

GEOLOGISCHE KARTE VON OBERÖSTERREICH 1 : 200.000

# ERLÄUTERUNGEN

CHRISTIAN RUPP, MANFRED LINNER & GERHARD W. MANDL (Redaktion)

Mit Beiträgen von

BERNHARD ATZENHOFER, BJÖRN BERNING, GERHARD BIEBER, ILSE DRAXLER, HANS EGGER, FRITZ FINGER  
MARIA HEINRICH, THOMAS HOFMANN, DIRK VAN HUSEN, SIEGFRIED KAPL, CHRISTOPH KOLMER, WOLFGANG A. LENHARDT  
GERHARD LETOUZÉ-ZEZULA, MANFRED LINNER, GERHARD W. MANDL, BEATRIX MOSHAMMER, KLAUS MOTSCHKA  
GERHARD PESTAL, SEBASTIAN PFLEIDERER, ERICH REITER, ALEXANDER RÖMER, CHRISTIAN RUPP  
ALBERT SCHEDL, RALF SCHUSTER, PETER SLAPANSKY, JOHANNES THOMAS WEIDINGER & INGEBORG WIMMER-FREY

31 Abbildungen  
4 Tabellen  
9 Farbtafeln



 Geologische Bundesanstalt

Wien 2011

## Anschriften der Verfasser

DI BERNHARD ATZENHOFER, Mag. GERHARD BIEBER, Dr. ILSE DRAXLER, Dr. HANS EGGER, Dr. MARIA HEINRICH  
Mag. THOMAS HOFMANN, Dr. GERHARD LETOUZÉ-ZEZULA, Dr. MANFRED LINNER, Dr. GERHARD W. MANDL  
Dr. BEATRIX MOSHAMMER, Mag. KLAUS MOTSCHKA, Dr. GERHARD PESTAL, Dr. SEBASTIAN PFLEIDERER  
Mag. ALEXANDER RÖMER, Dr. CHRISTIAN RUPP, Dr. ALBERT SCHEDL, Dr. RALF SCHUSTER  
Dr. PETER SLAPANSKY, Dr. INGEBORG WIMMER-FREY  
Geologische Bundesanstalt  
Neulinggasse 38  
A 1030 Wien

bernhard.atzenhofer@geologie.ac.at; gerhard.bieber@geologie.ac.at; ilse.draxler@geologie.ac.at  
johann.egger@geologie.ac.at; maria.heinrich@geologie.ac.at; thomas.hofmann@geologie.ac.at  
gerhard.letouze@geologie.ac.at; manfred.linner@geologie.ac.at; gerhard.mandl@geologie.ac.at  
beatrix.moshammer@geologie.ac.at; klaus.motschka@geologie.ac.at; gerhard.pestal@geologie.ac.at  
sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at; alexander.roemer@geologie.ac.at; christian.rupp@geologie.ac.at  
albert.schedl@geologie.ac.at; ralf.schuster@geologie.ac.at; peter.slapansky@geologie.ac.at  
inge.wimmer-frey@geologie.ac.at

Dr. BJÖRN BERNING  
Oberösterreichische Landesmuseen  
Geowissenschaftliche Sammlungen  
Welser Straße 20  
A 4060 Leonding  
b.berning@landesmuseum.at

Univ.-Prof. Dr. FRITZ FINGER  
Universität Salzburg  
Hellbrunnerstraße 34  
A 5020 Salzburg  
friedrich.finger@sbg.ac.at

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

SIEGFRIED KAPL  
Amt der Oö. Landesregierung  
Direktion für Landesplanung, wirtschaftliche  
und ländliche Entwicklung  
Abteilung Naturschutz  
A 4021 Linz, Bahnhofplatz 1  
siegfried.kapl@ooe.gv.at

Dr. CHRISTOPH KOLMER  
Amt der Oö. Landesregierung  
Abt. Grund- und Trinkwasserwirtschaft  
A 4021 Linz, Kärntnerstraße 10–12  
christoph.kolmer@ooe.gv.at

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

Mag. ERICH REITER  
Weinbergweg 21  
A 4060 Leonding  
erich.reiter@jku.at

Dr. JOHANNES THOMAS WEIDINGER  
Erkudok in den Kammerhof Museen Gmunden  
Kammerhofgasse 8  
A 4810 Gmunden  
johannes.weidinger@gmunden.ooe.gv.at

[www.geologie.ac.at](http://www.geologie.ac.at)  
[www.k-hof.at](http://www.k-hof.at)  
[www.landesmuseum.at](http://www.landesmuseum.at)  
[www.land-oberoesterreich.gv.at](http://www.land-oberoesterreich.gv.at)  
[www.uni-salzburg.at](http://www.uni-salzburg.at)  
[www.zamg.ac.at](http://www.zamg.ac.at)

Alle Rechte vorbehalten  
ISBN: 978-3-85316-062-6

Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien  
Redaktion: Dr. Christian Rupp, Dr. Manfred Linner, Dr. Gerhard W. Mandl  
Satz und Gestaltung: Peter Ableidinger  
Druck: Ferdinand Berger & Söhne GmbH, A 3580 Horn

## Vorwort und Dank

Nahezu alle Staaten der Welt und ausnahmslos alle entwickelten Staaten betreiben Programme mit dem Ziel der Erstellung von flächendeckenden geologischen Kartenwerken ihres Territoriums in unterschiedlichen Maßstäben. Dies liegt in der Tatsache begründet, dass geologische Karten eine unentbehrliche Arbeits- und Entscheidungsgrundlage bei der Beantwortung zahlreicher angewandter und wissenschaftlicher Fragestellungen darstellen. Folgende angewandte Fachgebiete sind davon u. a. betroffen: Rohstoffversorgung, Grundwasserwirtschaft, geogene Naturgefahren (in Österreich insbesondere Massenbewegungen und Erdbeben), Infrastrukturplanung und -bau, Raumplanung, Vegetationsökologie, Erdwärmennutzung, Natur- und Erlebnistourismus. Der Übersichtsmaßstab 1 : 200.000 eignet sich dabei naturgemäß besonders für die Bearbeitung von übergeordneten, regionalen Fragestellungen.

Die Geologische Karte von Oberösterreich 1 : 200.000, die im vorliegenden Werk erläutert wird, ist im Jahr 2006 nach den geologischen Karten der Steiermark (1984), des Burgenlandes (1999), Niederösterreichs (2002), Salzburgs (2005) und Vorarlbergs (2007) als sechste Karte in der Serie „Geologie der Österreichischen Bundesländer“ erschienen.

Die Erstellung und Publikation dieser Karten und der zugehörigen Erläuterungen wäre ohne die finanzielle, ideelle und häufig auch personelle Unterstützung seitens der jeweiligen Ämter der Landesregierungen nicht möglich gewesen. Im gegenständlichen Fall ist an dieser Stelle Dr. Christoph Kolmer vom Amt der Oberösterreichischen Landesregierung als treibende Kraft zu nennen, seitens der Geologischen Bundesanstalt wurden die Arbeiten an der Karte noch von Dr. Wolfgang Schnabel, dem früheren Leiter der Hauptabteilung Geologische Landesaufnahme, initiiert und begonnen.

Die Autorenliste dieser Erläuterungen umfasst 27 Personen. Nicht alle sind Angehörige der Geologischen Bundesanstalt, für ihre Bereitschaft zu diesem Werk beizutragen sei besonders gedankt! Weitere Namen sind im Impressum genannt, aber damit ist die Liste der für das Zustandekommen dieses Werkes bedeutsamen Personen noch nicht vollständig: Monika Brüggemann-Ledolter hat die zahlreichen Graphiken bearbeitet, Dido Massimo hat das Lektorat besorgt, Peter Ableidinger war für den Satz verantwortlich, Mag. Christoph Janda hat sich um die technischen Aspekte der Redaktion gekümmert und Dr. Peter Seifert hat als Direktor der Geologischen Bundesanstalt sämtliche Arbeiten konsequent unterstützt. Allen sei herzlich gedankt!

H.-G. KRENMAYR

# Inhalt

1. Einleitung (CH. RUPP, M. LINNER, & G.W. MANDL) .....	7
2. Geographischer Überblick (M. LINNER, G.W. MANDL & CH. RUPP) .....	9
3. Die geologische Entwicklungsgeschichte Oberösterreichs – Ein Überblick (R. SCHUSTER, G.W. MANDL, M. LINNER, G. PESTAL, CH. RUPP & D. VAN HUSEN) .....	15
3.1. Präkambrium und Kambrium: Bildung der ältesten Gesteine Oberösterreichs .....	15
3.2. Ordovizium, Silur und Devon: Drift gegen Norden .....	16
3.3. Karbon: Bildung von Pangäa und die variszische Gebirgsbildung .....	17
3.4. Perm: Extension und Einebnung des Variszischen Gebirges .....	18
3.5. Trias: Entstehung der Karbonatplattformen .....	18
3.6. Jura: Bildung des penninischen Ozeanbeckens und der juvavischen Decken der Nördlichen Kalkalpen.....	19
3.7. Unterkreide: Beginn der eoalpidischen Gebirgsbildung .....	21
3.8. Oberkreide: Beginn der Subduktion des Penninischen Ozeans .....	21
3.9. Paläogen: Schließung des Penninischen Ozeans und Entstehung der Molassezone .....	23
3.10. Neogen: Entstehung des Hochgebirges der Ostalpen und Verlandung der Molassezone .....	25
3.11. Quartäre Landschaftsgestaltung in Oberösterreich .....	26
4. Erläuterungen zur Legende .....	29
4.1. Moldanubikum und autochthones Mesozoikum .....	29
4.1.1. Moldanubikum (Kristallin der Böhmisches Masse) (M. LINNER, F. FINGER & E. REITER) .....	29
4.1.1.1. Moldanubische Decken (Gföhler, Drosendorfer und Ostrong-Einheit) .....	30
4.1.1.2. Bavarikum .....	34
4.1.1.3. Südböhmischer Batholith .....	40
4.1.1.4. Moldanubische Ganggesteine .....	49
4.1.1.5. Störungszonen .....	50
4.1.2. Autochthones Mesozoikum (CH. RUPP) .....	50
4.2. Helvetikum (H. EGGER) .....	52
4.2.1. Südhelvetikum .....	52
4.2.2. Ultrahelvetikum .....	53
4.3. Penninikum (H. EGGER) .....	55
4.3.1. Rhenodanubische Flyschzone .....	55
4.3.1.1. Nordzone .....	56
4.3.1.2. Flysch-Hauptdecke .....	56
4.3.2. Ybbsitzer Klippenzone .....	60
4.4. Ostalpin .....	61
4.4.1. Silvretta-Seckau-Deckensystem (R. SCHUSTER) .....	61
4.4.1.1. Bösenstein-Pletzen-Decke .....	62
4.4.1.2. Gaaler Schuppenzone .....	63
4.4.2. Koralpe-Wölz-Deckensystem (R. SCHUSTER) .....	64
4.4.2.1. Decke aufgebaut aus dem Wölz-Komplex .....	65
4.4.2.2. Ennstaler Phyllitzone .....	67
4.4.3. Grauwackenzone (R. SCHUSTER & G. PESTAL) .....	68
4.4.3.1. Veitscher Decke .....	68
4.4.3.2. Silbersberg-Decke .....	70
4.4.3.3. Kaintaleck-Decke .....	72
4.4.3.4. Norische Decke .....	73
4.4.4. Nördliche Kalkalpen (Juvavikum, Tirolikum, Bajuvarikum) (G.W. MANDL) .....	79
4.4.4.1. Perm .....	82
4.4.4.2. Trias .....	84
4.4.4.3. Jura .....	91
4.4.4.4. Kreide – Paläogen .....	95
4.5. Alpidische Molasse, Paläogen und Neogen auf der Böhmisches Masse .....	99
4.5.1. Inneralpine Molasse (G.W. MANDL) .....	99
4.5.1.1. Norische Senke .....	100
4.5.1.2. Tertiäre Schotterflur auf den Nördlichen Kalkalpen .....	100
4.5.1.3. Ennstal-Tertiär .....	100
4.5.2. Vorlandmolasse (Autochthon und Allochthon) (CH. RUPP) .....	101
4.5.2.1. Vorlandmolasse in Schürflingsfenstern .....	104
4.5.2.2. Vorlandmolasse .....	105
4.5.3. Südböhmische Becken (CH. RUPP) .....	121
4.6. Quartär bis oberstes Neogen (D. VAN HUSEN, mit einem Beitrag von I. DRAXLER) .....	121
4.6.1. Pleistozän bis oberstes Neogen .....	127
4.6.1.1. Oberstes Neogen bis Altpleistozän .....	127

4.6.1.2. Günz .....	128
4.6.1.3. Günz/Mindel .....	129
4.6.1.4. Mindel .....	129
4.6.1.5. Mindel/Riß-Interglazial .....	131
4.6.1.6. Riß .....	131
4.6.1.7. Würm .....	133
4.6.2. Spätglazial bis Holozän .....	138
4.6.3. Holozän .....	151
5. Tiefbohrungen (CH. RUPP) .....	153
6. Mineralische Rohstoffe (M. HEINRICH, G. LETOUZÉ-ZEZULA, B. ATZENHOFER, B. MOSHAMMER, S. PFLEIDERER, A. SCHEDL & I. WIMMER-FREY) .....	161
6.1. Erze .....	161
6.1.1. Eisen und Stahlveredler .....	161
6.1.2. Blei .....	161
6.1.3. Bauxit .....	161
6.1.4. Gold .....	162
6.2. Energierohstoffe (exklusive Kohlenwasserstoffe) .....	162
6.2.1. Kohle .....	162
6.2.2. Torf .....	163
6.3. Industrieminerale und -gesteine .....	163
6.3.1. Alaun .....	163
6.3.2. Graphit .....	163
6.3.3. Hochwertige Karbonate und Zementrohstoffe (Festgesteine) .....	163
6.3.4. Kieselgur .....	164
6.3.5. Kaolin .....	164
6.3.6. Mühl- und Schleifsteine .....	164
6.3.7. Quarzsand, Quarzkies .....	165
6.3.8. Phosphat .....	165
6.3.9. Seekreide .....	165
6.3.10. Steinsalz, Gips und Anhydrit .....	165
6.3.11. Tone und Lehme .....	166
6.4. Baurohstoffe .....	167
6.4.1. Bau-, Werk- und Dekorsteine .....	167
6.4.2. Wasserbau- und Wurfsteine .....	168
6.4.3. Natursteine für Brecherprodukte .....	169
6.4.4. Kiese und Sande .....	169
6.5. Kohlenwasserstoffe .....	170
6.5.1. Zur Geschichte der Kohlenwasserstoff-Suche und -Gewinnung in Oberösterreich .....	170
6.5.2. Vorkommen, Lagerstätten und Speicherung von Kohlenwasserstoffen in Oberösterreich .....	172
7. Hydrogeologie (CH. KOLMER) .....	175
7.1. Tiefengrundwässer .....	175
7.2. Oberflächennahe Grundwasserkörper und Gruppen von Grundwasserkörpern .....	177
8. Naturgefahren und Ingenieurgeologie (CH. KOLMER & D. VAN HUSEN) .....	183
8.1. Bergstürze .....	183
8.2. Felsstürze .....	184
8.3. Schuttströme .....	185
8.4. Rutschungen .....	185
8.5. Großflächige Bewegungen mit tief greifender Felsauflockerung .....	186
8.6. Geschiebeherde .....	186
8.7. Tunnelbauten .....	187
8.8. Wasserkraftwerke .....	188
9. Geophysik (G. BIEBER, K. MOTSCHKA, A. RÖMER & P. SLAPANSKY) .....	191
9.1. Geophysikalische Untersuchungen der Geologischen Bundesanstalt in Oberösterreich .....	191
9.1.1. Aerogeophysik (Hubschraubermessungen) .....	191
9.1.2. Bodengeophysik .....	191
9.2. Geologische Interpretation der Aeromagnetik (AMVÖ) .....	195
10. Rezente Krustendynamik in Oberösterreich (W.A. LENHARDT) .....	201
11. Museen, Schaubergwerke, Karsthöhlen, Lehrpfade und Steinparks (J.T. WEIDINGER & B. BERNING) .....	207
11.1. Museen und (private) Schausammlungen .....	207
11.2. Schaubergwerke und angeschlossene Museen/Themenwege .....	211
11.2.1. Salz .....	211
11.2.2. Kohle .....	212
11.2.3. Kaolin .....	213

11.3. Schauhöhlen und angeschlossene Erlebnisparks .....	213
11.4. (Kultur-)Geologische Lehrpfade .....	214
11.5. Steingärten und Steinparks .....	215
11.6. Geologische Naturdenkmale .....	217
12. Naturdenkmale und Geotope in Oberösterreich (TH. HOFMANN & S. KAPL) .....	219
13. Errata .....	223
14. Literatur und Weblinks .....	225

# 1. Einleitung

CH. RUPP, M. LINNER & G.W. MANDL

Eine geologische Karte stellt die an der Oberfläche eines bestimmten Gebietes anstehenden Gesteine und Gesteinsformationen dar. Sie kombiniert die topographische Ausbildung eines Gebietes mit den geologischen Gegebenheiten dieser Region und ermöglicht somit eine Interpretation der Formung der betreffenden Landschaft sowie deren Eigenschaften. Die geologischen Gegebenheiten sind in hohem Maße mitverantwortlich für den Charakter der Naturlandschaften eines Gebietes, ebenso beeinflussen sie die Ausgestaltung von Kulturlandschaften.

Daher ist es für jede Gesellschaft von größtem Interesse, die geologischen Verhältnisse ihres Lebens- und Interessensbereiches bestmöglich zu kennen, um mit diesem Wissen vorausschauend zu planen und die optimalen Entscheidungen treffen zu können. Ob es sich um land- und forstwirtschaftliche Angelegenheiten handelt, um Bodenschätze, Bauvorhaben oder die regionale Wasserversorgung, immer wieder müssen geologische Karten zu Rate gezogen werden. Je komplexer eine Gesellschaft aufgebaut ist, umso höher sind ihre Ansprüche an geologische Karten. Das trifft insbesondere auf Österreich mit seinen kleinräumigen, alpinen Landschaften und den dicht bevölkerten Großräumen zu, wo immer öfter geologische Karten als Grundlage für lokale Raumplanung zu Rate gezogen werden (LETOUZÉ-ZEZULA, 1996). Beispielsweise stellen die in den letzten Jahren intensiv diskutierten Veränderungen durch einen allfälligen Klimawandel aufgrund der globalen Erwärmung und die damit im Zusammenhang stehende Befürchtung einer Erhöhung von Georisiken wie Massen- oder Hangbewegungen (z. B. MAYER et al., 2010) neue, gehobene Ansprüche an die geologische Erfassung des Bundesgebietes.

Eine der Kernaufgaben der Geologischen Bundesanstalt ist es, mit der flächendeckenden Kartierung des Bundesgebietes die zu einer Entscheidungsfindung notwendigen geologischen Karten zu erstellen und der Öffentlichkeit zur Verfügung zu stellen. Schon kurz nach der Gründung der Geologischen Reichsanstalt im November 1849, der Vorläuferinstitution der Geologischen Bundesanstalt, wurden durch einen Erlass des damaligen Ministers für Landeskultur und Bergwesen, FERDINAND VON TINNFELD, die Aufgaben dieses Institutes festgelegt, so auch die der Geologischen Kartierung: ... *„Über die geognostischen Erhebungen müssen nicht nur die bereits vorliegenden Karten revidiert, ergänzt, und mit möglichst vielen Durchschnitten versehen, sondern auch ganz neue geologische Detail und Ubersichtskarten, nach jenen Maßstäben, welche den Generalstabskarten zum Grunde liegen, angefertigt, und der Öffentlichkeit übergeben werden.“* ... (BACHL-HOFMANN, 1999). Der Anspruch auf möglichst aktuelle und genaue geologische Karten ist geblieben, die Maßstäbe jedoch haben sich im Laufe der Zeit geändert. Von den anfänglich verwendeten „General-Quartiermeistermaßstabs-Karten“ des 19. Jahrhunderts mit dem Maßstab 1 : 144.000 wurde bald zu Karten im Maßstab 1 : 75.000 gewechselt. Erst 1977 wurde das Basis-Kartenwerk der Geologischen Bundesanstalt auf den Maßstab 1 : 50.000 umgestellt (SCHNABEL et al., 1999) und seit kurzem ist ein schleifender Übergang zum Maßstab 1 : 25.000 im Laufen (KRENMAYR, 2010). Das

im Jahr 1996 begonnene Projekt der Geologischen Übersichtskarte 1 : 200.000 soll eine zeitgemäße und hochwertige Übersicht über den Wissensstand der detaillierten geologischen Kartenwerke geben. Die vorliegende Karte basiert auf einer Vielzahl von geologischen Karten von unterschiedlichem Maßstab. Die verwendeten Karten sind auf einem Verteiler dargestellt, der wie die tektonische Übersicht der Karte separat beigelegt ist (siehe auch Taf. 1 und Taf. 2). Der Großteil der verwendeten geologischen Karten sind moderne Spezialkarten von hoher wissenschaftlicher Qualität. Einige kleinere Bereiche konnten jedoch nur von geologischen Karten aus der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts abgedeckt werden, wodurch die Kompilation deutlich erschwert wurde.

