeitlich entstandene Sedimentgesteine mit hoher Porosität führen sowohl im Salzburger Seengebiet als auch im Saalachtal nördlich von Saalfelden mächtige Grundwasserkörper. Das nördlich des Wallersees – aus einer weitläufigen Konglomeratgesteins- Platte – geförderte Trinkwasser versorgt den mittleren Flachgau und Teile der Stadt Salzburg. Seit rund 10 Jah- ren wird auch das Saalfeldener Becken zur Trinkwasser- versorgung genützt. Während das mittlere Saalachtal mit eher feinkörnigen und daher nur schlecht durchlässigen Sedimenten verfüllt ist, beginnt ab Saalfelden (Mündung Urslau und Leoganger Ache) ein überwiegend mit Kalk- schottern aufgefülltes Becken. Dieses mächtige Grund- wasserfeld begleitet die Saalach flussabwärts. An der beginnenden Schluchtstrecke der Saalach bei Hohlwegen verengt sich dieser Aquifer durch das Trogtal wie ein Fla- schenhals. Dadurch wird das Grundwasser gestaut und drückt von unten an eine bis 3 m mächtige Aulehmschicht, die flächendeckend ausgebildet ist. Dieses gespannte Grundwasser durchbricht an einer Stelle diese Deckschicht und fließt als Wallerquelle Friedlbrunn mit über 100 l/s frei aus. Auch im weiteren Verlauf der Saalach zwischen Saal- felden und Lofer enthält die Talfüllung ein mächtiges, bis- her noch nicht genutztes Grundwasservorkommen, wel- ches im Becken von Lofer schließlich eine Tiefe von 100 m erreicht. Flussabwärts blockiert ein Bergsturz das Saalach- tal, womit dieser mächtige Aquifer abgeschlossen wird.

In den nördlichsten Landesteilen treten in den obersten 200 m der Molassegesteine gespannte oder sogar artesi- sche Grundwässer auf. Diese sind meistens nur gering ergiebig, werden aber häufig für Einzelwasserversorgun- gen genützt. Diese Grundwässer spielen im angrenzenden Oberösterreich und im benachbarten Bayern aufgrund des dort größeren Flächenanteils der Vorlandmolasse eine wichtigere Rolle für Trinkwasserbrunnen als im Bundes- land Salzburg.

## Heil- und Thermalwässer

Schließlich sind im Land Salzburg einige Heil- und Ther- malwasservorkommen zu erwähnen, wovon das bekann- teste natürlich der Gasteiner Thermalbezirk ist. So ent- springen an einer Steilstufe aus Zentralgneis an der Gasteiner Ache mitten im Ort Bad Gastein etwa 20 Ther- malquellen mit einer Gesamtschüttung von rund 50 l/s und maximalen Temperaturen bis 50°C. Wenig südlich bei

Böckstein folgt im Goldbergmassiv ein weiterer Thermalbezirk. Ein medizinisches Kurzentrum nützt diesen im Paselstollen, wo anstelle des Thermalwassers heiße Luft mit dem radioaktiven Edelgas Radon entweicht. Weitere Thermalwässer wurden in den Kalkalpen bei St. Martin nahe Lofer, im Süden der Stadt Salzburg an der Moosstraße sowie in Bad Vigaun erbohrt. Auch die Klammkalkzone führt Thermalwasser, welches in jüngerer Zeit bei Lend erschlossen wurde. Bei dem schon erwähnten Stollenbau (Högmoos – Schwarzach) für das Salzkraftwerk Schwarzach wurde 1954 unerwartet Warmwasser in einer Höhle angetroffen. Eine zweite Warmwasserquelle liegt in

der Liechtensteinklamm bei St. Johann im Pongau, ebenfalls im Klammkalk, die früher sogar mittels Seilbahn erschlossen war. Versuchsbohrungen nach Thermalwasser ohne nennenswerten Erfolg gab es in Radstadt, Golling, Leogang, Kaprun und Altenmarkt. Im Lungau wurde jüngst durch eine Bohrung in etwa 50 m Tiefe ein mineralisiertes Grundwasservorkommen angetroffen, welches sogar artesisch austrat und nur mit Mühe wieder abgedichtet werden konnte. Dieses Grundwasser ist an einer frei ausfließenden Quelle bei Mauterndorf seit längerem als Heilwasser anerkannt.

## 8. Naturgefahren und Ingenieurgeologie

G. VALENTIN

Das Land Salzburg war während der letzten geologischen Periode, dem Quartär, von mehreren Vereisungsphasen erfasst. Hunderte Meter mächtige Gletscher flossen weit über die Stadt Salzburg in das Alpenvorland hinaus. Die erosive Umgestaltung der Topographie und die finale Abschmelzung des Eises hinterließen übertiefte Täler und steil geneigte Hänge. In den nachfolgenden Jahrtausenden gelangten unter dem steten Wirken der Schwerkraft viele Berge in Bewegung. Während sich spröde Karbonatgesteine oder Gneise in Form von spontanen Fels- und Bergstürzen talwärts bewegten, haben Schiefer, Mergel und sonstige inkompetente Materialien mit langsamen und weit ausholenden Deformationen reagiert. Diese Phänomene zeigen sich bis zum heutigen Tage nicht abgeschlossen. In der Geologischen Karte sind großflächige Massenbewegungen als Bergsturzmasse, Rutschmasse und Sackung dargestellt und eindrücklich zeigt sich die Korrelation zwischen Labilität und Lithologie.

Zu den bedeutendsten Massenbewegungen zählen die nacheiszeitlichen Bergstürze von Lofer und Vigau, bei denen Millionen von Kubikmetern Gesteinsmaterial in Bewegung geraten sind und die Flussläufe von Saalach und Salzach verlegt haben. Die von Wildwassersportlern stark frequentierte Schluchtstrecke von Lofer und der unruhig reliefierte Tauglwald geben heute noch Zeugnis über diese dramatischen Ereignisse. Eine historisch gut dokumentierte Massenbewegung ist die Embacher Plaike, die noch immer mit der Gefahr eines Einstoßes in die Salzach und einem damit verbundenen Bedrohungsszenarium für Landesstraße und Eisenbahn behaftet ist. Den meisten Bewohnern des Landes sind auch noch die Felsstürze an der Großen Bischofsmütze in Erinnerung. Im Jahre 1993 lösten sich hier 100.000 m<sup>3</sup> Dachsteinkalk und stürzten spektakulär in die Tiefe.

Auch die sanfte Morphologie des Alpenvorlandes ist von Massenbewegungen nicht verschont. Die flachen Hänge täuschen eine Stabilität vor, die in Wirklichkeit nicht gegeben ist. Vielmehr entsprechen die Böschungsneigungen den geringen Festigkeitseigenschaften der Ton- und Mergelsteine von Flysch und Helvetikum. Als eindrucksvolles Beispiel einer Rutschung im Alpenvorland ist das Ereignis am Haunsberg zu nennen. Im Jahre 1999 geriet hier eine große Hangfläche in Bewegung und bedrohte bedeutende Infrastruktureinrichtungen. Durch aufwendige Untersuchungen konnte ein Fließen der Erdmassen ermittelt werden und gespanntes Grundwasser als entscheidender Motor erkannt werden. Eine ähnliche Kinematik findet sich auch bei der Rutschung im Gschlifgraben am Traunsee.

Als geschichtlich bedeutendste Massenbewegung ist der Felssturz am Mönchsberg in der Stadt Salzburg zu nen-



Abb. 28.  
Felssturz an der Großen Bischofsmütze vom 10. Oktober 1993. Der erste Felssturz war am 22. September 1993 erfolgt.  
Foto: Barbara KEPLINGER.

nen. Im Jahr 1669 fanden im Bereich der heutigen Gstättingasse 220 Personen den Tod.

Wie die geologische Geschichte beweist, sind nahezu sämtliche Gebiete des Landes Salzburg einem natürlichen Gefährdungspotenzial durch Rutschungen, Steinschläge und Felsstürze ausgesetzt. Seit der Mitte des vergangenen Jahrhunderts hat sich die Anzahl der Wohnhäuser vervierfacht, die Frequenz auf den Verkehrswegen potenziert. In Anbetracht der daraus resultierenden stark erhöhten Bedrohung müssen Geologen heute als Risikomanager im Spannungsfeld zwischen Raumordnung, Politik, privaten Interessen und dem Strafrecht agieren.

Die Geschichte des Tunnelbaues im Land Salzburg geht auf erste Bergbautätigkeiten zur Gewinnung von Salz am Dürrnberg bei Hallein zurück. Von den Kelten wurde das wertvolle Mineral mit erstaunlich hohem technischem Standard abgebaut. Die Entdeckung von Kupfer in der Bronzezeit beschleunigte nicht nur die Entwicklung der Zivilisation, sondern auch die Bergbautechnik. Im Jahre 1130 wurde als weiterer Meilenstein des Tunnelbaus der St.-Peter-Almstollen durch den Mönchsberg vorgetrieben. Der Hohlraum, der der Wasserversorgung der Stadt gedient hat, ist perfekt an die wechselhaften Gebirgsverhältnisse angepasst und bis zum heutigen Tage begehbar. Im 19. Jahrhundert erlangte die damals junge Disziplin der Geologie eine wichtige Rolle beim Eisenbahnbau der Monarchie. Eine technische Meisterleistung war die Herstellung der Tauernbahn mit dem 8550 m langen Scheiteltunnel zwischen Böckstein und Mallnitz.

Die Geotechnik und der moderne Tunnelbau erlebten nach dem 2. Weltkrieg in Salzburg ihre Geburt. Auf Anregung von Leopold MÜLLER wurde der sogenannte „Salzburger Kreis“ gegründet und im interdisziplinären Zusammenwirken Probleme der Geotechnik diskutiert. Es waren vor allem die Erfahrungen am Tauernstollen der Tauernautobahn, wo extreme Gebirgsdeformationen den Vortrieb fast zum Erliegen brachten, die entscheidend zur Entwicklung der Neuen Österreichischen Tunnelbauweise beigetragen und österreichischen Tunnelbauern zu weltweiter Beachtung verholfen haben.

Der Kraftwerksbau erlebte im Land Salzburg mit Errichtung der Kraftwerksgruppe Kaprun seine eigentliche Geburtsstunde. In der Folge wurden zahlreiche Talsperren und Dämme mit hunderten Kilometern Stollen erbaut. Als geotechnisch anspruchsvolles Bauvorhaben sei der 17 km lange Triebwasserstollen (Högmoos-Schwarzach) für das Kraftwerk Schwarzach an der Salzach nennen. Die drei Abschnitte des Freispiegelstollens wurden als einer der ersten Hohlraumbauten bereits Anfang der Fünfzigerjahre nach den Grundsätzen der Neuen Österreichischen Tunnelbauweise vorgetrieben. Der Speicher Durlaßboden am Gerlospaß sowie der Speicher Öllschützen in Hintermuhr finden sich an Standorten, wo instabile Einhänge bautechnische Sonderlösungen sowie ein spezielles Monitoring verlangt haben. Nicht jedem Kraftwerksprojekt war aber Erfolg beschieden. So stellte sich der Stauraum der Sperre Strubklamm in Faistenau als undicht dar, so dass die angestrebte wasserwirtschaftliche Nutzung nicht möglich ist.

Ingenieurgeologische Kompetenz ist aber nicht nur bei prominenten Großprojekten gefragt. Oft stellen unbedeutende Bauvorhaben die größere Herausforderung für Geologen und Geotechniker dar. Immer tiefere Baugruben an immer steileren Hängen bei immer dichterem Nachbarverbauung werden geplant und sollen möglichst kostengünstig umgesetzt werden. Als besonders anspruchsvoller Baugrund erweisen sich nacheiszeitliche Ruhigwasserablagerungen, die in der Stadt Salzburg als „Salzburger Seeton“ bekannt sind. Speziell im Zusammenwirken mit Grundwasser zeigen die Tone, Schluffe und Feinsande eine hohe mechanische Empfindlichkeit. Neben der Stadt Salzburg ist zum Beispiel auch der Baugrund in Seekirchen, Bürmoos oder Zell am See wegen des Seetones und auflagerndem, extrem setzungsempfindlichem Torf gefürchtet. Sehr oft findet sich unter diesen Bodenschichten gespanntes Grundwasser. Der Seeton wird aber nicht nur in Beckenlagen aufgeschlossen, als ehemaliges Eisrandsediment kann man dieses rutschungsempfindliche Material auch an Hängen bis in Seehöhen von über 1500 m antreffen.

# 9. Museen, Schaubergwerke, Karsthöhlen und Lehrpfade

E. HEJL

## 9.1. Museen und Schausammlungen

### Haus der Natur

Das Haus der Natur befindet sich am Nordende der Salzburger Altstadt und besteht seit dem Jahr 1924. Sein Gründer, Eduard Paul TRATZ, gilt als Wegbereiter einer modernen, lebendigen Museumsdidaktik. Das heutige Museum versteht sich einerseits als Schau-Museum mit regionaler und internationaler Ausrichtung und andererseits als ein vielseitiges Natur-Kompetenzzentrum für Stadt und Land Salzburg.

Als Schau-Museum möchte das Haus der Natur den Besuchern ein möglichst umfassendes Naturverständnis vermitteln, sie für die vielfältigen Aspekte der Natur begeistern und zu eigenem Erleben der Natur anregen. Folgende Dauerausstellungen befassen sich mit erdwissenschaftlichen Themen: Saurier und andere Urzeittiere (Eingangshalle im Erdgeschoss), Erdgeschichte und Eiszeit (1. Stock) und die Welt der Kristalle (1. Stock). Im Rahmen der mineralogischen Dauerausstellung „Welt der Kristalle“ werden Minerale aus dem Salzburger Bergbau sowie berühmte Minerale der Hohen Tauern gezeigt – z. B. Smaragde aus dem Habachtal, Kluftepidote der Knappenwand (Untersulzbachtal) und Riesenbergkristalle (max. 618 kg). Prachtvolle Mineralstufen aus der ganzen Welt runden die Ausstellung ab. Weitere Themen von Dauerausstellungen sind die Welt der Meere und Seen, die Natur- und Kulturgeschichte der Salzach, die Tierwelt, die Weltraumfahrt, der menschliche Körper und vieles mehr. Spektakuläre Höhepunkte des Museums sind das Aquarium mit 42 Schaubecken, von denen das größte 60.000 Liter fasst, und der Reptilienzoo, dessen artgerechte Terrarien zu den schönsten Europas zählen. Die große öffentliche Akzeptanz der museumsdidaktischen Konzepte des Hauses der Natur wird durch die Zahl von jährlich rund 250.000 bis 300.000 Besuchern in eindrucksvoller Weise bestätigt.

Als Natur-Kompetenzzentrum sieht das Haus der Natur seine Aufgaben in der naturwissenschaftlichen Erforschung und Dokumentation des Landes Salzburg sowie in der öffentlichkeitswirksamen Vermittlung der Ergebnisse. Aufgrund dieser Verantwortung tritt das Haus der Natur auch als Mahner und Berater in Fragen des Natur- und Umweltschutzes auf.

Museumsplatz 5, 5020 Salzburg.  
Das Museum ist täglich – auch an Sonn- und Feiertagen – von 9 bis 17 Uhr geöffnet.  
[www.hausdernatur.at](http://www.hausdernatur.at).

### Salzburger Museum Carolino Augusteum

Die Sammlungen des Salzburger Museums Carolino Augusteum (SMCA; Homepage [www.smca.at](http://www.smca.at)) umfassen verschiedenste Objekte aus allen Epochen der Salzburger Kulturgeschichte – z. B. Exponate zu den Themen Archäologie, bildende Kunst, Musikgeschichte, Waffen, Volkskunde, Spielzeug und Münzen. Das Museum wurde 1834 zunächst als Privatsammlung gegründet und 1852 von der Stadt Salzburg übernommen. Es trägt den Namen von CAROLINE AUGUSTE, der Witwe Kaiser FRANZ I. von Österreich. Seit 1965 tragen Stadt und Land Salzburg jeweils die Hälfte der Kosten des SMCA.

Das SMCA betreibt im Stadtgebiet von Salzburg mehrere räumlich getrennte Museen bzw. Schausammlungen, und zwar das Panorama-Museum, das Volkskundemuseum, das Festungsmuseum, das Domgrabungsmuseum, das

Spielzeugmuseum und eine Sammlung historischer Musikinstrumente. Das ehemalige Haupthaus am Museumsplatz ist seit 8. Oktober 2005 auf Dauer geschlossen. Es wurde durch das neu gestaltete Salzburg-Museum in der Residenz am Mozartplatz ersetzt. Unter den archäologischen Schätzen des SMCA ist vor allem die berühmte keltische Schnabelkanne vom Dürrnberg zu erwähnen. Sie wurde im September 1932 von Olivier KLOSE (1860–1933), dem ehemaligen Kustos des SMCA, in einem von ihm geöffneten keltischen Grabhügel entdeckt und von Frau Nora WATTECK, einer bekannten Heimatforscherin und Publizistin, freigelegt. Anhand ihrer stilistischen Merkmale lässt sich die bronzene Schnabelkanne in die Stufe Latène A der jüngeren Eisenzeit, d. h. in die Zeit um 450 v. Chr. datieren.

Das Panorama-Museum am Residenzplatz 9 (Eingang neben dem Postamt 5010) wurde am 26. Oktober 2005 eröffnet. Es beherbergt ein von Johann Michael SATTLER 1829 vollendetes Rundgemälde mit 26 m Umfang und 5 m Höhe. Von einer Plattform überblickt man die Stadt Salzburg und die umliegende Landschaft zur Biedermeierzeit. Bei gleichzeitiger Benützung der Geologischen Karte von Salzburg 1 : 200 000 sollte es möglich sein, sich auch eine räumliche Vorstellung von den geologischen Verhältnissen zu verschaffen.

Das Panorama-Museum ist täglich täglich von 9 bis 18 Uhr geöffnet, an Donnerstagen von 9 bis 20 Uhr.

### Keltenmuseum Hallein

Die beiden thematischen Schwerpunkte des Museums sind die Welt der Kelten (Erdgeschoss) und das historische Salzwesen (2. Stock).

Die Keltenausstellung befasst sich mit der Geschichte dieses Volkes und mit den Ergebnissen der archäologischen Grabungen am Dürrnberg, die seit 1985 vom Österreichischen Forschungszentrum Dürrnberg wissenschaftlich betreut werden. Dieser partnerschaftlich organisierte Verein wird von der Republik Österreich, dem Land Salzburg, der Stadt Hallein und den Salinen Austria getragen. Das Forschungszentrum hat seinen ständigen Sitz im Keltenmuseum und stellt dort auch die jeweils neuesten, z. T. sensationellen Funde aus.

Die Ausstellung zum Salinenwesen bietet Einblicke in die historische Salzproduktion und die Vertriebsorganisation. Gezeigt werden das Prinzip der Solegewinnung durch das Laugverfahren, bergmännische Arbeitsgeräte, der Nachbau eines Stollens, verschiedene Bergbaumodelle, die Wappengalerie der Salzburger Erzbischöfe sowie drei historische Fürstenzimmer mit vielen alten Gemälden zum österreichischen Salinenwesen.

Pflegerplatz 5, 5400 Hallein.  
Das Museum ist täglich von 9 bis 17 Uhr geöffnet. Bei Vorlage einer gültigen Eintrittskarte (Ablaufzeit 7 Tage) der „Salzwelten Bad Dürrnberg“ ist der Eintritt in das Keltenmuseum gratis.

### Heimatmuseum Burg Golling

In der mittelalterlichen Burganlage befindet sich das Heimatmuseum Golling, das 1969 gegründet und 1971 eröffnet wurde. Nach mehreren Erweiterungen zählt es heute

zu den größeren Regionalmuseen des Bundeslandes Salzburg. Die umfangreiche paläontologische Sammlung enthält Fossilien aus dem Tennengau und dem benachbarten Bayern. Funde aus der weltberühmten Fischfauna im Wiestal bei Hallein, ein Riesenammonit vom Dürrnberg mit Bissmarken eines heimischen Wassersauriers und einige hundert chronologisch geordnete Fossilien von Meerestieren und Pflanzen vermitteln faszinierende Einblicke in die versteinerte Lebewelt der Salzburger Kalkalpen. Belegexemplare der wichtigsten Minerale und Erze vervollständigen das geowissenschaftliche Material. Die kulturhistorischen Sammlungen umfassen Objekte aus der Ur- und Frühgeschichte des Ortes, eine Dokumentation der hier häufigen Felsritzzeichnungen, sakrale Kunst und Exponate zur Geschichte des Ortes und der Burg.

Die auf einer Felskuppe mitten im Ort gelegene Burg ist leicht zu finden: Markt 1, 5440 Golling. In der Bahnhofstraße, am Fuße des Burgfelsens, befindet sich ein großer Parkplatz.  
Das Heimatmuseum ist zwischen dem 1. Mai und dem 31. Oktober, von Mittwoch bis Sonntag, jeweils von 10 bis 12 Uhr und von 14 bis 17 Uhr für Besucher geöffnet.

### Adneter Marmormuseum

In zwei Kellerräumen an der Rückseite der Raiffeisenbank Adnet befindet sich das Adneter Marmormuseum, das im Mai 1992 anlässlich der 10. Adneter Bildungswoche gegründet wurde. Es informiert über die Entstehung und Verwendung des weltbekannten sogenannten „Adneter Marmors“, der eigentlich ein unmetamorpher Kalkstein der Jura-Schwellenfazies (Signatur 72) ist. Das Museum ist Ausgangspunkt des Lehrpfades durch die Adneter Steinbrüche. Gezeigt werden viele der hier gefundenen Fossilien und die wichtigsten Varietäten des Adneter Kalkes in verschiedenen Bearbeitungen: große und kleine Steinkugeln, Schalen, Vasen, Dosen u. a.

Tourismusverband Adnet.  
Von März bis Mitte September ist das Museum jeden Dienstag von 9<sup>30</sup> bis 10<sup>00</sup> Uhr geöffnet.

### Museum am Kastenturm (Bischofshofen)

Bischofshofen ist seit dem Frühmittelalter ein wichtiger Umschlagplatz für den Handel und war auch oft ein bedeutender Industriestandort. Kupfererze wurden schon in prähistorischer Zeit im Nachbarort Mühlbach gewonnen. Dort befand sich auch der neuzeitliche Bergbau, der von 1827 bis 1977 betrieben wurde. Im Ortsteil Mitterberghütten wurde das Erz geschmolzen und das gewonnene Kupfer weiter gehandelt. Durch den Bau der Bahnlinie wurde Bischofshofen zum modernen Verkehrsknotenpunkt.

Neben archäologischen Funden aus der Steinzeit und vom bronzezeitlichen Kupferbergbau beherbergt das Museum auch sakrale Kunst, Urkunden, Bilder und liturgische Geräte. Das berühmte Rupertuskreuz zählt zu den wertvollsten sakralen Kunstwerken des Frühmittelalters und belegt die kirchliche Bedeutung von Bischofshofen. Der archäologische Teil der Sammlungen wurde durch das Salzburger Museum Carolino Augusteum neu gestaltet.

Moßhammerplatz 4, 5500 Bischofshofen.  
Das Museum ist ganzjährig am Mittwoch, Freitag, Samstag und Sonntag, jeweils von 10 bis 16 Uhr geöffnet. Es befindet sich neben dem ältesten noch erhaltenen Bauwerk der Stadt, dem Kastenturm, nahe der gotischen Pfarrkirche und dem Gemeindeamt im Stadtzentrum.

### Pinzgauer Heimatmuseum im Schloss Ritzen (Saalfelden)

Eine in drei Schauräumen erstklassig präsentierte Mineraliensammlung dokumentiert nicht nur den Mineral- und Erzreichtum der Umgebung von Saalfelden, das in der Grauwackenzone am Südrand der nördlichen Kalkalpen liegt, sondern zeigt auch Funde aus anderen Teilen des Bundeslandes. Die Exponate stammen aus dem Saalfelder Becken, dem Pongau, Lungau und Tennengau sowie aus dem Nationalpark Hohe Tauern. Die Vitrine Nr. 1 wird von heimischen Sammlern gestaltet. In regelmäßigem Wechsel zeigen sie den Besuchern des Heimatmuseums ihre schönsten Mineralstufen.

Der in der Umgebung von Saalfelden vorkommende Diabas (altpaläozoischer Metabasalt) ist ein dunkel- bis schwarzgrünes, sehr zähes Gestein und ein wichtiger Rohstoff für den Straßenbau. Auf diesen alten basaltischen Vulkanismus sind auch viele Vererzungen der Region zurückzuführen, von denen manche schon in prähistorischer Zeit abgebaut wurden. Neben dem Hauptmetall Kupfer wurden auch Blei und Silber (Fahlerz) gewonnen.

Weitere thematische Schwerpunkte des Museums sind die volkstümliche Kultur, eine Sammlung von Motivbildern, eine Krippenschau und archäologische Funde vom Biberg, der in vorrömischer Zeit das kulturelle Zentrum des Gebiets war. Die Siedlung auf dem Biberg war der befestigte Sitz des Stammesfürsten der keltischen Ambisonten. Sie wurde schon in der mittleren Latènezeit, im 2. Jahrhundert v. Chr., errichtet, ihre Blütezeit fällt jedoch erst in die späte Latènezeit, d. h. ins 1. Jahrhundert v. Chr. Mehr als 90 % der Funde stammen aus diesen beiden Jahrhunderten. Es handelt sich dabei um Keramik und um Werkzeuge aus Eisen, wie z. B. Äxte, Meißel, Bohrer, Ahlen und Messer. Das bedeutendste Fundstück von Biberg ist die bronzene Figur eines liegenden Hirsches. Das Original befindet sich im Museum Carolino Augusteum in der Stadt Salzburg.

Schloss Ritzen, 5760 Saalfelden.  
Mit Ausnahme der Monate März, April und November ist das Heimatmuseum am Mittwoch, am Samstag sowie an Sonn- und Feiertagen von 14 bis 17 Uhr geöffnet. Gruppenbesuche sind auch außerhalb dieser Zeiten möglich (Anmeldung bei Herrn Gerhard Weißenböck).  
[www.museum-saalfelden.at](http://www.museum-saalfelden.at).

### Heimatmuseum Bramberg

Es ist in einem alten Bauernhaus aus dem 13. Jahrhundert untergebracht und hat auch einen kleinen Freilichtbezirk (Getreidekasten, Mühle, Backofen, zwei Holzknechtthäuser, Venetianer-Gattersäge). Die Sammlung zur Mineralogie der Hohen Tauern und zur Geologie des Habachtals ist sehr umfangreich, wobei vor allem die prachtvollen Smaragdstufen besondere Beachtung verdienen. Zu sehen sind auch der größte Rauchquarz der Ostalpen, Bergkristalle aus Rauris, Skelettquarz mit unbeschädigter Spitze und andere mineralogische Raritäten. Unter den volkskundlichen Themen sind eine Webstube, eine Spinnstube, eine Schusterwerkstätte, eine Schnapsbrennerei, das Holzverarbeitende Gewerbe und die Imkerei zu erwähnen.

Vom 16. Juni bis zum 30. September ist das Museum täglich von 10 bis 18 Uhr geöffnet. Von 1. Mai bis 15. Juni und von 1. bis 31. Oktober ist das Museum täglich von 15 bis 17 Uhr, an Sonn- und Feiertagen von 10 bis 12 Uhr geöffnet. Informationen bei: Tourismusverband Bramberg, 5733 Bramberg am Wildkogel.

### Lungauer Landschaftsmuseum

Auf einer Ausstellungsfläche von 800 m<sup>2</sup> in der Burg Mauterndorf vermittelt dieses Museum einen umfassenden Einblick in die Landschaft, das Brauchtum und das volkstümliche Leben der Region. Es wurde 1971 gegründet und in den letzten Jahren neu gestaltet und modernisiert. Die Mineralienausstellung im Dr.-Peter-Wirnsberger-Zimmer ist den regionalen Mineralvorkommen und dem alten Bergbau des Lungaus gewidmet.

Das Museum ist von Mitte Mai bis Mitte Oktober, täglich von 10<sup>30</sup> bis 12<sup>30</sup> Uhr und von 14<sup>30</sup> bis 16<sup>30</sup> Uhr geöffnet.

### Hochofenmuseum Bundschuh

Die Hochofenanlage in Bundschuh ist ein über hundert Jahre altes, nahezu vollständig erhaltenes, industrielles Ensemble und steht unter Denkmalschutz. Die Eisenerzeugung in Bundschuh ist ab dem 16. Jahrhundert nachweisbar. 1862 wurde mit dem Bau eines neuen Hochofens begonnen. Er war von 1867 bis 1885 und von 1901 bis 1903 in Betrieb. Seine Tagesleistung lag bei 15 t Roheisen, bei einem Holzkohlenverbrauch von 9,5 m<sup>3</sup>/t Roheisen,

wobei diese Leistung aber nicht ganzjährig genutzt werden konnte, denn die durchschnittliche Jahresproduktion lag nur bei 800 t Roheisen. Die ausgebeuteten Erzvorkommen (Ankeritlager) befanden sich ungefähr 10 km taleinwärts, in der basalen Schuppenzone des Stangalm-Mesozoikums (Blatt 183 Radenthein).

Der 1974 gegründete „Verein zur Erhaltung der Schmelzanlage Bundschuh“ hat den Hochofen restauriert und betreibt das im Gebläsehaus eingerichtete Museum, das am 29. Juli 1984 eröffnet wurde. Die Besichtigung der Anlage beginnt bei der Röstanlage, die aus vier Schachtöfen besteht. Von dort geht es weiter zum Holzkohlenmagazin, dem Hochofen, dem Gebläsehaus und der darin eingerichteten Schausammlung über den Lungauer Bergbau. Diese vermittelt einen Einblick in die Arbeitswelt der Bergleute um 1860.

Im Juli und August ist das Museum am Mittwoch, Freitag und Sonntag (im Juni und September nur am Mittwoch und Sonntag), jeweils von 10 bis 16 Uhr geöffnet. Gruppenführungen sind nach telefonischer Anmeldung möglich (Obmann Werner RAINER). Weitere Informationen: Gemeindeamt Thomatal, 5591 Thomatal 1. [www.hochofen-bundschuh.at](http://www.hochofen-bundschuh.at).

## 9.2. Schaubergwerke

### Schaubergwerk Leogang

Der Leoganger Bergbau ist einer der ältesten des Landes Salzburg. Aus den hier abgebauten Erzen wurden Kupfer, Kobalt, Nickel, Quecksilber, Blei und das Silber für den berühmten Salzburger Silbertaler gewonnen. In den mittelalterlichen Stollen im Schwarzleotal, die für Besucher wieder zugänglich gemacht wurden, sind historische Methoden des Erzabbaus zu sehen (handgeschrämte Stollen, Zimmerungen, Förderkarren usw.). Repräsentative Funde der rund 70, zum Teil sehr seltenen Mineralarten der Lagerstätte Leogang sind im Mineralienkabinett ausgestellt (z. B. Covellin, Antimonit, Cölestin, Aragonit, Magnesit, Strontianit).

Das Schaubergwerk ist von Anfang Mai bis Ende Oktober von 10 bis 17 Uhr und nach Voranmeldung geöffnet (Montag Ruhetag). Die Führungen beginnen bei der Knappenkammer „Unterberghaus“. Unbedingt erforderlich sind festes Schuhwerk und eine Jacke oder ein Pullover.

### Salzwelten Salzburg/Bad Dürrnberg

Der Bergbau am Dürrnberg wurde schon im 7. und 6. Jahrhundert vor Christus durch die dort ansässigen Kelten betrieben. Nach einer Unterbrechung in der Römerzeit und im Frühmittelalter wurde die Salzproduktion im 12. Jahrhundert wieder aufgenommen und war ab dem 14. Jahrhundert das Monopol der Fürsterzbischöfe von Salzburg.

Das Steinsalz kommt als Haselgebirge (Perm) gemeinsam mit grauen Tönen vor, bildet aber auch massive Bänder, Knollen und große Brocken. Der durchschnittliche Salzgehalt des Haselgebirges liegt bei ungefähr 60 %. Durch Einleiten von Wasser in künstliche Hohlräume wird das Salz aus dem Gestein gelaugt und als Sole aus dem Berg zur Sudhütte geleitet, wo durch Eindampfen das reine Salz gewonnen wird.

Im Zuge der Besichtigung fährt man mit der Grubenbahn ungefähr 500 m tief in den Berg bis zum Grubenbahnhof. Von dort geht es zu Fuß durch unterschiedlich gezimmerte Stollen bis zur ersten „Fahrt“, einer Holzrutsche, die hinunter

zum Salzsee führt. Dieser wird auf einem Floß überquert. Über eine zweite Holzrutsche gelangt man in einen tieferen Stollenbereich und zur sogenannten Kapelle. Anschließend führt eine Rolltreppe zurück zum Grubenbahnhof und man gelangt wieder ans Tageslicht. Neben dem Schaubergwerk kann auch ein rekonstruiertes Keltendorf besichtigt werden.

Die Salzwelten sind von April bis Oktober zwischen 9 und 17 Uhr und von November bis März zwischen 10 und 15 Uhr geöffnet (siehe auch im Internet unter [www.salzwelten.at](http://www.salzwelten.at)). Nördlich von Hallein führt eine gut ausgebaute Straße nach Bad Dürrnberg. Der große Parkplatz des Schaubergwerks liegt vor dem Ort rechts. Die gültige Eintrittskarte zu den Salzwelten (Ablaufzeit 7 Tage) berechtigt auch zum Besuch des Keltenmuseums Hallein.

### Historische Kupferzeche am Larzenbach (Hüttau)

Wahrscheinlich begann hier der Bergbau schon im Spätmittelalter. Historisch belegt ist er ab 1549. Abgebaut wurde vor allem das Mineral Kupferkies (Chalkopyrit), das an mehrere steil stehende Spaltenfüllungen gebunden ist. Wegen mangelnder Rentabilität wurde der Bergbau mehrfach unterbrochen und 1869 endgültig eingestellt.

Von 1989 bis 1997 wurde der verstürzte Bergbau unter der Leitung von Rainer MRAZEK ausgeräumt und als Schaubergwerk der Öffentlichkeit zugänglich gemacht. Die Anlage vermittelt einen Eindruck der Vererzungen und der Arbeitswelt unter Tage. Die geführte Befahrung beginnt im mittelalterlichen Georgstollen, führt über Treppen zum Georg-Oberlauf und zum Mitterlauf und erreicht zuletzt den Barbarastollen, über den der Besucher das Bergwerk verlässt. Im Barbarastollen ist eine bis zu 3 m mächtige Kupferkiesvererzung mit farbenprächtigen Verwitterungsmineralen zu sehen. Im Ortszentrum gegenüber der gotischen Pfarrkirche steht das renovierte Gewerkschaftshaus, in dem eine sehenswerte Mineraliensammlung zum Thema Erz und Salzburger Bergbau zu besichtigen ist.

Vom 15. Mai bis 30. Juni und vom 15. September bis 26. Oktober finden täglich Führungen um 11 und um 14 Uhr statt. Vom 1. Juli bis zum 14. September ist das Schaubergwerk täglich zwischen 10 und 16 Uhr geöffnet. In der kalten Jahreszeit (27. Okt. bis 14. Mai) sind Führungen nur nach Voranmeldung von mindestens 3 Erwachsenen möglich. Die Temperatur im Bergwerk liegt ganzjährig bei ca. 7° bis 8 °C. Empfohlen werden warme Kleidung und festes Schuhwerk. Der Parkplatz des Schaubergwerks befindet sich im Larzenbachgraben, ca. 300 m nördlich des Ortszentrums.

### Johanna-Schaustollen und Bergbaumuseum (Mühlbach am Hochkönig)

In Mühlbach wurde ein steil stehender Erzgang, d. h. eine fast senkrecht stehende Spaltenfüllung, bestehend aus Kupferkies (Chalkopyrit), anderen Erzmineralen und Nichterzen, abgebaut. Dieses große Erzvorkommen wurde 1827 durch Zufall entdeckt. In weiterer Folge entwickelte sich Mühlbach zum größten Kupferbergbau Mitteleuropas, bis 1977 der Betrieb wegen mangelnder Rentabilität geschlossen werden musste. Das heutige Museum zeigt an Modellen die Verhüttung des Kupfererzes sowie verschiedene Grubenwerkzeuge. Eine Mineralienschau zeigt rund 80 Mineralarten, die im Bergbau gefunden wurden.

Ehemalige Bergleute übernehmen die fachkundige Führung in den Schaustollen, die um 16 Uhr beim Treffpunkt vor dem Museum beginnt. Erklärt werden die verschiedenen Perioden des Mühlbacher Bergbaues von den prähistorischen Kelten bis zur Neuzeit. Zahlreiche Gerätschaften demonstrieren die Entwicklung der modernen Bergbautechnik während der letzten 100 Jahre. Das Bergbaumu-

seum im restaurierten Knappenhaus ist eine ideale Ergänzung zum Besuch des Schaustollens.

**Zufahrt:** Kurz nach Bischofshofen von der B311 abzweigend führt die steile, z. T. enge Straße nach Mühlbach am Hochkönig. Im Ortszentrum befindet sich nahe der Kirche das Bergbaumuseum im 1. Stock des aufwendig restaurierten ehemaligen Knappenheims.  
**Öffnungszeiten:** 1. Mai bis Ende Oktober, Donnerstag bis Sonntag, 14 bis 17 Uhr (Führung um 16 Uhr).

### Schaubergwerk Hochfeld (Knappenweg Untersulzbachtal)

Die Kupferlagerstätte Hochfeld, die vom 16. bis ins 19. Jahrhundert abgebaut wurde, liegt in der Habach-Gruppe des Untersulzbachtals. Der Knappenweg beginnt beim Gasthof Schiedhof (Ortsteil Sulzau), führt vorbei am Naturdenkmal Untersulzbach-Wasserfall und erreicht nach einer Gehzeit von ca. 45 Minuten den Eingang zum Schaubergwerk. An der Kasse werden die Besucher mit Schutzhelmen und Regenjacken ausgerüstet. Die Führung durch das Bergwerk dauert ca. 1½ bis 2 Stunden, wobei die Geologie und Mineralogie, die Geschichte des Kupferbergbaus sowie die Arbeits- und Lebensbedingungen der Bergknappen vermittelt werden. Am Ende der Führung gelangt man über eine Hängebrücke wieder zur Kasse, wo man die Helme und Jacken abgibt.

Auskunft erhält man im Tourismusbüro, 5741 Neukirchen am Großvenediger.

## 9.3. Karsthöhlen

### Eisriesenwelt Werfen (Tennengebirge)

Bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts war diese größte Eishöhle der Welt nur wenigen Jägern und Wilderern bekannt. Als offizieller Entdecker der Eisriesenwelt gilt der Salzburger Naturforscher Anton VON POSSELT-CZORICH, der 1879 ungefähr 200 m weit in die Höhle vordrang und ein Jahr später in der Zeitschrift des Alpenvereins darüber berichtete. Alexander VON MÖRK, der Begründer der Salzburger Höhlenforschung, führte Anfang des 20. Jahrhunderts weitere Expeditionen durch. Einen wesentlichen Anteil an der Erschließung der Höhle hatte auch Friedrich OEDL. Mit zunehmender Bekanntheit der Höhle wuchs auch das touristische Interesse an ihr. Schon 1924 war der vereiste Höhlenteil vollständig begehbar. Das nach Dr. OEDL benannte Schutzhaus wurde 1925 eröffnet. Die Eisriesenwelt-Gesellschaft, die heute die Schauhöhle betreibt, hat das Gelände der Eisriesenwelt von den österreichischen Bundesforsten langfristig gepachtet.

Das bis heute erforschte Höhlensystem erstreckt sich über eine Gesamtlänge von 42 km, von denen 1 km ganzjährig vereist ist. Nur dieser Teil ist auch der Öffentlichkeit durch Führungen zugänglich. Die Höhlenwände sind von Eiskaskaden unterschiedlicher Größe bedeckt. Nach der Eingangshalle betritt man die riesige, 150 m lange und 40 m breite Posselthalle, in deren Mitte ein großer Eisstalagmit, der sogenannte Posselturm steht. Über eine Treppenanlage erreicht man das Posseltkreuz, das die Umkehrstelle des Entdeckers und Erstforschers Anton POSSELT markiert. Weiter im Inneren liegen die Hymirhalle, der Mörkdom und der Eispalast. Mit einem Basisumfang von 40 m ist die Hymirburg die mächtigste aller Eisfiguren.

Von Werfen führt eine ungefähr 5 km lange mautfreie Straße zum Parkplatz der Eisriesenwelt. Diese Bergstraße

ist für Pkw zweispurig befahrbar, hat aber stellenweise eine Steigung von bis zu 21 %, weshalb für bergunerfahrene Kfz-Lenker ein örtlicher Linienbusverkehr (kostenpflichtig) zur Verfügung steht. Diese Linie verkehrt regelmäßig ab Bahnhof Werfen um 8<sup>20</sup>, 10<sup>20</sup>, 12<sup>20</sup> und 14<sup>20</sup> Uhr sowie nach Voranmeldung (e-mail: eisriesenwelt.linie@aon.at). Für Reisebusse ist die Zufahrtsstraße ebenfalls freigegeben. Vom Parkplatz der Eisriesenwelt erreicht man über einen gemütlichen Wanderweg in ca. 20 Minuten die Talstation der Seilbahn in 1.076 m Höhe, wo sich auch eine Rasthütte befindet. Die Seilbahn überwindet die Höhendifferenz von rund 500 m bis zum Berggasthof Dr.-Oedl-Haus, von wo schon das 20 m breite und 18 m hohe Höhlenportal sichtbar und in einem weiteren 20-minütigen Fußmarsch zu erreichen ist. Am Höhleneingang wird man mit Grubenlampen ausgerüstet. Die Führung dauert ca. 1 Stunde und 15 Minuten; insgesamt sollte man 3 bis 4 Stunden für den Besuch einkalkulieren. Da im Inneren der Höhle im Sommer eine Temperatur von ungefähr 0°C herrscht, ist warme Kleidung unbedingt zu empfehlen.

Seilbahn und Schauhöhle sind vom 1. Mai bis zum 26. Oktober in Betrieb. Die Höhle ist von 9<sup>00</sup> bis 15<sup>30</sup> Uhr, im Juli und August bis 16<sup>30</sup> Uhr geöffnet.

### Lamprechtsofen

Dieses längste und tiefste Höhlensystem Österreichs liegt in den Leoganger Steinbergen, 30 km südwestlich von Salzburg. Der Lamprechtsofen weist zwar keine spektakulären Versinterungen auf, ist also keine Tropfsteinhöhle, gehört aber als Fluss- und Durchgangshöhle, in der bereits mehrfach speläologische Geschichte geschrieben worden

ist, zu den bedeutendsten Höhlen Europas und der Welt. Das große Höhlenportal ist seit Jahrhunderten bekannt. Die systematische Erforschung der hinteren Höhlenteile begann erste gegen Ende des 19. Jahrhunderts, führte aber schon 1905 zur Einrichtung einer elektrisch beleuchteten Schauhöhle. Bis zur Durchtauchung des Bockseesiphons im Jahr 1962 war eine ungefähr 1400 m lange Höhlenstrecke vermessen. Dahinter erschlossen sich Höhlenbereiche ungeahnten Ausmaßes, deren Erforschung in den folgenden Jahren durch den Salzburger Höhlenverein mit Begeisterung und großem persönlichem Einsatz der Mitglieder vorangetrieben wurde. Der technische Aufwand umfasste fixe Eisenleitern, Halteseile, das Einbringen von drei Booten sowie eine Telefonleitung vom Eingang zu den hinteren Höhlenbereichen. Mitte der 70er Jahre des 20. Jahrhunderts hatte der bis dahin erforschte Höhlenteil eine Höhe von 740 m. Am 25. Januar 1979 erreichte eine Gruppe polnischer Höhlenforscher aus Krakau einen Punkt, der 1014 m über dem Höhleneingang im Saalachtal lag, und stellte damit einen neuen Weltrekord auf. Nie zuvor war es gelungen, eine Höhendifferenz von mehr als 1000 m in einer Höhle zu befahren. Dieser Rekord regte Speläologen aus aller Welt zu weiteren Forschungen an. Nachdem bereits 1975 mit der systematischen Erkundung von oberen Eingängen (Schachthöhlen) zum Lamprechtsofen begonnen worden war, gelang am 19. August 1998 der ganz große Durchbruch, d. h. der Durchstieg von einer als PL-2 bezeichneten Höhle zu dem bereits bekannten, unteren Teil des Lamprechtsofensystems. Wieder waren es polnische Höhlenforscher, die einen neuen Weltrekord aufgestellt hatten. Der befahrene Gesamthöhnenunterschied betrug nun 1632 m – der Lamprechtsofen erhielt den Titel „Tiefste Höhle der Erde“. Der Rekord hielt fast drei Jahre, bis zum 16. Januar 2001, als Höhlenforscher in der Voronya-Höhle im Westkaukasus (Georgien) bis in eine Tiefe von 1680 m vordrangen. Mit einer Gesamtlänge von 50 km und der bereits erwähnten Höhendifferenz von 1632 m ist der Lamprechtsofen aber immer noch die längste Höhle Österreichs und die zweitiefste erforschte Höhle der Welt.

Der Eingang zur Schauhöhle liegt zwischen Lofer und Saalfelden, in der Nähe der Saalachtal-Bundesstraße, rund 2 km nordwestlich von Weißbach. Der für Besucher mittels Wegen, Treppen und Stegen zugänglich gemachte Teil der Höhle ist elektrisch beleuchtet, hat eine Länge von 600 m und überwindet eine Höhendifferenz von 70 m. Die Führung dauert ungefähr 45 Minuten.

Die Schauhöhle ist sowohl im Sommer als auch im Winter geöffnet. Anschrift und weitere Auskünfte: Rosa Ebner, Lamprechtshöhle, Obsthurn 28, Weißbach bei Lofer, 5090 Lofer.

#### Entrische Kirche (Klammstein, Gasteiner Tal)

Diese Wasser-, Tropfstein- und Trockenhöhle liegt im Klammkalk (Jura-Kreide) des Luxkogels (1824 m) am Eingang des Gasteiner Tales, erstreckt sich über drei Stockwerke und ist die größte Naturhöhle der Salzburger Zentralalpen. Sie beeindruckt durch ihre großen Hallen und wunderbaren Tropfsteinbildungen. Der Name Entrische Kirche wurde 1428 erstmals urkundlich erwähnt. Im 16. Jahrhundert und zur Zeit der Gegenreformation hielten die reformierten Christen (Lutheraner) in der Höhle geheime Versammlungen und Gottesdienste ab. 1930 wurde sie zum Naturdenkmal erklärt, und 1962 begann der Ausbau zur Schauhöhle. Wegen ihrer ganzjährig ziemlich konstanten Temperatur von +6°C ist die Entrische Kirche ein wichtiges Winterquartier der Fledermäuse, von denen bis zu 8 Arten alljährlich beobachtet werden.

Von den Parkplätzen in Klammstein führt ein Naturlehrpfad in einer halben Stunde zum Höhleneingang in 1040 m Seehöhe.

Die Höhlenführungen finden von Palmsonntag bis Anfang Oktober täglich außer an Montagen statt. Die gewöhnliche Führung dauert 50 Minuten; die „Große Höhlentour“ dauert 5 bis 6 Stunden, ist aber nur bei Voranmeldung möglich.

## 9.4. Lehrpfade, Exkursions- und Aussichtspunkte

### Eiszeit-Rundweg Henndorf

Dieser Rundwanderweg führt durch die eiszeitlich geformte Landschaft am Nordrand der Alpen. Die meisten der insgesamt 22 Schautafeln setzen sich mit den glazialmorphologischen Prozessen der letzten Eiszeit und der späteren Entwicklung zur heutigen Landschaft auseinander. Der Lehrpfad eignet sich sehr gut für Schulwandertage. Als Alternative zur Tagestour gibt es eine Halbtages-tour, die auf den Anstieg zu den Gipfeln der Henndorfer Hausberge verzichtet und deren Wege fast durchgehend asphaltiert sind. Sowohl die Tages- als auch die Halbtages-tour beginnen bei der Volks- und Hauptschule Henndorf am Wallersee.

### Millenniumsweg Mattsee

Dieser ca. einstündige Rundweg um den Schlossberg von Mattsee ist der Kultur- und Naturgeschichte der Marktgemeinde gewidmet. Unter den geowissenschaftlichen Themen der insgesamt 14 Schautafeln ist der Fossilinhalt der Gesteine des Schlossberges hervorzuheben. Dabei handelt es sich um Ablagerungen des Helvetikums, die vor ungefähr 50 Millionen Jahren im Strandbereich eines tropischen Meeres abgelagert wurden. Ein typisches Beispiel ist der Nummuliten-Kalksandstein der Kressenberg-Formation. Weiters werden die Glazialmorphologie sowie die Landschafts- und Besiedlungsgeschichte der Region

behandelt. Der Mattsee, der Obertrumer See und der Grabensee, die heute nur mehr durch Kanäle verbunden sind, bildeten früher eine zusammenhängende Wasserfläche – den Ur-Mattsee. An seinen Ufern bestanden am Ende der Jungsteinzeit Pfahlbausiedlungen, die jenen der Salzkammergutseen sehr ähnlich waren.

### Glaserbachklamm

Diese Klamm im Gemeindegebiet von Elsbethen erschließt ein Profil durch die Jura- und Kreideformationen der Nördlichen Kalkalpen und bietet eine spektakuläre Kulisse für einen Gang durch mehr als 100 Millionen Jahre Erdgeschichte. Die Landesgruppe Salzburg des Österreichischen Naturschutzbundes hat hier am 25. September 1965 den ersten Naturlehrweg des Landes Salzburg eröffnet. Er umfasste damals 19 Tafeln und besteht in abgeänderter Form noch heute. Wegen seiner Bedeutung als Erholungsgebiet und Geotop wurde das Gebiet der Glaserbachklamm am 13. Oktober 1987 zum „Geschützten Landschaftsteil“ erklärt.