Dennoch erhebt die vorliegende Übersichtskarte den Anspruch, den aktuellen geologischen Wissensstand in Bezug auf Oberösterreich und die angrenzenden Länder darzustellen. Die Legende ist hierarchisch nach Alter und tektonischen Einheiten gegliedert und inkludiert Angaben zur Ausbildung der einzelnen lithostratigraphischen Formationen.

Die Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1 : 200.000 sollen einen genaueren Einblick und ein tieferes Verständnis in die vorliegende Karte ermöglichen. Der „Geographische Überblick“ charakterisiert als Einstieg die unterschiedlichen Landschaften Oberösterreichs. Im Kapitel „Geologische Entwicklungsgeschichte Oberösterreichs – Ein Überblick“ werden die der Karte zugrunde liegenden Vorstellungen der geodynamischen Entwicklungen, welche bei der variszischen und alpidischen Gebirgsbildung maßgeblich waren, im Überblick dargestellt. Die „Erläuterungen zur Legende“ geben der detaillierten und ausführlichen Beschreibung und Diskussion der auf der Karte ausgewiesenen Gesteine und tektonischen Einheiten den gebührenden Raum. Im Kapitel „Tiefbohrungen“ werden die auf der Karte eingezeichneten Bohrungen behandelt. Mit den Beiträgen „Mineralische Rohstoffe“, „Hydrogeologie“, „Naturgefahren und Ingenieurgeologie“, „Geophysik“ sowie „Rezente Krustendynamik in Oberösterreich“ sollen zusätzliche geowissenschaftliche Themen, die nur implizit oder nicht auf der Karte dargestellt sind, angesprochen werden. Abschließend laden die Beiträge „Museen, Schaubergwerke, Karsthöhlen, Lehrpfade und Steinparks“ und „Naturdenkmale und Geotope in Oberösterreich“ zu Exkursionen, Museumsbesuchen, Spaziergängen oder Ausflügen im auch geologisch faszinierenden Oberösterreich ein.





## 2. Geographischer Überblick

M. LINNER, G.W. MANDL & CH. RUPP

Das Land Oberösterreich verdankt seine kulturelle und wirtschaftliche Entfaltung der Lage zwischen der Böhmisches Masse und den Alpen. Bieten diese Landstriche vor allem Lebensraum und liefern seit jeher diverse Rohstoffe wie Holz und Salz, bildet das im Zentrum liegende Alpenvorland den vernetzten Kernbereich mit ertragreicher Landwirtschaft, vielfältigem Gewerbe, konkurrenzfähiger Industrie und dynamischem Handel. So belegt Oberösterreich mit einer Fläche von 11.982 km<sup>2</sup> als viertgrößtes Bundesland Österreichs mit über 1,4 Millionen Menschen bevölkerungsmäßig die dritte Stelle.

Traditionell wurde Oberösterreich in Viertel unterteilt: Mühlviertel, Innviertel, Hausruckviertel und Traunviertel. Abgesehen von dieser Einteilung gilt auch das Salzkammergut als eigene Region und die Ballungsräume um die Städte Linz, Wels und Steyr werden in jüngerer Zeit als Zentralraum zusammengefasst. Diese Begriffe sind allerdings kulturhistorisch gewachsen und folgen nur teilweise den naturräumlichen Gegebenheiten.

Oberösterreich hat Anteil an drei Großlandschaften: der Böhmisches Masse, die vorwiegend nördlich der Donau liegt und sich als waldreiches Hochland mit Mittelgebirgsrücken zeigt, dem Alpenvorland, wo reich gegliedertes Hügelland mit weitgehend ebenen Schotterflächen wechselt, und den Alpen mit den dicht bewaldeten Bergen der Flyschzone und Kalkvoralpen, sowie den schroffen Gebirgen der Kalkhochalpen. Zwischen diesen Großlandschaften vermitteln das Donautal am Südrand der Böhmisches Masse und das oberösterreichische Seengebiet am Alpenrand.

Der Anteil Oberösterreichs an der **Böhmisches Masse** liegt zwischen der Wasserscheide zur Moldau und der Donau. Die als Mühlviertel bezeichnete Region nimmt damit einen beträchtlichen Abschnitt an der Südabdachung dieses Mittelgebirges ein. Nordöstlich von Freistadt liegt ein größeres Gebiet jenseits der Wasserscheide, das von der Malsch zur Moldau hin entwässert wird, und mit dem Sauwald und dem Kürnberg bei Linz reicht die Böhmisches Masse auch über die Donau nach Süden. Die vorherrschenden Gesteine sind Granit und Gneis, welche die Landschaftsformen wesentlich mitbestimmen. Die Kuppen sind meist felsig, oft finden sich Felsbauten auf Gipfeln oder in steileren Hängen, früher waren auch auf Wiesen und Feldern vereinzelt rundliche Felsblöcke anzutreffen. Im Gegensatz dazu sind die Senken mit feinem, verschwemmtem Verwitterungsmaterial gefüllt und häufig vernässt.

Als Landschaft zeigt sich der oberösterreichische Teil der Böhmisches Masse als ein wellig-kuppiges Hochland, das zur Donau hin von den Flüssen zunehmend schluchtartig zerfurcht ist. Andererseits erheben sich Mittelgebirgsrücken über dieses Hochland und gliedern die Landschaft. Der Böhmerwald als markantester Bergrücken weist mit dem Plöckenstein (1379 m) auch die höchste Erhebung auf. Zusammen mit Ameisberg, Sternwald und Lichtenberg umrahmt der Böhmerwald das Obere Mühlviertel, das von Großer und Kleiner Mühl sowie der Rodl entwässert wird.

Das Untere Mühlviertel steigt von der Feldaist-Senke und dem Machland zum Freiwald und Weinsberger Wald an und wird durch die Flüsse Gusen, Aist und Naarn ebenfalls zur Donau hin entwässert. Südlich der Donau wird das Gebiet zwischen Passau, Schärding und Eferding als Sauwald bezeichnet. Die Zuflüsse zu Pram und Aschach entwässern auch den Sauwald in südliche Richtung. Die

Pram selbst fließt in nordwestliche Richtung dem Inn zu und die Aschach gegen Nordosten, durchbricht ein Stück den Sauwald und mündet direkt in die Donau.

Das Donautal zeichnet sich durch einen Wechsel von Schluchtstrecken und ausgedehnten Auen aus, der sich durch epigenetisches Einschneiden der Donau am Südrand der Böhmisches Masse entwickelte. So ist die Donau von Passau bis Aschach, von Ottensheim bis Linz und ab Ardagger als Schlucht in die kristallinen Gesteine eingeschnitten. Andererseits haben sich am Kristallinrand im Eferdinger Becken und im Machland weite Auen entwickelt. Ebenso im Abschnitt zwischen Linz und Mauthausen, der durch die Mündungen von Traun und Enns gekennzeichnet ist.

Aus dem Hochland mit steinigem Böden und rauhem Klima hat sich durch jahrhundertelange Land- und Forstwirtschaft eine feingliedrige, mosaikförmige Kulturlandschaft entwickelt. Die gesamte wirtschaftliche Entwicklung, Handel und Verkehr sind radial zur Landeshauptstadt Linz orientiert. Zu den überregionalen Verkehrswegen zählt natürlich die Donau und als Nord-Süd-Strecke für Eisenbahn und hochrangige Straßen setzte sich, geomorphologisch bedingt, die Feldaist-Senke durch.

Die flächenmäßig größte geographische Einheit Oberösterreichs ist das **Alpenvorland**. Es ist ein bis zu 50 km breiter Teil der Molassezone, der, von Ost nach West verlaufend, von Salzach und Inn im Westen, der Böhmisches Masse, dem Sauwald und dem Kürnberg Wald im Norden, der Enns im Osten und den Alpen im Süden begrenzt wird. Zum oberösterreichischen Alpenvorland zählt der größte Teil des Innviertels, fast das ganze Hausruckviertel und Teile des Traunviertels. Mit dem Machland südlich von Perg hat es sogar noch Anteil am Mühlviertel.



Abb. 1: Blick auf das Obere Mühlviertel in Richtung Nordosten. Im Vordergrund das schluchtartig eingeschnittene Donautal zwischen Oberem Mühlviertel und Sauwald. In der Bildmitte Schloss Neuhaus an der Donau. Dahinter erstreckt sich mosaikförmige Kulturlandschaft bis zum Horizont, der in der linken Bildhälfte durch die bewaldeten Rücken des Sternwaldes gekennzeichnet ist (Foto: M. Linner).

Das südwestliche Innviertel erweist sich als flach wellige, eiszeitliche Moränenlandschaft, die nach Norden in das flache, von quartären Terrassen bedeckte Inntal übergeht. An der Grenze zu Salzburg, in diese Moränenlandschaft eingebettet, liegt das Ibmer Moor, die größte zusammenhängende Moorlandschaft Österreichs. Weiter östlich, zwischen Mattighofen, Schärding und Linz, dominieren die hügeligen Landschaften des Inn- und Hausruckviertels. Dieser Landstrich wird überwiegend von schwach verfestigten, paläogenen und neogenen Gesteinen aufgebaut, die unter dem Begriff „Schlier“ zusammengefasst werden. Aus diesem Hügelland sticht der von Kiesen, Sanden und Kohlethonen aufgebaute Höhenzug des Kobernauber Waldes und des Hausruck hervor. Hier liegt auch die höchste Erhebung des oberösterreichischen Alpenvorlandes, der westlich von Ampflwang gelegene Göblberg (801 m). Im nördlichsten Teil des Hausruckviertels erstreckt sich das flache, gegen den Kürnberger Wald stauende Schwemmland des von spät- und nacheiszeitlichen Donaukiesen erfüllten Eferdinger Beckens. Das Traunviertel hat nur im nördlichen Abschnitt Anteil am Alpenvorland. Hier sind die flachen Landstriche des unteren Trauntales mit der Welser Heide, das Ennstal zwischen Steyr und Enns, das Donautal bei Enns und das vor dem Durchbruch des Strudengaus aufgestaute Machland ebenso von Terrassenkiesen der jüngeren Eiszeiten und des Holozäns erfüllt wie die Linzer

Bucht, die sich zwischen Freinberg, Pöstlingberg und dem Steyregger Wald in das Kristallin der Böhmisches Masse schmiegt. Auch das etwas höher liegende, von Traun, Donau und Enns begrenzte, flach wellige Traun-Enns-Riedelland, auch „Traun-Enns-Platte“ genannt, wurde in den Eiszeiten geformt und ist von mächtigen, auf dem „tertiären Schliersockel“ liegenden Kies- und Lössablagerungen bedeckt. Das Alpenvorland wird von zahlreichen Flüssen durchzogen, von denen einige, wie die Mattig oder die Antiesen, nach Nordwesten zum Inn entwässern. Die Mehrzahl der Flüsse, so auch die bedeutendsten unter ihnen, die Traun und die Enns, fließt nach Nordosten bzw. Norden und mündet in die Donau.

Das Alpenvorland ist das bevorzugte Siedlungsgebiet in Oberösterreich. Begünstigt durch die fruchtbaren Böden, die relativ geringe Höhenlage und das milde Klima ist es einer intensiven landwirtschaftlichen Nutzung unterworfen. Der Weilhartforst, der Lachforst sowie der Kobernauber Wald und der Hausruck werden vorwiegend forstwirtschaftlich genutzt. Die günstige Lage des Alpenvorlandes, die dichte Besiedlung und die Konzentration von Gewerbe und Industrie haben im Laufe der Zeit zum Ausbau eines dichten Verkehrsnetzes geführt, welches seinerseits wieder die wirtschaftlichen Aktivitäten begünstigt und verstärkt. So liegen im dicht besiedelten Zentralraum zwischen Wels, Linz und Steyr die Zentren von Industrie und



Abb. 2:  
Herbst im Hausruckviertel. Blick von Starling über die Schlierhügel von Natternberg Richtung Franzeneck auf den Kiesrücken des Pettenfirst, des südöstlichen Ausläufers des Hausruck (Foto: Ch. Rupp).

Gewerbe. Mit Betrieben wie Voestalpine, AMAG, BMW-Motorenwerk Steyr oder Lenzing-AG, um nur einige zu nennen, erwirtschaftet Oberösterreich über ein Viertel der österreichischen Exporte.

Die **Alpen** heben sich schon topographisch deutlich vom Alpenvorland ab. Sie erreichen in den Sandsteinbergen der Flyschzone vereinzelt Höhen über 1000 Meter (z. B. Hochpletzspitz 1134 m), während in den Kalkalpen Höhen zwischen 1500 und 2000 Metern nicht selten sind und mit dem Dachstein (2995 m) der höchste Punkt Oberösterreichs erreicht wird. Das Dachsteinmassiv trägt auch die östlichste und gleichzeitig flächenmäßig größte Gletschergruppe der Nördlichen Kalkalpen.

Im Detail beinhaltet Oberösterreichs Alpenanteil durchaus heterogene Landschaftsformen, deren Ausbildung den jeweiligen geologischen Untergrund widerspiegelt.

Der nördlichste Abschnitt wird von der Flyschzone gebildet, die zwischen Irrsee und Attersee ihre größte Breite von etwa 15 km erreicht. Der Gesteinsbestand umfasst im Wesentlichen gut geschichtete Sand- und Tonsteine mit wechselndem Kalkgehalt. Die generelle Rutschungsneigung der tonreichen Flyschgesteine („flysch“ = alemannisch-schweizerischer Ausdruck für fließen) ist Ursache für zahlreiche, meist oberflächennahe Massenbewegungen. Mediale Aufmerksamkeit erlangte kürzlich die großflächige Rutschung im Gschlifgraben östlich Gmunden, da besiedeltes Gebiet davon betroffen war. All diese Eigenschaften führen dazu, dass in der Flyschzone schroffe Landschaftsformen fehlen und rundliche Formen mit kerbartig eingeschnittenen Gräben eines dichten Gewässernetzes

dominieren. Große Flächen der Flyschzone sind von Wald bedeckt.

Die Grenze von der Flyschzone zu den Kalkalpen ist oft landschaftlich sehr markant erkennbar. So ist die massige Gestalt des Traunsteins (1691 m), der über 1200 Meter direkt über dem Traunsee aufragt, schon von Weitem vom Alpenvorland her sichtbar und auch die Wandfluchten des Höllengebirges über dem Attersee und die Drachenwand westlich des Mondsees sind eindrucksvolle Beispiele des Kalkalpen-Nordrandes.

Im Nordabschnitt der oberösterreichischen Kalkalpen, also in den Salzkammergut-Voralpen im Westen und den Enns- und Steyrtal-Voralpen im Osten, ist vor allem der Hauptdolomit aus der Triaszeit weit verbreitet und für die Landschaftsformung ausschlaggebend. Das Dolomitgestein neigt bei der Verwitterung zu kleinstückig sandigem Zerfall, was wie bei den Sandsteinen zu eher rundlichen Geländeformen führt, die jedoch von Felschrofen durchzogen sind. Für eine weitere Untergliederung sorgen die in lange hinstreichenden Mulden eingesenkten jüngeren, lithologisch vielfältigen Gesteine der Jura- und Kreidezeit.

Im Sengsengebirge und im Höllengebirge erlangt dann Kalkstein (Wettersteinkalk) großflächige Verbreitung, wodurch Letzteres bereits den Charakter einer hochalpinen Karstlandschaft annimmt. Hier tritt auch bereits eine dolomitische Variante auf, die weiter gegen Süden an Bedeutung und Ausdehnung gewinnt. Ähnlich dem Hauptdolomit bildet auch der Wettersteindolomit enorme, feinkörnige Schuttmassen, deren blendend weiße Farbe Anlass zu entsprechenden Flurnamen gab: Äußerer Weißenbach und



Abb. 3:  
Blick vom Großen Donnerkogel auf die Karstlandschaft der westlichen Dachsteingruppe mit dem Großen und Kleinen Gosau-Gletscher. Deutlich erkennbar sind die Moränenwälle der maximalen Glescherausdehnung am Ende der „Kleine Eiszeit“ um 1850 (Foto: G.W. Mandl).

---



Abb. 4:  
Blick vom Wurbauerkogel gegen Nordwesten über das Windischgarstener Becken. Durch Störungen begrenzte Trias-Karbonate ragen aus den eiszeitlich überformten Sedimentgesteinen der Gosau-Gruppe. Im Hintergrund die schneebedeckten Ausläufer des Toten Gebirges (Foto: G.W. Mandl).

---

Mitterweißenbach am Südfuß des Höllengebirges und das Weißenbachtal westlich Bad Goisern sind Beispiele dafür. Vergleichbare Dolomit-Landschaften bilden auch die Nord- und Ostflanken des Toten Gebirges und den Westteil der Warscheneck-Gruppe.

Während in der naturschutzfachlichen Raumgliederung die Salzkammergut-Voralpen westlich des Traunflusses bis Hallstatt reichen, sind sie aus geologischer Sicht durch das Ischltal gegen Süden begrenzt. Das Katergebirge und die Kalmberge zeigen bereits das charakteristische Gestein der Kalkhochalpen, den Dachsteinkalk.

Neben diesen beiden Bergstöcken sind auch noch die Hohe Schrott, vor allem aber die ausgedehnten Karstplateaus des Toten Gebirges und des namensgebenden Dachsteinmassivs sowie das Warscheneck und die Haller Mauern daraus aufgebaut. Letztere vermitteln bereits zu den steirischen Gesäusebergen. Im oberösterreichisch-salzburgischen Grenzgebiet liegt der über 2400 Meter hohe Gosaukamm mit seinen spektakulären schroffen Felsformationen aus Dachstein-Riffkalk. Die Kalkplateaus sind über weite Strecken wasserlose Steinwüsten, da die Niederschläge rasch durch die Karsthohlräume in den Untergrund abgeführt werden und die Entwässerung unterirdisch erfolgt. Eine dichtere Vegetation und insbesondere Wald kann nur in niedrigeren Randlagen Fuß fassen. In Talagen tritt das Wasser dann in großen Karstquellen wieder zu Tage, wie beispielsweise am Waldbach-Ursprung bei Hallstatt, aus der Koppenbrüllerhöhle bei Obertraun oder am Pießling-Ursprung bei Rossleithen.

Das Innere Salzkammergut weist einen besonderen landschaftlichen Reiz auf. Dieser entspringt dem Gegensatz zwischen steil aufragenden, vegetationsarmen Kalkplateaus einerseits und den dazwischen eingeschalteten, von Wiesen und Wald bedeckten Mittelgebirgsarealen andererseits. Letztere verdanken ihre Gestalt der örtlich rasch wechselnden Gesteinsvielfalt der Hallstätter Schichtenreihe, die rund um den Plassen bei Hallstatt und von Bad

Ischl über den Raschberg und den Pötschenpass hinüber ins steirische Salzkammergut ein buntes Mosaik aus kleinräumig gegliederten Geländeformen bildet.

Entwässert wird der oberösterreichische Alpenanteil von der Traun und ihren Zubringern Ager, Alm und Krems sowie der Enns mit ihrem Zubringerfluss Steyr. Diese durchfließen auch einige inneralpine Beckenlandschaften, wie das Ischler, das Gosauer und das Windischgarstener Becken. Alle drei sind durch den geologischen Untergrund vorgegeben, der aus leichter erodierbaren Gesteinen der Gosau-Gruppe aufgebaut ist. Aufgrund ihrer inneralpinen Lage wurden sie während der Eiszeit vom durchströmenden Gletschereis zusätzlich überformt und von Moränematerial teilweise bedeckt. Der Eiszeit sind auch die Salzkammergutseen zu verdanken, die in übertieften Zungenbecken der einstigen großen Eisströme liegen. Der Traunsee ist mit 191 Metern der tiefste.

Die inneralpinen Siedlungsräume liegen entlang dieser Flusstäler und Beckenlandschaften. Der alpine Anteil Oberösterreichs war bis in die jüngere Vergangenheit fast ausschließlich eine bäuerliche Kulturlandschaft. Im Einzugsbereich des Enns- und Steyr-Tales („Oberösterreichische Eisenstraße, Eisenwurzeln“) waren Eisen verarbeitende Betriebe jahrhundertlang ein bedeutender Wirtschaftsfaktor; von ihnen sind heute nur noch wenige Kleinbetriebe (z. B. Sensenwerk in Laussa, Maultrommelerzeugung in Molln) übrig geblieben. Das Innere Salzkammergut war und ist Zentrum des österreichischen Salzbergbaues.

Heute ist die gesamte Region in starkem Maße vom Tourismus abhängig. Anziehungspunkte in der Sommersaison stellen die großen Salzkammergutseen sowie der Wandertourismus im Gebirge dar. In der Wintersaison dominieren die diversen Wintersportarten.

Weiterführende Literatur und Weblinks: STRAUCH (2003); BENEDETTI-HERRAMHOF (2009); DORIS; OBERÖSTERREICHISCHE LANDESREGIERUNG.



# 3. Die geologische Entwicklungsgeschichte Oberösterreichs – Ein Überblick

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

Die Gesteine des Bundeslandes Oberösterreich entstanden während eines langen Zeitraums, der sich über mehrere 100 Millionen Jahre (100 Ma; Ma = Mega-annum), vom jüngsten Präkambrium (Neoproterozoikum) bis ins Holozän erstreckt. In dieser Zeit erlebten sie sehr unterschiedliche Entwicklungsgeschichten. Ihre ursprünglichen Ablagerungs- und Entstehungsbereiche lagen entweder an der Erdoberfläche (am Festland, 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 voneinander entfernten Kontinenten oder in den dazwischenliegenden Ozeanbecken beheimatet. Plattentektonische Prozesse führten zur Schließung von Ozeanen und darauffolgenden Kontinentkollisionen. Dabei wurden die Gesteine jedes Mal verfaltet, übereinander geschoben 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. Die plattentektonische Situation der Erde vom Beginn des Ordovizium bis ins Perm ist in Tafel 3 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).

Ihr heutiges Aussehen und ihre jetzigen Lagebeziehungen zueinander erhielten die Gesteine der Böhmisches Masse während der Variszischen Gebirgsbildung im Karbon vor 360 bis 300 Millionen Jahren und jene der Alpen während der Alpidischen Gebirgsbildung in den letzten 150 Millionen Jahren, während des Oberjura, der Kreide und des Känozoikums. Die Tektonische Übersicht (Taf. 1) zeigt diese Einheiten und ihre Lagebeziehungen.

In den folgenden Kapiteln wird die geologische Entwicklungsgeschichte des in der vorliegenden Karte dargestellten Gebietes im Lauf der erdgeschichtlichen Perioden näher beschrieben. Der Text ist so aufgebaut, dass im ersten Absatz jedes Abschnittes Informationen zur plattentektonischen Situation, zu überregionalen Ablagerungsräumen und zum Teil auch zu klimatischen Gegebenheiten dargelegt werden. Es folgt eine auf den Bereich des Kartenblattes fokussierte Beschreibung, welche die fazielle Entwicklung sowie die metamorphen und magmatischen Prozesse behandelt. Des Weiteren werden die tektonischen Einheiten und deren Entwicklung diskutiert. Im dritten Absatz wird an Beispielen aufgezeigt, welche Gesteine die zuvor beschriebenen Entwicklungen dokumentieren. Das letzte Kapitel ist dem Zeitabschnitt der eiszeitlichen Vergletscherungen und deren Abschmelzphasen gewidmet.

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

Überlieferungen aus der frühen Erdgeschichte zwischen 4,56 Milliarden Jahren und 650 Millionen Jahren vor heute (Ma) sind im Bereich des vorliegenden Kartenblattes derzeit nur spärlich bekannt. Eine Ausnahme ist das älteste eingetragene Gestein, welches sich in Südböhmen auf dem Territorium der Tschechischen Republik befindet. Es handelt sich um den Orthogneis bei Světlik, dessen magmatisches Ausgangsgestein vor rund 2,1 Milliarden Jahren kristallisiert ist (WENDT et al., 1993).

Vor etwa 650 Ma, im Neoproterozoikum, lagen die kontinentalen Krustenstücke der heutigen Böhmisches Masse (Moldanubikum) und der Alpen (Ostalpin, Südalpin, Subpenninikum) in hoher südlicher Breite. Während des Cadomischen Ereignisses (650 bis 600 Ma) wurden sie an den Nordrand des Gondwana-Kontinentes angegliedert. Durch 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 mit jener im heutigen Ostasien zu vergleichen.

Zur Ablagerung kamen in diesem Zeitraum siliziklastische Sedimente in Form von Tonsteinen, Sandsteinen und Grauwacken. Diese treten uns heute sowohl in der Böh-  
mischen Masse als auch in den Alpen als unterschiedlich stark metamorphe Gesteine, in Form von zum Teil migmatischen Paragneisen, Glimmerschiefern und Phylliten

entgegen. Die tektonische Aktivität führte zu intensivem basischem und saurem Magmatismus. Die dabei entstandenen Vulkanite und Plutonite sind heute als Amphibolite und Orthogneise in bestimmten Einheiten in den Alpen zu finden.

In Oberösterreich befinden sich die ältesten Gesteine im Moldanubikum des Mühlviertels und im Sauwald. Die dort auftretenden migmatischen Paragneise mit den darin auftretenden Marmoren und Graphitgneisen sind aus Grauwacken und Tonsteinen hervorgegangen, die zwischen dem jüngsten Präkambrium und dem Kambrium, also im Zeitraum vor rund 600 bis 510 Ma, abgelagert worden waren. Aus Zirkonen, die dem sedimentären Ausgangsma-

terial entstammen, lässt sich ihre Herkunft aus einem cadomisch geprägten Liefergebiet ableiten (GEBAUER et al., 1989).

Präkambrische bis kambrische Sedimente und Basite sind wahrscheinlich auch am Aufbau einiger Einheiten des Ostalpinen Kristallins beteiligt (FRISCH et al., 1987), wo sie heute ebenfalls als metamorphe Gesteine vorliegen. Zu nennen sind die Paragneise des Seckau-Komplexes sowie die Amphibolit-Gneis-Abfolgen und Ultrabasite des Speik-Komplexes. Letztere zeigen unterschiedliche chemische Signaturen, durch welche sie verschiedenen plattentektonischen Environments wie Vulkanbögen oder ozeanischer Kruste zugeordnet werden können.

### 3.2. Ordovizium, Silur und Devon: Drift gegen Norden

Im Ordovizium und Silur (488–416 Ma) waren die kontinentalen Krustenstücke der heutigen Böhmisches Masse (Moldanubikum) und der Alpen (Ostalpin, Südalpin, Subpenninikum) weiterhin Teil des Nordrandes des Gondwana-Kontinents, hin zum Rheischen Ozean. Während des Ordovizium ist ein bedeutendes magmatisches Ereignis zu verzeichnen, dessen Ursache aber noch nicht geklärt ist. Im späten Silur kam es am Kontinentalrand zu extensionellen Prozessen, die mit der Öffnung des Paläotethys-Ozeans in Zusammenhang stehen (Taf. 3/1–2). Ob die hier behandelten Krustenstücke im Zuge der Ozeanöffnung als Teile eines Mikrokontinentes vom Nordrand Gondwanas abgespalten wurden (Hun-Superterrene, STAMPFLI & BOREL, 2004) oder ob sie in einem stark gegliederten mobilen, aber zusammenhängenden Bereich am Nordrand Gondwanas lagen (Peri-Gondwana, KRONER et al., 2008), ist derzeit in Diskussion (der Text folgt der Nomenklatur von KRONER et al., 2008, in den Abbildungen auf Tafel 3 ist jedoch die Nomenklatur von STAMPFLI & BOREL, 2004, dargestellt).

Während des Devons (416–359 Ma) driftete Gondwana durch plattentektonische Prozesse angetrieben kontinuierlich nordwärts (Taf. 3/3). Im Zuge der Nordbewegung gelangten damit auch die kontinentalen Krustenstücke der heutigen Böhmisches Masse und der Alpen allmählich in niedere geographische Breiten. Die höheren Wassertemperaturen in den äquatornahen tropischen Meeresbereichen stellten günstige Lebensbedingungen für eine Vielzahl Karbonat bildender Organismen dar. Durch die Nordbewegung Gondwanas näherte sich dieses immer mehr an die Kontinentmasse von Laurussia (= Laurentia und Baltica) an und der dazwischenliegende Rheische Ozean wurde immer mehr eingeengt. Die Verkleinerung des Ozeans wurde durch Subduktion der ozeanischen Lithosphäre aufgenommen, und an den aktiven Kontinentalrändern bildeten sich magmatische Bögen mit Vulkanketten, wie wir sie heute z. B. von Indonesien kennen. Schließlich kollidierten im Oberdevon die ersten Ausläufer der als Peri-Gondwana am Nordrand von Gondwana zusammengefassten Krustenstücke mit Laurussia.

Die im Ostalpin erhalten gebliebenen Metasedimentabfolgen des Ordovizium bestehen größtenteils aus siliziklastischem Material, ab dem oberen Ordovizium treten auch erste, biostratigraphisch determinierbare, karbonatische Ablagerungen in Erscheinung (SCHÖNLAUB, 1979). Das Ordovizische magmatische Ereignis ist vor allem durch sauren und intermediären Magmatismus gekennzeichnet, insbesondere sind saure teilweise explosiv geförderte Vulkanite bekannt, die großflächig verbreitete Ignimbrite bildeten. Auch im Silur waren große Gebiete des zukünftigen Alpenraums meeresbedeckt. Am Rand dieses Meeres wurden große Mengen von siliziklastischem Material sedimentiert, in den zentraleren Beckenbereichen entstanden hingegen tonig kieselige Beckensedimente, während auf Schwellen auch karbonatische Tiefwassersedimente abgelagert wurden (HEINISCH, 1988; PANWITZ, 2006). Mehrere vulkanische Zyklen förderten Tholeiite und Alkalibasalte, die aufgrund ihrer Spurenelementgehalte als Intraplatten-vulkanite interpretiert wurden (SCHLAEGEL-BLAUT, 1990). Ab dem oberen Silur und vor allem im Devon entwickelten

sich im nunmehr tropisch warmen Meer, auf Plattformen und im mäßig tiefen Schelf, mächtige Abfolgen aus Dolomit, Kalk und Mergel.

Die Subduktionsprozesse in Zusammenhang mit der Schließung des Rheischen Ozeans sind uns durch im Oberdevon gebildete Eklogite sowohl aus dem Bereich der Böhmisches Masse als auch aus den Alpen überliefert. Im Zuge der initialen Kontinentkollision wurde die Lithosphäre verdickt, wobei es zu Deformation und Metamorphose in den Gesteinen kam.

Gut erhaltene Gesteinsabfolgen aus ordovizischer und silurischer Zeit mit siliziklastischen Metasedimenten (Gerichtsgaben-Fm., Polsterquarzit, Rad-Fm.) und Karbonaten (Cystoideenkalk, Orthocerenkalk) sind vor allem in der Norischen Decke der Grauwackenzone vorhanden. Im Ostalpinen Kristallin treten Gesteinseinheiten mit vergleichbaren Edukten auf, diese liegen aber heute in höher metamorpher Form vor. Ein Beispiel dafür ist der Wölz-Komplex, der sich aus Glimmerschiefern, Marmoren (Sölker Marmor, Gumpeneck-Marmor), Hornblende-Garbenschiefen und Am-



phiboliten zusammensetzt. Saure ordovizische Vulkanite sind in der Norischen Decke weit verbreitet und werden als Blasseneck-Porphroid bezeichnet. Die Typlokalität dieses Gesteins mit dazitischer bis rhyolitischer Zusammensetzung liegt am Blasenack nördlich von Treglwang im Palten-tal. Die basischen Vulkanite aus dem Silur und Unterdevon finden sich in der Norischen Decke im Bereich der Eisenerzer Alpen und in den Kitzbüheler Alpen. Die unterdevonen Karbonatgesteine sind beispielsweise in der Umgebung des Steirischen Erzberges als Sauberg-Kalk und Polsterkalk bekannt geworden und enthalten hier zahlreiche biostratigraphisch einstuftbare Fossilien.

Die im Devon gebildeten Eklogite treten in der Böhmisches Masse vereinzelt in der Ostrong-Einheit auf (O'BRIEN & VRANÁ, 1995), in den Alpen finden wir sie im Speik-Komplex im Bösensteinmassiv (FARYAD et al., 2002). Geochronologische Altersdaten aus kristallinen Gesteinen der Kaintaleck-Decke der Grauwackenzone ergaben Alter um 370 Millionen Jahren (HANDLER et al., 1999). Sie dokumentieren ein frühes Stadium des Variszischen tektonometamorphen Ereignisses und eine frühe Exhumation dieser Einheit noch im Oberdevon.

### 3.3. Karbon: Bildung von Pangäa und die variszische Gebirgsbildung

Das Karbon (359–299 Ma) ist durch die Bildung des Pangäa-Superkontinents geprägt. Im untersten Karbon erfolgte die endgültige Schließung des Rheischen Ozeans und Peri-Gondwana kollidierte auf breiter Front mit Laurussia (Taf. 3/4). In weiterer Folge wurde auch der westliche Teil des Paläotethys-Ozeans geschlossen, sodass ab diesem Zeitpunkt mehr oder weniger alle großen Kontinentmassen zum Superkontinent Pangäa zusammengeschlossen waren. Die verbliebenen Teile des Paläotethys-Ozeans bildeten ab diesem Zeitpunkt eine Bucht, die sich entlang des Äquators, von Osten her in den Pangäa-Superkontinent erstreckte.

Die auf die Schließung der ozeanischen Bereiche folgenden Kontinent-Kollisionen führten zur Bildung des Variszischen Gebirges, dessen eingeebnete Reste heute in Mittel- und Westeuropa, in Nordwestafrika und Nordamerika zu finden sind. In diesem waren kontinentale Krustenstücke der heutigen Böhmisches Masse und der Alpen einbezogen. Ab dem Oberkarbon kam es aber schon wieder zum Abbau des Reliefs durch extensionelle Tektonik und massive Erosion.

Im Bereich der Böhmisches Masse ist uns mit dem Moldanubikum ein tiefes tektonisches Stockwerk aus dem internen Teil des Variszischen Gebirges aufgeschlossen, in dem verschiedene Stadien der tektonischen und magmatischen Geschichte zu rekonstruieren sind. Die bereits im Devon einsetzende Kontinent-Kontinent-Kollision führte im Laufe des frühen Karbons zu einer starken Verdickung sowohl der Kruste als auch des lithosphärischen Mantels (KRONER et al., 2008). Unter anhaltender Konvergenz wurden zwischen 350 und 340 Ma Teile der Unterkruste (Granulite) in die mittlere Kruste exhumiert (FRANĚK et al., 2011) und sukzessiv in einen Deckenbau einbezogen. In der Spätphase der Deckenbildung setzte ein intensiver Magmatismus ein, der mit einem Maximum zwischen 330 und 320 Ma bis etwa 300 Ma andauerte. Als Ursache dieser enormen spätvariszischen Granitbildung und der verbreiteten Hochtemperatur/Niedrigdruck-Metamorphose wird eine teilweise Ablösung (Delamination) des zuvor tektonisch verdickten lithosphärischen Mantels diskutiert. Dabei wurden Teile der unteren und mittleren Kruste (Bavarium) exhumiert und im obersten Karbon entstand ein System von NW-SE- und NE-SW-streichenden Störungen.

Auch in etlichen Einheiten der Alpen findet sich eine Regionalmetamorphose und einzelne Granitoide des variszischen Ereignisses. In anderen Einheiten lässt sich dieses Ereignis aber nicht nachweisen und es ist zu vermuten, dass einige Einheiten der heutigen Alpen (Teile des Ostalpins, Südalpin) am Südrand des Variszischen Orogens beheimatet waren, wo sie in sehr unterschiedlich starker Weise in die tektonischen Prozesse einbezogen wurden.

Im Moldanubikum werden die Moldanubischen Decken gänzlich und das Bavarium großteils aus variszisch metamorphen Gesteinen aufgebaut. Hervorzuheben sind die

Granulite in Südböhmen und im Waldviertel, die sich als vorwiegend leukokrate Gesteine durch ihre hochmetamorphe Prägung in der Unterkruste auszeichnen. Ebenso charakteristisch sind die, durch die Hochtemperatur/Niedrigdruckmetamorphose geprägten Paragesteine. Als Beispiele dafür sind die Cordierit-Paragneise der Ostrong-Einheit sowie die Paragneis-Migmatite („Perlgneise“) des Bavarikums zu nennen. Die spätvariszischen Intrusionen formten mit dem Südböhmischen Batholith das ausgehnteste Intrusivgebiet Mitteleuropas. Im Bereich des vorliegenden Kartenblattes werden große Bereiche durch den grobporphyrischen Weinsberger Granit aufgebaut, als weitere bedeutende Intrusionskörper sind aber neben anderen auch der Eisgarner Granit oder der Mauthausener Granit zu nennen. Die NW-SE-gerichtete Pfahl- und die Donau-Störung sowie die NE-SW-gerichtete Rodl-Kaplice-Störung repräsentieren das im obersten Karbon angelegte konjugierte Störungssystem.

Im heutigen Ostalpin bauen Metasedimente aus dem Unterkarbon die Veitscher Decke der Grauwackenzone auf. Es handelt sich dabei um karbonatbetonte Metasedimente (Steilbach- und Triebenstein-Fm.) sowie klastische Ablagerungen mit einzelnen, heute zu Graphit umgewandelten Kohleflözen (Sunk-Fm.) (RATSCHBACHER, 1987). Als ostalpine Einheit mit einer mittel- bis hochgradigen variszischen Metamorphose ist der Seckau-Komplex zu nennen. Über das Alter der Orthogneise in der letztgenannten Einheit ist wenig bekannt, es wird aber vermutet, dass diese zum Teil während des Variszischen Ereignisses intrudiert sind. Andere Einheiten, wie beispielsweise die Grauwackenzone oder der Wölz-Komplex, verblieben in einem hohen tektonischen Niveau und erfuhren keine oder lediglich eine sehr schwache variszische Metamorphoseprägung (SCHUSTER et al., 2004).

### 3.4. Perm: Extension und Einebnung des Variszischen Gebirges

Im Perm (299–251 Ma) lag das Gebiet, aus welchem später die Böhmisches Masse und die Alpen entstehen sollten, am westlichen Ende der Tethysbucht (Taf. 3/5). Ab etwa 290 Ma kam es im Bereich des Südrandes des variszischen Gebirges zu einer Nord-Süd-gerichteten Dehnung der Lithosphäre. Das Variszische Gebirge, welches schon zu Beginn des Perms stark eingeebnet war, sank dadurch weiter ab und die Erdoberfläche wurde im Laufe des Perms von wenigen hundert Metern Seehöhe bis auf Meeresniveau abgesenkt. Das Gebiet lag immer noch nahe dem Äquator und es herrschten heiße, aride Bedingungen. Die Landschaft war in dieser Periode durch kahle Berg- und Hügelzüge mit dazwischenliegenden, 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.

Das Dehnungsereignis im Bereich des Südrandes des Variszischen Orogens lässt sich nach Untersuchungen aus Einheiten der Alpen (Ostalpin, Südalpin) folgendermaßen skizzieren (SCHUSTER & STÜWE, 2008): Die Dehnung der Lithosphäre bewirkte in der oberen Kruste die Entstehung von Ost-West-gerichteten Bruchzonen, an denen sich Gräben einsenkten. Flüsse transportierten Abtragungsschutt in diese Becken und füllten sie auf. Durch die Ausdünnung der Lithosphäre kam es im Erdmantel zur Bildung von basaltischen Magmen. Diese drangen bis an die Untergrenze der Kruste auf und kleine Mengen intrudierten bis in die Kruste, wo sie als Gabbros erstarrten. Die Wärmezufuhr durch die intrudierenden Schmelzen erzeugte ihrerseits eine Metamorphose und ein teilweises Aufschmelzen der unteren Kruste: Es bildeten sich Granite und Pegmatite, die in die mittlere Erdkruste eindrangten. Einige Magmen erreichten sogar die Erdoberfläche und verursachten im Perm einen verbreiteten sauren bis intermediären Vulkanismus. Die permischen Sedimente zeigen zunächst einen fluviatilen, später bereichsweise einen flachmarinen Charakter. Eine hohe Verdunstungsrate führte zu einem Ansteigen der Salzkonzentration in seichten, schlammigen

Buchten am Rand des Tethys-Ozeans, mancherorts kam es in diesen zur Ausfällung von Salz und Gips.