Der beschilderte Lehrweg beginnt am nördlichen Ortsrand von Elsbethen beim Lohhäusl und verläuft in östlicher Richtung den Klausbach entlang. Obwohl der Weg durch die Klamm stetig bergauf führt, steigt man in stratigraphischer Hinsicht immer tiefer in die Erdgeschichte, d. h. in immer älter werdende Schichten des Mesozoikums hinab.

Das Profil beginnt mit Konglomeraten der Unteren Gosau (Kreuzgraben-Formation, Oberkreide), darunter folgen graue und rote Radiolarite der Ruhpolding-Formation (Oberjura), pelagische Mergel und Kalke des Mitteljura sowie rote Knollenkalke (Adneter Kalk) und Hornsteinkalke (Scheibelberg-Formation) des Unterjura. Zu sehen sind auch synsedimentäre Brekzien und eindrucksvolle Falten in den gut geschichteten Hornsteinkalken des Unterjura. Unterhalb des Ichthyosaurierdenkmals liegt im Bachbett die Stelle, von der FUGGER (1897) Reste von Ichthyosauriern beschrieben hat. An der selben Stelle erbrachten spätere Grabungen von JANCÍK (1960–1978) weitere Zähne, Wirbelkörper und Rippen von Ichthyosauriern, die heute im Haus der Natur ausgestellt sind. Am oberen Ausgang der Klamm ist quartäre Nagelfluh aufgeschlossen. Im Gegensatz zu den Gosaukonglomeraten am Eingang der Klamm, deren Komponenten nur kalkalpines Material umfassen, treten im quartären Konglomerat auch Kristallingerölle aus den Zentralalpen auf (z. B. Orthogneise und Quarzite).

Ein mit vielen farbigen Abbildungen und Graphiken ausgestatteter, naturkundlich-geologischer Führer durch die Glashenbachklamm (TICHY & HERBST, 1997) ist vom Österreichischen Naturschutzbund und dem Österreichischen Alpenverein herausgegeben worden. Am Eingang zur Klamm, beim ehemaligen Gasthof Lohhäusl, befindet sich ein Parkplatz. Die Fußwanderung durch die Klamm dauert ca. 1<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Stunden.

#### **Almlehrpfad Werfenweng**

Dieser Themenweg liegt am Südhang des Tennengebirges im Gemeindegebiet von Werfenweng. Ausgangspunkt für die große Almrunde (6 bis 7 Stunden) ist die Wengerau und für die Kurzvariante die Zaglau. An 15 Haltepunkten lernt der Besucher aktuelle Probleme der Almwirtschaft unter naturräumlichen und landschaftsökologischen Gesichtspunkten kennen. Die thematische Bandbreite umfasst das geologische Panorama, postglaziale Berg- und Felsstürze, Auswirkungen der Landnutzung auf die Boden-erosion (Plaiken und Viehgangeln), das Problem der zuwachsenden Almflächen sowie die Herstellung von Butter und Käse durch die Sennerei. Der Lehrpfad führt auch zur alpinen Forschungsstation Sameralm, die 1973 von Prof. Helmut RIEDL gegründet wurde und heute als Außenstelle des Fachbereichs für Geographie und Geologie der Univ. Salzburg betrieben wird. Mit der Errichtung der Forschungsstation war das Ziel verbunden, den menschlichen Einfluss auf das alpine Ökosystem zu erforschen und diese Problematik den Studierenden im Gelände verständlich zu machen. Im Rahmen des Unesco-Programmes „Man and Biosphere“ wurden im Bereich der Sameralm in den Jahren 1973–1980 sowie 1984–1986 zwei Projekte, die sich mit den Mensch-Umwelt-Problemen der Region auseinandersetzten, durchgeführt. Das Projekt „Erhaltung, Chancen und Weiterentwicklung des Tourismus zur Sicherung einer nachhaltigen Entwicklung in der Region Südliches Tennengebirge“ wurde im Jahr 2000 abgeschlossen.

#### **Liechtensteinklamm**

Die fast 300 m tiefe Schlucht liegt an der Mündung des Großarltales in das Salzachtal. Sie entstand durch die Tiefenerosion des Großarlbaches, der sich nach dem Ende der letzten Eiszeit (Würmvereisung) und wahrscheinlich auch schon während der Interglaziale in die Steilstufe zwischen den beiden Tälern einschnitt. Der Niveauunterschied zwischen den Talböden des Großarl- und des Salzachtals ist auf die stärkere glaziale Tiefenerosion des Salzachgletschers gegenüber seinem von Süden einmündenden Nebengletscher zurückzuführen. Die Entstehung einer markanten Steilstufe wurde aber auch durch die Anwesenheit des erosionsresistenten Klammkalkes begünstigt.

Die touristische Erschließung der Klamm mit Brücken und Stegen wurde 1875 von Mitgliedern des Pongauer Alpenvereins in Angriff genommen und ein Jahr später vollendet. Johann II. FÜRST VON LIECHTENSTEIN (1840–1929), der den Tatendrang der Mitglieder durch eine großzügige Geldspende von 600 Gulden unterstützt hatte, gab der Schlucht seinen Namen.

Tosende Wasserfälle, moosbewachsene Steine sowie die Tiefe und Enge der Schlucht, über der der Himmel nur mehr als schmaler Streifen zu erkennen ist, machen den Besuch der Liechtensteinklamm zum faszinierenden Naturerlebnis.

Weitere Informationen erhalten Sie beim Tourismusverband St. Johann im Pongau, Ing.-Ludwig-Pech-Str. 1, 5600 St. Johann/Pg.

#### **Kitzlochklamm**

Sie liegt am Unterlauf der Rauriser Ache, unmittelbar vor deren Einmündung in die Salzach. Ihren Namen verdankt sie den jungen Geißeln, die sich während der heißen Wochen im Sommer gerne in der kühlen Klamm aufhielten. Ganz ähnlich wie die zuvor beschriebene Liechtensteinklamm entstand auch die Kitzlochklamm durch die lineare Tiefenerosion des Flusses nach dem Abschmelzen des eiszeitlichen Gletschers.

Am Eingang zur Klamm befindet sich ein großer Parkplatz, der auch für Reisebusse geeignet ist. Für die Wanderung durch die Klamm und den Rückweg sind ca. 2 Stunden zu veranschlagen.

Weitere Auskünfte: Tourismusverband Taxenbach, Marktstraße 33, 5660 Taxenbach.

#### **Geolehrweg Habachtal**

Auf der Wanderung durch das Habachtal erläutern Pulttafeln an 16 Stationen die geologische Beschaffenheit des Gebietes und die Entstehung der hier vorkommenden Gesteine. Ausgangspunkt ist der Parkplatz Habachtal in 867 m Seehöhe bzw. das Bauernhof-Hotel Habachklause. Die Gehzeit bis zum Ende des Lehrweges im Bereich der Moaralm beträgt 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Stunden. Bei Voranmeldung ist eine Rückfahrt mit dem Nationalparktaxi möglich.

#### **Großglockner-Hochalpenstraße**

Die berühmteste Hochgebirgsstraße der Ostalpen führt in die unmittelbare Nähe des höchsten Berges (Großglockner 3798 m) und des größten Gletschers Österreichs. Zwischen dem Fuscher Tal und dem Hochtörl (2504 m) überwindet die Großglockner-Hochalpenstraße eine Höhendifferenz von 1500 m. Sie verläuft inmitten eines grandiosen Gebirgs panoramas durch die Kernzone des Nationalparks Hohe Tauern.

Nachdem bereits 1924 mit der Projektierung einer drei Meter breiten Straße mit einer Schotterdecke und einer Höchststeigung von 12 % begonnen worden war, gab 1928 der damalige Landeshauptmann Franz REHRL den entscheidenden Anstoß zum Bau der Glocknerstraße. Im Herbst 1929 – unter dem wachsenden Druck der Weltwirtschaftskrise – wurde das Bauvorhaben durch den Salzburger Landtag einstimmig beschlossen. Die Bauarbeiten begannen im Spätsommer 1930 und schritten zügig voran. Schon ein Jahr später war rund ein Drittel der Strecke fertiggestellt. Am 22. September 1934 überquerte Landeshauptmann REHRL auf der behelfsmäßig präparierten Bau-trasse in einem Steyr 100 (1,2 Liter Hubraum, 32 PS) als erster Autofahrer die Hohen Tauern. Die feierliche Eröffnung der Großglockner-Hochalpenstraße fand am 3. August 1935 statt. Während der 26 Baumonte waren 870.000 m<sup>3</sup> Fels und Schutt bewegt worden, 67 Brücken waren gebaut und 115.750 m<sup>3</sup> Mauerwerk errichtet wor-

den. Umgerechnet auf den heutigen Geldwert betragen die Baukosten ungefähr 57 Millionen Euro.

Nach der Sanierung der kriegsbedingten Schäden (Befahrung mit Panzerfahrzeugen, unsachgemäße Schneeräumung und mangelhafte Wartung) wurde die Glocknerstraße ab 1952 schrittweise modernisiert. Die Fahrbahn wurde von 6 auf 7,5 m verbreitert, der Radius der Kehren von 10 auf 15 m erweitert, zusätzliche Parkflächen wurden geschaffen. 1971 beschlossen die Länder Kärnten, Salzburg und Tirol die Errichtung des Nationalparks Hohe Tauern, wobei dem Wirtschaften im Naturraum des Nationalparks rechtliche Grenzen gesetzt wurden. Das neue Unternehmensleitbild der Großglockner-Hochalpenstraßen-AG trägt dieser ökologischen Verantwortung Rechnung und positioniert die Gesellschaft als modernes Dienstleistungsunternehmen. 1991 wurde die Großglockner-Hochalpenstraßen-AG für die bereits verwirklichten Naturschutzmaßnahmen mit dem „Natur- und Umweltschutzpreis des Landes Salzburg“ ausgezeichnet.

An der Glocknerstraße befinden sich zahlreiche Schau-pulte, mehrere Naturlehrwege, ein Museum der alpinen Ökologie (Haus Alpine Naturschau) und zwei Informationszentren (in Fusch und Heiligenblut). Ein geologischer Lehrweg, der sich mit der Entstehung der Gesteine auseinandersetzt, befindet sich bei km 29,5 in 2290 m Seehöhe. Von der Edelweißspitze (2571 m), von der Aussichtsterrasse beim Fuscher Törl (2428 m) und vom Besucherzentrum Kaiser-Franz-Josefs-Höhe (2369 m) lässt sich der geologische Bau der umliegenden Gebirgskulisse bei gleichzeiti-

ger Benützung der Geologischen Karte von Salzburg 1 : 200.000 bestmöglich studieren. Im Besucherzentrum vermittelt die Ausstellung „Großglockner“ sehr viel Wissenswertes rund um den höchsten Berg Österreichs (Erlebnispfad Fels & Eis, Glockner-Panoramaraum, Ausstellung „Faszination Eis & Gletscher“ u. a.).

Die Öffnungszeiten der Glocknerstraße sind witterungsabhängig. Normalerweise dauert die Wintersperre bis Anfang Mai. Informationen unter [www.grossglockner.at](http://www.grossglockner.at)

#### **Gletscherlehrpfade zum Sonnblickkees und zum Ödenwinkelkees (Alpinzentrum Rudolfshütte, Nationalpark Hohe Tauern)**

Ausgangspunkt für beide Lehrpfade ist das Alpinzentrum Rudolfshütte in 2310 m Seehöhe bzw. die Bergstation der Weißseeseilbahn. Auf dem 1,2 m breiten, gut markierten Wanderweg zum Sonnblickkees können auch Wanderer ohne große alpine Erfahrung in 2 bis 3 Stunden die Gletscherzunge erreichen. Der zweite, ebenfalls gut markierte und ausgebaute Weg führt über den Schafbühel zur Eisenbodenlacke und von dort über das eisfrei gewordene Gelände zur Gletscherstirn des Ödenwinkelkees. Dieser inmitten einer eindrucksvollen Hochgebirgskulisse gelegene Lehrpfad, der durch den bekannten Salzburger Gletscherforscher Prof. Heinz SLUPETZKY mitgestaltet wurde, vermittelt auf 15 Stationen ausgezeichnete Einblicke in die reliefgestaltende Arbeit des Gletschers. Hin- und Rückweg dauern zusammen ca. 3 bis 4 Stunden.



# 10. Literatur

- ABART, R. & MARTINELLI, W. (1991): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins (Steiermark/Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **37**, 1–14, Wien.
- ABELE, G. (1969): Der Bergsturz im Almtal im Toten Gebirge. – Mitt. d. Österr. Geogr. Ges., **112**, 120–124, Wien.
- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wiss. Alpenvereinsh., **25**, 230 S., München.
- ABERER, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23–93, 1 Karte, Wien.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E. (1958): Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich von Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **49**, 1–40, Wien.
- AL-HASANI, N. & MOSTLER, H. (1969): Zur Geologie der Spießnägel südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Veröff. Univ. Innsbruck, **9**, Alpenkdl. Stud., **5**, 5–26, Innsbruck.
- AMPFERER, O. (1925): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt 4948 Kufstein. – Wien (Geol. B.-A.).
- AMPFERER, O. (1927): Über den Westrand der Berchtesgadener Decke. – Jb. Geol. B.-A., **77**, 205–232, Wien.
- AMPFERER, O. (1936): Höttinger Breccie und Hafelekar. – In: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich 1. Teil (III. INQUA-Konferenz), 56–66, Wien (Geol. B.-A.).
- AMPFERER, O. (1940): Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreibungen. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. Abt. 1, **149**, 52–70, Wien.
- AMPFERER, O. & KERNER-MARILAUN, F. (1927): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt 4949 Lofer und St. Johann. – Wien (Geol. B.-A.).
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th. (1918): Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1 : 75.000, Blatt 5048 Rattenberg. – Wien (Geol. R.-A.).
- AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG 1/81: A 10 Tauern Autobahn Salzburg-Hüttau. – Baudokumentation der Abt. 6, 7, 40 S., Salzburg.
- AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG 1/87: B 311 – Pinzgauer Straße Innerösterreichische Ost-West-Verbindung, Bauvorhaben Embach-Unterstein, Bauvorhaben Umfahrung Bischofs-hofen. – Baudokumentation der Abt. 6, 19, 28 S., Salzburg.
- AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG 1994: B 156 Lamprechtshausener Straße, Bauvorhaben Umfahrung Oberndorf. – Baudokumentation der Abt. 6, 27, 24 S., Salzburg.
- AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG 2/79: Pinzgauer Schnellstraße S 11 Bauvorhaben „Loifarn-Gigerach“. – Baudokumentation der Abt. 6, 16 S., Salzburg.
- ANGEL, F. & STABER, R. (1950): Geologische Karte des Ankogel-Hochalm-Gebietes 1 : 50.000. – In: ANGEL, F. & STABER, R.† (1952), Wien (Freitag & Berndt).
- ANGEL, F. & STABER, R.† (1952): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. – Wiss. Alpenvereinsh., **13**, 112 S., 4 Abb., 10 Prof.-Taf., zahlr. Tab., 2 Beil., Innsbruck.
- ANGERER, L. (1909): Die Kremsmünsterer Weiße Nagelfluh und der ältere Deckenschotter. – Jb. Geol. R.-A., **59**, 23–28, Wien.
- BACHL-HOFMANN, CH., CERNAJSEK, T., HOFMANN, T. & SCHEDL, A. (Red.) (1999): Die Geologische Bundesanstalt in Wien, 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999). – 538 S., ill., Wien.
- BAUER, H. (2007): Sedimentgeologie und Sedimentpetrologie der Schiefersteine der Gosau-Gruppe. – Bacc.-Arbeit, Fak. Geowiss., Dept. Geodynamik und Sedimentologie Univ. Wien.
- BAUER, K.F., LOAKER, H. & MOSTLER, H. (1969): Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. – Veröffentl. d. Univ. Innsbruck, alpenkundliche Studien, **13/VI**, 6–30, Innsbruck.
- BAUMGARTNER, P. & MOSTLER, H. (1978): Zur Entstehung von Erd- und Schuttströmen am Beispiel des Gschliefgrabens bei Gmunden (Ober Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **8**, 113–122, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, Th. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **4(5/6)**, 1–74, 4 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Innsbruck.
- BECHTEL, A., GAWLICK, H.-J., GRATZER, R., TOMASELLI, M. & PÜTTMANN, W. (2007): Molecular indicators of palaeosalinity and depositional environment of small scale basins within carbonate platforms: The Late Triassic Hauptdolomite Wiestalstausee Section near Hallein (Northern Calcareous Alps). – Organic Geochemistry, **38**, 92–111, Amsterdam (Elsevier).
- BECHTOLD, D. & GADERMAYER, W. (1990): Hydrogeologische Untersuchungen Tenneck – Paß Lueg, Land Salzburg. – Salzburg.
- BECK, H., HOLZER, H. & VOHRZYKA, E. (1958): Geologische Manuskriptkarte der Kreuzeckgruppe, 1 : 50.000. – Archiv der Geol. B.-A., Wien.
- BECKE, F. (1909a): Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalpkerns. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **118**, Abt. 1, 1045–1072, Wien.
- BECKE, F. (1909b): Über Diaphthorite. Vortragsbericht. – Tschermaks Min.-Petr. Mitt., **28**, 369–375, Wien.
- BECKE, F. (1912): Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, **75**, IV. Teil.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1959): Geologische Manuskriptkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt 5252 Gurk-Thal. – Archiv der Geol. B.-A., Wien.
- BEHRMANN, J.H. (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **76**, 1–180, Stuttgart.
- BEHRMANN, J.H. & WALLIS, S.R. (1987): Hangendverschuppung des Tauernfenster-Südrandes bei Kals (Osttirol) als Zeuge von eo-alpinem Underplating. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 133–138, Wien.
- BEIER, G. (1980): Vegetationskundliche Untersuchung im Waidmoos (= Weidmoos, = Weitmoos). – Unveröff. Gutachten Salzburger Landschaftsinventar Moorkataster M-05 Flachgau. – Archiv Amt d. Salzburger Landesreg., 16 S., Salzburg.
- BELLIENI, G., PECCERILLO, A. & POLI, G. (1981): The Vedrette di Ries (Rieserferner) Plutonic Complex: Petrological and Geochemical Data Bearing on Its Genesis. – Contrib. Mineral. Petrol., **78**, 145–156, Berlin.
- BELOCKY, R., SLAPANSKY, P., EBLI, O., OGORELEC, B. & LOBITZER, H. (1990): Die Uran-Anomalie in der Trias-Scholle des Gaisberges/Kirchberg in Tirol (Österreich) – Geophysikalische, geochemische und mikrofazielle Untersuchungen. – Abh. Geol. B.-A., **56/2**, 13–33, Wien.
- BERNECKER, M., WEIDLICH, O. & FLÜGEL, E. (1999): Response of Triassic Reef Coral Communities to Sea-level Fluctuations, Storms and Sedimentation: Evidence from an Spectacular Outcrop (Adnet, Austria). – Facies, **40**, 229–280, Erlangen.
- BESANG, C., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, R. & WENDT, I. (1968): Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). – Geol. Jb., **68**, 835–844, Hannover.
- BIANCHI, A., DAL PIAZ, G. & MERLA, G. (1930): Carte Geologica delle Tre Venezie 1 : 100.000, Blatt VII Monguelfo – Welsberg. – Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque – Venezia, Firenze.
- BIEG, U. (2005): Palaeoceanographic modeling in global and regional scale – An example from the Burdigalian Seaway, Upper Marine Molasse (Early Miocene). – Diss. Univ. Tübingen, 108 S., <http://w210.ub.uni-tuebingen.de/dbt/volltexte/2005/2132/> (2. 6. 2008).
- 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.
- BLANCKENBURG, F. V., KAGAMI, H., DEUTSCH, A., OBERLI, F., MEIER, M., WIEDENBECK, M., BARTH, S. & FISCHER, H. (1998): The origin of Alpine plutons along the Periadriatic Lineament. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **78**, 55–66, Zürich.
- BÖHM, F. (1986): Der Grimming: Geschichte einer Karbonatplattform von der Obertrias bis zum Dogger (Nördliche Kalkalpen, Steiermark). – Facies, **15**, 195–231, Erlangen.
- BÖHM, F. (1988): Geologie des Grimming-Westabschnittes. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, Wien.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. – Erlanger geol. Abh., **121**, 57–217, Erlangen.

- BÖHM, F. (2003): Lithostratigraphy of the Adnet Group (Lower to Middle Jurassic, Salzburg, Austria). – In: Piller, W.E. (Hrsg.): *Stratigraphia Austriaca*, Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Kommission, **16**, 231–268, Wien.
- BÖHM, F., EBELI, O., KRYSZTYN, L., LOBITZER, H., RAKUS, M. & SIBLIK, M. (1999): Fauna, Stratigraphy and Depositional Environment of the Hettangian–Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Austria). – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 143–217, Wien.
- BOROWICKA, H. (1966): Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Dolomit-Kalkmarmorzuges zwischen Dietersbach- und Mühlbachtal (Oberpinzgau, Salzburg). – Unveröff. Vorarbeit Geol. Inst. Univ. Wien, 50 S., Wien.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G. (1978a): On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance. – *Geol. Rdsch.*, **68**, 41–60, Stuttgart.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G. (1978b): New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austriac continental margin south of the Tauern Window (Eastern Alps). – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, **XXXII**, 1–17, Padova.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G. (1980): On the existence of Hercynian aprites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps). – *N. Jb. Miner. Mh.*, **11**, 501–514, Stuttgart.
- BORTENSCHLAGER, I. (1976): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols II: Kufstein – Kitzbühel – Paß Thurn. – *Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck*, **63**, 105–137, Innsbruck.
- BORTENSCHLAGER, S. (1984): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols, 1 Inneres Ötztal und unteres Inntal. – *Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck*, **71**, 19–56, Innsbruck.
- BRANDECKER, H. (1968): Baugeologie der Autobahn Mondsee – Seewalchen. – 45 S., Amt d. OÖ Landesreg. Landesbaudir. Linz.
- BRANDECKER, H. (1974): Hydrogeologie des Salzburger Beckens. – *Steir. Beitr. Hydrogeologie*, **26**, 5–39, Graz.
- BRANDECKER, H. & MAURIN, V. (1982): Die Trinkwasserreserven des südlichen Salzburger Beckens und seiner Umrahmung. – *Österr. Wasserwirtschaft*, **34**, 105–122, Wien (Springer).
- BRAUMÜLLER, E. (1939): Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Füscher- und Nauristal. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **30/31** (1937/38), 37–150, Wien.
- BRAUMÜLLER, E. (1961): Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – *Erdöl-Z.*, **77/11**, 509–520, Wien – Hamburg.
- BRAUMÜLLER, E. (1974): Geologische Karte 1 : 25.000 der Konzessionsgebiete Bad Hall, Pettenbach und Wels-W, nebst angrenzenden Konzessionen Linz und Ried i. Innkreis, aufgenommen f. d. Rohöl-Aufsuchungs Ges.m.b.H. in den Jahren 1960–61, mit Nachträgen im Jahre 1974 unter Benützung der Kartierungen von ABEL, GRILL, KOHL, LOTZE, MAURER, PREY, WEINBERGER u. a. – Wien.
- BRAUNSTINGL, R. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 65 Mondsee. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 402–403, Wien.
- BROSCH, U. (2000): Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Seetaler See (Salzburg, Lungau). – *Mitt. Naturwiss. Vereines Steiermark*, **130**, 169–201, Graz.
- BRÜCKL, E., BRÜCKL, J., CHWATAL, W. & ULLRICH, CH. (im Druck): Deep alpine valleys – example of geophysical explorations in Austria. – *Quaternary International*, submitted 2008.
- BRÜCKL, J. (1986): Verbreitung, Fazies und Stratigraphie Quartärer Ablagerungen im Saalachtal zwischen Lofer und Jettendorf. – *Diss. Univ. Salzburg*, 171 S.
- BRÜCKNER, E. (1886): Die Vergletscherung des Salzachgebietes. – *Geogr. Abh. I/1*, 183 S., Wien.
- BÜCKSTEEG, A. (1999): Zur Geologie des Kristallins der Schobergruppe (Osttirol/Österreich): Untersuchungen zur Petrographie, Geochemie, Zirkontypisierung und Strukturgeologie. – *Aachener Geowiss. Beitr.*, **33**, 1–192, Aachen.
- BUNDESMINISTERIUM F. WIRTSCHAFT UND ARBEIT (2008): Österreichisches Montan-Handbuch 2008 Bergbau – Rohstoffe – Grundstoffe – Energie. – *BMWA Referat IV/7a*, 82, 309 S., Wien.
- BUTT, A. (1981): Depositional environments of the upper Cretaceous rocks in the northern part of the Eastern Alps. – *Cushman Foundation Foraminifer. Res., Spec. Publ.*, **20**, 121 S., Washington.
- BUTT, A. & HERM, D. (1978): Paleooceanographic Aspects of the Upper Cretaceous Geosynclinal Sediments of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H. et al. (Hrsg.): *Alps, Apennines, Hellenides*, 87–94, Stuttgart (Schweizerbart).
- BUTTE, A.J. & KUHLEMANN, J. (2003): Zur Sedimentologie und Fazies des Paläo-Inns im Oberoligozän bei Kufstein (Tirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **143/4**, 527–534, Wien.
- CESARE, B. (1994): Hercynite as the product of staurolite decomposition in the contact aureole of Vedrette di Ries, eastern Alps, Italy. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 239–246, Berlin.
- CESARE, B. (1999): Multistage pseudomorphic replacement of garnet during polymetamorphism: 1. Microstructures and their interpretation. – *J. Metamorphic Geol.*, **17**, 723–734, Oxford.
- CHRISTA, E. (1931): Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, Wien.
- CLAR, E. (1927): Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, **63**, 72–90, Graz.
- CLAR, E. (1937): Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – *Sitz-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, **146**, Abt. 1, 249–316, Wien.
- CLAR, E. & ZISCHINSKY, U. (1968): Stauraum Durlaßboden: Geologie der Hänge. – *Österr. Z. Elektrizitätswirtschaft*, **21**, 397–405, Wien.
- CLIFF, R.A. (1981): Pre-Alpine history of the Penninic zone in the Tauern window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 262–266, Berlin – Heidelberg.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1962–1969): Geological map of the Reisseck and southern Ankogel groups 1 : 25.000. – In: CLIFF, R.A. et al. (1971).
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel groups, the Eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **114**, 121–272, 63 Fig., Beil. 7–10, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (keine Jahresangabe): Geologische Manuskriptkarte Blatt 178/1 St. Veit im Deferegggen, 1 : 25.000. – *Archiv Geol. B.-A.*, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (keine Jahresangabe): Geologische Manuskriptkarte Blatt 178/2 Hopfgarten im Deferegggen, 1 : 25.000. – *Archiv Geol. B.-A.*, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (keine Jahresangabe): Geologische Manuskriptkarte Sektion 5050/4 St. Johann im Pongau 1 : 25.000. – *Archiv Geol. B.-A.*, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1941): Über die Bedingtheit der Interglazialen Schuttumhüllungen der Alpen. – *Ber. d. RA f. Bodenforschung*, 169–179, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1944): Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz-Grimming-Zuges (Oberdonau, Steiermark). – *Ber. Reichsamt f. Bodenforschung*, **1944**, 127–138, Wien.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1935): Geologische Karte des Großglocknergebietes 1 : 25.000 mit Erläuterungen. – *Geol. B.-A.*, **34** S., Wien.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939) Geologie des Großglocknergebietes (1. Teil). – *Abh. d. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforsch. (früher Geol. B.-A.)*, **25**, 1–305, Wien.
- CORTIANA, G. & TOFFOLON, G. (2004): Geologische Karte der autonomen Provinz Bozen 1 : 25.000, Blatt 003 Klockerkarkopf. – *Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Bozen*.
- CROUCH, E.M., HEILMANN-CLAUSEN, C., BRINKHUIS, H., MORGANS, H.E.G., ROGERS, K.M., EGGER, H. & SCHMITZ, B. (2001): Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum. – *Geology*, **29**, 315–318, Boulder.
- CZURDA, K. (1970): Sedimentationszyklen aus dem Nor der Klostertaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – *Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck*, **58**, 465–482, Innsbruck.
- DACHS, E. (1985): Petrologische Untersuchungen im südlichen Tauernfenster und Bemerkungen zur Geobarometrie der Paragenese Plagioklas-Biotit-Granat-Muscovit±Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Quarz unter Berücksichtigung einer experimentellen Bestimmung des Gleichgewichtes: Almandin + Grossular + Muscovit = 3 Anorthit + Annit. – *Diss. Univ. Innsbruck*, 163 S., Innsbruck
- DACHS, E. (1990): Geothermobarometry in metasediments of the southern Grossvenediger area (Tauern Window, Austria). – *Metamorphic Geology*, **8**, 217–230, Oxford.
- DACHS, E., KURZ, W. & PROYER, A. (2005): Alpine eclogites in the Tauern Window. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **150**, 199–226, Wien.