Auch die zentraleren Bereiche des Variszischen Gebirges erfuhren im Perm eine schwache Dehnung, welche sich durch Reaktivierung des im obersten Karbon angelegten Störungssystems äußert, wobei sich sedimentgefüllte Gräben entwickelten.

Ablagerungen der fluviatilen Schwemmebenen mit Einschaltungen von sauren Vulkaniten finden wir heute in den Gesteinen der Präbichl- und Gröden-Fm. am Südrand der Kalkalpen und, in metamorpher Form, in einigen ostalpinen Kristallindecken (Rannach-Fm. der Bösenstein-Pletzen-Decke). Die Haselgebirgsvorkommen des Salzkammergutes und aus der Umgebung von Hallein zeugen mit ihrem Salz und Gips von starker Verdunstung innerhalb seichter Meeresbecken. Gesteine der kontinentalen Kruste, die eine temperaturbetonte permische Metamorphose erfuhren, sind im Koralpe-Wölz-Deckensystem anzutreffen. Auf dem vorliegenden Kartenblatt ist das der Wölz-Komplex, in dem bereichsweise im Perm gebildete Granatkristalle auftreten.

### 3.5. Trias: Entstehung der Karbonatplattformen

In der Trias (251–200 Ma) waren die Einheiten der heutigen Böhmisches Masse und der Ostalpen weiterhin Teil des Pangäa-Superkontinentes und lagen immer noch innerhalb des tropischen Klimagürtels der Erde. Die Dehnung am Westende der Tethysbucht setzte sich mit verminderter Intensität fort und die Lithosphäre im Bereich der heutigen Ostalpen sank zunehmend, auch bedingt durch thermische Subsidenz, weiter ab. Am Beginn der Mitteltrias, vor etwa 240 Millionen Jahren, dehnte sich der ozeanische Bereich der Tethys gegen Westen bis in den heutigen Alpenraum aus (HAAS et al., 1994). Dabei wurden die angrenzenden kontinentalen Bereiche von einem Schelfmeer überflutet, welches sich immer weiter gegen Westen in den außeralpinen Raum von West- und Nordeuropa ausdehnte. Das westliche Ende des Ozeanbeckens wird als Meliata-Hallstatt-Ozean bezeichnet. Große Krustenstücke der heutigen Alpen (Ostalpin und Südalpin) lagen direkt am Rand des Ozeanbeckens und auf diesen entwickelten sich Karbonatplattformen die durch Riffgürtel gegen den offenen Ozean hin begrenzt waren. Das Krustenstück der heutigen Böhmisches Masse lag weiter im Nordwesten und bildete während der gesamten Trias eine Insel innerhalb des Schelfmeeres. Die Situation kann man sich ähnlich wie beim Großen Barriere-Riff vor der Ostküste Australiens vorstellen (Taf. 3/6).

In der Untertrias waren Teile des zukünftigen Alpenraumes noch Festland. Flusssysteme lagerten Sande und Quarzgerölle 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 schließlich aus und in den flachen Randbecken, welche durch eine eingeschränkte Wasserzirkulation charakterisiert waren, kam es zur Ablagerung

von dunklen Kalkschlämmen mit organischem Material, in denen zum Teil auch erneut Gips ausgefällt wurde. Durch die Ausweitung der Tethys am Beginn der Mitteltrias verbesserte sich der Wasseraustausch der Randbecken mit den tiefen Bereichen des Tethys-Ozeans zusehends (MANDL, 2000). Der alpine Schelf wurde Teil eines lichtdurchfluteten, tropisch warmen Meeres, dessen Rand von nährstoffreichen Tiefenwässern aus dem Ozean umspült

wurde. Dieser neue Lebensraum wurde durch kalkabscheidende Organismen wie Algen, Schwämme und Korallen besiedelt, die auch Riffe bildeten. Gegen das Festland zu bildeten sich weite Lagunen mit Kalkalgen als wesentlichste Sedimentproduzenten. Kurz nach Beginn der Obertrias kam es zu einer weltweiten Absenkung des Meeresspiegels und damit verbunden zu einem verstärkten Eintrag sandig-tonigen Materials. Mit einem erneuten Meeresspiegelanstieg entwickelte sich während der Obertrias eine zweite ausgedehnte Karbonatplattform mit einer breiten Lagune, die gegen das offene Meer wiederum durch einen langgestreckten Riffgürtel begrenzt war (HAAS et al., 1994). Vor den Riffen lag der tiefere Schelf mit Wassertiefen von einigen 100 Metern und einer nicht mehr erhaltenen Breite von mindestens einigen Kilometern. Daran schloss der Kontinentalabhang an, der zu den ozeanischen Tiefen überleitete. Mit zunehmender Wassertiefe wurden hier kieselige Sedimente gebildet. Stellenweise lagerten sie wohl direkt auf ozeanischer Kruste des Tethys-Ozeans auf. Dieser Teil des Ablagerungsraumes (das heutige Meliaticum) sollte während der späteren Gebirgsbildung weitgehend durch Subduktion verloren gehen. Aus den Kalkalpen kennen wir daher nur ganz im Osten, im niederösterreichischen Schneeberg-Gebiet, spärliche Reste dieser Gesteine. 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 Karbonatplattformsedimente gebildet.

Sowohl fluviatile als auch marine klastische Sedimente der Untertrias sind in den Ostalpen überliefert. Die fluviatilen Ablagerungen werden in den Nördlichen Kalkalpen als Alpiner Buntsandstein bezeichnet. Die Werfen-Fm., welche am Südrand der Nördlichen Kalkalpen weit verbreitet ist, wurde hingegen in einem marinen Milieu abgelagert. Darüber folgen die mitteltriassischen Ablagerungen der Randbecken. Sie werden durch die Reichenhall- und die Gutenstein-Fm. repräsentiert. Mächtige Karbonatplattformen der Mitteltrias (Wetterstein-Fm.) bilden das Höllen- und Sengengebirge und die Basis der Gebirgsstöcke der Kalkhochalpen des Salzkammerguts. Die kurzzeitige Einschwemmung sandig-tonigen Materials vom nördlichen Festland ist im meist dünnen Band der Nordalpinen Raibler Schichten überliefert. In den seichten Lagunen der Karbonatplattform der Obertrias wurde der mächtige Schichtstapel des Hauptdolomits und des gebankten Dachsteinkalks gebildet. Letzteres Gestein prägt heute maßgeblich das Landschaftsbild der oberösterreichischen Kalkalpen in den verkarsteten Hochflächen des Toten Gebirges und des Dachsteinmassivs. Die Dachsteinriffkalke des Gosaukammes stellen Reste des Riffgürtels dar. Feinster Kalkschlamm am Tiefschelf jenseits der Riffe bildete das Ausgangsmaterial für die fossilreichen Hallstätter Kalke mit ihren berühmten Ammoniten. Der Oberrhätriffkalk und die fossilreiche Kössen-Fm., die in seichten Becken innerhalb der Karbonatplattform entstanden, sowie die Korallenmergel der Zlambach-Fm., welche den Riffabhang und die Hallstätter Kalke überdeckten, bilden den Abschluss der kalkalpinen Triasentwicklung.

### 3.6. 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 Unterjura entlang der späteren Trennungsfugen zu initialen tektonischen Bewegungen gekommen war, öffnete sich im Mitteljura zwischen dem zukünftigen Westafrika und dem zukünftigen südlichen Nordamerika das 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, eine Fortsetzung im Penninischen Ozeanbecken des alpinen Raumes. Dieser im Jura entstandene Ast des Penninischen Ozeans (Piemont-Ligurischer Ozean) bildete sich zwischen dem zukünftigen im Nordwesten gelegenen Europa und Afrika, welches mit seinem weit nach Norden ragenden „Adriatischen Sporn“ im Süden und Osten an diesen Ozean grenzte (Taf. 3/7). Zunächst kam es zur Bildung eines „Rifts“, das heißt zu einem durch Dehnung und Absenkung gebildeten Graben in der kontinentalen Erdkruste. In der Folge wurden an einer gegen Osten einfallenden Störung Teile des subkontinentalen lithosphärischen Mantels des „Adriatischen Sporns“ freigelegt. Diese bildeten ab etwa 165 Ma den ersten Boden des neu entstandenen Ozeanbeckens (MANTSCHAL et al., 2002). In weiterer Folge entstand ab ca. 160 Ma ein mittelozeanischer Rücken, an dem ozeanische Lithosphäre gebildet wurde. Dadurch verbreiterte sich das Ozeanbecken kontinuierlich und Afrika inklusive dem „Adriatischen Sporn“ wanderte mit wenigen Zentimetern pro Jahr gegen Osten.

Die westliche Begrenzung des Penninischen Ozeans war der Europäische Kontinent mit dem Helvetischen Schelf, zu dem das Moldanubikum und Moravikum sowie das Helvetikum und das Subpenninikum der Hohen Tauern gehörten. Diesem stand östlich des Ozeanbeckens der Adriatische Schelf gegenüber, an dem sich die Gesteinseinheiten des heutigen Ostalpins und Südalpins befanden. Der „Adriatische Sporn“ bildete somit zu dieser Zeit eine schmale Kontinentbrücke, die den Penninischen vom Tethys-Ozean trennte.

Das Ostwärts-Wandern von Afrika führte zu einer allmählichen Einengung im Bereich des Westendes des Tethys-Ozeans. Ab ca. 170 Ma kam es zu südostgerichteten, intraozeanischen Subduktionsprozessen und

danach zur Obduktion von Ophiolithdecken aus dem Bereich des Ozeans auf den östlichen Kontinentalrand des „Adriatischen Sporns“. Die Obduktionsprozesse endeten noch im Oberjura um ca. 150 Ma, und im obersten Jura entwickelte sich eine Zone mit transpressiven, sinistralen Seitenverschiebungen (FRANK & SCHLAGER, 2006) innerhalb des nördlichen Teils des „Adriatische Sporns“ (innerhalb des heutigen Ostalpins). Bedingt durch diese tektonischen Prozesse entstanden im Bereich des Adriatischen Schelfs im Oberjura erste alpidische tektonische Einheiten (Juvavikum) und eine größtenteils submarine Morphologie (MISSONI & GAWLICK, 2011a, b).

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 (Horsten) zwischen Störungen bildeten sich maximal einige Zehnermeter mächtige, bunte Schwellenkalke, an Abschiebungen entstanden Brekzien und in Becken wurden tonig-kieselige Kalkschlämme abgelagert. Im Zuge der initialen Öffnung des Penninischen Ozeanbeckens verstärkte sich die tektonische Unruhe noch und der Nordrand des heutigen Ostalpins, welches ab diesem Zeitpunkt am Kontinentalrand des „Adriatischen Sporns“ zum Penninischen Ozean lag, wurde durch weitere Abschiebungen stark fragmentiert. Der gesamte Bereich des heutigen Ostalpins 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 der angrenzenden ozeanischen Becken.

Etwas anders verlief die Entwicklung am Europäischen Kontinentalrand. Hier kam es anfänglich zu Hebungen, welche dazu führten, dass sich flache Inseln im Bereich des helvetischen Schelfs bildeten. Dadurch wurden die permotriassischen Ablagerungen lokal bis auf den Kristallinsockel erodiert. An den Küsten bildeten sich Kohle führende Ablagerungen und in den umgebenden flachen Meeresbereichen entstanden tonige und 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 Adriatischen Schelfs zu intensiver tektonischer Aktivität. Nachdem zunächst Ophiolithdecken aus dem Bereich des Tethys-Ozeans auf den Kontinentalrand obduziert worden waren (SCHUSTER et al., 2007a), 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 abgeschert 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. Im Umfeld 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 und Riffschutt begraben.

Aus dem Jura sind uns im Bereich des vorliegenden Kartenblattes folgende Gesteine erhalten: Vom Adriatischen Schelf, der von den Ostalpinen Decken der Nördlichen Kalkalpen repräsentiert wird, kennen wir unterjurassische Schwellenkalke, einerseits in Form von spätigem (Hierlatz-)Crinoidenkalk, andererseits als prächtigen roten (Adneter) Ammonitenkalk, der als begehrtes Dekorgestein viele Bauwerke ziert. Schichtglieder, die die kalkalpine Tiefwasserentwicklung des Oberen Jura repräsentieren, sind beispielsweise die Strubberg-Fm. und die Ruhpolding-Fm., die unter anderem aus Radiolariten, Kieselkalcken und Mangan führenden Mergeln bestehen. Zeugnisse für das tektonische Geschehen am Rand zum Tethys-Ozean finden wir in den Juvavischen Schollen vom Hallein-Berchtesgadener Raum bis Hallstatt und von Bad Goisern bis ins steirische Salzkammergut. Die Riffkalke des obersten Jura werden Plassenkalk genannt. Ihre Typlokalität ist der Plassen bei Hallstatt, weitere Vorkommen finden sich nordöstlich des Wolfgangsees und im steirischen Salzkammergut. Die zeitgleichen pelagischen Kalkschlämme, welche die submarine Schollenlandschaft versiegeln, heißen Oberalm-Fm. und sind beispielsweise in der Salzburger Osterhorngruppe und im steirischen Ausseerland weit verbreitet.

Reste des jurassischen Anteils des Penninischen Ozeans sind nur ganz sporadisch als tektonische Klippen ophiolithischer Gesteine am Rande der Rhenodanubischen Flyschzone überliefert (z. B. Dachkogel östlich Grünau im Almtal). Die Hauptmasse dieser Gesteine liegt heute unter den Ostalpinen Decken und wird nur in den penninischen Fenstern (Unterengadiner, Tauern- und Rechnitzer Fenster) außerhalb des Kartenblattes an der Oberfläche sichtbar.

Sedimente des ehemaligen Helvetischen Schelfs mit Kohle führenden, küstennahen Ablagerungen (Gresten-Fm.) sind uns ebenfalls nur als tektonische Klippen im Grenzbereich Flyschzone/Kalkalpen an der Erdoberfläche zugänglich, der überwiegende Teil davon liegt heute ebenfalls mehrere Kilometer tief unter der Molassezone bzw. unter den Ostalpinen und Penninischen Decken begraben. Beispiele dieser Gesteine finden sich in der Umgebung von Grünau im Almtal und in einer breiteren Zone, die sich vom Pechgrabengebiet nördlich Großraming über das niederösterreichische Waidhofen noch weiter nach Osten erstreckt. Karbonate des Mittel- und Oberjura, welche direkt auf dem variszisch geprägten Kristallin des Helvetischen Schelfbereiches aufliegen, sind nur aus Bohrungen bekannt, die diese unter den Molassesedimenten angetroffen haben (siehe Profilschnitt des vorliegenden Kartenblattes und Kap. 5).

### 3.7. 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. Auch der Penninische Ozean verbreiterte sich durch die anhaltende Produktion neuer ozeanischer Kruste. Aus dem Golf von Biskaya kommend entwickelte sich sogar ein neuer Ast des Penninischen Ozeans (Valais-Ozean), welcher die Iberische Platte von Europa abtrennte. Auch der „Adriatische Sporn“ löste sich im Zuge der Entstehung des östlichen Mittelmeeres allmählich von Afrika. Zwar bewegten sich beide Teile noch bis in die Oberkreide (ca. 94 Ma) nahezu synchron, doch ist Adria (= Apulia) ab dieser Zeit als eigenständige Platte zu betrachten (HANDY et al., 2010). Seither driftet Adria mit einigen Millimetern pro Jahr gegen Norden auf Europa zu, wobei die Platte auch eine leichte Rotation gegen den Uhrzeigersinn vollführt. Diese Bewegungen sind letztendlich für die Bildung der Alpen verantwortlich.

Während des Initialstadiums der Alpidischen Gebirgsbildung entstand um ca. 135 Ma eine intrakontinentale Subduktionszone, welche wahrscheinlich an die im obersten Jura angelegten Seitenverschiebungen und an Teile der Subduktionszone des Tethys-Ozeans gebunden war (FROITZHEIM et al., 2008). An dieser Subduktionszone wurde eine nordwestlich gelegene Lithosphärenplatte, zu welcher der Großteil des heutigen Ostalpins gehörte, gegen Südosten unter die Adriatische Platte subduziert. An der Subduktionszone entstand nun ein Orogenkeil, in den während der gesamten Unterkreide sukzessive neue ostalpine Deckeneinheiten eingebaut wurden und der sich so kontinuierlich gegen Nordwesten erweiterte.

Die Bildung der Alpen begann, wie oben beschrieben an einer intrakontinentalen Subduktionszone innerhalb des Ostalpins (FROITZHEIM et al., 2008). Die südöstlich dieser Suture gelegene tektonische Oberplatte beinhaltete Teile des heutigen Ostalpins (das heutige Drauzug-Gurktal- und Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) sowie das heutige Südalpin. Auf dem vorliegenden Kartenblatt sind aber keine Anteile der Oberplatte vorhanden, da sich diese weiter südlich befinden. Die unmittelbar an der Suturezone gelegenen Teile der Unterplatte bildeten das Tirolische Deckensystem inklusive dem auflagernden Juvavikum, die Norische Decke der Grauwackenzone, das Koralpe-Wölz-Deckensystem sowie darunter befindliche Unterkruste und lithosphärischer Mantel. Im Zuge der ersten Verkürzung schoben sich die ostalpinen Anteile der Oberplatte in und über die angrenzende Unterplatte, welche ab diesem Zeitpunkt subduziert wurde. Dabei entstand ein initialer Orogenkeil, welcher zu diesem Zeitpunkt die zu Decken geformten frontalen Teile der Oberplatte und von der Unterplatte abgescherte Decken beinhaltete. Der Abscherhorizont setzte in der Unterplatte in einigen Kilometern Tiefe innerhalb paläozoischer Gesteine an und hob gegen Nordwesten aus. Er bestand daher aus der Norischen Decke, dem damit verbundenen Tirolischen Deckensystem sowie dem auflagernden Juvavischen Deckensystem. Dieser Orogenkeil wurde gegen Nordwesten auf das zukünftige Bajuvarikum überschoben (FAUPL & WAGREICH, 2000). An der Stirn der wandernden Decken bildeten sich Sedimentationsräume, in die grobklastisches Material geschüttet

wurde, während weiter entfernt von dieser Zone aktiver Deformation weiterhin feinkörnige, mergelige Sedimente zur Abgelagerung kamen. Durch den fortdauernden Subduktionsprozess wurde immer mehr Kruste in den Orogenkeil einbezogen und die Orogenfront verlagerte sich immer weiter gegen Nordwesten. Gleichzeitig nahm die Länge der subduzierten Lithosphärenplatte kontinuierlich zu und deren frontaler Teil geriet in immer größere Tiefen.

Weiter im Norden, im Bereich des penninischen Ozeanbeckens war die tektonische Aktivität relativ gering und so kamen während der Unterkreide bedeutende Mengen von feinkörnigen tonigen, mergeligen und kalkigen Sedimenten zur Ablagerung. Diese Sedimente bedeckten nicht nur die ozeanische Kruste selbst, sondern auch den im Nordwesten angrenzenden helvetischen Schelf.

Syntektonische Sedimente, die mit der Deckenbildung innerhalb des Ostalpins in Zusammenhang stehen, sind beispielsweise die Rossfeld- und Losenstein-Fm. Es handelt sich jeweils um mächtige Abfolgen aus Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln. Die Rossfeld-Fm. stammt aus der mittleren Unterkreide und ist beispielsweise östlich Bad Ischl und nordöstlich des Sengengebirges verbreitet. Die Losenstein-Fm. wurde in der späten Unterkreide abgelagert und tritt in langgestreckten Mulden insbesondere in der Umgebung von Weyer auf. In der Unterkreide gebildete Sedimente des Penninischen Ozeans finden wir heute als Tristel-Fm. und Gaultflysch in den Penninischen Decken der Rhenodanubischen Flyschzone.