- DE RUIG, M.J. & HUBBARD, S.M. (2006): Seismic facies and reservoir characteristics of a deep-marine channel belt in the Molasse foreland basin, Puchkirchen Formation, Austria. – AAPG Bull., **90/5**, 735–752.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps During the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126–141, Wien (Deuticke).
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – Jb. Geol. B.-A., **137/1**, 5–18, Wien.
- DEL NEGRO, W. (1969): Bemerkungen zu den Kartierungen L. Weinbergers im Traungletschergebiet (Atter- u. Traunseebecken). – Verh. Geol. B.-A., **1969**, 12–15, Wien.
- DEL-NEGRO, W. (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg. – 41 S., Wien (Geol. B.-A.).
- DEMME, W. (1961): Geologische Neuaufnahmen in den westlichen Radstädter Tauern. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 196 S., 38 Abb., 1 Kt., 15 Taf., Wien.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geotekton. Forsch., **58**, 1–217, Stuttgart.
- DINGELDEY, CH., DALLMEYER, R.D., KOLLER, F. & MASSONNE, H.J. (1997): P-T-t history of the Lower Austroalpine Nappe Complex NW of the Tauern Window: Implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps. – Contrib. Miner. Petrol., **129**, 1–19, Berlin – Heidelberg (Springer).
- DOHMANN, L. (1991): Unteroligozäne Fische in der Molassebecken. – Unveröff. Diss. Ludwig-Maximilian-Universität, 365 S., München.
- DOPPLER, G. (1982): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000 Bl. 7941 Trostberg, mit Erläuterungen. – 131 S., Bayer. Geol. Landesamt, München.
- DORNER, R., HÖFLING, R. & LOBITZER, H. (2009): Nördliche Kalkalpen in der Umgebung Salzburgs (Exkursion H am 17. April 2009). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., **91**, 317–366, Stuttgart (im Druck).
- DRAXLER, I. (2007): Significant Palynomorphs from the Thanetian Kroisbach-Member in Salzburg (Eastern Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **147**, 357–377, Wien.
- DRAXLER, I. & VAN HUSEN, D. (1978): Zur Einstufung innerwürmzeitlicher Sedimente von Ramsau/Schladming und Hohentauern (Steiermark). – Z. Gletscherk. Glazialgeol., **14**, 105–114, Innsbruck.
- DRIMMEL, J. (1980): Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: Oberhauser, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 506–527.
- DRIMMEL, J., GANGL, G. & TRAPP, E. (1971): Kartenmäßige Darstellung der Seismizität Österreichs. – Österr. Akad. Wiss., **23** S., Wien (Springer).
- DURANGO-CHERP, J. (1967): Pollenanalytical investigation of a peat bog near Salzburg. – Verh. Geol. B.-A., **1967/4**, A69, Wien.
- EBERS, E., WEINBERGER, L. & DEL NEGRO, W. (1966): Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. – Ges. Bayer. Landesg., **216** S., München.
- EBLI, O. (1997): Sedimentologie und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, offshore Marokko). – Münchner Geowiss. Abh., Reihe A Geologie und Paläontologie, **32**, 255 S., München (Verlag Pfeil).
- EGGER, H. (1989): Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 375–395, Wien.
- EGGER, H. (1993a): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in der Rhenodanubischen Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 567–568, Wien.
- EGGER, H. (1993b): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? – frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inn. – Zitteliana, **20**, 59–65, München.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Alltengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, **196**, 69–91, Stuttgart.
- EGGER, H. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 66 Gmunden, mit Erläuterungen (2007). – Wien (Geol. B.-A.).
- EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beleg für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **140/1**, 47–50, Wien.
- EGGER, H. (2009, in Druck): Rhenodanubische Flyschzone und Südhelvetikum in Salzburg und Oberösterreich (Exkursion I am 17. April 2009). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. **91**, 367–392.
- EGGER, H. (2007): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 Blatt 66 Gmunden. – 66 S., 12 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien (Geol. B.-A.).
- EGGER, H. & BRÜCKL, E. (2006): Gigantic volcanic eruptions and climatic change in the early Eocene. – International Journal of Earth Sciences, **95**, 1065–1070, Berlin.
- EGGER, H. & HRADECKA, L. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, 150.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 64 Straßwalchen, mit Erläuterungen 2009. – Wien (Geol. B.-A.).
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 67 Grünau, mit Erläuterungen 2007. – Wien (Geol. B.-A.).
- EGGER, H. & RÖGL, F. (2009): The Ypresian-Lutetian transition in the Holzhäusel Section (Northwestern Tethyan realm) north of Salzburg (Eastern Alps, Austria). – Abstractvol. CBEP, Wellington.
- EGGER, H. & RUPP, Ch. (1996): Stop 11: Kimeswang – Schuppenzone. – In: EGGER, H., HOFMANN, Th. & RUPP, Ch. (Eds.): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs, „Wandertagung Österr. Geol. Ges.“ 7.–11. Oktober 1996 in Wels, Exkursionsführer, **16**, 76–77, Wien.
- EGGER, H. & SCHWERD, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). – Cretaceous Research, **29**, 405–416, Amsterdam.
- EGGER, H., HEILMANN-CLAUSEN, C. & SCHMITZ, B. (2000): The Paleocene/Eocene-boundary interval of a Tethyan deep-sea section and its correlation with the North Sea Basin. – Société Géologique de France, Bulletin, **171**, 207–216, Paris.
- EGGER, H., HOMAYOUN, M. & SCHNABEL, W. (2002): Tectonic and climatic control of Paleogene sedimentation in the Rhenodanubian Flysch Basin (Eastern Alps, Austria). – Sedimentary Geology, **152**, 147–162, Amsterdam.
- EGGER, H., FENNER, J., HEILMANN-CLAUSEN, C., RÖGL, F., SACHSENHOFER, R.F. & SCHMITZ, B. (2003): Paleoproductivity of the northwestern Tethyan margin (Anthering Section, Austria) across the Paleocene-Eocene transition. – In: WING, S.L., GINGERICH, P., SCHMITZ, B. & THOMAS, E. (Eds.): Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene, Geological Society of America Special Paper, **369**, 133–146, Boulder.
- EGGER, H., RÖGL, F. & WAGREICH, M. (2004): Biostratigraphy and facies of Paleogene deep-water deposits at Gams (Gosau Group, Austria). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **106A**, 281–307, Wien.
- EGGER, H., HOMAYOUN, M., HUBER, H., RÖGL, F. & SCHMITZ, B. (2005): Early Eocene climatic, volcanic, and biotic events in the northwestern Tethyan Untersberg section, Austria. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **217**, 243–264, Amsterdam (Elsevier).
- EGGER, H., HEINRICH, M., VAN HUSEN, D., LOBITZER, H., MOSHAMMER, B., PAVUZA, R., RUPP, CH., SCHEDL, A., SCHUBERT, G., SCHUSTER, R., STUMMER, G., WAGNER, L. & WESSELY, G. (2007): Erläuterungen zu Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S., Wien (Geol. B.-A.).
- EGGER, H., HEILMANN-CLAUSEN, C. & SCHMITZ, B. (2009): From shelf to abyss: Record of the Paleocene/Eocene-boundary in the Eastern Alps (Austria). – Geologica Acta, **7**, 215–227, Madrid.
- EGGER, H., HEINRICH, M., HOFFMANN, T., VAN HUSEN, D., MOSHAMMER, B., PAVUZA, R., SCHEDL, A., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P., STUMMER, G., WAGNER, L. & WESSELY, G. (in Vorbereitung): Erläuterungen zu Blatt 64 Straßwalchen. – Wien (Geol. B.-A.).
- EICHHORN, R., LOTH, G., HÖLL, R., FINGER, F., SCHERMAIER, A. & KENNEDY, A. (2000): Multistage Variscan magmatism in the central Tauern Window (Austria) unveiled by U/Pb SHRIMP zircon data. – Contrib. Mineral. Petrol., **139**, 418–435, Berlin – Heidelberg (Springer).

- EICHHORN, R., LOTH, G. & KENNEDY, A. (2001): Unravelling the pre-Variscan evolution of the Habach terrane (Tauern Window, Austria) by U-Pb SHRIMP zircon data. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142**, 147–162, Berlin – Heidelberg (Springer).
- EMMANUILIDIS, G. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie des Kitzbühler Horns und seiner Umgebung mit einem Beitrag über die Barytvererzung des Spielberg-Dolomites (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – *Festbd. Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck*, 547–569, Innsbruck.
- ENNEMOSER, R., ENNEMOSER, I. & BAUER, B. (1989): Mooruntersuchung im Pinzgau, Kapruner Moor, Vegetationskartierung und Zoologie. – *Unveröff. Gutachten Salzburger Landschaftsinventar, Moorkataster M-02 Pinzgau II, Archiv Amt d. Salzburger Landesreg.*, 21 S., 1 Tab., Salzburg.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited (Late Triassic, Northern Calcareous Alps). – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.
- ERKAN, E. (1977): Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **120/2**, 343–400, Wien.
- EXNER, Ch. (1939): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal (I. Teil). – *Jb. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Jb. Geol. B.-A.)*, **89**, 285–314, Wien.
- EXNER, Ch. (1941): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil. – *Mitt. Reichsst. Bodenf. Zweigst. Wien*, **1**, 241–306, Wien.
- EXNER, Ch. (1944): Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil) – *Mitt. Alpenl. Geol. Ver. (Mitt. Geol. Ges. Wien)*, **35**, 49–106, Wien.
- EXNER, Ch. (1956): Geologische Karte der Umgebung von Gastein 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- EXNER, Ch. (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte von Gastein. – 168 S., Wien (Geol. B.-A.).
- EXNER, Ch. (1962): Geologische Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- EXNER, Ch. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe. – 170 S., Wien (Geol. B.-A.).
- EXNER, Ch. (1971a): Aufnahmen 1970 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal a.d. Drau (182). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971/4**, 28–30, Wien.
- EXNER, Ch. (1971b): Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – *Jb. Geol. B.-A.*, **114**, 1–119, Wien.
- EXNER, Ch. (1974–1978): Geologische Karte des Salzachtals zwischen Taxenbach und Lend 1 : 25.000. – In: EXNER, Ch. (1979): Geologie des Salzachtals zwischen Taxenbach und Lend. – *Jb. Geol. B.-A.*, **122**, 1–73, Wien.
- EXNER, Ch. (1979): Geologie des Salzachtals zwischen Taxenbach und Lend. – *Jb. Geol. B.-A.*, **122**, 1–73, Wien.
- EXNER, Ch. (1980a): Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72** (1978/79), 167–189, Wien.
- EXNER, Ch. (1980b): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **123**, 343–410, 10 Abb., Beil. 5–6, Wien.
- EXNER, Ch. (1982): Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). – *Jb. Geol. B.-A.*, **125**, 51–154, Wien.
- EXNER, Ch. (1983): Geologische Karte der Hafnergruppe 1 : 25.000 mit Erläuterungen. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **29**, 41–74, Wien.
- EXNER, Ch. (1989): Geologie des mittleren Lungaus. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 7–103, Wien.
- EXNER, Ch. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **36**, 1–38, Wien.
- EXNER, Ch. (1996a): Leitgesteine und Tektonik in Phylliten bei Wagrain und Radstadt (Land Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **139/2**, 155–190, 15 Abb., 1 Tab., Wien.
- EXNER, Ch. (1996b): Geologische Karte der Koppen-Kristallinlamelle und ihrer Nachbargebiete zwischen Forstau und Flachau, 1 : 25.000. – *Archiv Geol. B.-A.*, Wien.
- EXNER, Ch. (2001): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 125 Bischofshofen und 126 Radstadt. – *Aufnahmebericht und geologische Karte im Maßstab 1 : 25.000.* – *Archiv Geol. B.-A.*, Wien.
- EXNER, Ch.† (2008): Geologische Karte – Umgebung von Wagrain, 1 : 25.000, geologisch neu aufgenommen von Ch. Exner in den Jahren 1989–2000. – In: FRANK, W. & PESTAL, G. (2008): Nachruf auf Christof EXNER, *Jb. Geol. B.-A.*, **148/1**, Wien.
- EXNER, CH., HEJL, E. & MANDL, G.W. (2005): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 157 Tamsweg mit Erläuterungen. – Wien (Geol. B.-A.).
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Grenze Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – *Internat. Sedim. Petrogr. Series*, **9**, 143 S., Leiden (Brill).
- FARYAD, S.W. & HOINKES, G. (2003): P-T gradient of Eo-Alpine metamorphism within the Austroalpine basement units east of the Tauern Window (Austria). – *Mineralogy and Petrology*, **77**, 129–159, Wien (Springer).
- FAUPL, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias–Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – *Jb. Geol. B.-A.*, **118**, 1–74.
- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardar-Sutur. – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn. Teil 1, 133–143, Wien (Geol. B.-A.).
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies Development of the Gosau Group of the eastern Parts of the Northern Calcareous Alps During the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 142–155, Wien (Deuticke).
- FAUPL, P., ROHRLICH, V. & ROETZEL, R. (1988): Provenance of the Ottmangian Sands as Revealed by Statistical Analysis of their Heavy Mineral Content (Austrian Molasse Zone, Upper Austria and Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/1**, 11–20, 5 figs., 5 tabs., Wien.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – *Geol. Rundsch.*, **68**, 93–120, Stuttgart.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. – *Cretaceous Research*, **13**, 387–403, London.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1996): Basin analysis of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Turonian – Eocene, Eastern Alps). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*, EAGE Spec. Publ. No. **5**, 127–135.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, 79–94, Wien.
- FEITZINGER, G. (2002): Aufsuchung und Gewinnung mineralischer Rohstoffe im Land Salzburg – Aufgaben des Geologen. – *Gmundner Geo-Studien*, **1**, Geo-Workshop „Stürzende Berge“ 26.–27. Okt. 2002, Erkudok Inst., Museum Gmunden, 91–97, Gmunden.
- FEITZINGER, G. & LOBITZER, H. (2008): Die Adneter Marmorsteinbrüche. – In: SCHROTT, L., IBETSBERGER, H., STEYRER, H.-P. & HEJL, E. (Hrsg.): *Salzburg und Umgebung. Neun GEO-Exkursionen, Natur- und Kulturerlebnisleitfänger der Universität Salzburg*, Band 1, 57–69, Vilsbiburg (Verlag Kibitz Buch).
- FEITZINGER, G., GÜNTHER, W. & BRUNNER, A. (1998): Bergbau- und Hüttenstandorte im Bundesland Salzburg. – *Amt d. Sbg. Landesregierung, Abt. 16, Umweltschutz*, 3 Teile, 109 S., 47 S., Salzburg.
- FEITZINGER, G., IBETSBERGER, H. & VETTERS, W. (2003): Bergbau und Rohstoffe im Land Salzburg. *Die Woche des offenen Bergbaus* 27. 6. – 4. 7. 2003. – 49 S., Salzburg (Verein Schätze aus Salzburger Boden).
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **63** (1970), 52–141, Wien.
- FINGER, F. & v. QUADT, A. (1993): Genauere U/Pb Alter für Granite und Granitgneise durch sorgfältige Zirkonselektion unter dem Durchlicht Mikroskop – Der Knorrkogelgneis der Hohen Tauern als Beispiel. – *Ber. Dtsch. Min. Ges.*, **5**, 118, (Abst.).
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., LETTNER, H., v. QUADT, A., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYR, A.O. & STEYRER, H.P. (1993): The Zentralgneise of the Tauern Window (Eastern Alps): Insight into an Intra-Alpine Variscan Batholith. – In: v. RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Hrsg.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 375–391, Berlin etc. (Springer).
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – *Bull. geol. Surv. Kansas*, **169**, 107–149, 38 Abb., Lawrence.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAU, H.P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche

- Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976/2**, 257–303, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1 : 200.000 mit Erläuterungen, 127 S. – Wien (Geol. B.-A.).
- FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematica aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürtzaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 153–195, Wien.
- FORMANEK, H.P. (1964): Zur Geologie und Petrographie der nord-westlichen Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14**, 9–80, Wien.
- FORMANEK, H.P., KOLLMANN, H. & MEDWENITSCH, W. (1961): Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Untertal und Obertal. – Mitt. Geol. Ges., **54**, Wien.
- FOULLON v., H. (1886): Über die Verbreitung und die Varietäten des „Blasseneck- Gneiss“ und zugehöriger Schiefer. – Verh. k.k. geol. Reichsanst., **5**, 111–117, Wien.
- FRANK, W. (1969): Geologie der Glocknergruppe. – Wiss. Alpenvereinsh., **21**, 95–111, 3 Abb., 1 Tab., München.
- FRANK, W. & PESTAL, G. (2008): Nachruf auf Ch. Exner. – Jb. Geol. B.-A., **148/1**, 9–12, 1 Taf. (Geologische Karte – Umgebung von Wagrain 1 : 25.000, geologisch neu aufgenommen von Ch. Exner † in den Jahren 1989–2000), Wien.
- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Wien (Deuticke).
- FRANK, W., MILLER, CH. & PESTAL, G. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 152 Matrei in Osttirol. – Wien (Geol. B.-A.).
- FRANZ, G., MOSBRUGGER, V. & MENGE, R. (1991): Carbo-Permian pterophyll leaf fragments from an amphibolite facies basement, Tauern Window, Austria. – Terra Nova, **3**, 137–141.
- FRASL, G. (1953): Die beiden Sulzbachungen. – Jb. Geol. B.-A., **96**, 143–192, Wien.
- FRASL, G. (1958) & HELLERSCHMIDT-ALBER, H. (2002): Geologische Manuskriptkarte der laufenden Landesaufnahme 1 : 50.000, Blatt 154 Rauris. – Archiv der Geol. B.-A., Wien.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 323–472, Wien.
- FRASL, G. (1967): Glimmerpseudomorphosen nach Cordierit im Zentralgneis des Granatspitzkerns, Hohe Tauern. – Min. Mittbl. Joanneum, **1967**, 11–17, Graz.
- FRASL, G. (1987): Clasts from the Haunsberg Wildflysch (N of Salzburg – Implications on the Northern Border Zone of the Rhenodanubian Flysch Trough. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps, 70–84, Wien (Deuticke).
- FRASL, G. & FRANK, W. (1964): Exkursion I / 2, Mittlere Hohe Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 17–31, Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Der Aufschluß, Sh. **15**, 30–58, Heidelberg.
- FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. – Geol. Bavar., **66**, 7–91, München.
- FREIMOSER, M., HAGN, H. & ZIEGLER, J.H. (1987) & JERZ, H. (1998): Geologische Manuskriptkarte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8142 Teisendorf. – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000. – 329 S., 67 Abb., 21 Tab., 8 Beil., München (Bayer. Geol. Landesamt).
- FRIESE, G. (1983): Bericht über Begehungen im Moorkomplex Bürmoos – Zehmemoos – Waidmoos. – Unveröff. Gutachten Salzburger Landschaftsinventar, Moorkataster M-05 Flachgau, Archiv Amt d. Salzburger Landesreg. 3 S., Salzburg.
- FRIESE, G. (1986): Vegetationskundliche Untersuchungen in den Einzugsgebieten der Alpenvorlandseen. – Stud. Forsch. Salzburg, **2**, 227–263, Salzburg.
- FRIMMEL, H. (1987): Strukturgeologische, Geochemische und Geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke. – Unveröff. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 199 S., Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen. – Jb. Geol. B.-A., **131/4**, 575–592, Wien.
- FRISCH, W. (1968): Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 287–336, Wien.
- FRISCH, W. (1974): Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner – Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges., **66–67**, 9–20, Wien.
- FRISCH, W. (1975): Hochstegen-Fazies und Grestener Fazies – ein Vergleich des Jura. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975**, H. 2, 82–90, Stuttgart.
- FRISCH, W. (1976): Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rundschau, **65**, 2, 375–393, Stuttgart.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11**, 675–696, Stuttgart.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.J. (2001): The Tectonic Evolution of the Central Northern Calcareous Alps. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **25**, 85–87, 1 Fig., Innsbruck.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **92**, 717–727, Stuttgart.
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. & POPP, F. (1987): The Upper Bündner Schiefer of the Tauern window. A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 55–69, Wien (Deuticke).
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – Tectonophysics, **297** (1998), 1–15, Amsterdam (Elsevier).
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELI, 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., SZÉKELI, B., VENNEMANN, T. & RETTENBACHER, A. (2002): Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den Nördlichen Kalkalpen. – Die Höhle, **53** (2002), H. 1, 1–37, Wien.
- FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlezeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II Sonderh., **49**, 1–189, Klagenfurt.
- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). – Bulletin Geolog. Soc. America, **108**, 1120–1133.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, St.M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – Eclogae geol. Helv., **89**, 81–110, Basel (Birkhäuser).
- FROITZHEIM, N., DERKS, J.F., WALTER, J.M. & SCIUNNACH, D. (2008): Evolution of an Early Permian extensional detachment fault from synintrusive, mylonitic flow to brittle faulting (Grassi Detachment Fault, Orobic Anticline, Southern Alps, Italy). – In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Hrsg.): Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian system, Geol. Soc. Spec. Publ., **298**, 69–82.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – Geologische Rundschau, **73**, 305–319, 14 Abb., Stuttgart.
- FUGGER, E. (1897): Ein Ichthyosaurier aus dem Glaserbach. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, **37**, 198–201, Salzburg.
- FUCHS, G. (1958): Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitz–Großvenediger (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **101**, 201–248, Wien.
- FUCHS, G. & LINNER, M. (2005): Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpines Kristallin in Beziehung zur Matreier Zone. – Jb. Geol. B.-A., **145**, 293–301, Wien.
- FUCHS, G., LINNER, M. & HEINISCH, H. (1996): Geologische Karte der Sadnig-Gruppe, 1 : 25.000. – In: FUCHS, G. & LINNER, M. (2005): Die geologische Karte der Sadnig-Gruppe: Ostalpiner Kristallin in Beziehung zur Matreier Zone, Jb. Geol. B.-A., **145/3+4**, 293–301, Wien.