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

In der Oberkreide (100–65 Ma) verbreiterte sich der Atlantik, und Adria bewegte sich weiter gegen Norden auf Europa zu (Taf. 3/8). Durch die fortdauernde Annäherung von Adria und Europa hielt auch das Subduktionsgeschehen im alpinen Raum weiter an. Die frontalen Teile der gegen Südosten abtauchenden Lithosphärenplatte hatten inzwischen mehr als 70 km Tiefe erreicht und leichte kontinentale Kruste wurde in den dichteren Mantel gedrückt. Um 90 Ma lösten sich große Stücke der krustalen Gesteine von der abtauchenden Lithosphärenplatte ab und stiegen als Extrusionskeil gegen die Oberfläche auf. Dies führte zu großen Umgestaltungen im Orogenkeil, welcher immer weiter gegen Norden ausgriff.

Es ist nicht genau bekannt, wann die Subduktionszone den Kontinentalrand des Adriatischen Schelfs erreichte und ab wann erstmals ozeanische Lithosphäre des Penninikums in die Subduktionszone eintrat. Die Umgestaltung des Kontinentalrandes erfolgte jedenfalls bereits ab der obersten Unterkreide (ca. 105 Ma). Zur Subduktion penninischer Lithosphäre (lithosphärischer Mantel, ozeanische Kruste und darauf abgelagerte Sedimente) und zur Bildung eines ozeanischen Akkretionskeiles kam es aber wahrscheinlich erst in der mittleren Oberkreide um 90 Ma. Ab dieser Zeit umfasste der Orogenkeil den gesamten ostalpinen Deckenstapel, dessen frontale Teile in weiterer Folge auf den penninischen Akkretionskeil aufgeschoben wurden. Obwohl in der Oberkreide im Penninischen Ozean noch neue ozeanische Kruste gebildet wurde, begann sich der Ozean allmählich zu schließen, da die Subduktionsrate die Rate der Neubildung übertraf.

Das Geschehen in den tief versenkten, südöstlichen Teilen der Unterplatte lässt sich an kretazisch metamorphen Gesteinen des Ostalpinen Kristallins studieren. Bis in die frühe Oberkreide wurden diese krustalen Gesteine von ihrem unterlagernden lithosphärischen Mantel in eine Tiefe von bis zu 100 km mitgezogen. Bei der Versenkung erfuhren sie dabei eine zunehmende Metamorphose. Um 92 Ma wurden in manchen Teilen eklogitfazielle Bedingungen mit Temperaturen um 700 °C und Drucken von mehr als 2 GPa erreicht (Thöni, 2006). Dabei entstanden aus Gesteinen mit basaltischem Chemismus Eklogite. Kurz darauf wurden die spezifisch leichten Krustengesteine von der weiter abtauchenden Lithosphärenplatte abgetrennt und mit Überschiebungen im Liegenden und Abschiebungen im Hangenden gegen die Erdoberfläche extrudiert. Die Extrusion erfolgte rasch, denn Abkühlalter dokumentierten, dass die Gesteine zwischen 75 und 85 Ma bereits wieder auf 300–400 °C abgekühlt waren. In dem so gebildeten Deckenstapel, dem Koralpe-Wölz-Deckensystem, entstand auf diese Art eine charakteristische Metamorphosezonierung mit den am höchsten metamorphen Gesteinen im Zentrum. Im östlichen Teil der Ostalpen wurde der Extrusionskeil gegen Norden bzw. Nordwesten zu exhumiert. Dabei wurden Teile des Orogenkeiles (z. B. Norische Decke, Tirolikum und auflagerndes Juvavikum) weiter nach Norden verfrachtet und neue Teile wie die tieferen Decken der Grauwackenzone (Veitscher-, Silbersberg-, Kaintaleck-Decke) und das Bajuvarische Deckensystem in den Orogenkeil eingebaut. Deren vormaliger Untergrund wurde überschoben, bis etwa 80 Ma weiter versenkt und danach als Silvretta-Seckau-Deckensystem von der abtauchenden Lithosphärenplatte abgesichert. So verlagerte sich die Orogenfront an der Erdoberfläche immer weiter gegen Norden, bis sie in der unteren Oberkreide (ca. 90 Ma) den Rand des Penninischen Ozeans erreichte. Ab nun wurde ozeanische Lithosphäre des Penninischen Ozeans subduziert, wobei sich an der Subduktionszone ein Akkretionskeil aus kleinen Schuppen ozeanischer Kruste und einem überwiegenden Anteil an darauf abgelagerten tiefmarinen Sedimenten bildete.

Die in der Oberkreide abgelagerten Sedimente spiegeln das tektonische Geschehen wider: die Oberfläche des Orogenkeiles kann man sich, ähnlich der heutigen Küste von Kroatien, als einen relativ flachen Meeresbereich vorstellen, aus dem sich mehrere Inselketten erhoben. In dieser reich gegliederten Landschaft wurden zwischen 90 Ma und 80 Ma die Sedimente der Unteren Gosau-Subgruppe abgelagert. Kleinräumig entstanden Fluss- und Wildbachablagerungen, Kohle bildete sich in Randbereichen stehender Gewässer, an der Küste entstanden Deltasedimente und kleine Riffkörper sowie sandig-tonige Meeresablagerungen in unterschiedlicher Wassertiefe. Nach einer kurzen Umstellungsphase folgte danach im frontalen

Teil des Orogenkeiles, welcher von den Deckensystemen der heutigen Kalkalpen repräsentiert wird, die Sedimentation der Oberen Gosau-Subgruppe. Deren turbiditische Tiefwassersedimente belegen ein rasches Absinken des Untergrundes und die erhaltenen Sedimente zeigen Ähnlichkeiten zu den zeitgleich im Penninischen Ozeanbecken abgelagerten Gesteinen. Die rasche Absenkung ist wahrscheinlich mit der Überschiebung der Orogenfront auf den penninischen Akkretionskeil am Rand des Ozeanbeckens zu begründen. Im Penninischen Ozeanbecken selbst wurden in der Oberkreide flyschoide Sedimente 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 häufig Erdbeben, die mit den tektonischen Prozessen in Zusammenhang standen. Bedingt durch die relative Ruhe am Helvetischen Schelf wurden dort während der Oberkreide kalkig-mergelige Sedimente abgelagert. Noch weiter nördlich, in Südböhmen, entstanden in der Oberkreide Becken, in denen fluviatile und limnische Sedimente zur Ablagerung kamen.

Von den Prozessen, die während der Oberkreide in den tief versenkten Teilen der Unterplatte abliefen, ist auf dem vorliegenden Kartenblatt wenig zu sehen, da kreidezeitlich (eoalpidisch) metamorphe ostalpine Gesteine nur am Südrand des vorliegenden Kartenblattes anzutreffen sind. Das tektonisch tiefste Element ist das Silvretta-Seckau-Deckensystem, welches das Bösensteinmassiv und die Seckauer Tauern aufbaut. Dessen Deckeneinheiten bestehen aus dem variszisch geprägten Kristallin des Seckau- und Speik-Komplexes sowie der transgressiv auflagernden, permisch-untertriassischen Rannach-Fm. In der Kreide erfuhren diese Gesteine eine epidot-amphibolitfazielle Metamorphose bei ca. 530 °C und 0,9 GPa. Dabei wurden die ehemals rot gefärbten klastischen Sedimente der Rannach-Fm. in grünliche Phyllite und hellgrüne Quarzite umgewandelt. Die nördlichsten Ausläufer des überlagernden Koralpe-Wölz-Deckensystems sind im Donnersbachtal durch den Wölz-Komplex und Ennstaler Phyllitkomplex vertreten. Innerhalb des Deckensystems ist eine gegen Süden von der unteren Grünschieferfazies bis in die Epidot-Amphibolitfazies zunehmende kretazische Metamorphose festzustellen. K-Ar-Abkühlalter von Muskoviten liegen in diesem Bereich zwischen 75 und 95 Ma (Hejl, 1984). Auch in der tiefsten Decke der Grauwackenzone sind durch das Auftreten von Granat und den Kristallisationsgrad von Graphit (Rantitsch et al., 2004) kretazische Temperaturen von ca. 500 °C nachgewiesen. Darüber ist eine rasche Abnahme der Metamorphosetemperaturen bis in die Nördlichen Kalkalpen festzustellen, deren nördliche Anteile nur diagenetisch verändert sind.

Größere Vorkommen der Unteren Gosau-Subgruppe finden sich heute im Umfeld des namensgebenden Ortes Gosau, im Ischltal, im Windischgarstner Becken und südlich Großraming. 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“). Wirtschaftlich unbedeutende Kohlebildungen sind vom Hochkogel in der Laussa und nahe Roßleithen bei Windischgarsten bekannt. Turbiditische Tiefwassersedimente der Oberen Gosau-Subgruppe sind im Bereich der Hornspitze bei Gosau in prächtigen Aufschlüssen vorhanden. Dort befinden sich im Elendgraben und Rote-Wand-Graben auch zwei der weltweit wenigen Stellen, wo Gesteine aus dem Grenzbereich zwischen Kreide und Paläogen an der Erdoberfläche zugänglich sind. In diesen ist die geochemisch-mineralogische Spur des Meteoriteneinschlages nachweis-

bar, welcher damals zu einem globalen Massensterben geführt hat.

Der penninische Akkretionskeil ist uns in den Penninischen Decken am Nordrand der Alpen in nicht metamorpher Form überliefert. Östlich von Grünau im Almtal und bei Ybbsitz sind in der Ybbsitzer Klippenzone kleine Schuppen der ozeanischen Kruste sowie darauf abgelagerte feinkörnige Sedimente aus dem südlichsten Teil des Penninischen Ozeans erhalten. Darunter liegt die Hauptflyschdecke der Rhenodanubischen Flyschzone, welche zu einem beträchtlichen Teil aus in der Oberkreide abgelagerten, flyschoiden Sedimenten des Penninischen Ozeanbeckens aufgebaut ist. Beispiele dafür sind die Reiselsberg-, Perneck- und Seisenburg-Fm. Kreidazische Sedimente des Helvetischen Schelfs sind uns nur aus Bohrungen (Zupfing 1, Ried Ost 1, Regau 1; siehe Kap. 5) bekannt. Die oberkretazischen Sedimente der Klikov-Fm. („Gmünder Schichten“) repräsentieren Ablagerungen aus einem Kreidebecken in Südböhmen.

### 3.9. Paläogen: Schließung des Penninischen Ozeans und Entstehung der Molassezone

Zu Beginn des Paläogens (65–23 Ma) setzte sich die Schließung des Penninischen Ozeans fort, indem weiterhin ozeanische Lithosphäre des Penninischen Ozeans unter den Orogenkeil subduziert wurde. Der Orogenkeil umfasste zu dieser Zeit bereits den gesamten ostalpinen Deckenstapel und die höchsten Penninischen Decken. An der Subduktionszone wurden weiterhin kleine Anteile der flyschoiden Sedimentbedeckung von der subduzierten Platte abgeschert und in einen Akkretionskeil eingebaut, wodurch sie vor der Verschluckung in die Tiefe bewahrt wurden. 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. Ab diesem Zeitpunkt wurde der Orogenkeil auf den Helvetischen Schelf aufgeschoben und damit trat erneut dicke kontinentale Lithosphäre in die Subduktionszone ein. Im Zuge dessen wurden Teile der auf dem Helvetischen Schelf abgelagerten Sedimente als Decken abgeschert (Ultrahelvetische und Helvetische Decken) und in den Orogenkeil eingebaut, während ihr krustaler Untergrund und dessen Mantellithosphäre subduziert wurden. Auch tiefere Anteile des Akkretionskeiles und des Orogenkeils wurden dabei zumindest ein gutes Stück weit mit in die Tiefe gezogen (Teile der Penninischen und Unterostalpinen Decken). Im überlagernden Orogenkeil kam es zu Verkürzungen, welche durch Faltungen und ein System von vorwiegend dextralen Seitenverschiebungen aufgenommen wurden. Die frontalen Teile der subduzierten kontinentalen Kruste des Helvetischen Schelfs erreichten um 45 Ma Tiefen bis zu 60 km. In diesen am tiefsten versenkten Anteilen ist eine druckbetonte Metamorphose durch das Auftreten von Eklogiten belegt. In weiterer Folge wurden große Teile der kontinentalen Kruste des subduzierten Helvetischen Schelfs von ihrem lithosphärischen Mantel abgeschert (Subpenninische Decken) und gegen Norden bis in mittlere Krustenniveaus exhumiert. Sie wurden dabei intern übereinandergestapelt, in den Orogenkeil einbezogen und erfuhren um 30–35 Ma eine temperaturbetonte Metamorphose („Tauernkristallisation“).

Zur etwa gleichen Zeit riss die seit 135 Ma subduzierte Mantellithosphäre, welche durch ihre Dichte bisher einen Antriebsmotor für die Subduktion geliefert hatte, ab (slab break off; BLANKENBURG & DAVIES, 1996; BLANKENBURG et al., 1998). Heißer asthenosphärischer Mantel stieg auf und führte zu magmatischer Aktivität im südlichen Teil des Orogenkeiles (Periadriatischer Magmatismus). Die Entkoppelung vom schweren lithosphärischen Mantel und die verdickte Kruste führten ab etwa 32 Ma auch zu heftigen isostatischen Ausgleichsbewegungen, die sich in der Hebung der zentralen Alpenanteile mit Beträgen von bis zu 5 Millimeter pro Jahr äußerten. Damit kam es im westlichen Teil der heutigen Ostalpen ab dem oberen Oligozän auch erstmals zur Bildung eines morphologischen Gebirges (FRISCH et al., 1998).

Diese Veränderungen in der Geometrie des Orogenkeiles und dessen Auflast auf der Europäischen Platte führten zu Verbiegungen des Vorlandes (ehemaliger Helvetischer Schelf). Vor der nach Norden drängenden Alpenfront entstand daher ab rund 34 Ma ein neues, sich schnell eintiefendes, marines Vorlandbecken, in dem die Sedimente der Molassezone abgelagert wurden. Dieses Meeresbecken war Teil eines reich geglie-

dernten Binnenmeeres, welches sich von Frankreich bis nach Zentralasien und Westsibirien erstreckte, eine eigene Faunenentwicklung aufweist und als Paratethys bezeichnet wird (DOHMANN, 1991; RÖGL, 1998).

Die Prozesse, welche im frontalen Teil des Orogenkeiles und in dessen Vorland während des Paläogens abliefen, sind im Bereich des vorliegenden Kartenblattes gut zu studieren. Die versenkten, metamorphisierten und später wieder exhumierten Decken (Subpenninische und Penninische Decken im Unterengadiner, Tauern- und Rechnitzer Fenster sowie Unterostalpine Decken) liegen jedoch außerhalb des Kartenblattes und sind bei PESTAL et al. (2009) abgehandelt.

Bis zur endgültigen Schließung des Penninischen Ozeans im frühen Eozän (ca. 50 Ma) hielt die Sedimentation von klastischen, großteils turbiditischen Tiefwassersedimenten im Bereich des Beckens an. Zu diesen Tiefwassersedimenten gehören die Ablagerungen der Oberen Gosau-Subgruppe, welche sich am südlichen Beckenabhang auf den Deckensystemen der Nördlichen Kalkalpen absetzten und die stratigraphisch bis ins Priabonium (ca. 35 Ma) reichen. Die jüngsten auf der ozeanischen Kruste des Penninischen Ozeans abgelagerten flyschoiden Tiefwassersedimente reichen bis Ypresium (ca. 53 Ma). Bereits kurz nach ihrer Ablagerung wurden sie in den Akkretionskeil eingebaut, und so in den Penninischen Decken der Rhenodanubischen Flyschzone überliefert. Am Helvetischen Schelf kam es im Paleozän und Eozän weiterhin zur Absetzung mergeliger Sedimente; aus den nördlicheren Anteilen, die heute die Böhmisches Masse aufbauen, sind aber keine Sedimente aus diesem Zeitraum bekannt.

Mit dem Eintritt kontinentaler Lithosphäre in die Subduktionszone kam es wie oben beschrieben wieder zu einer Intensivierung des tektonischen Geschehens. Im Zuge der Überschiebung des Orogenkeiles auf den Rand des Helvetischen Schelfs wurden zunächst die bis in das Lutetium (bis ca. 40 Ma) reichenden Sedimente vom distalen Schelf abgeschert und als Ultrahelvetikum in die Penninischen Decken der Rhenodanubischen Flyschzone eingeschuppt. In weiterer Folge erreichte die Orogenfront auch proximale Schelfbereiche und aus diesen wurden die Schuppen des Südhelvetikums abgeschert. Der Schichtumfang des Südhelvetikums reicht bis ins Priabonium (bis ca. 34 Ma). Die Umstellungen, die sich mit dem Abreißen des lithosphärischen Mantels und der weiteren Einengung im späten Eozän und frühen Oligozän (im Zeitraum von ca. 35–30 Ma) ergaben, sind am Kartenblatt durch post-mittelozeäne, dextrale Seitenverschiebungen dokumentiert. Dazu zählen die Wolfgangsee- und Windischgarstener Störung. Die isostatischen Hebungen waren aber noch auf das Gebiet westlich des heutigen Inntales beschränkt. Der Südteil der östlichen Ostalpen hingegen war zu dieser Zeit ein flachwelliges Hügelland. Flüsse transportierten den Abtragungsschutt aus diesem Gebiet in den Bereich der heutigen oberösterreichischen Kalkalpen, der sich damals als fluviatiles Schwemmland präsentierte.

Bedingt durch die Auflast des weiter vorrückenden Orogenkeiles entstand nördlich der Gebirgsfront, an der Wende Eozän/Oligozän (ca. 34 Ma), das Molassebecken. Dieses schnell tiefer werdende, marine Vorlandbecken weitete sich gegen Norden, über das Kristallin und die ältere Sedimentauflage der Böhmisches Masse hinweg aus. Durch das Absenken tiefer, teils isolierter Becken kam es in weiten Bereichen der Molassezone und darüber hinaus, in der gesamten Paratethys, im tieferen Oligozän (Kiscelli-

um; ca. 33–26 Ma) zur Bildung von anoxischen Tiefenwässern und zur Entstehung organisch reicher Sedimente (Erdöl-Muttergesteine der Oberösterreichischen Molassezone). Bedingt durch tektonische Entwicklungen, verstärkten Sedimenteintrag und eine weltweite Absenkung des Meeresspiegels verlandete das Becken an der Wende Unteroligozän/Oberoligozän (ca. 26 Ma) in der Schweiz und im westlichen Bayern. Östlich davon hielt die marine Sedimentation weiter an.

Im Oberoligozän (Unteres Egerium, 26–23 Ma) vertiefte sich östlich des Inn das marine Becken weiter und es entstand der über 1000 Meter tiefe Puchkirchen-Trog, der die Sedimente aus dem verlandeten Westteil der Molassezone und aus dem im Süden aufsteigenden Orogen der Alpen aufnahm. Auch am passiven Nordrand der Molassezone schütteten Flüsse ihre Sedimentfracht aus der Böhmisches Masse in den seichten Randbereich des Molassemeeres. Diese wurde durch Strömungen verfrachtet und bildete weite, vorwiegend submarine Sandablagerungen. Während der ganzen Zeit rückte die Alpenfront weiter gegen Norden vor und überschob dabei einen Teil der kurz zuvor abgelagerten Sedimente der Molassezone. Am Ende des Oligozäns (ca. 23 Ma) lag die Deckenstirn des alpinen Orogens nur mehr einige 10er-km südlich der heutigen Alpenfront (KUHLEMANN & KEMPF, 2002; BIEG, 2005).

Sedimente, die im Paläogen vor der Schließung des Penninischen Ozeans abgelagert wurden, sind beispielsweise die Nierental- und Zwieselalm-Fm. der Oberen Gosau-Subgruppe. Diese Einheiten sind an den Lokalitäten Gosau, Windischgarsten und Weyerer Bögen mit bis in das Eozän reichenden Sedimentfolgen erhalten. In den Penninischen Decken der Rhenodanubischen Flyschzone reicht die Altlengbach-Fm. bis in das Thanetium (bis ca. 56 Ma). Die Schuppen des Ultrahelvetikums werden aus der „Buntmergel-Serie“ aufgebaut. In dieser findet sich exotisches Material, z. B. in Form von Granitblöcken. Solche Blöcke bilden auch das „Leopold von Buch-Denkmal“ bei Großraming. Die Flachwassersedimente des Südhelvetikums sind mit einigen Schichtgliedern wie z. B. der Olching- und Kressenberg-Fm. vertreten. Die Vorkommen von Südhelvetikum befinden sich nicht auf oberösterreichischem Boden, sondern am westlichen Kartenrand nördlich von Salzburg.