- FÜHRLINGER, W. (1992): ZEMKA Betriebsgelände Zell am See. Zusammenfassung des hydrogeologischen und hydrochemischen Kenntnisstandes. – Archiv Geologischer Dienst (Abteilung 6), Amt der Salzburger Landesregierung, Salzburg.
- FÜRLINGER, W. (1997): Rohstoffsicherungskonzept Steine Erden Industrieminerale Salzburg. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-018/F. – Archiv Geol. B.-A., 18 S., Salzburg – Wien.
- GAIDIES, F., ABART, R., DECAPITANI, C., SCHUSTER, R., CONNELLY, J.A.D. & REUSSER, E. (2006): Characterisation of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. – *J. metamorphic Geology*, **24**, 451–475, Oxford (Wiley Blackwell).
- GANGL, S., PIBER, A., TROPPER, P., KLÖTZLI, U., FINGER, F. & MIRWALD, P.W. (2005): Geochronological Evidence for Lower Ordovician Magmatism in the Crystalline Nappes North of the Tauern Window. – *Geophysical Research Abstracts*, **7**, 03975.
- GANSS, O. (1975): Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 666 Reit im Winkel. – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- GANSS, O. (1978): Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 667 Bad Reichenhall. – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- GANSS, O. (1980): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, Blatt CC 8734 Rosenheim. – Hannover (B.-A. f. Geowissenschaften u. Rohstoffe in Zusammenarb. m. d. Geol. Landesämtern d. BRD u. benachb. Staaten).
- GANSS, O. & DOBEN, K. (1984): Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 665 Schliersee. – 2. überarbeitete Auflage, Bayer. Geol. Landesamt, München.
- GANSS, O. & JERZ, H. (1999): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8041 Traunreut. – Bayer. Geol. Landesamt, München.
- GANSS, O., HEJL, E., MANDL, G.W. & PAVLIK, W. (1988): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, Blatt CC 8742 Bad Reichenhall. – B.-A. f. Geowissenschaften u. Rohstoffe in Zusammenarb. m. d. Geol. Landesämtern d. BRD u. benachb. Staaten, Hannover.
- GATTINGER, T.E. (1953): Geologie der Kremsmauergruppe in Oberösterreich. – Diss. Phil.-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 194 S., 10 Abb., 2 Taf., 3 Beil., Wien.
- GAUPP, R. (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – *Zitteliana*, **8**, 33–72, München.
- GAWLICK, H.J. (1991): Die Lammereinheit – eine oberjurassische Beckenfüllung (Nördliche Kalkalpen, Salzburger Land, Österreich). – *Nachr. Dt. Geol. Ges.*, **46**, 23–24, Hannover.
- GAWLICK, H.J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **39/40**, 119–186, Wien.
- GAWLICK, H.J. (2004): Die Gollinger Hallstätter Schollenregion – Neue Daten zur stratigraphischen, faziellen und tektonischen Entwicklung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Geo. Alp*, **1**, 11–36, Innsbruck – Bozen.
- GAWLICK, H.J. (2007): Revision der Grünanger-Schichten (Schäfer, 1982) im Salzkammergut. – In: EGGER, H. & RUPP, CH.: Beiträge zur Geologie Oberösterreichs, Arbeitstagung Geol. B.-A., 2007, 159–164, Wien (Geol. B.-A.).
- GAWLICK, H.J. & DIERSCHKE, V. (2000): Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura). Exkursionsführer Sediment 2000. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **44**, 97–156, Wien.
- GAWLICK, H.J. & FRISCH, W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution, and tectonics – an overview. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **230** (2/3), 163–213, Stuttgart.
- GAWLICK, H.J. & LEIN, R. (1997): Neue stratigraphische und fazielle Daten aus dem Jakobberg- und Wolfdietrichstollen des Hallein-Bad Dürrnberger Salzberges und ihre Bedeutung für die Interpretation der geologischen Verhältnisse im Bereich der Hallein-Berchtesgadener Schollenregion. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **22**, 199–225, Innsbruck.
- GAWLICK, H.J. & LEIN, R. (2000): Die Salzlagerstätte Hallein – Bad Dürrnberg. Exkurs.-Führer Sediment 2000. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **44**, 263–280, 11 Abb., Wien.
- GAWLICK, H.J. & LEIN, R. (2001): Conodont Colour Alteration Index (CAI) Investigations in the Southeastern Berchtesgaden Alps and Evidence for the Emplacement of the Hallstatt Melange and the „Berchtesgaden Nappe“. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **25**, 95–96, Innsbruck.
- GAWLICK, H.J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the early Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **96** (2006), 451–462.
- GAWLICK, H.J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Tressenstein limestone revisited (Austria, Northern Calcareous Alps). – *Journal of Alpine Geology*, **49**, S. 30, Wien.
- GAWLICK, H.J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009, in Druck): Revision des Tressensteinkalkes: Neuinterpretation der Ober-Jura bis ?Unter-Kreide-Entwicklung der Plassen-Karbonatplattform (Österreich, Nördliche Kalkalpen). – *Austrian Journal of Alpine Geology*, **50**, Wien.
- GAWLICK, H.J. & SUZUKI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Calloviium–Oxfordium). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **211** (3), 233–262, Stuttgart.
- GAWLICK, H.J., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont colour alteration indices: Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. – *Geol. Rundsch.*, **83** (1994), 660–664, 2 Abb., Berlin.
- 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.
- GAWLICK, H.J., FRISCH, W., MISSONI, S. & SUZUKI, H. (2002): Middle to Late Jurassic radiolarite basins in the central part of the Northern Calcareous Alps as a key for the reconstruction of their early tectonic history – an overview. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **57** (2002), 123–132.
- GAWLICK, H.J., JANAUSCHEK, W., MISSONI, S., DIERSCHKE, V. & ZANKL, H. (2003): Fazies, Alter und Komponentenbestand der jurassischen Kieselsedimente mit polymikten Brekzien (Calloviium–Oxfordium) des Büchsenkopfes im Nationalpark Berchtesgaden und deren Bedeutung für die tektonische und paläogeographische Interpretation der Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **228/2**, 275–304, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2007): Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge des Gebietes Höherstein-Sandling (Salzkammergut, Österreich) – Implikationen zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der Radiolaritflyschbecken und der Plassen-Karbonatplattformen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **243/1**, 1–70, Stuttgart.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, **120**, 203–219, Graz.
- GEYER, G. & ABEL, O. (1913): Geologische Spezialkarte der k. k. Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt 4852 Kirchdorf, mit Erläuterungen. – Wien (Geol. R.-A.).
- GEYER, G. & VACEK, M. (1918): Geologische Spezialkarte der k. k. Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt 4952 Liezen, mit Erläuterungen. – Wien (Geol. R.-A.).
- GIBBARD, P.L., SMITH, A.G., ZALASIEWICZ, J.A., BARRY, T.L., CANTRILL, D., COE, A.L., COPE, J.C.W., GALE, A.S., GREGORY, F.J., POWELL, J.H., RAWSON, P.F., STONE, P. & WATERS, C.N. (2005): What status for the Quaternary? Global Chronostratigraphical Correlation Table for the last 2.7 mill. years, modified 2007. – *Boreas*, **34**, 1–6, Oslo.
- GOHRBRANDT, K.H.A. (1963a): Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **56**, 1–116, Wien.
- GOHRBRANDT, K.H.A. (1963b): Paleozän und Eozän im Helvetikum nördlich von Salzburg. – *Exk.führer Achte Mikropaläont. Kolloquium in Österreich*, 47–57, Wien.
- GOHRBRANDT, K.H.A. (1967): Some new planktonic foraminiferal species from the Austrian Eocene. – *Micropaleontology*, **13**, 319–326.
- GOLDBERGER, J. (1955): Die Augensteinablagerungen am Hochköning. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1955**, 144–164, Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen Formation. A key for European topmost Triassic correlations. – *Albertiana*, **8**, 25–35.
- GÖTZINGER, G. (1935): Das Ausseer Mittelgebirge. – *Mitt. Geogr. Ges.*, **78**, 227–234, Wien.

- GÖTZINGER, G. (1936a): Salzburg und der Gaisberg. – In: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich 1. Teil (III. INQUA-Konferenz), Geol. B.-A., 135–148, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1936b): Das österreichische Salzachgletschergebiet, der westliche Innkreis. – In: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich 1. Teil (III. INQUA Konferenz), 120–134, Wien (Geol. B.-A.).
- GÖTZINGER, G. (1936c): Das Salzachtal von Salzburg bis Golling. – In: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich 2. Teil (III. INQUA-Konferenz), Geol. B.-A., 1–6, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1955): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 63 Salzburg. – Wien (Geol. B.-A.).
- GRADSTEIN, R. A. et al. (2004): A Geologic Time Scale 2004. – Cambridge (University Press).
- GROTTENTHALER, W. (1978): Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrnpaß. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 11–33, 1 Abb., Taf. 2–15, Wien.
- GRUBER, A. (1992–1996): Geologische Karte des Eiberger Beckens 1 : 10.000. – In: GRUBER, A. (1997): Stratigraphische und strukturelle Analyse im Raum Eiberg (Nördliche Kalkalpen, Unterinntal, Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung in der Oberkreide und im Tertiär, Geol. Paläont. Mitt., **22**, 159–197, Innsbruck.
- GRUBER, W. & SACHSENHOFER, R.F. (2001): Coal deposition in the Noric Depression (Eastern Alps): raised and low-lying mires in Miocene pull-apart basins. – Int. J. of Coal Geology, **48**, 89–114, (Elsevier).
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1982): Die Geologie des Smaragdorkommens im Habachtal (Land Salzburg, Österreich). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **2**, 71–107, Wien.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985): The young uplift and thermal history of the Central Eastern Alps (Austria/Italy). Evidence from apatite fission-track ages. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 197–216, Wien.
- GRÜNTAL, G. (Ed.) (1998): European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). – Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, **15**, 99 S.
- GSTÖTTNER, E. & PEER, Th. (1994): Schwermetalluntersuchung in Hochmooren des Bundeslandes Salzburg. – Bundesministerium f. Umwelt, Schriftenreihe der Sekt. I, **20**, 63 S., Wien.
- GÜNTHER, W. (1978): Abriss der Geschichte des Salzburger Bergbaues Kohle – Ölschiefer – Erdöl. – Als Manuskript vervielfältigt, 39 S., Salzburg.
- GÜNTHER, W. (1987): Von Ybsbrockern und Ybssamblern zur Ersten Salzburger Gipswerks-Gesellschaft Christian Moldan KG. Geschichte des Gipsbergbaues, der Gipsverarbeitung und des Gipshandels im Salzburger Raum. – Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, **127/1987**, 144 S., Salzburg.
- GÜNTHER, W. (Hrsg.) (2007a): Salzburger Bergbau und Hüttenwesen im Wandel der Zeit. Buntmetalle und stahlveredelnde Metalle. – 400 S., Leogang (Leoganger Bergbaumuseumverein).
- GÜNTHER, W. (2007b): Untersberger Marmor. – In: Tunn, S. & Wally, B.: 20 Jahre Steinbildhauersymposium am Untersberg 1986-20, Int. Sommerakademie für Bild. Kunst Salzburg, 22–36, Salzburg.
- GÜNTHER, W. & KRAUSS, R. (2004): Norisches Eisen: Montan- und Wirtschaftsgeschichte des Eisens in Salzburg. – Schriftenr. d. Landespressebüros, Sonderpublikationen, **196**, 240 S., Salzburg.
- GÜNTHER, W. & PAAR, W.H. (keine Jahresangabe): Vom Rohmagnesit zum feuerfesten Magnesitstein. – 120 S., Leogang (Leoganger Bergbaumuseumverein).
- GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1979): Kohlevorkommen und -schurfbaue im Bundesland Salzburg. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, **119**, 383–411, Salzburg.
- GÜNTHER, W., EIBNER, C., LIPPERT, A. & PAAR, W. (keine Jahresangabe): 5000 Jahre Kupferbergbau Mühlbach am Hochkönig – Bischofshofen. – 396 S., Mühlbach – Bischofshofen (Bergbau- und Heimatmuseumverein).
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. – Tectonophysics, **242**, 19–40, Amsterdam.
- HAAS, J., LOBITZER, H. & MONOSTORI, M. (2007): Characteristics of the Lofer cyclicity in the type locality of the Dachstein Limestone (Dachsteinplateau, Austria). – Facies, **53**, 113–126, Erlangen.
- HADITSCH, J.G. (1979): Der Diabas von Saalfelden, seine Eigenschaften und technische Nutzbarkeit. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **9**, 133–154, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1982): Late Variscan and Early Alpine Mineralization in the Eastern Alps. – In: AMSTUTZ, G.C. et al. (Eds.): Ore Genesis – The State of the Art, 582–589, Berlin – Heidelberg (Springer).
- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H. (1983): The succession of ore mineralization of the Lower Austroalpine Innsbruck Quarzphyllite. – In: SCHNEIDER, H.J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, (Springer) Berlin – Heidelberg.
- HAGN, H. (1953): Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der helvetischen Oberkreide Südbayerns. – Palaeontographica Abt. A., **104**, 119 S., Stuttgart.
- HAGN, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **18**, 167–235.
- HAGN, H. (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – Geologica Bavarica, **82**, 408 S., München.
- HAGN, H. (1985): Tertiär von Oberaudorf. – In: WOLFF, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 8338 Bayrischzell, 100–113, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- HAHN, F. (1913): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **6**, 238–257 u. 374–501, 6 Abb., Taf. 11–17, Wien.
- HAMILTON, W. (1981): Die Hallstätter Zone des östlichen Lammertales etc. – Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 226 S., Wien.
- HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., 55 S., Wien.
- HAMMER, W. (1936): Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostales (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **86**, 265–301, Wien.
- HAMMERL, Ch. (1995): Das Erdbeben vom 4. Mai 1201. – Mitteilungen des Inst. f. Österr. Geschichtsforschung, **103/3–4**, 350–368.
- HAMMERL, Ch. & LENHARDT, W.A. (1997): Erdbeben in Österreich. – 191 S., Graz (Leykam Verlag).
- HAUNSCHMID, B. (1993): Zentralgneisgenerationen im östlichen Tauernfenster: Geologie, Petrographie, Zirkontypologie, Geochemie. – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 159 S., Salzburg
- HÄUSLER, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). – Jb. Geol. B.-A., **122/1**, 75–144, 17 Abb., 2 Taf., Wien.
- HÄUSLER, H. (1980): Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen in der westlichen Hallstätter Zone zwischen Lammertal und Lofer (Kalkhochalpen). – Jber. 1979 Hochschulschwerpkt. S 15, **1**, 132–138, Wien.
- HÄUSLER, H. (1981): Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammertal (Salzburger Kalkhochalpen) – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 145–159, Wien.
- HÄUSLER, H. (1988): Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im Unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg – Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 21–125, Wien.
- HÄUSLER, H. & BERG, D. (1980): Neues zur Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter Zone am Westrand der Berchtesgadener Masse. – Verh. Geol. B.-A., **1980/2**, 63–95, Wien.
- HÄUSLER, H., BECHTOLD, D., BRANDECKER, H., DEMMER, W. & HEINZ, H. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich Blatt 156 Muhr. – Mit Erläuterungen, 59 S., Wien (Geol. B.-A.).
- HAWKESWORTH, C.J. (1976): Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., **54**, 225–244, Berlin.
- HEINISCH, H. (1981): Der ordovizische „Porphyroid-Vulkanismus“ der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jb. Geol. B.-A., **124/1**, 1–109, Wien.
- HEINISCH, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – Unveröff. Habilitationsschrift, 291 S., München.
- HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone.

- ckenzone – Ostalpen-Sonderband „Variszikum in den Alpen“. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **68**, 407–418, Zürich.
- HEINISCH, H. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger – Jb. Geol. B.-A., **145/3+4**, 330–332, Wien.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **130/2**, 163–173, Wien.
- HEINISCH, H., HELLERSCHMIDT-ALBER, H., PESTAL, G. & STINGL, V. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 123 Zell am See. – Wien (Geol. B.-A.).
- HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 Blatt 122 Kitzbühel. – Wien (Geol. B.-A.).
- HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J.M. & STINGL, V. (2004): Geologische Manuskriptkarte der laufenden Landesaufnahme 1 : 50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Archiv der Geol. B.-A., Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (in Vorbereitung): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 Blatt 122 Kitzbühel. – Wien (Geol. B.-A.).
- HEINRICH, M. (1977): Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 295–341, Wien.
- HEISSEL, W. (1945): Die geologischen Verhältnisse am Westende des Mitterberger Kupfererzerganges (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **90**, Wien.
- HEISSEL, W. (1953): Geologische Karte des Mitterberger Bergbaugebietes 1 : 25.000. – Arch. für Lagerst.forsch. in den Ostalpen, Wien.
- HEJL, E. (1983): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 125 S., Wien.
- HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 289–318, Wien.
- HEJL, E. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im hinteren Lessachtal auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **138**, S. 540, Wien.
- HEJL, E. (2005): Erläuterungen zur geologischen Karte von Österreich 1 : 50.000, Blatt 157 Tamsweg. – 83 S., Wien (Geol. B.-A.).
- HEJL, E. & SLAPANSKY, P. (1983): Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. – In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt), Heft 4, 17–31, Leoben.
- HEJL, E., mit Beiträgen von HELLERSCHMIDT-ALBER, H. & PESTAL G. (2003a): Geologische Manuskriptkarte des Bundeslandes Salzburg 1 : 100.000, Bereich Kufstein – St. Johann in Tirol. – Im Verteiler dargestellter Ausschnitt kompiliert unter Verwendung von: AMPFERER & OHNESORGE (1918), AMPFERER & KERNERMARILAUN (1927), AMPFERER (1925), GANSS & DOBEN (1984), GRUBER (1992–1996), ORTNER & STINGL (2001) & REITNER (2003). – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- HEJL, E., mit Beiträgen von HELLERSCHMIDT-ALBER, H. & PESTAL, G. (2003b): Geologische Manuskriptkarte des Bundeslandes Salzburg 1 : 100.000, Bereich mittleres Salzachtal – Ennstal. – Im Verteiler dargestellter Ausschnitt kompiliert unter Verwendung von: GANSS, HEJL, MANDL, PAVLIK (1988), DEMMER (1961), SLAPANSKY (1986), SUTTERLÜTTI (1995, 1996–1997, 1997), EXNER (1996A, 1996B, 2001), FLÜGEL & NEUBAUER (1984) & KURZ (1998, 1999). – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (2008, in Druck): Geologie des Gebietes S Forstau im Ennstal auf ÖK 126 Radstadt (Bundesland Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **148/2**, 159–173, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf. (Farbkarte 1 : 25.000), Wien.
- HENRICH, R. (1982): Middle Triassic Carbonate Margin Development: Hochstaufen-Zwieselmassiv, Northern Calcareous Alps, Germany. – Facies, **6**, 85–106, Erlangen.
- HERBST, J. (1985): Die Ursalzach-Schüttung (Ottang/Miozän) – Eine Studie über das Liefergebiet aufgrund der Schwermineralführung. – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 138 S., Salzburg.
- HERITSCH, F. (1924): Gesteine aus dem oberen Murgebiet. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **60**, 12–24, Graz.
- HERITSCH, F. (1929): Faunen aus dem Silur der Ostalpen. – Abh. Geol. B.-A., **23/2**, 183 S., Wien.
- HEUBERGER, H. (1972): Die Salzburger „Friedhofsterrasse“ – eine Schliernterrasse?. – Z. Gletscherk. Glazialgeol., **8**, 237–251, Innsbruck.
- HILLEBRANDT, A. V. & URLICHS, M. (2008): Foraminifera and ostracoda from the Northern Calcareous Alps and the end-Triassic biotic crisis. – In: KRYSZYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events, Berichte Geol. B.-A., **76**, 30–38, Wien.
- HINSCH, R. (2008): Continued internal and external research efforts of RAG: New insights for the geological evolution of the Molasse Basin of Austria. – Oil & Gas Europ. Mag., **3/2008**, 138–143, Hamburg – Wien.
- HÖCK, V. (1976): Die Bedeutung der basischen Metavulkanite für Metamorphose und Baugeschichte der mittleren Hohen Tauern. – Ber. Geol. Tiefbau Ostalpen, **3**, 26–33, Wien.
- HÖCK, V. (1980): Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the Penninic Tauern Window, Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 119–127, Wien.
- HÖCK, V. (1993): The Habach-Formation and the Zentralgneis – A Key in Understanding the Palaeozoic Evolution of the Tauern Window (Eastern Alps). – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Hrsg.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 361–374, Berlin etc. (Springer).
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. – Chem. Geol., **77**, 209–227, Amsterdam (Elsevier).
- HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1987): Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 16–33, Wien (Deuticke).
- HÖCK, V. & PESTAL, G. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 153 Großglockner. – Wien (Geol. B.-A.).
- HÖCK, V. & SCHARBERT, S. (1989): Metabasalts from the central part of the Hohe Tauern (Austria): Genetic implications from Sr-isotope and trace element studies. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 151–165, Wien.
- HÖCK, V., KOLLER, F. & SEEMANN, R. (1994): Geologischer Werdegang der Hohen Tauern vom Ozean zum Hochgebirge. – In: Mineral & Erz in den Hohen Tauern, 29–48, Wien (Naturhistorisches Museum).
- HÖCK, V., KRAIGER, H. & LETTNER, H. (1993): Oceanic vs continental origin of the Paleozoic Habach Formation in the vicinity of the Felbertal scheelite deposit (Hohe Tauern, Austria). A geochemical approach. – Abh. Geol. B.-A., **49**, 79–95, Wien.
- HÖCK, V., SLACZKA, A. & UCHMAN, A. (2006): New biostratigraphic and Palaeoenvironmental data on metamorphosed limestones from the northern margin of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **99**, 42–56, Wien.
- HOERNES, R. (1875): Die Fauna des Schliers von Ottang. – Jb. Geol. R.-A., **25/4**, 333–400, Wien.
- HÖFER, C.G. & TICHY, G. (2005): Fossilfunde aus dem Silbereckmarmor des Silberecks, Hafnergruppe (Hohe Tauern, Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. (= Journal of Alpine Geology), **47**, 145–158, Wien.
- HÖFLING, R. (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). – Münchner Geowiss. Abh., **A, 3**, 241 S., München.
- HOHNSTATTER, E. (1978): Die Moorkommen – Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000 Erläuterungen von Blatt 8042 Waging a. See. – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**, 155–181, Zürich (Stäubli).
- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzek Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – Basement crust in a convergent plate boundary zone. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 5–87, Wien.
- HOKE, L. (1991): Bericht über die geologische Kartierung der nördlichen Kreuzekgruppe/Kärnten (Blatt 181, September 1989). Aufnahmebericht und geologische Karte im Maßstab 1 : 10.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A. (1967): Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – Bayer. Akad. Wiss., Sitz.-Ber. math.-natw. Kl., 1–11, München.

- HOLLAND, T.J.B. (1979): High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites in the Tauern Window, Austria. – *J. Geology*, **87**/1, 1–27.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **81**, 5–31, Wien.
- HORNINGER, G. (1986): Der Verbandssammlerstollen VS3.1 durch den Mönchsberg, Salzburg. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbau. Stud. Österr.*, **33**, 105–116, Wien.
- HUBBARD, S.M., DE RUIG, M.J. & GRAHAM, S.A. (2005): Utilizing outcrop analogs to improve subsurface mapping of natural gas-bearing strata in the Puchkirchen Formation, Molasse Basin, Upper Austria. – *Austr. J. Earth Sci.*, **98**, 52–66, Wien.
- HUBER, H., KOEBERL, C. & EGGER, H. (2003): Geochemical study of Lower Eocene volcanic ash layers from the Alpine Anthering Formation, Austria. – *Geochemical Journal*, **37**, 123–134.
- HUSEN VAN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **18**, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **120**, 1–130, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. – *Eiszeitl. & Gegenwart*, **29**, 9–22, Hannover.
- HUSEN VAN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – **24 S.**, Wien (Geol. B.-A.).
- HUSEN VAN, D. (1989): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 65 Mondsee. – Wien (Geol. B.-A.).
- HUSEN VAN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, 135–156, Wien.
- HUSEN VAN, D., IVY-OCHS, S. & ALFIMOV, W. (2007): Mechanisms and Age of Late Glacial Landslides in the Calcareous Alps, The Almtal, Upper Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **100**, 114–126, Wien.
- JAEGER, H. (1978): Graptolithen aus dem Silur der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **69** (1976), 89–107, Wien.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1969): Rubidium-Strontium Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit Granitgneisen (Typus Augen-Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich. – *TMPM*, **13**, 251–272, Wien.
- JARITZ, W. (1997): Bericht über geologische Kartierungen auf Blatt 124 Saalfelden. – *Aufnahmebericht und geologische Karte im Maßstab 1 : 10.000.* – *Archiv Geol. B.-A.*, Wien.
- KARL, F. (1957): Bericht 1956 über Aufnahmen auf Blatt Dreiherrnspitze und Blatt Rötspitze. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1957**, 35–38, Wien.
- KARL, F. (1959): Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive – *Jb. Geol. B.-A.*, **102**, 1–192, Wien.
- KARL, F. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Krimml (151). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1961**, A37–A39, Wien.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 151 Krimml. – Wien (Geol. B.-A.).
- KEBEDE, T., KLÖTZLI, U.S. & PESTAL, G. (2003): Single zircon U-Pb geochronology of pre-variscan and variscan basement units of the central Tauern window, Eastern Alps (Austria). – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **148**, 182–184, Wien.
- KEBEDE, T., KLÖTZLI, U.S., KOSLER, J. & SKIÖLD, T. (2005): Understanding the pre-Variscan and Variscan basement components of the central Tauern Window, Eastern Alps (Austria): constraints from single zircon U-Pb geochronology. – *International Journal of Earth Sciences (= Geol. Rdsch.)*, **94**, 336–353.
- KERN, A. & HÜSSNER, H. (1999): Der Übergang Plattenkalk/Kösener Schichten: Sedimentäre Analyse der Entstehung eines Intraplattform-Beckens (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – *Zbl. Geol. Paläont. Teil L*, **1997** (7–8), 1117–1136, Stuttgart.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – *Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde*, **436 S.**, Salzburg – Stuttgart (Berglandbuch).
- KIESSLING, W. (1992): Palaeontological and facial features of the Upper Jurassic Hochstegen Marble (Tauern Window, Eastern Alps). – *Terra Nova*, **4**, 184–197, Oxford.
- KLAPPACHER, W. & TICHY, G. (1985): Geologische Karte des Tennengebirges, 1 : 25.000. – In: KLAPPACHER, W. & KNAPCZYK, H.: Salzburger Höhlenbuch, *Wiss. Beih. z. Zeitschr. „Die Höhle“*, **4**, Salzburg.
- KLAUS, W. (1967): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte Salzburgs. Das Torfmoor am Walsberg. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1967/1–2**, 200–211, Wien.
- KLAUS, W. (1974): Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Oberperm. – *Carinthia II*, **164**, 79–85, Klagenfurt.
- KLAUS, W. (1987): Einführung in die Paläobotanik, Bd. 1, Grundlagen, Kohlebildung, Arbeitsmethoden, Palynologie. – **314 S.**, Wien.
- KLEBELSBERG, R. (1940): Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). – *Zeitschr. Dt. Geol. Ges.*, **92**, 582–586, Berlin.
- KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J. & TICHY, G. (1981): Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau, Salzburg). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10**, 275–288, 2 Taf., 1 Tab., 3 Abb., Innsbruck.
- KOBER, L. (1922): Das östliche Tauernfenster. – *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, **98**, 201–242, Wien.
- KOHL, H. (1958): Unbekannte Altmoränen in der südwestlichen Traun-Enns Platte. – *Mitt. Geogr. Ges.*, **100**, 131–143, Wien.
- KOHL, H. (1977): Kremsmünster, eine Schlüsselstelle für die Eiszeitforschung im Nördlichen Alpenvorland. – *120. Jahresber. Städt. Gym. Kremsmünster*, 245–254.
- KOHL, H. (1990): Geologische Karte 1 : 20.000 des oberösterreichischen Zentral- und Donauraumes. – *Ber. d. Geol. B.-A.*, **20**, Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – *Schriftenreihe des OÖ Musealv.*, **17**, 487 S.
- KOLLER, F. & PESTAL, G. (2003): Die ligurischen Ophiolithe der Tarntaler Berge und der Matreier Zone. – *Arbeitstagung Geol. B.-A. (2003 „Brenner“)*, 65–77, 9 Abb., Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1982): Paläobiologie und Evolution der Actaeonellen (Gastropoda). – In: *Kreide 2. Symposium*, 1982, Abstracts, 46 S., München.
- KOLMER, Ch. (2005): Landschaftsgeschichte und Hydrogeologie der neogenen bis praewürmzeitlichen Ablagerungen zwischen Mattig und Inn. – *Diss. Fak. Geowiss., Geogr., Astr.*, **162 S.**, Univ. Wien.
- KONRAD, E. (1984): Die Stratigraphie und Genese der Oichtenriede bei Michelbeuern (Salzburg). – *Dipl.-Arb. Inst. f. Botanik, Univ. Salzburg*, **124 S.**, Salzburg.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps, Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79**, 277–295, Zürich (Stäubli).
- KRAIGER, H. (1989): Die Habachformation – ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **81**, 47–64, Wien.
- KRAINER, B. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/2**, 159–179, Wien.
- KRAINER, K. (1993): Late- and Post-Variscan Sediments of the Eastern and Southern Alps. – In: NEUBAUER, F. & RAUMER, J.F. (Eds.): *The pre-Mesozoic Geology of the Alps*, 537–564, Berlin – Heidelberg – New York (Springer).
- KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1997): Die Lias-Beckenentwicklung der Unkener Synklinale (Nördliche Kalkalpen, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Scheibelberg Formation. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **22**, 1–41, Innsbruck.
- KRAINER, K. & STINGL, V. (1986): Perm, Unter- und Mitteltrias im Bereich von Wörgl bis Saalfelden (Exkursion E am 3. und 4. April 1986). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **68**, 93–103, Stuttgart.
- KRAL, F. (1979): Spät- und postglaziale Waldgeschichte der Alpen. – *Veröff. Inst. Waldbau d. Univ. Bodenkultur Wien*, **175 S.**, Wien.
- KRAUS, E. & EBERS, E. (1965): Die Landschaft um Rosenheim. – **244 S.**, Rosenheim (Verlag Stadtarchiv).
- KRENMAYR, H.G. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 49 Wels, mit Erläuterungen 1997. – Wien (Geol. B.-A.).
- KRENMAYR, H.G. (1999): Die Nierental-Formation der Oberen Gosau-Gruppe (Oberkreide–Paleozän, Nördliche Kalkalpen) in Berchtesgaden: Definition, Fazies und Environment. – *Jb. Geol. B.-A.*, **141/4**, 409–447, Wien.

- KRENMAYER, H.G. & SCHNABEL, W. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1 : 200.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- KRENMAYER, H.G. (Red.) et al. (1999): Rocky Austria, eine bunte Erdgeschichte von Österreich. – 63 S., Wien (Geol. B.-A.).
- KRETSCHMER, F. (1990): Heimatbuch Adnet. 1. Band. Marmor aus Adnet. – 332 S., Salzburg (Salzburger Druckerei).
- KRISAI, R. (1975): Die Ufervegetation der Trumer Seen (Salzburg). – Diss. Botan., **29**, 127 S., Vaduz.
- KRISAI, R. (1979): Gutachten über Teilbereiche des Moorkomplexes Bürmoos – Zehmemoos – Weidmoos. – Unveröff. Gutachten Salzburger Landschaftsinventar, Moorkataster M-05 Flachgau, Archiv Amt d. Salzburger Landesreg., 5 S., Salzburg.
- KRISAI, R. (1987): Hammerauer Moor und Samer Mösl-Moore in der Großstadt. – Naturwiss. Forsch Salzburg, Jahrb. **10**, 128–134, Salzburg.
- KRISAI, R. (1988): Die Feuchtvegetation des Talbodens im Inneren Fuschertal (Fuscher Rotmoos und Käfertalmoor, Hohe Tauern, Salzburg). – Telma, **18**, 175–191, Hannover.
- KRISAI, R. (1998): Moore im Ostalpenraum. Entstehung und Vegetation. – Telma, **25**, 11–24, Hannover.
- KRISAI, R. & FRIESE, G. (1986): Aufbau und Genese der Wenger Moore am Wallersee. – Stud. Forsch. Salzburg, **2**, 335–341, Salzburg.
- KRISAI, R. & SCHMIDT, R. (1983): Die Moore Oberösterreichs. – 298 S., Linz.
- KRISAI, R., BURGSTALLER, B., EHMER-KÜNKELE, U., SCHIFFER, R. & WURM, E. (1991): Die Moore des Ost-Lungtaus. – Sauteria, **5**, 240 S., 6 Karten, Salzburg.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1964): Das Mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **56**, 539–589, Wien.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLECHNER, G., SEIBERL, W., SLAPAN-SKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich. – 24 S., Geol. B.-A., Wien.
- KRZYSTYN, L. (2008a): Excursion 1. The Hallstatt pelagics – Norian and Rhaetian Fossilagerstaetten of Hallstatt. – In: Krzystyn, L. & Mandl, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events, Berichte Geol. B.-A., **76**, 91–98, Wien.
- KRZYSTYN, L. (2008b): An ammonoid-calibrated Tethyan conodont time scale of the Late Upper Triassic. – In: Krzystyn, L. & Mandl, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events, Berichte Geol. B.-A., **76**, 9–11, Wien.
- KRZYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1971): Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **137/2**, 284–304.
- KUHN, W. (1992): Paleozäne und untereozäne Benthos-Foraminiferen des bayerischen und salzburgischen Helvetikums – Systematik, Stratigraphie und Paläökologie. – Münchner Geowiss. Abh., **24(A)**, 224 S., München.
- KUHN, W. & WEIDICH, K.F. (1987): Neue mikropaläontologische Ergebnisse aus dem Paleozän des Haunsberg-Helvetikums (Salzburg, Österreich). – Paläont. Z., **61**, 181–201.
- KURZ, W. (1998, 1999): Berichte über geologische Kartierungen auf ÖK 126 Radstadt. – Aufnahmebericht und geologische Karte im Maßstab 1 : 10.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- LAHODYNSKY, R. (1991): Geologische Karte des Korein (ÖK 126 Radstadt), 1 : 10.000. – In: LAHODYNSKY, R. & FÜRLINGER, W.: „Mühlbauer Quelle“ bei St. Martin am Tennengebirge: Geologisch begründeter Vorschlag für eine Schutzgebietszone III, Traunkirchen.
- LAMBERT, R.St.J. (1970): A Potassium-Argon study of the margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. – Eclogae Geol. Helv., **63**, 197–205, Basel.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 51–67, Wien.
- LANGENSCHIEDT, E., OTHOLT, D., SCHWERD, K. & ZANKL, H. (1998): Geologische Karte von Bayern, Nationalpark Berchtesgaden 1 : 25.000. – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- LEIN, R. (1976): Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **184** (1975), 197–235, 6 Abb., Wien.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 117–128, Wien (Deuticke).
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic Times. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 85–102, Wien (Deuticke).
- 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.
- LEMOINE, M., BOILLOT, G. & TRICART, P. (1987): Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. – Geology, **15**, 622–625.
- LENHARDT, W.A. (1995): Regional earthquake hazard in Austria. – In: DUMA, G. (Ed.): Proc. of „10<sup>th</sup> European Conference on Earthquake Engineering“, 63–68, Balkema.
- 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, Wien.
- LERCHBAUMER, L. (2008): Petrographical, geochemical and geochronological investigations on the Variscan basement in the Kleinelendtal/Hohe Tauern (eastern Tauern Window, Austria). – Dipl.-Arb. Univ. Wien, 117 S., Wien
- LINNER, M. (1999): Die P-T-t Entwicklung der Eklogite im Schoberkristallin als Beleg für frühalpide kontinentale Subduktion im Ostalpinen Kristallin. – Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 1–167, Wien.
- LINNER, M. (2004): Geologische Manuskriptkarte des Bundeslandes Salzburg 1 : 100.000, Blatt östliche Schobergruppe und Sadniggruppe. – Kompilation unter Verwendung von BECK, HOLZER & VOHRZYKA (1958), EXNER (1962), FUCHS, LINNER & HEINISCH (1996) und SENARCLENS-GRANCY (1965). – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- LINNER, M. & FUCHS, G. (2005): Das Ostalpine Kristallin der Sadnig-Gruppe – mit einem Fragment einer unterostalpinen Decke am Südrand des Tauernfensters. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 2005 Gmünd, 155–158, Wien (Geol. B.-A.).
- LINNER, M. & REITNER, J.M. (2004): Geologische Manuskriptkarte der laufenden Landesaufnahme 1 : 50.000, Blatt 179 Lienz. – Archiv der Geol. B.-A., Wien.
- LINNER, M., THÖNI, M. & RICHTER, W. (2000): Exhumation history of eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Schober basement, Eastern Alps. – Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung 2000, **1**, 69, Köln.
- LINZER, H.-G., FRISCH, W. & RATSCHBACHER, L. (1990): Kinematisches Modell der Nördlichen Kalkalpen (Vortragskurzfassung). – Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallingeologie, S. 133, Graz.
- 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, (Elsevier) Amsterdam.
- LIPOLD, M.V., PETERS, C. F. & GÜMBELL, C. W. (1852, 1853): Geol. Special - Karte von Salzburg 1:144.000.- Blatt 5: Umgebungen von Salzburg (Aquarell; 37 x 25) und Blatt 8: Umgebungen von Saalfelden (Aquarell; 38 x 25). – Archiv Geol.B.-A., Wien.
- LÖFFLER, S.-B. & NEBELSICK, J.H. (2001): Paleogeological aspects of the Lower Oligocene Paisslberg Formation of Bad Häring (Lower Inn Valley, Tyrol) based on mollusks and carbonates. – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W.: Paleogene of the Eastern Alps, 641–670, Österr. Akad. Wiss., Wien.
- LORENZ, J.A. (1858): Allgemeine Resultate aus der pflanzengeographischen und genetischen Untersuchung der Moore im präalpinen Hügellande. – Salzburgs Flora, **14/18/19/28**, 206–374, Regensburg.
- LOTH, G., EICHHORN, R., HÖLL, R. & KENNEDY, A. (1997): Age and evolution of the Stubach Group (Tauern Window, Eastern Alps): U-Pb-SHRIMP results of Zircons from several gneiss types. – Ber. Dtsch. Min. Ges., **9**, 230.
- LOTH, G., EICHHORN, R., SCHAUDER, P., HÖLL, R. & KENNEDY, A. (1999): U-Pb SHRIMP data from the Wildschönau ophiolite complex: Evidence for Cambro-Ordovician rifting in the Western Greywacke Supergroup (Eastern Alps). – Ber. Dt. Min. Ges. Beih. 1 z. Eur. Mineral. **11**, 149, Stuttgart.
- LÜRZER, E. (1956 a): Das Spätglazial im Egelseegebiet (Salzachtalvorlandgletscher). – Zschr. Gletscherkde. Glazialgeol., **8/1**, 83–91, Innsbruck.
- LÜRZER, E. (1956 b): Die postglaziale Waldgeschichte des Salzburger Vorlandes. – Mitt. Ges. Salzburger Landes., **96**, 223–254, Salzburg.

- MAGER, D. (1985): Geologische Karte der Rieserfernergruppe zwischen Magerstein und Windschar (Südtirol). – Schlern, **59**, 358–379, Bozen.
- MANATSCHAL, G., MÜNTENER, O., BERNOULLI, D. & DESMURS, L. (2002): Birth and Early Evolution of Alpine Ocean Basins: Evidence of remnants of an Ocean-Continent-Transition Preserved in the Totalp, Err-Platta and Malenco units in SE-Switzerland and N-Italy (Central Alps). – Field Guide Swiss Academy of Natural Sciences 2002 (Davos), 52 S., Davos.
- MANCKTELOW, N.S., STÖCKLI, D.F., GROLLMUND, B., MÜLLER, W., FÜGENSCHUH, B., VIOLA, G., SEWARD, D. & VILLA, I.M. (2001): The DAV and Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window. – Int. J. Earth Sciences, **90**, 593–622, Stuttgart.
- MANDL, G.W. (1984a): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 133–176, Wien.
- MANDL, G.W. (1984b): Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **77** (1984), 1–31, Wien.
- MANDL, G.W. (1996): Manuskriptkarte 1 : 25.000, Grimming-Südseite. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. (1998): Geologische Karte der Dachsteinregion 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A. und Umweltbundesamt).
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92** (1999), 61–78, Wien.
- MANDL, G.W. (2001): Geologie der Dachsteinregion. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **21**, 13–37, 2 Beil. (geol. Kt., Profilschnitte), Wien (Geol. B.-A.).
- MANDL, G.W. & KRYSSTYN, L. (2008): Excursion 3. The Dachsteinreef of the Gosaukamm – An Upper Triassic carbonate platform margin. – In: KRYSSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events, Berichte Geol. B.-A., **76**, 111–116, Wien.
- MANDL, G.W. & MATURA, A. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 127 Schladming. – Wien (Geol. B.-A.).
- MANDL, G.W., HOLZER, H.L., LOBITZER, H. & PIROS, O. (1987): Das kalkalpine Stockwerk der Dachstein-Region. – In: MATURA, A. (Ed.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987, Blatt 127 Schladming, 46–85, Wien (Geol. B.-A.).
- MARSCH, F.W. (1983): Spodumenkristalle in einem Pegmatit der Kreuzeckgruppe. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **129**, 13–18, Wien.
- MATURA, A. (1987): Schladminger Kristallinkomplex. – In: Tagungsband der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987, Blatt 127 Schladming, 13–24, Wien (Geol. B.-A.).
- MAVRIDIS, A. & MOSTLER, H. (1970): Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung. – Festbd. Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 523–546, Innsbruck.
- MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Postglacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – Proc. VII INQUA Congr. 14, Univ. Colorado Studies, Ser. In Earth Sci., **7**, 143–165, Denver, Öst. Z. Elektrizitätswirtschaft, **21**, 397–405, Wien.
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. – Lithos, **65**, 69–112.
- METZ, K. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 129 Donnersbach. – Wien (Geol. B.-A.).
- MEYER, J. (1977): Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tschiernock (Kärnten). – Unpubl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 138 pp, Wien.
- MHVÖ (2005): Mineralische Rohstoffe Schaubergwerke in Österreich. – Montanhistorischer Verein für Österreich, BM für Wirtschaft und Arbeit, Folder, Leoben.
- MIGNON, K. (1968): Zur Geologie im Raum der Oberstufe des Gerloswerkes. – Öst. Z. Elektrizitätswirtschaft, **21**, 391–397, Wien.
- MILLER, Ch. (1974): On the metamorphism of the eclogites and high grade blueschists from the Penninic terrane of the Tauern window, Austria. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **54**, 371–384, Zürich (Stäubli).
- MILLER, Ch. (1977): Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **24**, 221–277, Wien.
- MILLER, Ch., SATIR, M. & FRANK, W. (1980): High-pressure metamorphism in the Tauern window. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 89–97, Wien.
- MILLER, H., LEDOUX, H., BRINKMEIER, I. & BEIL, F. (1984): Der Nordweststrand des Tauernfensters – stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. – Z. Dt. Geol. Ges., **135**, 627–644, Hannover.
- MILLER, Ch., KONZETT, J., TIEPOLO, M., ARMSTRONG, R.A. & THÖNI, M. (2007): Jadeite-gneiss from the Eclogite Zone, Tauern Window, Eastern Alps, Austria: Metamorphic, geochemical and zircon record of a sedimentary protolith. – Lithos, **93**, 68–88.
- MILNES, A.G. (1974): Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A New Working Hypothesis. – Geol. Soc. Am. Bull., **85**, 1727–1732.
- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Die oberjurassische Karbonatplattformentwicklung im Bereich der Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) – eine Rekonstruktion auf der Basis von Untersuchungen polymikter Brekzienkörper in pelagischen Kieselsedimenten (Sillenkopf-Formation). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **2000**, Heft 1/2, 117–143, Stuttgart.
- MOJSISOVICS, E. v. (1903): Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. – In: SUSS, E. (Hrsg.): Bau und Bild Österreichs., 383–391, Wien – Leipzig (Tempisky-Freytag).
- MOJSISOVICS, E. v. & SCHLOENBACH, U. (1868): Das Verhalten der Flyschzone zum Nordrand der Kalkalpen zwischen dem Traun- und Laudach-See bei Gmunden. – Verh. Geol. R.-A., **1868**, 212–216, Wien.
- MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANA, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – Quaternary Research, **68**, 284–302.
- MOOSLEITNER, G. (2004): Fossilien sammeln im Salzburger Land. Ein Führer zu klassischen und neuen Fundstellen. – 224 S., Wiebelsheim (Edition Goldschneck, Verlag Quelle & Meyer).
- MOSER, M. (2003a): Kompilation der Bundesländer Salzburg – Oberösterreich unter Verwendung von BECHTOLD & GADERMAYER (1990), JARITZ (1997), POSCHER (1987), TICHY (1977, 1979), GANSS et al. (1988), HÄUSLER (1980, 1981), KLAPPACHER & TICHY (1985), GOLDBERGER (1955), HEISSEL (1945, 1953), TRAUTH (1925), ROSSNER (1971), LAHODYNSKY (1991). – Nur digital verfügbar, Wien (Geol. B.-A.).
- MOSER, M. (2003b): Kompilation der Bundesländer Salzburg – Oberösterreich unter Verwendung von: MOSHAMMER (1988), SCHWINGENSCHLÖGL (1986), GEYER & VACEK (1918), SCHÖLLNBERGER (1973), TOLLMANN (1960), STEIGER (1980), VAN HUSEN (1968, 1977), BÖHM (1988), MANDL (1996), SAPUSEK & SUETTE (1987), KOHL (1990), BRAUMÜLLER et al. (1974), GEYER & ABEL (1913) und GATTINGER (1953). – Nur digital verfügbar, Wien (Geol. B.-A.).
- MOSER, M. (2004): Geologische Manuskriptkarte des Bundeslandes Salzburg 1 : 100.000, Blatt Lasöringgruppe. – Kompilation unter Verwendung von SCHMIDEGG (1966), SENARCLENS-GRANCY (1965) & CORNELIUS (keine Jahresangabe). – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- MOSHAMMER, B. (1988): Zur Geologie im Bereich der Seismikprofile (Nördliche Kalkalpen zwischen Attersee und Hetzau). – OMV-Ber., Wien.
- MOSTLER, H. (1966a): Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, 157–170, Wien.
- MOSTLER, H. (1966b): Conodonten aus der Magnesitlagerstätte Entachen-Alm. – Ber. Naturw.-Med. Ver. Innsbruck, **54**, 21–31, Innsbruck.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. österr., **18** (1967), 89–150, Wien.
- MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 155–162, Wien.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. – Geol. Palaeont. Mitt. Innsbruck, **7/3**, 1–28, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Ökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – Facies, **10**, 87–144, Erlangen.