Die Existenz der oligozänen Flusssysteme erkennen wir an den Geröllen kristalliner Gesteine („Augensteine“), welche auf den heutigen kalkalpinen Hochflächen, beispielsweise auf dem Dachsteinplateau, und im Tennengebirge in über 1800 m Höhe auftreten (Taf. 5A).

Tiefwassersedimente aus dem Abschnitt Obereozän – Unteroligozän, wie die Sedimente der Molassefenster von Waidhofen und Rogatsboden im grenznahen Niederösterreich, sind in Oberösterreich nicht aufgeschlossen. Der obertags zwischen Grieskirchen und Schwertberg aufgeschlossene Ältere Schlier besitzt wie die Linzer Sande noch unteroligozäne Anteile, die Hauptmasse ist jedoch in das Oberoligozän (und das Untermiozän) einzustufen. In den Gruben der Quarzsande GmbH bei Unterrudling sind die beiden Schichtglieder auf imposante Weise aufgeschlossen. Die limnisch-fluviatilen Sedimente von Freistadt – Kefermarkt sind wie die vorwiegend brackischen Pielacher Tegel in das Oligozän zu stellen.



### 3.10. Neogen: Entstehung des Hochgebirges der Ostalpen und Verlandung der Molassezone

Auch im Neogen (23–2,6 Ma) hielt die Annäherung von Adria und Europa weiter an. Im frühen Neogen, dem Miozän (23–5,3 Ma), stieß ein Teil des Südalpins, der so genannte „Südalpen-Indenter“ gegen Nordosten vor. Dies führte zur tief greifenden Umstellung in den Ostalpen und ist entscheidend für deren heutiges Erscheinungsbild als Hochgebirge (RATSCHBACHER et al., 1991). Die Zone der maximalen Nord-Süd-Einengung der Ostalpen seit dem Beginn des Miozäns liegt etwa im Gebiet des Brenner und beträgt über 100 km, was mehr als 50 % der vormaligen Breite entspricht. Diese gewaltige Verkürzung bewirkte, dass der alpidische Deckenstapel vor allem im Bereich der heutigen Hohen Tauern zusammengestaucht, verdickt und in die Höhe gepresst wurde. War die fortdauernde Annäherung von Adria und Europa im Paläogen noch größtenteils von N-gerichteter Überschiebungstektonik aufgenommen worden, so kam es nun zu einem E-gerichteten „Ausfließen“ der Ostalpen in den pannonischen Raum (Taf. 5B). Dies geschah an einem System von Seitenverschiebungen und Abschiebungen. Nördlich der Längsachse des Gebirges finden sich WSW-ENE-orientierte Störungen mit sinistralen Versatz, südlich davon NW-SE-orientierte dextrale Seitenverschiebungen. Gegen Süden wird die Zone der nach Osten ausweichenden Krustenteile durch das WNW-ESE-orientierte Periadriatische Störungssystem begrenzt, welches auch die Grenze der Ostalpen gegenüber den Südalpen bildet (Taf. 5B). An großen Abschiebungen in Kombination mit diesen Seitenverschiebungen erfolgte im Miozän auch die Bildung des Unterengadiner, Tauern- und Rechnitzer Fensters, in denen die Penninischen und zum Teil auch die Subpenninischen Decken unter dem Ostalpin hervortreten. Weiters entstanden an den Seitenverschiebungen eine Reihe von Becken, die mit Erosionsmaterial der angrenzenden Einheiten befüllt wurden. Diese intramontanen Becken werden als Inneralpine Molasse bezeichnet.

Die Front der Alpen bewegte sich noch bis in das frühe Miozän (ca. 17 Ma) weiter gegen Norden. Die den Alpen vorgelagerte Molassezone wurde bis zu diesem Zeitpunkt weiter eingeengt und zum Teil überschoben. Teile davon – die Allochthone Molasse – wurde als jüngste tektonische Einheit in den Orogenkeil der Alpen mit eingebaut. Bedingt durch großtektonische Prozesse änderten sich im frühen Miozän auch die Anbindungen des Molassemeeres an die angrenzenden Bereiche der Paratethys und zum Mittelmeer.

Die dadurch veränderte Meereszirkulation prägte nun die Ausbildung der Sedimente und führte zu bedeutenden Faunenwechseln. Mit dem beginnenden Karpatium (ab ~17 Ma) verlandete das Vorlandbecken und es wurden teils mächtige fluviatile Sedimente abgelagert (PILLER et al., 2004). Seit etwa 7 Ma dominiert in der Molassezone die Abtragung.

Auf dem vorliegenden Kartenblatt GÖK 200 Oberösterreich sind die miozänen Seitenverschiebungen durch zwei Störungen vertreten (Taf. 5B): Das Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Störungssystem (ISAM) zieht aus dem Gebiet der Stadt Salzburg (EGGER, 1997) gegen Osten durch die Einheiten der Rhenodanubischen Flyschzone und läuft östlich von Steyr in die Schuppengrenzen der Allochthonen Molasse, wo die Sedimentation während der tektonischen Bewegungen weiter anhielt. Das Salzach-Ennstal-Störungssystem (SEMP) lässt sich, von Westen kommend, gut durch das Ennstal bis in den Raum Liezen verfolgen. In diesem Abschnitt liegt an der Störung auch das Ennstal-Tertiär, in welchem es auch zur Bildung von Kohlen gekommen ist. Von Liezen gegen Osten verbreitert sich die Störungszone, und einige gleich alte Bewegungszonen, wie die Palten-Störung spalten sich ab. Die SEMP zieht weiter in das Gesäuse und Richtung Wildalpen im Salzatal. Die großen Alpentäler entwickelten sich in der Folge bevorzugt entlang dieser tektonisch zerrütteten Bereiche. Historische Aufzeichnungen von glücklicherweise meistens leichten Erdbeben belegen die bis in die geologische Gegenwart immer noch anhaltenden Bewegungen an diesen Schwäche zonen (siehe Kap. 10).

Vom Unteren bis in das Obere Egerium (bis ca. 20,5 Ma) änderte sich am Erscheinungsbild der Molassezone wenig. Im westlichen Abschnitt (Schweiz, westliches Bayern)

erreichte die Sedimentzufuhr einen Höhepunkt und die Fazies blieb kontinental, im Osten hielt die tiefmarine Entwicklung des Puchkirchen-Troges und der nördlichen Sandfazies an. Auch die nordgerichtete Aufschiebung des Alpenkörpers setzte sich fort, überfuhr und subduzierte weitere Molassekeile oder verschuppte sie und integrierte sie in die Orogenstirn. Erst im Eggenburgium (20,5–18,5 Ma) hatte sich das nordwärts geschobene Alpenorogen endgültig am Europäischen Vorlandsockel festgefahren und die Überschiebung der Molassezone kam zum Stillstand (nur in den östlichsten Abschnitten der Alpen in Niederösterreich hielt die Überschiebung bis in das Ottnangium an). Nach einer erosiven Phase in der Schweiz und in Bayern wurde im Eggenburgium durch eine neue marine Transgression die Meeresverbindung zum Rhônebecken wieder hergestellt. Vor der Alpenfront entstand ein schmaler Meeresarm, der das Mediterran mit der Zentralen Paratethys verband. Starke, gezeiteninduzierte Strömungen verteilten die eingebrachten Sedimente weit über das Becken, das sich im Westen wieder deutlich eingetieft hatte, im Osten jedoch (im Vergleich zum Puchkirchen-Trog) seichter geworden war. Im Ottnangium (18,5–17 Ma) wurde der schmale Molassestreifen des Eggenburgium wieder breiter und die stark gezeitenbeeinflussten Sedimente griffen nach Norden aus. Bedingt durch eine rasche Hebung der Alpen kam es wieder zu einem stark angestiegenen Sedimenteintrag aus dem Süden und das Molasse-

becken wurde zusehends aufgefüllt. Im Oberen Ottnangium verbrackte das Ottnang-See und zerfiel in mehrere brackische Seen. Im Karpatium (17–16 Ma) herrschten terrestrische Verhältnisse vor. Es bildeten sich Seen, etliche vorwiegend aus den Alpen kommende und nach Westen entwässernde Flüsse (im Westen der Amstettener Schwelle) schütteten ihre Sedimentfracht in das Molassebecken von Bayern und Oberösterreich. In den Alpen kam es entlang von großen, noch immer aktiven Störungszonen zur Bildung von kleinen Becken, in denen ausschließlich Süßwasserablagerungen gebildet wurden. Im Badenium (16–12,7 Ma) und Sarmatium (12,7–11,6 Ma) schütteten in Bayern eine Vielzahl von nach Westen abfließenden Flüssen aus den Alpen und der Böhmisches Masse in das Molassebecken. Im Pannonium (11,6–7 Ma) entwickelte sich auch in Oberösterreich ein mächtiges Flusssystem, das vorerst nach Westen entwässerte. Ab dem mittleren Pannonium durchbrach das Flusssystem die Amstettener Schwelle, ab diesem Zeitpunkt entwässerten die Flüsse im bayerisch-oberösterreichischen Molassebecken nach Osten. Ab dem obersten Pannonium überwog die Erosion

in der Oberösterreichischen Molassezone (KUHLEMANN & KEMPF, 2002; BIEG, 2005; RUPP, 2008b).

Die Oberösterreichische Molassezone ist überaus reich an miozänen Schichtgliedern und Formationen (siehe Kap. 4.5.2.), vor allem die vielfältigen „Schlier“-Gesteine werden mit Oberösterreich assoziiert. Auf die in das Untermiozän (Oberes Egerium) reichenden Linzer Sande und den Älteren Schlier wurde bereits im vorigen Unterkapitel hingewiesen. Der Haller Schlier (Eggenburgium) ist obertags vor allem im Raum Bad Hall und Steyr anzutreffen. Die Ottnang-Fm. („Ottnanger Schlier“) und die Ried-Fm. („Rieder Schlier“) aus dem Ottnangium bauen mit ihren sandigen Begleitern (Atzbach-Fm. etc.) weite Teile des Inn- und Hausruckviertels auf. An nicht-marinen Formationen müssen vor allem die Kiese des Kobernaußer Waldes (Kobernaußerwald-Fm.) und des Hausruck (Hausruck-Fm.) sowie die Ampflwang-Fm. mit der weithin bekannten Hausruck-Kohle hervorgehoben werden. Sie alle sind durch Lithologie und Fossilinhalt gut unterscheidbar und dokumentieren den Wandel der Oberösterreichischen Molassezone im Laufe des Miozäns von einem marinen Sedimentationsraum zu einer Flusslandschaft in eindrucksvoller Weise.

### 3.11. Quartäre Landschaftsgestaltung in Oberösterreich

War die Gestaltung des oberösterreichischen Raumes über viele Millionen Jahre von tektonischen Kräften, die Gebirge und Ozeane entstehen und vergehen ließen, von marinen Trans- und Regressionen sowie von Erosion und fluviatiler Zerschneidung des aufsteigenden Festlandes geprägt, so kommt im Quartär (ab 2,6 Ma vor heute) nach dem anfänglichen, kimagesteuerten Wechsel von Schotterakkumulation und Ausräumung besonders im Alpenvorland, auch die Überformung der alpinen Landschaft durch Eis und Gletscher hinzu. Durch die stufenweise Erniedrigung des allgemeinen Temperaturniveaus entwickelten sich in den Kaltzeiten erst in den höchsten Gebirgsteilen, später in den höher gelegenen Tälern Gletscher, bis im Mittleren Pleistozän die Täler, zum Teil bis weit in das Alpenvorland hinaus, periodisch von Gletschern erfüllt waren. Im Alpenraum sind vier große Vergletscherungen dokumentiert, die der Günz-, der Mindel-, der Riß- und der Würmeiszeit. Die jüngste Vergletscherung der Würmeiszeit (ca. 110.000 bis 11.700 Jahre vor heute) hat schlussendlich weite Bereiche der heutigen Landschaft maßgeblich geformt. Ähnlich wie im vorletzten Glazial des Riß (Taf. 7) waren die alpinen Täler der Salzach, der Enns und der Traun am Höhepunkt der letzten Klimaverschlechterung, vor 24.000 bis 20.000 Jahren, von bis zu über 1000 Meter mächtigen Eisströmen erfüllt. Sie bildeten ein Eisstromnetz (Taf. 8), dessen Gletscherzungen weit in das bayerische Alpenvorland und das Innviertel vorstießen. Im Gebiet zwischen Attersee und Traunsee erreichten die Gletscherzungen noch den Alpenrand, während sie weiter östlich als Talgletscher im inneralpinen Bereich stecken geblieben waren. Nur die höchsten Gipfel der Alpen ragten zu dieser Zeit, ähnlich den heutigen Verhältnissen in den Gebirgen der Antarktis, als eisgepanzerte Bergspitzen, sogenannte Nunataker, aus diesem Eisstromnetz heraus.

Die Hausruckschotter und ihre höhenmäßigen Äquivalente am Südrand der Böhmisches Masse stellen das Niveau der abschließenden Sedimentation im Alpenvorland dar. Zu deren Akkumulation im Oberen Pannonium waren nach dem weitgehenden Abtrag der Augensteinsedimente (FRISCH et al., 2002) bereits die Kalkalpen freigelegt. Somit wurden kalkalpine Gerölle in bedeutender Menge ins Alpenvorland transportiert und hier abgelagert. Nach dieser abschließenden Auffüllung des Molassetroges setzte wohl bald die Erosion durch die Urdonau und ihre Nebengerinne ein, was wiederum zur Ausräumung im Alpenvorland führte. Am Beginn dieser Entwicklung wurde wohl auch der Donaulauf mehr oder weniger in seiner heutigen Lage im Norden festgelegt.

Erste deutliche Zeugen für Unterbrechungen dieser Ausräumung stellen Schottervorkommen im Schlierhügelland

rund um den Hausruck sowie westlich von Amstetten dar. Es ist dies hauptsächlich umgelagertes Material der Hausruckschotter, das heute terrassenartig auf und entlang von Schlierrücken verbreitet ist und wahrscheinlich Reste von Terrassenschüttungen in ehemals sehr breiten Tälern darstellt.

Die Sedimentstrukturen dieser sandigen Kiese belegen eine rasche Akkumulation in verwilderten Gerinnen (braided river), wie sie für Ablagerungen in Kaltzeiten typisch sind. Daher sind diese wohl in dem Zeitraum nach 2,6 Millionen Jahren vor Heute entstanden, als das allgemeine Temperaturniveau schon tief genug war, dass die kälteren Phasen bereits durch verstärkte Umlagerung sedimentologisch wirksam werden konnten (Abb. 10).

In Fortsetzung dieser Entwicklung sind dann die breit ausladenden Ablagerungen der Älteren Deckenschotter am

Zusammenfluss von Inn und Salzach, der Traun-Enns-Platte sowie ihrer Fortsetzung über St. Peter – Seitenstetten und das Ybbstal hin zur Donau gebildet worden. Sie stellen einen in sich heterogenen Kieskörper dar, der offensichtlich in einem Zeitraum geringerer Tieferlegung des Drainagesystems durch ausgreifende Lateralerosion geformt wurde. Zu dieser Zeit war die Abflussrichtung im zentralen Bereich der Traun-Enns-Platte (Traun und ihre südlichen Nebenflüsse) nach NE gerichtet und die Enns floss südlich des Höhenrückens westlich von Amstetten zur Donau (Taf. 6).

Das Erscheinungsbild der Älteren Deckenschotter und ihre Verknüpfung mit den Günzmoränen führten bei A. Penck (PENCK & BRÜCKNER, 1909) zur Vorstellung, dass es sich dabei um die Überschüttung einer Piedmontfläche („Rumpffläche am Gebirgsfuß“) in der ersten Eiszeit handelt. Nach heutigem Wissen über Steuerung, Verlauf und Dauer der einzelnen Eiszeiten (Abb. 10) wäre aber bei dieser Vorstellung das Ungleichgewicht in den jeweiligen Schottermengen zwischen der ersten Vergletscherung (Günz) und den drei folgenden nicht erklärbar. Die Ursache für die Ausbildung dieser Schotterplatten ist wohl am ehesten in einem Zurückgehen der Hebungsrates des Alpenvorlandes und der dadurch stark verminderten Tieferlegung des Drainagesystems zu suchen. Es hat zur Günzzeit eben nur noch die letzte Überformung der Älteren Deckenschotter stattgefunden (VAN HUSEN & REITNER, 2011).

Erst der verstärkte Schutteintrag der aus den Alpen kommenden Flüsse in den Eiszeiten brachte die Überschüttung flacher Wasserscheiden und konsequente Talverlegungen wie die Verlegung der Enns nach Norden (Taf. 6). Weitere Beispiele sind die Steyr aus der Wolfener Rinne im Mindel nach Osten zur Enns und die der Alm im Riß aus der Pettenbachrinne nach Westen zur Laudach.

In den letzten 900.000 Jahren war das Klima dann von den großen Schwankungen zwischen interglazialen Niveaus und dem der Eiszeiten geprägt. Die in diesen Perioden wirksamen unwirtlichen Verhältnisse haben die Landschaften Oberösterreichs nachhaltig geprägt. Durch die Temperaturminderung von rund 10 °C im Jahresmittel bildete sich in den Ostalpen das Eisstromnetz in den großen Tälern wie auch viele lokale Gletscher. Derartige Verhältnisse kennen wir heute aus den Gebirgen Alaskas oder der Antarktis. Im Alpenvorland und im Mühlviertel entstand eine baumlose Kältesteppe mit Tundravegetation und tief greifendem Permafrost, ähnlich den arktischen Gebieten Kanadas oder Sibiriens. Die Flüsse waren von Herbst bis ins späte Frühjahr völlig zugefroren und der gesamte Jahresabfluss erfolgte durch die Frühjahrshochwässer und in den kurzen Sommern.

Die Landschaften Oberösterreichs sind in diesem letzten Abschnitt hauptsächlich durch die Extreme der Eiszeiten, wenn auch sehr unterschiedlich, beeinflusst worden:

**Böhmische Masse:** Im Bereich des Mühlviertels kam es zu keiner der Eiszeiten zur Ausbildung morphologisch wirksamer Vergletscherungen. Die einzige Ausnahme bildete der Gletscher, der an der Nordseite des Plöckensteins das Kar des Plöckensteiner Sees wohl über alle Eiszeiten hin formte. Auf der Südseite hingegen kam es offensichtlich zu keiner Gletscherentwicklung, da hier keine Moränensedimente vorhanden sind. Die vorherrschende Überprägung im Kristallin der Böhmischen Masse erfolgte durch den Permafrost und die solifluidale Bodenverfrachtung. Der

durch die frühere, tief greifende chemische Verwitterung entstandene tonig-grusige Verwitterungsschutt war durch seine Korngrößenverteilung mit seinem hohen Feinkornanteil sehr anfällig für die gelifluidale Umlagerung, die auch schwach geneigte Hänge und Flanken erfasste. Die dabei auf Kuppen und Hängen freigestellten Felsburgen und Blöcke sind ein die Landschaft prägendes Element. Durch diese Vorgänge sind auch die Blockmeere (z. B. „Steinerne Meer“ westlich des Plöckensteins) auf den höchsten Erhebungen entstanden. Die gleiche Ursache haben auch die Blockfelder, welche meist an der Südseite markanter Erhebungen in tieferen Lagen auftreten, die heute aber mit Vegetation bedeckt sind. Durch die immer wiederkehrende solifluidale Verfrachtung sind in den Mulden mächtige tonige Füllungen entstanden, die heute oft als Basis für feuchte bis sumpfige Bereiche dienen, in denen sich auch Moore gebildet haben (siehe Kap. 4.6.2., Nr. 4).