- MOSTLER, H., HEISSEL, G. & GASSER, G. (1982): Untersuchung von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **1**, 77–83, Wien.
- MÜLLER, W., MANCKTELOW, N.S. & MEIER, M. (2000): Rb-Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites: an example from the DAV fault of the Eastern Alps. – Earth Planet. Sci. Lett., **180**, 359–362, Amsterdam.
- MÜLLER-DEILE, G. (1940): Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd., **84**, Abt. B, 330–378, Stuttgart.
- MUTSCHLECHNER, G. (1956): Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **48**, 155–165, Wien.
- NEES, St. (1989): Erläuterungen zur Geologischen Karte und geologische Untersuchungen im Gebiet des westlichen Steinernen Meeres. – Unveröff. Dipl.-Arb., 60 S., 4 Beil., 39 Abb., Ludwig-Maximilian Universität, München.
- NEUBAUER, F. (1980): Zur tektonischen Stellung des Ackerlkrystallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **73**, 39–53, Wien.
- 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.
- NEUBAUER, F. (2004): Formation of an intra-orogenic transtensional basin: the neogene Wagrain Basin in the Eastern Alps. – In: HUBMANN, B. & PILLER, W.E. (Hrsg.): PANGEO Austria 2004: „Erdwissenschaften und Öffentlichkeit“: Beitragskurzfassungen, Ber. Inst. Geol. Paläont. Univ. Graz, 287–290, Graz.
- NEUBAUER, F. & DALLMEYER, R.D. (1994): The Ackerl Metamorphic complex: A Late Variscan Metamorphic Nappe within the Austroalpine Unit of the Eastern Alps. – L. Czech Geol. Soc., **39**, 77–79.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rundschau, **73/1**, 149–174.
- NOWOTNY, A. (1976): Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung. – Unveröff. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 160 pp, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 115–145, Wien.
- OBERHAUSER, R. (Hrsg.) (1980): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 699 S., ill., Wien (Springer)
- OBERHÄNSLI, R. (Ed.) (2004): Metamorphic structure of the Alps, scale 1:1000000. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **149**, supplement.
- OBERHÄNSLI, R. & GOFFÉ, B. (2004): Explanatory notes to the Map: Metamorphic structure of the Alps – Introduction. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **149**, 115–123, Wien.
- OHNESORGE, Th. (1903): Der Schwazer Augengneis. – Jb. Geol. R.-A., **53**, 373–384, Wien.
- OHNESORGE, Th. (1908): Über die Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbüheler Alpen ect. – Verh. Geol. R.-A., **1908**, 119–136, Wien.
- ÖNORM (2002): Belastungsannahmen im Bauwesen – Außergewöhnliche Einwirkungen – Erdbebeneinwirkungen, Grundlagen und Berechnungsverfahren. – ÖNORM B 4015, Österreichisches Normungsinstitut (ON), ICS 91.010.30, 91.120.25, 59 S.
- ORTNER, H. & STINGL, V. (2001): Facies and basin development of the Oligocene in the lower Inn Valley, Tyrol/Bavaria. – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W.: Paleogene of the Eastern Alps, 153–196, Österr. Akad. Wiss., Wien.
- ORTNER, H., USTASZEWSKI, M. & RITTNER, M. (2008): Late Jurassic tectonics and sedimentation: breccias in the Unken syncline, central Northern Calcareous Alps. – Swiss. J. Geosci., Basel (Birkhäuser).
- ÖSAG & Land Salzburg (1996): B 311 Pinzgauer Straße Umfahrung Zell am See. – 38 S., Salzburg.
- PAAR, W.H., GÜNTHER, W. & GRUBER, F. (2006): Das Buch vom Tauerngold. – 2. aktualisierte, mit zahlr. Erg. vers. Aufl., 568 S., Salzburg (Pustet).
- PAK, E. & SCHAUBERGER, O. (1981): Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. – Verh. Geol. B.-A., **1981/2**, 185–192, Wien.
- PANWITZ, C. (2006): Provenienzanalyse an paläozoischen Metasedimenten der Ostalpen mit dem Schwerpunkt in der Nördlichen Grauwackenzone (Petrographie, Glimmerchemie, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Datierung). – 148 S., Unveröff. Diss., Halle.
- PAPP, A., GRILL, R., JANOSCHEK, R., KAPOUNEK, J., KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 9–27, Wien.
- PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J. (1973): M2 Ottangängen. Die Innviertler, Salgotarjaner, Bantapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **3**, 841 S., Bratislava.
- PARTRIDGE, T.C. (Ed.; 1997): The Plio-Pleistocene Boundary. – Quaternary International, **40**, 100 S., Pergamon.
- PATZELT, G. (1975): Unterinntal-Zillertal-Pinzgau-Kitzbühler Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. – Innsbr. Geogr. Stud., **2** (Exkursionsführer Tirol), 309–329, Innsbruck.
- PAVLIK, W. (2003): Provisorische geologische Karte von Österreich 1 : 50.000, Blatt 92 Lofer. – Erstellt unter Verwendung von: GANSS (1975, 1978), HÄUSLER & BERG (1980), POSCHER (1983), PILLER & LOBITZER (1979) & NEES (1989). – Archiv der Geol. B.-A (auch digital verfügbar), Wien.
- PEER, H. (1982): Aufnahmebericht 1982 Blatt 124 Saalfelden. – Aufnahmebericht und geologische Karte im Maßstab 1 : 25.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- PEER, H. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt Saalfelden (124). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 310–311, Wien.
- PEER, H. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 243–262, Wien.
- PEER, H. & ZIMMER, W. (1976–1977): Geologische Karte der Nordrahmenzone der Hohen Tauern zwischen Gasteinertal und östlichem Großarlal 1 : 25.000. – In: PEER, H. & ZIMMER, W. (1980): Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern, Jb. Geol. B.-A., **123**, Wien.
- PEER, H. & ZIMMER, W. (1980): Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf – Großarlal). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 411–466, Wien.
- PEINDL, P. & HÖCK, V. (1993): U/Pb and 207/206Pb-dating of Zircons from the Habach-Formation (Central Tauern Window, Austria). – Terra Nova, **5** (suppl 1), 392–393.
- PENCK, A. (1921): Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse nördlich Innsbruck. – Abh. der Preußischen Akad. d. Wiss., **135** S., Berlin.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 1199 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PERESSON, H. (1992): Kinematische Analyse der Wolfgangseestörung (Kalkalpen, Oberösterreich). – TSK IV – Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, Frankfurter geowiss. Arb., Ser. A, **11**, 277–279, Frankfurt.
- PESTAL, G. (1983): Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den Mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und Felbertales (Pinzgau, Salzburg). – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 117 S., Wien
- PESTAL, G. (1989) & THIELE, O. (1996): Geologische Manuskriptkarte der laufenden Landesaufnahme 1 : 50.000, Blatt 150 Mayrhofen. – Archiv der Geol. B.-A., Wien.
- PESTAL, G. (2004): Geologische Manuskriptkarte des Bundeslandes Salzburg 1 : 100.000, Blatt Ebene Reichenau. – Kompilation unter Verwendung von PISTOTNIK (2003) und BECK-MANNAGETTA (1959). – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- PESTAL, G., BRÜGGEMANN-LEDOLTER, M., DRAXLER, I., EIBINGER, D., EICHBERGER, H., REITER, CH. & SVECIK, F. (1999): Ein Vorkommen von Oberkarbon in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **141**, 491–502, Wien.
- PESTAL, G., RATAJ, W., REITNER, M.J. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. Mit Erläuterungen (SCHUSTER et al., 2006). – Wien (Geol. B.-A.).
- PETRAKAKIS, K. (1978): Der Stubachtal Ultramafitit-Komplex (Salzburg, Österreich). – Tschermarks Mineral. Petrogr. Mitt., **25**, 1–32.
- PETTERS, V. (1936): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. – Petroleum, **32/5**, 10–12, Berlin – Wien.
- PIA, J. (1943): Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe (Oberdonau). – Ann. Naturhistor. Mus. Wien, **53**, 5–155, Wien.
- PIBER, A. (2006): The metamorphic evolution of the Austro-Alpine nappes North of the Tauern Window (Innsbruck Quarzphyllite Complex – Patscherkofel Crystalline Complex – Kellerjochgneis and Wildschönau schist). – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **152**, 70–74.

- PILLER, W.E. (1976): Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes (Obertrias) am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau im Almtal, Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **23**, 113–152, Wien.
- PILLER, W.E. & LOBITZER, H. (1979): Die obertriassische Karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1979**, 171–180, 3 Abb., Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolge). – Österr. Akad. Wiss. u. Österr. Strat. Komm., Wien.
- PIPPAN, Th. (1967): Die Stadterrassen von Salzburg. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., **109**, 115–128, Wien.
- PIRKL, H. (1961): Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **104**, 1–150, Wien.
- PIRKL, H.R. (1989): Erarbeitung der Zusammenhänge zwischen Hanginstabilitäten und -labilitäten, Hangwasserhaushalt und Massenbewegungen in Teilen des Zentralalpenkristallins (Glemmtal). – Jahresbericht Rohstoffforschung BMWuF, 101 S., 9 Beil., 68 Abb., Wien (Österr. Akad. d. Wiss. – Geol. B.-A.).
- PISTOTNIK, J. (1974): Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **66–67**, 127–141, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 183 Radenthein. – Wien (Geol. B.-A.).
- PISTOTNIK, J. (2003): Geologische Manuskriptkarte der laufenden Landesaufnahme 1 : 50.000, Blatt 184 Ebene Reichenau. – Archiv der Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich). – 92 S., Wien (Geol. B.-A.).
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein – Berchtesgaden. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**, 304–324, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1979): Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1979/2**, 181–194, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 50.000 Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut. – 75 S., 17 Abb., 2 Taf., 1 geol. Karte, Wien (Geol. B.-A.).
- PLÖCHINGER, B. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 Bl. 95 St. Wolfgang im Salzkammergut, mit Erläuterungen 1982. – Wien (Geol. B.-A.).
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 Bl. 94 Hallein, mit Erläuterungen 1990. – Wien (Geol. B.-A.).
- PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 50.000 Blatt 94 Hallein. – 76 S., 8 Abb., 2 Taf., 1 geol. Karte, Wien (Geol. B.-A.).
- PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R. (1956): Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1956/3, 275–283, Wien.
- POGORIUTSCHNIGG, B. (1997): Petrologie und Geologie der Metabasite der Nördlichen Grauwackenzone (Wörgl / Tirol). – Unveröff. Dipl.-Arb., Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- POISEL, R. (1998): Kippen, Sacken, Gleiten. Geomechanik von Massenbewegungen und Felsböschungen. – Felsbau, **16**, 135–140.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „hart auf weich“. – Felsbau, **7**, 16–20.
- POPP, F. (1984): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Schieferhülle der Hohen Tauern im Gerlostal. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 235–268, Wien.
- POSCHER, G. (1983): Strukturgeologische Untersuchungen in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Wildem Kaiser und Steinernem Meer. – Kat. Ber., 29 S., 12 Beil., Innsbruck.
- POSCHER, G. (1987): Quartärgeologische Kartierung des Saalfelder Beckens auf Blatt 123 Zell/See sowie Blatt 124 Saalfelden, 1 : 10.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- PREISINGER, A., ZOBETZ, E., GRATZ, A.J., LAHODYNSKY, R., BECKE, M., MAURITSCH, H.J., EDER, G., GRASS, F., RÖGL, F., STRADNER, H. & SURENIAN, R. (1986): The Cretaceous/Tertiary boundary in the Gosau Basin, Austria. – Nature, **322**, 794–799.
- PREY, S. (1941): Über die Katschbergschiefer. – Verh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Verh. Geol. B.-A.), **1941**, 115–119, Wien.
- PREY, S. (1953): Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O.Ö.). – Jb. Geol. B.-A., **96**, 301–343, Wien.
- PREY, S. (1959): Zwei Tiefbohrungen der Stieglbrauerei in Salzburg. – Verh. Geol. B.-A., **1959**, 216–224, Wien.
- PREY, S. (1964): Die Matreier Zone in der Sadniggruppe. – In: Exner, Ch. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe, 131–151, Wien (Geol. B.-A.).
- PREY, S. (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- PREY, S. (1973): Der südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 67–94, Wien.
- PREY, S. (1975a): Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 1–25, Wien.
- PREY, S. (1975b): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an den flyschartigen Serien des östlichen Tauernnordrandes. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 291–295, Wien.
- PREY, S. (1980): Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1 : 50.000. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 281–325, Wien.
- PREY, S. (1983): Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschlifgrabens südöstlich von Gmunden (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 95–127.
- PREY, S. (1984): Das Helvetikum von Ohlsdorf-Oberweis an der Traun nördlich Gmunden (OÖ). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 497–511, Wien.
- PRIEWALDER, H. & SCHUHMACHER, H. (1976): Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 95–113, Wien.
- QUADT, A. v. (1992): U-Pb Zircon and Sm-Nd geochronology of mafic and ultramafic rocks from the central part of the Tauern Window (Eastern Alps). – Contrib. Mineral. Petrol., **110**, 57–67.
- RAKUS, M. (1999): Lower Liassic (Hettangian) Ammonites from Zlambach Graben near Bad Goisern, Upper Austria. – Abh. Geol. B.-A., **56/2**, 329–341, Wien.
- RASSER, M., VASICEK, Z., SKUPIEN, P., LOBITZER, H. & BOOROVA, D. (2003): Die Schrambach-Formation an ihrer Typlokalität (Unterkreide, Nördliche Kalkalpen, Salzburg): Lithostratigraphische Formalisierung und „historische“ Irrtümer. – In: PILLER, W.E. (Hrsg.): Stratigraphia Austriaca, Schriftenr. Erdwiss. Kommission Österr. Akad. Wiss., **16**, 193–216, Wien.
- RASSER, M.W. & PILLER, W.E. (1999): Kroisbachgraben und Frauengrube: Lithostratigraphische Typuslokalitäten für das paläogene Helvetikum in Salzburg. – Abh. Geol. B.-A., **56/2**, 713–722, Wien.
- RASSER, M.W., LESS, G. & BADI-BEKE, M. (1999): Biostratigraphy and facies of the Late Eocene in the Upper Austrian Molasse Zone with special reference to the Larger Foraminifera. – Abh. Geol. B.-A., **56/2**, 679–698, Wien.
- RATSCHBACHER, L., DINGELDEY, C., MILLER, C., HACKER, B.R. & MCWILLIAMS, M.O. (2004): Formation subduction and exhumation of Penninic oceanic crust in the Eastern Alps: time constraints from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology. – Tectonophysics, **394**, 155–170.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, PH. & COBBOLD, P. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part I. Boundary conditions and experiments scaled for gravity. – Tectonics, **10**, 257–271.
- REIJMER, J.J.G. (1991): Sea level and sedimentation on the flanks of carbonate platforms. – Diss. Geol. Inst. Univ. Amsterdam, 162 S., Amsterdam.
- REISER, H. (1987): Die Foraminiferen der bayerischen Oligozän-Molasse. Systematik, Stratigraphie und Paläobathymetrie. – Zitteliana, **16**, 3–131, München.
- REITNER, J.M. (2003): Quartärgeologische Karte des nördlichen Kitzbüheler Achantales und der Talfurche von Ellmau – Scheffau mit dem Südrand des Wilden Kaisers 1 : 25.000 und Quartärgeologische Karte des Talkessels von Hopfgarten und des Spertentals 1 : 25.000. – In: REITNER, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i. T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial.

- REITNER, J.M. (2005): Quartäre Geologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riß bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6–2). – Unveröff. Diss. Fak. Geowiss., Geogr., Astr. Univ. Wien, 182 S., 13 Abb., 6 Tab., 3 Beil., Wien.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1989): Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 761–774, Wien.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1992): Palynological evidence for Lower Ordovician rocks (Tremadoc and Arenig) in the Northern Greywacke Zone (Eastern Alps). – *Terra Nova*, **4/2**, 198–203.
- REITZ, E., HÖLL, R., HUPAK, W. & MEHLTRETTER, CH. (1990): Palynologischer Nachweis von Unterkreide in der Jüngeren (Oberen) Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 611–618, 1 Abb., 2 Tafeln, Wien.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G. (1940): Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). – *Z. Dt. Geol. Ges.*, **92**, 416–430, Berlin.
- RISCH, H. (1993): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West. – 132 S., München (Bayer. Geol. Landesamt).
- ROCKENSCHAUB, M. (1986): Geologische und Geochronologische Untersuchungen im Grenzbereich Wölzer Kristallin-Schladminger Kristallin in den nördlichen und östlichen Schladminger Tauern. – Unveröff. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 140 S., Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., KOHLENPRAT, B. & NOWOTNY, A. (2003): Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum und Patsherkofelkristallin. – In: Arbeitstagung Geol. B.-A. 2003, Blätter 148 Brenner und 175 Sterzing, 41–57, Wien (Geol. B.-A.).
- ROETZEL, R., RUPP, CH. & STEININGER, F.F. (1991): E/1: Lukasedt-Dreimühlen. – In: ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.) (1991): Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken, Österr. Paläont. Ges., 216 S., Wien.
- RÖGL, F. & RUPP, CH. (1996): Stratigraphie in der Molassezone Oberösterreichs. – In: EGGER, H., HOFMANN, TH. & RUPP, CH. (Eds., 1996): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs, Wandertagung Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer, **16**, 1–121, 49 Abb., Wien.
- ROMER, R.L. & SIEGESMUND, S. (2003): Why allanite may swindle about its true age. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**, 297–307, Berlin.
- RONIEWICZ, E. (1989): Triassic Sceractinian Corals of the Zlambach Beds, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Klasse*, **126**, 152 p., Wien.
- RONIEWICZ, E., MANDL, G.W., EBLI, O. & LOBITZER, H. (2007): Early Norian Scleractinian Corals of the Dachstein Limestone of Feisterscharte, Southern Dachstein Plateau (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, **147**, Wien.
- ROSSNER, R. (1972): Die Geologie des nordwestlichen St. Martin Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). – *Erlanger geol. Abh.*, **89**, 57 S., Erlangen.
- ROSSNER, R. (1976): Neue Daten zur Mikrofazies und Mikrofauna der karbonatischen zentralalpinen Trias der Nördlichen Radstädter Tauern. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1976**, 541–557, Stuttgart.
- ROSSNER, R. (1979): Geologische Karte der Lackenkogelzone und des Quarzphyllitsüdrahmens zwischen Enns- und Taurachtal 1 : 25.000. – In: ROSSNER, R. (1979): Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (Nördliche Radstädter Tauern, Österreich), *Jb. Geol. B.-A.*, **122**, Heft 2, 253–387, Wien.
- RUPP, CH. (2008): Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Wien (Geol. B.-A.).
- RUPP, CH. (2008): Geologische Karte d. Republik Österreich 1 : 50.000 Bl. 47 Ried im Innkreis, mit Erläuterungen 2008. – Wien (Geol. B.-A.).
- RUPP, CH. (2009): Die Molassezone von Salzburg und Oberösterreich (Exkursion D am 16. April 2009). – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, N.F. **91**, 1–43, 22 Abb., Stuttgart.
- RUPP, CH., ROETZEL, R., KRENMAYR, H.-G. & VAN HUSEN, D. (2007): Übersicht über die Geologie von Blatt Ried. – In: EGGER, H. & RUPP, CH.: Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. Arbeitstagung d. Geol. Bundesanst. 2007, 227–246, Wien (Geol. B.-A.).
- SACHSENHOFER, R.F. (1989): Zur Inkohlung des Ennstalertiärs. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, **197**, 333–342, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. (1989): Das Inkohlungsbild im Jungtertiär der Norischen Senke (Östliche Zentralalpen, Österreich) und seine paläogeothermische Deutung. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/2**, 489–505, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. (2000): Geodynamic Controls on Deposition and Maturation of Coal in the Eastern Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, 185–194, Wien.
- SALCHER, B. (2005): Die Würmzeitlichen Ablagerungen des Salzachgletschers in der Umgebung des Ibmer Moores. – *Dipl.-Arb., Fak. Geowiss., Geogr., Astr.*, 113 S., Univ. Wien.
- SANDERS, D. & OSTERMANN, M. (2006): Depositional setting of the sedimentary rocks containing the „warm-interglacial“ fossil flora of the Höttinger Brekzie (Pleistocene, Northern Calcareous Alps, Austria): a reconstruction. – *Veröff. Tirol. Landesm. Ferdinandeum*, **86**, 91–118, Innsbruck.
- SAPUSEK, W. & SUETTE, G. (1987): Blatt 128 Gröbmung: Auszug aus der digitalen Datenbasis: Kompilierte Geologische Karte 1 : 50.000. – *Archiv Geol. B.-A.*, Wien.
- SASSI, F.P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A. (1974): The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1974/7**, 421–434, Stuttgart.
- SATTERLEY, A.K. (1994): Sedimentology of the Upper Triassic Reef Complex at the Hochkönig Massif. – *Facies*, **30**, 119–150, Erlangen.
- SATTERLEY, A.K. (1996): The interpretation of cyclic successions of the Middle and Upper Triassic of the Northern and Southern Alps. – *Earth Science Reviews*, **40**, 181–207, Amsterdam.
- SCHÄFFER, G. (1976): Einführung zur geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 96 Bad Ischl. – In: Gattinger, T. et al.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1976, 6–26, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 96 Bad Ischl. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHANTL, H. (1992): Pollenanalytische Untersuchungen zur Spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Saalach- und Salzachtal. – *Diss. Naturwiss. Fak. Innsbruck*, 44 S., Innsbruck.
- SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **7**, 217–254, Wien.
- SCHAUDER, P. (2002): Ordovizische Entwicklungen im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung mafischer und ultramafischer Magmatite. Geochemische, isotopengeologische und geochronologische Untersuchungen. – *Münchner Geol. Hefte*, **A30**, 103 S., München.
- SCHEDL, A. (1981): Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostalpinen Altkristallin der Schladminger Tauern. – *Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 209 S., Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P. & RABEDER, J. (2001): Systematische Erhebung von Bergbauen und Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet („Bergbau-/Haldenkataster“) – Bundesland Salzburg. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-040/99, *Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv / FA Rohstoffgeol.*, 130 Bl., 17 Abb., 9 Tab., 1 Anl., 27 Beil. (2 Bde.), 1 Anh. (2 Bände), Wien.
- SCHNEIDER (1960): Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbau-stud. Wien*, **11**, 67–110, Wien.
- SCHERBACHER, M., SCHMIEDL, G. & HEMLEBEN, C. (2001): Early Oligocene benthic foraminifera from the Lower Inn Valley area: implications for the paleoenvironmental evolution of the Inneralpine Molasse. – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W.: *Paleogene of the Eastern Alps*, 611–640, *Österr. Akad. Wiss.*, Wien.
- SCHERMAIER, A. (1991): Geologisch-petrographische Untersuchungen zur präalpidischen Entwicklung des Tauernfensters am Ostrand des Venedigermassivs (Hohe Tauern). – *Jb. Geol. B.-A.*, **134**, 345–367, Wien.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – *Tectonophysics*, **272**, 315–333, Amsterdam.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum. – *Abh. Geol. B.-A.*, **43**, 1–149, 70 Abb., 20 Tab., Wien.

- SCHLAGER, W. (1967): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich) II. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **17** (1966), 205–282, Wien.
- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – Geol. Rundschau, **59/1**, 289–308.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic Sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, eastern Alps). – *Sedimentology*, **20**, 65–89, Amsterdam.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLBERGER, W. (1974): Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66–67** (1973–1974), 165–193, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. & EBEL, O. (1999): New Results on Microfacies, Biostratigraphy and Sedimentology of Late Jurassic – Early Cretaceous platform carbonates of the Northern Calcareous Alps. Part I: Tressenstein Limestone Plassen Formation. – Abh. Geol. B.-A., **56/2**, 379–418, 4 fig., 8 tab., 12 pl., Wien (Geol. B.-A.).
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2003): Die Plassen-Formation der Typlokalität (Salzkammergut, Österreich) – neue Daten zu Fazies, Sedimentologie und Stratigraphie. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **46**, 1–34, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., ŠVÁBENICKÁ, L. & LOBITZER, H. (2003): An occurrence of Paleocene reefal limestone in the Zwieselalm Formation of Gosau (Upper Austria). – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Gmündner Geo-Studien, **2**, 173–180, 2 text-figures, 2 plates, 1 tab., Gmunden.
- SCHMEIDL, H. (1977): Die Moorkommen; pollenanalytische Untersuchungen. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern Blatt 8140 Prien a. Chiemsee und zum Blatt 8141 Traunstein, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- SCHMEIDL, H. (1983): Die Moorkommen des Kartenblattes Nr. 8040 Eggstätt. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000 Blatt Nr. 8040 Eggstätt, 82–101, München.
- SCHMID, ST.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Ecolage geol. Helv.*, **97**, 93–117, Basel (Birkhäuser).
- SCHMIDEGG, O. (1961): Geologische Übersicht der Venedigergruppe. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1961**, 34–55, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1966): Geologische Manuskriptkarte Blatt 177 St. Jakob im Deferegggen (italienischer Anteil), 1 : 50.000. – *Archiv Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHMIDT, R. (1979): Die Sedimente der Bucht von Blinkling am Wolfgangsee und ihre Aussage über das spät- und postglaziale Klimageschehen im Salzkammergut. – *Anz. math.-natw. Klasse Österr. Akad. Wiss.*, **8**, 202–210, Wien.
- SCHMIDT, R. (1986): Zur spät- und nacheiszeitlichen Geschichte der Trumer Seen. – *Stud. Forsch. Salzburg*, **2**, 459–469, Salzburg.
- SCHNABEL, W. (1979): Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzonen. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 1979, 17–42, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHÖLLBERGER, W. (1973): Zur Verzahnung von Dachsteinkalkfazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **22**, Wien.
- SCHÖNHOFER, R. (1999): Das ostalpine Altkristallin der westlichen Lasörlinggruppe (Osttirol, Österreich): Kartierung, Stoffbestand und tektonometamorphe Entwicklung. – *Erlanger geol. Abh.*, **130**, 1–128, Erlangen.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1975): Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **79**, 47–55, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A. Wien*, **33**, 124 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., EXNER, Ch. & NOWOTNY, A. (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 115–146, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. & ZEZULA, G. (1975): Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975**, 253–269, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., FRISCH, W. & FLAJS, G. (1975): Neue Fossilfunde aus dem Hochsteigenmarmor (Tauernfenster, Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1974**, 111–128, Stuttgart.
- SCHRAMM, J. (2007): Salzburg im geologischen Kartenbild – historisch und modern. – *Geo. Alp.*, Sonderband **1**, 111–134, Innsbruck.
- SCHRAMM, J.M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**, 379–384, Wien.
- SCHREIBER, H. (1913): Die Moore Salzburgs in naturwissenschaftlicher, geschichtlicher, landwirtschaftlicher und technischer Beziehung. – 272 S., Staab (Deutsch-Österreichischer Moorverein).
- SCHROLL, K.M. (1797): Grundriß einer Salzburgerischen Mineralogie, oder kurzgefaßte systematische Anzeige der bis itzt bekannten Mineralien des Fürstenthums und Erzstifts Salzburg. – In: K.E. Freih. v. MOLL (Hrsg.): *Jb. Berg- und Hüttenk.*, **1**, 95–196, Salzburg.
- SCHROTT, L., IBETSBERGER, H., STEYRER, H.-P. & HEJL, E. (Hrsg.) (2008): Salzburg und Umgebung Neun Geo-Exkursionen. – *Natur- und Kulturerlebnispfänger der Universität Salzburg Band I*, 160 S., Vilsbiburg (Verlag Kibitz Buch).
- SCHULER, G. (1968): Mikrofazielle, sedimentologische u. paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – *Erlanger geol. Abh.*, **71**, 60 S., Erlangen.
- SCHULZ, B. (1989): Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Deferegggen-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 775–789, Wien.
- SCHULZ, B. (1992): Microstructures, mineral chemistry and P-T-deformation paths from micaschists in the hangingwall of a Variscan thrust (Steinkogel area, Eastern Alps, Austria). – *N. Jb. Miner. Abh.*, **1**, 1–28.
- SCHULZ, B. (1993): Mineral chemistry, geothermobarometry and pre-Alpine high-pressure metamorphism of eclogitic amphibolites and mica schists from the Schobergruppe, Austroalpine basement, Eastern Alps. – *Mineral. Mag.*, **57**, 189–202, Cambridge.
- SCHULZ, B., BOMBACH, K., PAWLIG, S. & BRÄTZ, H. (2004): Neoproterozoic to Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **93**, 824–843, Stuttgart.
- SCHULZ, B., SIEGESMUND, S., STEENKEN, A., SCHÖNHOFER, R. & HEINRICHS, T. (2001): Geologie des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters zwischen Virgental und Pustertal. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, **154**, 261–307, Stuttgart.
- SCHULZ, H.-M. (2003): Die westliche Zentral-Paratethys an der Wende Eozän/Oligozän. – *Clausthaler Geowiss.*, **3**, 130 S., Clausthal-Zellerfeld.
- SCHULZ, H.-M., BECHTEL, A., RAINER, T., SACHSENHOFER, R.F. & STRUCK, U. (2004): Paleooceanography of the western Central Paratethys during Early Oligocene nannoplankton zone NP23 in the Austrian Molasse Basin. – *Geol. Carpath.*, **55/4**, 311–323, Bratislava.
- SCHUMANN, W. (1969): Geochronologische Studien in Oberbayern. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl.*, **134**, München.
- SCHUSTER, R. (2004): Geologische Manuskriptkarte des Bundeslandes Salzburg 1 : 100.000, Blatt nördliche Kreuzeckgruppe. – *Kompilation unter Verwendung der Unterlagen von HOKE (1990, 1991)*. – *Archiv Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHUSTER, R. (2005): Die Ostalpinen Einheiten auf Kartenblatt Spittal a.d. Drau. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt Blatt 182 Spittal an der Drau. Gmünd / Kärnten, 12.–16. Sept. 2005, 39–61, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich*, **42** (1999), 37–58, Wien.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): The Permian Metamorphic Event in the Alps. – *Geology*, **36/8**, 303–306.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **45**, 111–141, Wien.
- SCHUSTER, R., KOLLER, F., HÖCK, V., HOINKES, G. & BOUSQUET, R. (2004): Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps – Metamorphic evolution of the Eastern Alps. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **149**, 175–199, Wien.
- SCHUSTER, R., FINGER, F., FRANK, W. & EGGER, H. (2007): Kristallingerolle aus verschiedenen tektonischen Einheiten im Bereich des Almtales (Oberösterreich): Petrologie, Geochemie, Geochronologie. – In: EGGER, H. & RUPP, Ch. (Red.): *Beiträge zur Geologie Oberösterreichs*, 41–56, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHWARZACHER, W. (2005): The stratification and cyclicity of the Dachstein Limestone in Lofer, Leogang and Steinernes Meer

- (Northern Calcareous Alps, Austria) – *Sedimentary Geology*, **181**, 93–106, 11 Abb., Amsterdam.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1986): Photogeologie und Bruchtektonik des Totengebirgsplateaus. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **32**, 79–103, Wien.
- SEEFELDNER, E. (1954): Entstehung und Alter der Salzburger Ebene. – *Mitt. Ges. Sbg. Landeskd.*, **94**, 202–208, Salzburg.
- SEEFELDNER, E. (1961): Salzburg und seine Landschaften. Eine geographische Landeskunde. – *Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, Ergänzungsband 2*, 573 S. (Bergland-Buch) Salzburg.
- SELVERSTONE, J. (1988): Evidence of east-west crustal extension in the Eastern Alps: Implications for the unroofing history of the Tauern window, Eastern Alps. – *Journal of metamorphic Petrology*, **7**, 87–105.
- SENARCLENS-GRANCY, W. (1965): Geologische Kartenskizze der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung, Beilage von: Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. – In: KÜPPER, H. & WOLETZ, G. (1965): Ostalpen und östlich anschließende Räume, *Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G*, 246–255, Wien.
- SENARCLENS-GRANCY, W. (1965): Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung. – In: KÜPPER, H. & WOLETZ, G. (1965): Ostalpen und östlich anschließende Räume, *Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G*, 246–255, Wien.
- SENARCLENS-GRANCY, W. (1972): Geologische Karte der westlichen Deferegger Alpen, Osttirol, 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- SHACKLETON, N.J. (1997): The Deep-Sea Sediment Record and the Pliocene-Pleistocene Boundary. – *Quaternary International*, **40**, 33–35, Pergamon.
- SIEGSMUND, S., HEINRICH, T., ROMER, R.L. & DOMAN, D. (2007): Age constraints on the evolution of the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **96**, 415–432, Stuttgart.
- SLAPANSKY, P. (1986): Geologische und geochronologische Untersuchungen im Grenzbereich Schladminger Kristallin – Radstädter Quarzphyllite. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 286 S., Wien.
- SLAPANSKY, P. & FRANK, W. (1987): Structural Evolution and Geochronology of the Northern Margin of the Austroalpine in the Northwestern Schladming Crystalline (NE Radstädter Tauern). – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 244–262, Wien (Deuticke).
- SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – *Z. Dt. Geol. Ges.*, **142**, 285–299, Hannover.
- SPEHL, H. (1984): Geologie und Sedimentologie des Quartärs im Attergau/O.Ö. – Unveröff. Phil. Fak., Univ. Wien, 251 S., Wien.
- STADLMANN, Th. (1990): Geologie, Petrographie und Geochemie der Storzformation im Typusgebiet zwischen Mur- und Pölltal (östliche Hohe Tauern, Salzburg/Kärnten). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 111 Bl., Salzburg
- 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).
- STANTON, R.J.JR. & FLÜGEL, E. (1995): An accretionary distally steepened ramp at an intrashelf basin margin: an alternative explanation for the Upper Triassic Steinplatte „reef“ (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Sedimentary Geology*, **95**, 269–286, (Elsevier).
- STARINBERGER, R., TERHORST, B. & HAAS, J.N. (2008): Palaeoecological Investigations on the Loess Profile of Duttendorf in the Northern Alpine Foreland. – *Abh. Geol. B.-A.*, **62**, 223–229, Wien.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. – *Beitr. Geol. Kt. Schweiz*, **52** (N.F. 82), 272 S., 70 Abb., 1 tekt. Kt., Bern.
- STEENKEN, A. & SIEGSMUND, S. (2000): Evidence for an Alkaline-Basaltic Volcanism at the Northern Margin of Gondwana Within the Austroalpine Basement Complex of the Eastern Alps (Austrian/Italian Border). – *Jb. Geol. B.-A.*, **142**, 235–247, Wien.
- STEENKEN, A., SIEGSMUND, S. & HEINRICH, T. (2000): The emplacement of the Rieserferner Pluton (Eastern Alps, Tyrol): constraints from field observations, magnetic fabrics and microstructures. – *J. Struct. Geol.*, **22**, 1855–1873, Amsterdam.
- STEIGER, T. (1980): Geologische Aufnahme des Zauchenbachtals und des Krahstein-Massivs am Südrand des Toten Gebirges N Bad Mitterndorf. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **26**, Wien.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite Im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348, Erlangen.
- STEINER, G.M. (1992): Österreichischer Moorschutzkatalog. – Grüne Reihe des Bundesministeriums f. Umwelt Jugend u. Familie, 509 S., Graz.
- STEINER, G.M. (2001): Österreichische Moordatenbank. – Department for Vegetation, Ecology and Nature Conservation, Univ. Wien.
- STEININGER, F. (1969): Das Tertiär des Linzer Raumes. – In: PODZEIT, W. & STEININGER, F. (Red.), *Stadtmuseum Linz und OÖ. Landesmuseum (Hrsg.): Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes*, Kat. Nr. **64**, 35–53, Linz.
- STEININGER, F.F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1986): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. – *Giorn. Geol.*, **48/1–2**, 285–297, Bologna.
- STEININGER, F.F., RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C. (1989): Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits – A case history. – *Sitz-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, **197**, 309–332, Wien.
- STEYRER, H.P. (1983): Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **76**, 69–100, Wien.
- STEYRER, H.P. & HÖCK, V. (1985): Geochemistry of the metabasites in the Habach formation (Salzburg, Hohe Tauern, Austria). A preliminary report. – *Ofioliti*, **10**, 441–456.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Salzburg, Österreich). – *Geol. Rundschau*, **76/2**, 647–664, Stuttgart.
- STINGL, V. (1989): Marginal marine sedimentation in the basal Alpine Buntsandstein in the western part of the Northern Limestone Alps. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **72**, 249–262, Amsterdam.
- STINGL, V. & KROIS, P. (1989): Perm und Untertrias im Raum St. Johann – Leogang. – *Sediment '89*, 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen, Exkursion B, 9 S., 16 Abb., Innsbruck.
- STINY, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. – *Geologie u. Bauwesen*, **13**, 49–71, Wien.
- STÖCKERT, B. (1984): K-Ar determinations on muscovites and phengites from deformed pegmatites, and the minimum age of the Old Alpine deformation in the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Ahrn valley, Southern Tyrol, Eastern Alps). – *N. Jb. Miner. Abh.*, **150**, 103–120, Wien.
- STÖCKERT, B. (1985): Pre-Alpine history of the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Southern Tyrol, Italy) – Caledonian versus Hercynian event. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **10**, 618–642, Stuttgart.
- STÖCKERT, B. (1987): Das Uttenheimer Pegmatit-Feld (Ostalpinen Altkristallin, Südtirol): Genese und alpine Überprägung. – *Erlanger geol. Abh.*, **114**, 83–106, Erlangen.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **99**, 65–199, Wien.
- STRÖBITZER, M. (1999): Die fossilen Blattvergesellschaftungen von Lintsching (Tamsweiger Becken, Salzburg, Miozän). – *Beitr. Paläont.*, **24**, 91–153, Wien.
- STUDER, B. (1837): Davos und Mittel Bünden. – *Schw. Dksch.* 1837.
- STUDER, B. (1872): Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen. – 272 S., Bern.
- STUR, D. (1854): Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. – *Jb. Geol. R.-A.*, **5**, 818–852, Wien.
- STURM, M. (1966): Die Geologie der Flyschzone im Westen von Nußdorf (Attersee). – Unpubl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 302 S., Wien.
- SUC, J.-P., BERTINI, A., LEROY, S.A.G. & SUBALLYOVA, D. (1997): Towards the Lowering of the Pliocene/Pleistocene Boundary to the Gauss-Matuyama Reversal. – *Quaternary International*, **40**, 37–42, Pergamon.
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J. (1996): Turonian Ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous, Northern Calcareous Alps, Austria) with a revision of *Barroisiceras haberfellneri*

- (HAUER, 1866). – Beiträge zur Paläontologie, **21**, 105–177, Wien.
- SUTTERLÜTTI, M. (1995): Quartärgeologie des oberen Thumersbachtals – Aufnahmebericht und geologische Karte im Maßstab 1 : 10.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- SUTTERLÜTTI, M. (1996–1997): Kartierungsbericht 1996 Blatt 124 Saalfelden – Aufnahmebericht und geologische Karte im Maßstab 1 : 10.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- SUTTERLÜTTI, M. (1997): Quartärgeologische Kartierung 1997 Blatt 124 Saalfelden – Aufnahmebericht und geologische Karte im Maßstab 1 : 10.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- ŠVÁBENICKÁ, L., SVOBODOVÁ, M., OTTNER, F. & LOBITZER, H. (2003): Die Ressenformation des Schleifsteinbruchs am Ressen und der Lokalität Asterbach-Brücke (Gosau, Oberösterreich). – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Gmundner Geo-Studien, **2**, 153–157, Gmunden.
- SYLVESTER, H. (1989): Vergleich von Perm/Skyth-Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins. – Jb. Geol. B.-A., **132/4**, 791–821.
- THIELE, O. (1970): Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 230–244, Wien.
- THIELE, O. (1974): Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A., **117**, 55–74, Wien.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 300–314, (Springer) Wien.
- THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79/1**, 209–230, Zürich.
- THÖNI, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. – Mineralogy and Petrology, **88**, 123–148.
- TURNER, A. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. – 106 S., Wien (Geol. B.-A.).
- TURNER, A. (1958): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 158 Stadl und 159 Murau. – Wien (Geol. B.-A.).
- TICHY, G. (1977): Geologische Karte des Steinernen Meeres. – In: KLAPPACHER, W. & KNAPZCYK, H.: Salzburger Höhlenbuch, Wiss. Beih. z. Zeitschr. „Die Höhle“, **2**, Salzburg.
- TICHY, G. (1979): Geologische Karte der Rossfeldgruppe, des Hohen Göll und des Hagengebirges 1 : 50.000. – In: KLAPPACHER, W. & KNAPZCYK, H.: Salzburger Höhlenbuch, Wiss. Beih. z. Zeitschr. „Die Höhle“, **3**, Salzburg.
- TICHY, G. (1979): Hochkönig – Geologische Karte. – In: KLAPPACHER, W. & KNAPZCYK, H.: Salzburger Höhlenbuch, Wiss. Beih. z. Zeitschr. „Die Höhle“, **3**, Salzburg.
- TICHY, G. & HERBST, J. (1997): Naturkundlich-geologischer Führer Glasebachklamm. – 114 S., Salzburg (Österr. Naturschutzbund und Österr. Alpenverein).
- TOLLMANN, A. (1959): Bericht über geologische Aufnahmen 1958 in den südlichen Radstädter Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1959**, A91–A-95, Wien.
- TOLLMANN, A. (1960): Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen (1. Teil). – Jb. Geol. B.-A., **103**, Wien.
- TOLLMANN, A. (1961): Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **53**, 117–131, Wien.
- TOLLMANN, A. (1962): Die mesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen. – In: KÜHN, O. [Hrsg.]: Lexique stratigr. Intern., 1, Europe, fasc. 8, Autriche, 646 S., Centre nat. rech. Sci., Wien.
- TOLLMANN, A. (1964): Radstädter Tauern. Exkursionsführer. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/1**, 49–56, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **150**, 19–43, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976a): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II: Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XV + 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976b): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 457 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. I: Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozess der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **74/75** (1981/82), 167–195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. II: Außerzentralalpiner Anteil. – XIII + 710 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich, Bd. III: Gesamtübersicht. – 718 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 112–125, Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1963): Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Tertiärs“. – Mitt. Österr. geograph. Ges., **104** (1962), 337–347, Wien.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – Geologica et Palaeontologica, **4**, 87–145, Marburg.
- TRAUB, F. (1948): Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzburg unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Mh., **1945–48**, Abt. B, 53–71, Stuttgart.
- TRAUB, F. (1990): Zur Geologie und Stratigraphie der paläozänen Oichinger Schichten im Helvetikum des Haunsberges, nördlich von Salzburg, Österreich. – Mitt. Bayer. Staatss. Paläont. Hist. Geol., **30**, 137–147.
- TRAUB, F. & JERZ, H. (1975): Ein Lößprofil von Duttendorf (Oberösterreich) gegenüber Burghausen an der Salzach. – Z. Gletscherk., Glazialgeol., **11**, 175–193, Innsbruck.
- TRAUTH, F. (1925): Geologie der Nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes 1. Teil. – Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Denkschr., **100**, 101–212, Wien.
- TROLL, G., BAUMGARTNER, S. & DAMINGER, W. (1980): Zur Geologie der südwestlichen Schobergruppe (Osttirol, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **26**, 277–295, Wien.
- TROLL, G., FORST, R., SÖLLNER, F. mit einem geochronologischen Beitrag von Brack, W., Köhler, H. & Müller-Sohnius, D. (1976): Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – Geol. Rundschau, **65**, 483–511, Stuttgart.
- TROLL, K. (1924): Der diluviale Inn-Chiemsee-Gletscher. Das geographische Bild eines typischen Alpenvorlandgletschers. – Forschg. z. dt. Landes- u. Volkskunde, **23**, 121 S., Stuttgart.
- UHLIG, V. (1908): Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **117**, Abt. 1, 1379–1422, Wien.
- UHLIR, Ch.F. (2006): Untersberger Marmor: Entstehung, Geschichte, Material und Abbau. – 48 S., Salzburg (Univ. Salzburg/Fachber. Geographie u. Geologie).
- UNGER, H.J., DOPPLER, G. & JERZ, H. (1991): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, Blatt CC 7934 München. – B.-A. f. Geowissenschaften u. Rohstoffe in Zusammenarb. m. d. Geol. Landesämtern d. BRD, Hannover.
- UNGER, H.J., OTT, W.D., KRENMAYR, H.G., ROETZEL, R., FUCHS, G., THIELE, O. & BABUREK, J. (1999): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, Blatt CC 7942 Passau. – B.-A. f. Geowissenschaften u. Rohstoffe in Zusammenarb. m. d. Staatl. Geol. Diensten d. BRD u. benachb. Staaten, Hannover.
- URBANEK, CH., FRANK, W., GASEMANN, B. & DECKER, K. (2002): Eoalpine versus Tertiary deformation: Dating of heterogeneously partitioned strain (Tauern Window, Austria). – Pangeo Austria: Erdwissenschaften in Österreich 28.–30. 6. 2002 (Programm und Kurzfassungen), Institut f. Geologie und Paläontologie Universität Salzburg.
- VAVRA, G. & HANSEN, B.T. (1991): Cathodoluminescence studies and U/Pb dating of zircons in pre-Mesozoic gneisses of the Tauern Window: implications for the Penninic basement evolution. – Geol. Rundsch., **80**, 703–715.
- VIDAL, H. & HOHENSTATTER, E. (1967): Die Moorkommen. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000 Blatt 8240 Marquartstein, München (Bayer. Geol. Landesamt).
- VOGELTANZ, R. (1971): Scolicien-Massenvorkommen im Salzburger Oberkreide-Flysch. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 1–9, Wien.
- VOGELTANZ, R. (1977): Geologie des Wartstein-Straßentunnels, Umfahrung Mattsee (Land Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 279–291, Wien.
- WAGNER, L.R. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. –

- In: MASCLE, A., PUIGDEFABREGAS, C., LUTHERBACHER, H.P. & FERNANDEZ, M. (Eds.): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe, Geol. Soc. Spec. Publ., **134**, 339–369, London.
- WAGREICH, M. & NEUHUBER, S. (2007): Stratigraphie und Fazies von Helvetikum und Ultrahelvetikum in Oberösterreich. – In: EGGER, H. & RUPP, Ch. (Red.): Beiträge zur Geologie Oberösterreichs, 27–40, Wien (Geol. B.-A.).
- WAGREICH, M. & SACHSENHOFER, R. (1999): Organic carbon-rich calcareous shales in the Lower Albian of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, **1997**, H. 7–9, 951–962, Stuttgart.
- WAGREICH, M. (1988): Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon–Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich – Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **131/4**, 663–685, Wien.
- WAGREICH, M. (1998): Lithostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie der Gosau Gruppe von Bad Ischl und Strobl am Wolfgangsee (Oberturon–Maastricht, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **141/2**, 209–234, Wien.
- WAGREICH, M. (2001): A 400-km-long piggyback basin (Upper Aptian–Lower Cenomanian) in the Eastern Alps. – Terra Nova, **13/6**, 404–406, (Blackwell Science Ltd.).
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **110** (1994), 135–154, Amsterdam (Elsevier).
- WAGREICH, M., PAVLISHINA, P. & MALATA, E. (2006): Biostratigraphy of the lower red shale interval in the Rhenodanubian Flysch Zone of Austria. – Cretaceous Research, **27**, 743–753.
- WAGREICH, M., NEUHUBER, S., EGGER, H., WENDLER, I., SCOTT, R., MALATA, E. & SANDERS, D. (2008): Cretaceous oceanic red beds (CORBS) in the Austrian Eastern Alps: Passive-margin vs. active-margin depositional settings. – SEPM Spec. Publ., **91**, 69–84, Zürich (Stäubli).
- WALLIS, S.R. & BEHRMANN, J.H. (1996): Crustal stacking and extension recorded by tectonic fabrics of the SE margin of the Tauern Window, Austria. – J. Struct. Geol., **18**, 1455–1470, Amsterdam.
- WEBER, F., SCHMID, Ch. & FIGALA, G. (1993): Vorläufige Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen im Quartär des Inntals/Tirol. – Z. Gletscherk., Glazialgeol., **26**, 121–144, Innsbruck.
- WEBER, L. (Hrsg.) (1997): Metallogenetische Karte von Österreich 1 : 500.000, Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralerale und Energierohstoffe Österreichs. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **19**, 607 S., Wien.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlevorkommen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **4**, 317 S., Wien.
- WEBER, L., WEISS, A. & EBNER, F. (Projektl.) (1982): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlevorkommen. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-006a/80, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05525–R, 831 Bl. in 2 Teilen, Wien.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (1999): Stratigraphische Einstufung von Radiolarienfaunen aus Kieselsedimenten im Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt (Callovium–Oxfordium, Nördliche Kalkalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**, 93–108, Wien.
- WEINBERGER, L. (1950): Gliederung der Altmoränen des Salzach-Gletschers östlich der Salzach. – Z. Gletscherk. u. Glazialgeol., **176**–186, Innsbruck.
- WEINBERGER, L. (1952): Ein Rinnensystem im Gebiet des Salzach-Gletschers. – Z. Gletscherk. u. Glazialgeol., **2**, 58–71, Innsbruck.
- WEINBERGER, L. (1955): Exkursion durch das österreichische Salzach Gletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. – Verh. Geol. B.-A., 1955, 7–34, Wien.
- WEINBERGER, L. (1957): Bau und Bildung des Ibmer Moos-Beckens. – Mitt. Geogr. Ges., **99**, 224–244 Wien.
- WENGER, W.F. (1987): Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung. – Zitteliana, **16**, 173–340, 28 Abb., 22 Taf., München.
- WESSELY, G. & WAGNER, L. (1993): Die Nordalpen. – In: Brix, F. & Schultz, O. (Red.): Erdöl und Erdgas in Österreich. 2. Aufl., Veröff. Naturhist. Museum Wien, Neue Folge, **19**, 360–371, Wien.
- WIMMER-FREY, I., LETOUZÉ-ZEZULA, G., MÜLLER, H.W. & SCHWAIGHOFER, B. (1992): Tonlagerstätten und Tonvorkommen Österreichs, „Tonatlas“. – Geol. B.-A., Univ. f. Bodenkultur Inst. f. Bodenforschung und Baugeologie, FV Stein- und Keram. Industrie und Verb. d. österr. Ziegelwerke (Hrsg.), 57 S., Ktn. 1 : 200.000, Wien.
- WOLFF, H. (1973): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Bl. 8238 Neubauern, Erläuterungen, 352 S. – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- WORTMANN, U.G., HERRLE, J.O. & WEISSERT, H. (2004): Altered carbon cycling and coupled changes in early Cretaceous weathering patterns: Evidence from integrated carbon isotope and sandstone records of the western Tethys. – Earth and Planetary Science Letters, **220**, 69–82.
- WURM, D. (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukamms, Österreich. – Facies, **6**, 203–296, Taf. 27–41, 32 Abb., Erlangen.
- YAGO, R.E. (1968): Pollenanalytische Untersuchungen eines Peat-Bog near Koppl Salzburg (Austria). – Verh. Geol. B.-A., **1968/3**, A 88, Wien.
- ZACHER, W. (1966): Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., **6**, 213–228, 4 Abb., München.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. (2001): Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. – Science, **292**, 686–693.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges., **519**, 1–123, 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt/M.
- ZEILINGER, G., KUHLEMANN, J., REINECKER, J., KÁZMÉR, M. & FRISCH, W. (1999): Das Tamsweger Tertiär im Lungau (Österreich): Fazies und Deformation eines intramontanen Beckens. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **214**, 537–569, Stuttgart.
- ZERBES, D. & OTT, E. (2000): Geologie des Kaisergebirges (Tirol): Kurzerläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25.000 und Exkursionsvorschläge. – Jahrb. Geol. B.-A., **142/1**, 95–143, 34 Abb., 2 Beil., Wien.
- ZEZULA, G. (1976): Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau, Salzburg). – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., Wien.
- ZIEGLER-PECHATSCHKE, Ch. (1982): Die Methode der Pollenanalyse und ihre spezielle Anwendung im Leopoldskroner Moor (Salzburg). – Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 158 S., 33 Abb., 1 Pollendiagramm, 12 Fototafeln, Wien.
- ZIMMERMANN, R., HAMMERSCHMIDT, K. & FRANZ, G. (1994): Eocene high-pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps): evidence from Ar/Ar dating and petrological investigations. – Contrib. Mineral. Petrol., **117**, 175–186.
- ZISCHINSKY, U. (1967): Bewegungsbilder instabiler Talflanken. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**, 127–168, Wien.
- ZISCHINSKY, U. (1969): Über Bergzerreißung und Talzuschub. – Geol. Rundschau, **58**, 974–983.
- ZUKRIEGL, K. (1974): Gutachten über Waldcharakter und Schutzwürdigkeit der Moorflächen in der KG. Leopoldskron, Hammerauerstraße nordwestlicher Teil. – Unveröff. Gutachten Salzburger Landschaftsinventar, Moorkataster M-06 Salzburg Stadt und Tennengau, Archiv Amt d. Salzburger Landesreg., 8 S., Salzburg.