**Alpenvorland:** Auch im Schlierhügelland war der Permafrost mit seiner gelifluidalen Umgestaltung das Hauptelement der eiszeitlichen Gestaltung, die zu mächtigen Schuttanhäufungen im Fußbereich der flachen Hänge und in Mulden und Tälern führte. Im Gegensatz zu den Tälern der Böhmischen Masse mit ihren geringen autochthonen Terrassenkörpern sind entlang der Flüsse des Alpenvorlandes die breit entwickelten, mächtigen Terrassenlandschaften der Eiszeiten unter dem wesentlichen Einfluss der Gletscher durch den Wechsel von Akkumulation großer Schottermassen und deren Erosion entstanden. Die in den Eiszeiten entlang der Flüsse transportierten Schotter der Alpen wurden in der kurzen Periode des Frühjahres und beginnenden Sommers durch Hochwässer geschüttet und über die gesamte Talbreite verteilt. Dabei kamen nicht nur die im Vorfeld der Gletscher angefallenen Schotter der Moränen zur Ablagerung, sondern auch der durch die verstärkte Frostverwitterung in nicht vergletscherten Bereichen entstandene Schutt. So bildeten sich auch in den nicht vergletscherten Tälern am Alpenrand (z. B. in der Rhenodanubischen Flyschzone) sowie in den Tälern der Molassezone und der Böhmischen Masse eigenständige autochthone Terrassenkörper, die mit jenen der Haupttäler korrespondieren und demnach gleich alt sind. Als Vorflut und Sammelbecken diente die Donau, die die Schotter ihrer Zubringer von Nord und Süd abtransportierte und ebenso Terrassenkörper ausbildete. Aus den die ganze Talbreite überspannenden, vegetationslosen Flussebenen wurde nach dem Trockenfallen der frischen Akkumulationsflächen das Feinkorn (Ton, Schluff) ausgeblasen und in der Umgebung in der Tundrenlandschaft auf Hängen und den älteren Terrassenflächen als Löss abgelagert. Dadurch entstanden mehr oder weniger mächtige Lössdecken, die in Mulden und Leelagen (Wechten) bis über 10 m mächtig angehäuft wurden.

**Alpen:** Die Täler der Alpen wurden stark durch die Gletscher geformt. Diese erfüllten in der letzten Eiszeit als Eisstromnetz das Salzach-, Enns- und Trauntal mit bis zu über 1000 m mächtigen Eisströmen. Der würmzeitliche Gletscher des Salzachtales erstreckte sich weit über die Alpenfront hinaus, jener des Trauntales reichte etwa bis an den Alpenrand und der Gletscher im Ennstal endete in den Alpen im Bereich des Gesäuse. Die seit A. Penck (PENCK & BRÜCKNER, 1909) im Eisstromnetz immer wieder postulierte Verbindung mit Eisabfluss vom Enns- zum Traungletscher über das Mitterndorfer Becken hat so sicher nicht stattgefunden. Die dafür als Beleg angeführten Kristallin-

gerölle in den Moränenablagerungen aller Gletscherzungen des Traungletschers stammen nicht aus den Tauern sondern aus dem Ultrahelvetikum (Gresten-Fm.; vgl. auch Nr. 32 Weiße Nagelfluh). In den beiden vorangegangenen Eiszeiten, von denen naturgemäß wesentlich weniger Reste erhalten sind, war auch der Hochschwab noch Teil eines wesentlich ausgedehnteren Eisstromnetzes (Taf. 7 und 8).

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 Felssole mehrere hundert Meter unter dem heutigen Talboden erbohrt wurde, und auch die zahlreichen Seen (z. B. im Salzkammergut) die enorme schürfende Wirkung des schuttbeladenen Eises im Zusammenwirken mit den Schmelzwässern an dessen Basis. 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 kompakte dichte Grundmoräne kleidet die Talflanken und Böden vieler Alpentäler aus und bildet dort häufig die stauende Unterlage für Moore und Vernässungen. Dort, wo eine Gletscherzunge längere Zeit ortsfest blieb, wurde das ausgeschmolzene Gesteinsmaterial in Form eines Endmoränenwalles aufgeschüttet.

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 gewordene Bereiche zum Teil ausgedehnte sogenannte Eisrandterrassen geschüttet. Die übertiefen Becken blieben vorerst als Seen zurück, wurden aber meist sehr rasch mit Bänderschuffen, 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 eisgefüllten Täler entsprechend ihrer mechanischen Eigenschaften und der Lagerungsverhältnisse der Gesteine mit Fels- und Bergstürzen, Gleitungen oder tief greifenden Auflockerung und Rutschmassen, die besonders in den Gesteinen der Flyschzone entwickelt sind.

Da mit der zunehmenden Erwärmung der kaltzeitlich bedingte Frostschutt ausblieb und die Lockersedimente durch die sich rasch ausbreitende Vegetation (eine Wiederbewaldung erfolgte ab ca. 15.000 vor heute) zunehmend stabilisiert wurden, hatten die Flüsse im Vorland wieder genug freie Energie, um sich in die zuvor aufgeschütteten Talverfüllungen des jüngsten Terrassenkörpers (Niederterrasse) einzuschneiden, ein Vorgang, der auch nach dem Ende der vorangegangenen Eiszeiten immer wieder eingetreten war. Derart entstandene Terrassen, die entlang aller großen und kleinen Vorlandflüsse zu finden sind, zeugen damit von einer immer wiederkehrenden, klimatisch gesteuerten Abfolge von Ablagerung und Erosion.

Auch im Holozän (in den letzten ca. 12.000 Jahren) kam es entlang der Flussläufe noch zu größeren Umlagerungsvorgängen. Vor allem vor den großen Regulierungen (z. B. der Donau) oder kleineren Korrekturen bis hin zu Kleinkraftwerken und Mühlgängen veränderten die mäandrierenden Flüsse die Ablagerungen in den Talsohlen der alpinen Tal Landschaften. Die Flussablagerungen enden nahezu auf allen Talböden mit Auablagerungen, die auf große Hochwässer zurückgehen.

Die klimatisch günstigen Bedingungen des Holozäns 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 Seeablagerungen sowie historische Aufzeichnungen zur Verfügung. Generell haben die holozänen Klimawerte einen Schwankungsbereich der Jahresdurchschnittstemperatur von 1,5 °C nicht überschritten. Dabei haben uns Phasen, in denen die Durchschnittstemperaturen bei den tiefsten Werten lagen, oftmals eine Gletscherausdehnung wie jene des Jahres 1850 beschert, als der Hallstätter Gletscher bis zum Unteren Eissee reichte (SIMONY, 1885). Deutliche Endmoränenwälle in den Alpen aus diesen Zeitabschnitten belegen, dass die vergletscherte Fläche damals immer wieder doppelt so groß war wie gegenwärtig (siehe auch Abb. 3). Umgekehrt zeigen Torfknollen und Baumreste frühholozänen Alters, welche unter der Zunge der Pasterze ausgeschwemmt werden, sowie der Fundpunkt des Eismannes vom Hauslabjoch („Ötzi“), dass immer wieder, während kurzer Wärmephasen, die Gletscher im Hochgebirge eine deutlich geringere Ausdehnung hatten als heute. Am Dachstein gab es zu diesen Zeiten, wenn überhaupt, nur Firn- und kleine Eisfelder.

## 4. Erläuterungen zur Legende

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

Im folgenden Text werden einerseits die in der Geologischen Karte von Oberösterreich 1 : 200.000 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 zu den tektonisch höheren. Die verwendete Nomenklatur folgt überwiegend der tektonischen Untergliederung von SCHMID et al. (2004). Über den Einheiten des Moldanubikums und seinem autochthonen Mesozoikum folgen die tektonischen Einheiten des Helvetikum, des Penninikum und des Ostalpins. In weiterer Folge werden 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 Oberösterreich dargestellten und mit Nummern versehenen geologischen Gesteinseinheiten (Komplex, Gruppe, Serie, Formation, Schichtglied), vom stratigraphisch Älteren zum Jüngeren. Die angeführten stratigraphischen Begriffe (System, Serie, Stufe) sind auch in der Stratigraphischen Tabelle auf der Innenseite des Erläuterungs-Umschlags zu finden.

### 4.1. Moldanubikum und autochthones Mesozoikum

#### 4.1.1. Moldanubikum (Kristallin der Böhmisches Masse)

M. LINNER, F. FINGER & E. REITER

Das **Moldanubikum** repräsentiert exhumierte untere und mittlere Kruste, die als Teil des internen Bereiches (Interniden: KRONER et al., 2008) des Variszischen Orogens interpretiert wird. Bereits KOSSMAT (1927) hat das Moldanubikum und Tépla-Barrandium der Böhmisches Masse mit dem Großteil des Kristallins in Schwarzwald und Vogesen zur „Moldanubischen Region“ zusammengefasst. Diese wird nun als Moldanubische Zone bezeichnet (KRONER et al., 2008). Sie grenzt im Norden an die Saxothuringische und Sudetische Zone (KOSSMAT, 1927), welche das Erzgebirge und die Sudeten am Nordrand der Böhmisches Masse aufbauen und ebenfalls den Interniden angehören.

Die internen Großeinheiten lassen in ihrem Vorkommen, die von der Böhmisches Masse über Frankreich (Zentralmassiv und Armorikanisches Massiv) bis nach Galizien in Nordspanien zu verfolgen sind, eine beachtliche laterale Erstreckung des Variszischen Orogens erkennen. Dieses ausgedehnte Orogen bildete sich durch eine anhaltende Konvergenz zwischen Gondwana und Laurussia im Devon und Karbon, wobei vor allem der gegliederte Nordrand von Gondwana („Peri-Gondwana“) zu einer komplexen orogenetischen Entwicklung führte.

Das Moldanubikum entwickelte sich dabei erst im Zuge der Kollision kontinentaler Krustenstücke, die ab etwa 360 Ma Jahren einsetzte (KRONER et al., 2008). Zwischen etwa 350 und 340 Ma wurden unter anhaltender Konvergenz Teile der Unterkruste (Granulitmassive) in die mittlere Kruste exhumiert (FRANĚK et al., 2011) und sukzessiv in den Deckenbau, der besonders im südöstlichen Moldanubikum signifikant ist (FUCHS, 1976), einbezogen. In der Spätphase der Deckenbildung setzte ein Magmatismus ein, der sich zwischen 330 und 320 Ma intensivierte und bis etwa 300 Ma andauerte. Zahlreiche Intrusionen sehr unterschiedlicher Größe formten insgesamt ausgedehnte Batholithe. Als Ursache dieser enormen Granitbildung und der verbreiteten Hochtemperatur/Niedrigdruck-Metamorphose wird eine teilweise Delamination (Ablösung und Absinken) des bei der Orogenese tektonisch verdickten lithosphärischen Mantels diskutiert (FINGER et al., 2009).

Der Bereich des südwestlichen Moldanubikums, der am vorliegenden Kartenblatt dargestellt ist, umfasst große Teile des Südböhmisches Batholiths und einer tektonischen Großeinheit, die als Bavarikum bezeichnet wird (FUCHS & MATURA, 1976; LINNER, 2007), sowie die Randbereiche der Moldanubischen Decken im westlichen Waldviertel und in Südböhmen. Die tektonischen und magmatischen Prozesse lassen in diesem Teil des Moldanubikums folgende Entwicklung erkennen: Die zuvor aus der Unterkruste exhumierten Granulite wurden vor etwa 340 Ma in den moldanubischen Deckenbau einbezogen und gelangten dadurch in eine hohe tektonische Position.

Die Deckenstapelung führte im südlichen Moldanubikum zu einer tektonisch invertierten Metamorphosezonierung, das heißt zu einem gegen das Hangende zunehmenden Metamorphosegrad. Die Moldanubischen Decken wurden von Weinsberger und Eisgarner Granit, welche die Hauptmasse des Südböhmischen Batholiths bilden, im westlichen Waldviertel und in Südböhmen klar diskordant intrudiert. Im Bavarikum, das den Großteil des Bayerischen Waldes und das Obere Mühlviertel aufbaut, überlagerte hingegen die dominierende Strukturprägung die Intrusion des Weinsberger Granits. Diese Deformation zeigt eine andere Streichrichtung als jene der Moldanubischen Decken in Südböhmen und auch die Metamorphose und Migmatisierung der Paragneise ist jünger (FINGER et al., 2007). Insofern stellt sich das Bavarikum als ein in Relation zu den Moldanubischen Decken überprägtes und später exhumiertes Krustenstück dar, in das die Granite des Südböhmischen Batholiths syn- bis posttektonisch intrudierten.

#### 4.1.1.1. Moldanubische Decken (Gföhler, Drosendorfer und Ostrong-Einheit)

Der Deckenbau innerhalb des Moldanubikum ist in den metamorphen Gesteinen des Waldviertels eindrücklich dokumentiert. Die Granulite als höchst metamorphe Gesteine lagern oftmals in tektonisch höchster Position, im Gegensatz dazu nehmen die Cordierit-Paragneise als relativ niedrig metamorphe Gesteine immer die tiefste tektonische Position ein. Nachdem FUCHS (1976) den Umfang und die Bedeutung dieses Deckenbaus umfassend darstellte, entwickelte sich eine anhaltende Diskussion über die Transportrichtung und die Herkunft der Decken sowie über das Alter des Deckenbaus (MATURA, 1976; THIELE, 1976; TOLLMANN, 1982; THIELE, 1984a; FUCHS, 1986, 1991; FRITZ & NEUBAUER, 1993). Während eine Vielzahl von geochronologischen Daten (vgl. KLÖTZLI et al., 1999) den Zeitraum für den Deckenbau auf 345 bis 330 Ma einengen lassen und ihn damit als klar variszisch belegen, bleibt dessen Kinematik bis dato weitgehend in unterschiedlichen Modellvorstellungen verhaftet. Der vorhandene Deckenbau ist jedenfalls gut durch die metamorphe Entwicklung der einzelnen Decken und durch den zunehmenden maximalen Metamorphosegrad ins tektonisch Hangende dokumentiert (PETRAKAKIS, 1997).

Die Abgrenzung der Moldanubischen Decken im Waldviertel erfolgte durchwegs aufgrund von lithologischen Kriterien. Daher werden lithostratigraphische und tektonische Bezeichnungen häufig synonym verwendet und auch deren Umgrenzung wird gleich gefasst. Darüber hinaus wurden die Decken traditionell als Einheiten bezeichnet. Die liegende Ostrong-Einheit umfasst den als „Monotone Serie“ bezeichneten Gesteinskomplex, darüber folgt die Drosendorfer Einheit, welche lithologisch durch die „Bunte Serie“ repräsentiert wird, und schließlich die Gföhler Einheit mit Gföhler Gneis und Granulit als Leitgesteinen (FUCHS, 1976; SCHARBERT & FUCHS, 1981). Am vorliegenden Kartenblatt ist nur der westliche Rand dieses Deckenstapels angeschnitten, in dem die Ostrong-Einheit vorherrscht. Südöstlich vom Yspertal bildet die Ostrong-Einheit eine gegen Westen geneigte Antiform, die in südliche Richtung unter die Gföhler Einheit abtaucht. Südwestlich einer Synform aus Gföhler Einheit tritt wiederum die Ostrong-Einheit als tektonisch tiefste Einheit zu Tage (FUCHS, 2005). In diesem Gebiet ist die Drosendorfer Einheit nicht vorhanden, da sie östlich von Ybbs, außerhalb des vorliegenden Kartenblattes, tektonisch zugeschnitten endet.

In Südböhmen wurden die metamorphen Gesteine des Moldanubikums ebenfalls primär lithostratigraphisch zusammengefasst und, ähnlich wie im Waldviertel, als „Monotone Gruppe“ und „Bunte Gruppe“ bezeichnet (SUK, 1984). Die größeren Granulitmassive wurden mit lokalen Namen belegt. Auch in Südböhmen wurden die tektonischen Einheiten gleich den lithostratigraphischen Einheiten gefasst und entsprechend als Monotone (Ostrong-)Einheit beziehungsweise Bunte (Drosendorfer) Einheit bezeichnet (CHÁB et al., 2010). Nordöstlich vom Moldaustausee streichen die tektonischen Einheiten in NE-SW-Richtung, wobei die Drosendorfer Einheit bei Světlík die Ostrong-Einheit überlagert (WENDT et al., 1993). Das Křišťanov Granulitmassiv schließt nordwestlich relativ steil stehend an und lagert damit zu beiden Einheiten tektonisch hangend (VERNER et al., 2008). Der Grenzbereich des Granulitmassivs ist oft durch spröde Störungen überprägt. Damit zeigt sich in Südböhmen eine dem Deckenstapel im Waldviertel ähnliche, tektonisch invertierte Metamorphosezonierung: Die relativ niedrig metamorphe Ostrong-Einheit im Liegenden, in mittlerer Position die Drosendorfer Einheit und hangend ein den Granuliten der Gföhler Einheit entsprechendes Granulitmassiv. Als zusätzliches tektonisches Element hat sich die Kaplice-Einheit erwiesen (VRÁNA, 1979; VRÁNA & BÁRTEK, 2005). Diese stellt eine jüngere, regionale Scherzone dar, die sich durch Deformation und Rehydratisierung aus dem liegenden Teil der Ostrong-Einheit entwickelte und wahrscheinlich mit der Intrusion des Eisgarner Granits in Zusammenhang steht (VRÁNA & BÁRTEK, 2005).

## 262 Orthogneis – Typ Ostrong

*Heller, Sillimanit führender Biotit-Orthogneis, aplitische bis pegmatitische Mobilisate mit Turmalin*

## 261 Cordierit-Paragneis

*Migmatischer Biotit-Paragneis mit Cordierit und Sillimanit, untergeordnet Biotit-Plagioklasgneis*

Die leicht migmatischen Cordierit-Paragneise und die hellen Biotit-Orthogneise sind die charakteristischen Gesteine des als „Monotone Serie“ bezeichneten lithologisch einförmigen Gesteinskompleses im Moldanubikum. Dieser umschließt im westlichen Waldviertel und in Südschwechien den Südböhmischen Batholith (FUCHS & MATURA, 1976) und baut die Ostrong-Einheit, die tiefste Einheit der Moldanubischen Decken im Waldviertel (FUCHS, 1976; SCHARBERT & FUCHS, 1981), auf. In Südschwechien wurden die monotonen Paragneise lithologisch als „Monotone Gruppe“ und tektonisch als „Monotone Einheit“ zusammengefasst (VRÁNA, 1979; VRÁNA & BÁRTEK, 2005). Die Bezeichnung Ostrong-Einheit wird nun aber auch für die tschechischen Anteile der „Monotonen Serie“ verwendet (CHÁB et al., 2010).

Der am Ostrong, im südwestlichen Waldviertel, dominierende dunkle **Cordierit-Paragneis** (Nr. 261) ist biotitreich und führt viel Cordierit und Sillimanit. Kennzeichnend ist eine initiale migmatische Aufschmelzung mit lagenförmiger bis nebulitischer Textur (diffuse Relikte). Mit dem Cordierit-Paragneis, der aus stärker pelitischem Ausgangsmaterial entstanden ist, wechselt Paragneis mit einem erhöhten Quarzanteil. Dieser zeigt sich als grauweißer, plagioklas- und quarzbetonter Paragneis, der teilweise metablastisch rekristallisiert und mitunter gebändert ist. Mengenmäßig unbedeutend finden sich wiederholt geringmächtige Einlagerungen von grauem, relativ reinem Quarzit und grünlichem quarzbetontem Kalksilikatgestein. Diese insgesamt einförmige Assoziation von Paragesteinen erstreckt sich im westlichen Waldviertel vom Ostrong über Zwettl bis Gmünd, wobei nördlich Zwettl auch Granat-Sillimanit-Paragneise beigemischt sind (SCHWAIGHOFER, 1972). In Südböhmen sind um Benešov die Paragneise von Graniten des Südböhmischen Batholiths durchsetzt. Es herrscht migmatischer Cordierit-Paragneis vor, Sillimanit und oft auch Muskovit führend. Die teils migmatischen

Paragneise, die vom südöstlichen Böhmerwald (FUCHS & THIELE, 1968) bis zum Moldaustausee und in nordöstliche Richtung weiter über Přídolí bis Velešín streichen, sind ebenfalls durch Cordierit und Sillimanit charakterisiert. Durch erhöhten Muskovitgehalt und etwas Granat kann auch dort die Lithologie der glimmerreichen Paragneise variieren und es wechselt wiederum plagioklas- und quarzbetonte Paragneise.

Wenn auch mengenmäßig untergeordnet, treten in der „Monotonen Serie“ charakteristische **Orthogneise** (Nr. 262) auf, die nach größeren Vorkommen am Ostrong (FUCHS & FUCHS, 1986) am vorliegenden Kartenblatt als **Typ Ostrong** zusammengefasst wurden. Nördlich von Persebeug und nördlich von Blindenmarkt sind kleine Vorkommen dieser leukokraten Orthogneise aufgeschlossen. Sie sind reich an Kalifeldspat und können neben Sillimanit auch etwas Granat enthalten. Kleine Körper aus leukokratem Orthogneis, mit Biotit und Granat, sind auch im Cordierit-Paragneis im Böhmerwald und östlich Světlík eingeschaltet. Ein vergleichsweise ausgedehnter Orthogneiszug aus feinkörnigem, Muskovit führendem Biotit-Orthogneis (KLOMÍNSKÝ et al., 2010) ist mit den einförmigen Paragneisen in der Umgebung von Benešov assoziiert.

Die Zusammensetzung der Paragneise der „Monotonen Serie“ im westlichen Waldviertel weist auf eine Wechselfolge aus Tonsteinen und Grauwacken, die an einem aktiven Kontinentalrand abgelagert wurden (LINNER, 1993). Der Zeitraum der Sedimentation lässt sich mit Hilfe der Rb-Sr-Geochemie der Paragneise auf Neoproterozoikum bis Ordovizium (650 bis 450 Ma, KLÖTZLI et al., 1999) einengen. Die variszische Metamorphose, die zur charakteristischen Cordieritbildung und Migmatisierung führte, erfolgte unter Bedingungen von 690 bis 750 °C bei 0,4 bis 0,5 GPa (LINNER, 1996) zwischen 340 und 334 Ma (FRIEDL, 1997).

## 260 Kaplitzer Glimmerschiefer

*Muskovit-Biotit-Paragneis, wenig Zweiglimmerschiefer und Quarzit*

Mit der Bezeichnung Kaplitzer Glimmerschiefer wurden die Gesteine der Kaplice-Einheit (VRÁNA & BÁRTEK, 2005) zusammengefasst. Diese nimmt in Südböhmen breiten Raum zwischen dem Südböhmischen Batholith im Liegenden und der Ostrong-Einheit im Hangenden ein. Sie streicht von Frymburk und Rožmberk an der Moldau in nordöstliche Richtung bis Trhové Sviny am Třeboňer Becken.

Lithologisch beinhalten die **Kaplitzer Glimmerschiefer** überwiegend Muskovit-Biotit-Paragneis mit erheblichem Muskovitgehalt (VRÁNA & BÁRTEK, 2005), wobei glimmerbe-

tonte Lagen zu Glimmerschiefer vermitteln können. Lokal treten geringmächtige Quarzitlagen und Kalksilikatgesteine auf. Sehr verbreitet ist Sillimanit, der in der Kontaktzone zum Eisgarner Granit auch gröber erscheint. Dort bildeten sich zusätzlich Cordierit und Andalusit. Auch Granat ist in diesen Paragneisen vorhanden, wenn auch relativ rar. An der tektonischen Grenze zur überlagernden Ostrong-Einheit ist die Bildung der Muskovit-Biotit-Paragneise durch Deformation und Rehydratisierung von Biotit-Sillimanit-Paragneisen der „Monotonen Serie“ mit Mineralreaktionen belegt (VRÁNA, 1992c).

**259 Orthogneis***Heller Zweiglimmer-Orthogneis, Biotit-Orthogneis***258 Orthogneis – Typ Světlík***Fein- bis mittelkörniger Biotit-Orthogneis, z. T. mit Amphibol*

Verschiedene Orthogneisvorkommen im südöstlichen Böhmerwald und nordöstlich des Moldaustausees sind in einer Signatur zusammengefasst. Nur der größere Orthogneiskörper bei Světlík ist detaillierter untersucht und mit eigener Signatur dargestellt. Die **Orthogneise** (Nr. 259) im Böhmerwald, die sehr hell und glimmerarm sind, führen beide Glimmer sowie etwas Sillimanit und Granat und wurden von FUCHS & THIELE (1968) als ähnlich dem Gföhler Gneis im Waldviertel betrachtet. Kleinere Biotit-Orthogneiskörper sind im Raum Frymburk – Hořice – Větrní in der Drosendorfer wie in der Ostrong-Einheit verbreitet. An der tektonischen Grenze zwischen diesen beiden Einheiten ist bei

**Světlík** ein bedeutendes Vorkommen von **Orthogneis** (Nr. 258) aufgeschlossen. Es handelt sich vorwiegend um mittelkörnige Biotit- bis Hornblende-Biotit-Orthogneise sowie um feinkörnige, dunkle Orthogneise mit quarzdioritischer Zusammensetzung. Datierungen belegen ein paläoproterozoisches magmatisches Alter (WENDT et al., 1993) von nahezu 2,1 Ga (2100 Ma), welche diese Orthogneise als älteste bekannte Gesteine im Moldanubikum ausweisen (CHÁB et al., 2010). Insofern und aufgrund ihrer tektonischen Position an der Basis der Drosendorfer Einheit werden diese Orthogneise als Fragment eines Basements, auf dem die „Bunte Gruppe“ abgelagert wurde, interpretiert.

**257 Dioritgneis, Metagabbro***Dunkle Metabasite mit Plagioklas, Amphibol, teils Pyroxen, mittel- bis grobkörnig***256 Amphibolit***Dunkelgrünes, metamorphes Gestein aus Amphibol und Plagioklas, oft Biotit, z. T. Granat und Klinopyroxen führend*

Geringmächtige Metabasite sind in allen Moldanubischen Decken eingelagert, wobei sie in der Ostrong-Einheit vergleichsweise recht selten vorkommen. Sie sind entsprechend ihrer Lithologie mit gleichen Signaturen versehen. In Südböhmen sind östlich von Světlík an der Basis der Drosendorfer Einheit **Dioritgneise** (Nr. 257) eingeschaltet und auch aus dem Orthogneiskörper von Světlík ist ein amphibolitfaziell geprägter **Metagabbro** (Nr. 257) bekannt.

Viel mehr verbreitet sind in der Drosendorfer Einheit **Amphibolite** (Nr. 256), die oft recht einförmig und teilweise gebändert sind, aber auch Granat oder Pyroxen führen können. Lithologisch durchaus ähnlich sind die verbreiteten Amphibolite in der Gföhler Einheit des Strudengaus (FUCHS, 2005), die dort mit migmatischen Paragneisen und Orthogneisen vergesellschaftet sind.

**255 Kalksilikatgneis***Grünlichgraue, gebänderte Metamorphite aus mergeligem Edukt, splittrig brechend***254 Marmor, Silikatmarmor***Weißgraue Kalkmarmore, gebändert durch silikatische Minerale und Graphit***253 Graphitschiefer, Graphitgneis, Graphitquarzit****252 Quarzit***Grauweiße Gesteine, deutlich Plagioklas führend, wenig Granat und Graphit, plattig-bankig***251 Paragneis***Biotit-Paragneis, Sillimanit-Biotit-Paragneis, z. T. migmatisch*

Die Grundmasse der Drosendorfer Einheit in Südböhmen, zwischen Moldaustausee und Český Krumlov, bilden Paragneise. Wegen der häufigen Einlagerungen von verschiedenen Ortho- und Paragesteinen wird die Lithologie der Drosendorfer Einheit in Südschlesien als „Bunte Gruppe“ bezeichnet. Sehr untergeordnet sind Kalksilikatgneis, Graphit führende Paragesteine und Quarzite auch in den Kaplitzer Glimmerschiefern (Nr. 260; Kaplice-Einheit) zu finden, wobei die Quarzitlagen im tektonisch liegenden Anteil gehäuft auftreten (VRANÁ & BARTEK, 2005).

Bei den verbreiteten **Paragneisen** (Nr. 251) sind Biotit-Paragneis und Sillimanit-Biotit-Paragneis zu unterscheiden. Letztere sind teils leicht migmatisch und es kann wenig Kalifeldspat und Granat beigemischt sein. Die in der tschechischen Fachliteratur oft als „Erlane“ bezeichneten **Kalksilikatgneise** (Nr. 255) sind um Hořice in größerer Mächtigkeit verbreitet. Lithologisch sind diese Gesteine recht heterogen und aufgrund der hohen Metamorphose führen

sie wiederholt reichlich Diopsid. Viele vermitteln zwischen Paragneis und Marmor, und wenn sie quarzbetont sind, rücken sie in die Nähe der Quarzite. Verbreitete Einlagerungen von **Marmor** und **Silikatmarmor** (Nr. 254) bilden die Leitgesteine der „Bunten Gruppe“. Die meist unreinen Marmore sind entsprechend den organodetritischen und siliziklastischen Beimengungen gebändert, wogegen der Dolomitanteil im Ausgangsmaterial gering erscheint (SUK, 1974). Größere Vorkommen von graphitreichen Paragesteinen wie **Graphitschiefer**, **Graphitgneis** und **Graphitquarzit** (Nr. 253) sind mit den Marmoreinschaltungen bei Černá v Pošumaví am Moldaustausee verknüpft, wo Graphit ehemals auch abgebaut wurde. Mächtige Lagen aus unreinem **Quarzit** (Nr. 252) und quarzitischem Paragneis sind ebenfalls typisch für die „Bunte Gruppe“ in Südböhmen. Sie können Granat oder Magnetit aufweisen und mit Diopsid zu Kalksilikatgneis beziehungsweise mit Graphit zu Graphitquarzit überleiten.



#### 250 Granitgneis

*Heller Orthogneis, teilweise migmatisch und Muskovit führend*

Im westlichen Waldviertel sind kleine Vorkommen von Orthogesteinen, von denen nur die Beschreibungen im Zuge der Kartierung vorliegen, als **Granitgneise** zusammengefasst. Den Orthogneis zwischen Gmünd und Hoheneich hat WALDMANN (1932) als grobkörnigen und migmatischen Granitgneis beschrieben, dann auf der geologischen Kar-

te „Litschau und Gmünd“ (WALDMANN, 1950) zu den Granodioritgneisen (Spitzer Gneis) gestellt. Die mittelkörnigen Orthogneise bei St. Oswald, westlich des Großen Yspertals, hat THIELE (1984b) ebenfalls mit dem Spitzer Gneis parallelisiert.

#### 249 Migmatischer Paragneis, Amphibolit („Raabser Serie“)

*Biotitreiche Paragneise mit Granat und Sillimanit, meist migmatisch; häufig Amphibolitlagen*

Der Großteil der Gföhler Einheit im Strudengau besteht aus migmatischen Paragneisen mit Amphibolitlagen, eine typische lithologische Assoziation, die von THIELE (1987) im nördlichen Waldviertel als „**Raabser Serie**“ zusammengefasst wurde. Relativ mächtig streicht sie vom Raum Ybbs kommend über den Hengstberg gegen Norden auf das Ysperplateau (FUCHS, 2005), wo sie diskordant von Weinsberger Granit begrenzt ist (THIELE, 1984b). Die biotitreichen

**migmatischen Paragneise** zeichnen sich durch reichlich Granat und Sillimanit aus und führen gelegentlich auch Kalifeldspat. Durch die hochtemperierte Metamorphose weisen die Paragneise sowohl metablastische Rekristallisation als auch schlierig-linsige Aufschmelzung auf. Neben häufigen Einschaltungen von eher einförmigem **Amphibolit** sind auch Hornblendegneis, Pyroxen-Amphibolit und seltener etwas Kalksilikatgneis anzutreffen.

#### 248 Ultrabasit, Serpentin

*Dunkelgrüne Gesteine aus Olivin, Orthopyroxen, z. T. Granat; Serpentin daraus durch Hydratisierung*

Linsige Körper von **Serpentin** treten an der tektonischen Basis der Gföhler Einheit im Strudengau wiederholt auf (FUCHS, 2005). Sie sind zumeist mit Granulit verschuppt und sehr stark hydratisiert, wiewohl pyropreicher Granat und seltene Schollen von Granatpyroxenit erhalten sein können. Jedenfalls lassen diese Ultrabasite eine tiefrei-

chende und mehrphasige Entwicklung dieser Deckengrenze erkennen. Auch das Granulitmassiv von Křišťanov in Südböhmen wird am Ostrand von **Ultrabasit** in Form von partiell serpentinisiertem Peridotit und Serpentin begleitet. Ein weiteres Ultrabasitvorkommen liegt bei Malonty südöstlich von Kaplice, inmitten von Cordierit-Paragneis.

#### 247 Eklogit, Granat-Pyroxenit

*Basische beziehungsweise ultrabasische Metamorphite aus vorwiegend Granat und Klinopyroxen*

Östlich von Světlík wurden in der Ostrong-Einheit Südböhmens mehrere signifikante Eklogitvorkommen kartiert (VRANÁ, 1992c). Sie sind zum Teil mit hellen, Granat führenden Sillimanit-Orthogneisen assoziiert. Bei den Hochdruckgesteinen sind teilweise Kyanit führender **Eklogit** und **Granat-Pyroxenit** mit Hornblende zu unterscheiden, die immer stark retrograd beeinflusst sind. Trotz der granulit- und amphibolitfaziellen Überprägungen während der Exhumation, angezeigt durch Abbaureaktionen nach Granat, Klinopyroxen und Kyanit (O'BRIEN & VRANÁ, 1995),

sind auch noch Relikte der prograden Entwicklung erhalten. Für die Hochdruckmetamorphose wurden als maximale Bedingungen 750 °C und 2,4 GPa bestimmt (FARYAD et al., 2006), wodurch ein klarer Kontrast zur Niedrigdruck/Hochtemperatur-Metamorphose der umgebenden Cordierit-Paragneise gegeben ist. Auch ein kleiner Peridotitkörper, der zusammen mit den Eklogiten vorkommt, weist auf eine tektonische Platznahme der Eklogite in den Paragneisen der Ostrong-Einheit.

#### 246 Granulit, granulitischer Gneis

*Helles, hochmetamorphes Gestein aus Quarz, Feldspat, etwas Granat und Kyanit, durch Biotit auch violett-streifig*

Die Granulite sind schon alleine aufgrund ihrer markanten Lithologie charakteristische Gesteine im Moldanubikum und durch eine druckbetonte und sehr hoch temperierte Metamorphoseprägung gekennzeichnet. Da diese in der Unterkruste erfolgte und die Granulite im Deckenbau wiederholt in tektonisch höchster Position lagern, ist die Bedeutung dieser Gesteine besonders hoch. Am vorliegenden Kartenblatt sind nur kleine Bereiche der ausgedehnten Granulitmassive des Waldviertels und Südböhmens angeschnitten.

Die Basis der Gföhler Einheit im Yspertal, im südwestlichen Waldviertel, bildet typischer **Granulit** mit Granat und Kyanit (Disthen). Die fein gebänderte Textur ist durch geringen Biotitgehalt und die mylonitische Deformation bedingt. Auffällig ist die intensive Verschuppung dieses Granulitzuges mit Serpentin sowie umgebenden Gesteinen. Der westliche Granulitzug, der bei Kalkgrub die Donau quert, ist überdies von einem grobkörnig porphyrischen Granodiorit (Durbachit) durchdrungen (FUCHS, 2005).

Bis Horní Planá am Moldaustausee erstreckt sich ein südlicher Ausläufer des Křišťanov Granulitmassivs, eines der fünf großen Granulitmassive Südböhmens. Zum primären Mineralbestand des Granulits zählen Granat und Kyanit sowie mehr oder weniger Biotit und Sillimanit. Durch eine dominierende Rekristallisation bei rund 760 °C und 0,76 GPa (VERNER et al., 2008) bildete sich gröber körniger **granulitischer Gneis**, der im Mineralbestand zusätzlich auch Cordierit aufweisen kann (FREJVALD, 1974). Diese Überprägung ist jedenfalls jünger als der Knížecí Stolec Pluton, der

um 340 Ma das Křišťanov Granulitmassiv diskordant intrudierte (VERNER et al., 2008).

Generell ergeben sich für die Granulite der Moldanubischen Decken im Waldviertel und in Südböhmen sehr ähnliche maximale Metamorphosebedingungen von 900 bis 1000 °C bei 1,4 bis 1,6 GPa (KOTKOVÁ, 2007) und auch die zugehörigen Altersdaten liegen in einem engen Zeitintervall zwischen 340 und 350 Ma (KLÖTZLI et al., 1999; CHAB et al., 2010).

#### 4.1.1.2. Bavarikum

Aufgrund der eigenen strukturellen Prägung, die in Verbindung mit einer innerhalb des Moldanubikums abweichenden magmatischen und metamorphen Entwicklung steht, etablierten FUCHS & MATURA (1976) das **Bavarikum** als eigenständige tektonische Einheit, die nach heutigem Kenntnisstand als Teil des Moldanubikums aufzufassen ist. Das Bavarikum nimmt den Bereich südwestlich der Pfahl-Störungszone ein und taucht zwischen Regensburg und Linz unter känozoische Sedimente. Östlich von Linz dominiert der Südböhmische Batholith, in dem wenige Areale mit Paragneis-Migmatiten eine südöstliche Fortsetzung des Bavarikums bis Amstetten indizieren.

Insofern stellt die NW-SE-streichende Pfahl-Störungszone als duktile und spröde Deformationszone ein entscheidendes tektonisches Element bei der Abgrenzung des Bavarikums innerhalb des Moldanubikums dar. Diese überregionale Störungszone trennt zwischen Cham im Bayerischen Wald und Bad Leonfelden im Mühlviertel die sehr stark migmatischen Gesteine des Bavarikums von den hochmetamorphen Gesteinen der Moldanubischen Decken im Böhmerwald und in Südböhmen. Die in der Amphibolitfazies beginnende duktile Deformation zeigt an der Pfahl-Störungszone abschiebende Bewegung des NE-Blockes, die spröde Deformation schließlich dextrale Versetzung (MASCH & CETIN, 1991; BRANDMAYR et al., 1995).

Im Bavarikum zeigen sich zwei durch ihre Streichrichtung deutlich unterscheidbare Strukturprägungen. In schwach migmatischen Paragneisen sind die NNE-SSW- bis NE-SW-streichenden Schieferungsflächen und Faltenachsen gut erhalten. Dass diese Strukturen relativ älter sind, ist an der strikten Bindung an Paragneise beziehungsweise Relikte in den Migmatiten und an Falteninterferenzen ersichtlich (THIELE, 1962; FISCHER & TROLL, 1973; DAURER, 1976). Bemerkenswert an den älteren Strukturen ist die ähnliche Streichrichtung zu den Strukturen der Moldanubischen Decken in Südböhmen. Kennzeichnend für das Bavarikum ist damit nur die jüngere Strukturprägung mit NW-SE-Streichrichtung, die mit der duktilen Strukturprägung an der Pfahl-Störungszone in Verbindung steht (BÜTTNER, 2007). Diese hochtemperierte Deformation geht mit der Intrusion des Weinsberger Granits einher (FUCHS, 1962; FISCHER & TROLL, 1973) und erstreckt sich mit gegen Südwesten abnehmender Intensität auf weite Bereiche des Bavarikums. Regional fällt die dabei gebildete Schieferung flach bis mittelsteil gegen NE ein und kann von einer SW-gerichteten Faltung begleitet sein.

Die Lithologie wird im Bavarikum durch stark aufgeschmolzene Paragneis-Migmatite und verschiedene Granite bestimmt, die einen variablen Grad der Vermischung zeigen sowie vielschichtige Relationen und komplexe genetische Entwicklungen beinhalten können. Die Paragesteine sind weitgehend einförmig, nur in wenigen Gebieten sind geringmächtige Einlagerungen von Amphibolit oder Graphitgneis, Kalksilikatfels und Marmor häufiger anzutreffen. Zirkondatierungen weisen auf ein cadomisch geprägtes Liefergebiet für das Ausgangsmaterial der Paragesteine und eine neoproterozoische bis kambrische Sedimentation (GEBAUER et al., 1989; FRIEDL et al., 2004) hin. Als spezifische Gesteine im Bavarikum sind eine als „Palit“ bezeichnete Gesteinsassoziation und der den Weinsberger Granit umgebende „Schlierengranit“ anzuführen. Ebenso typisch sind die starke Aufschmelzung der Paragneis-Migmatite und die Bildung peraluminischer S-Typ-Granite. Diese Lithologien sind vor allem Produkte von zwei für das Bavarikum signifikanten Prozessen, der syndeformativen Intrusion von Weinsberger Granit sowie der anschließenden intensiven Hochtemperatur/Niedrigdruckmetamorphose und Migmatisierung (KALT et al., 1999; TROPPEL et al., 2006). Daraus resultierte die Migmatisierung von älteren, intermediären Magmatiten zu „Palit“ und die Vermischung von intrudierendem Weinsberger Granit mit aufschmelzendem Paragneis, die zur Bildung von „Schlierengranit“

führte. Sukzessiv dehnte sich die intensive In-situ-Aufschmelzung von Paragneis aus und in einem tieferen Krustenniveau bildeten sich S-Typ-Granite durch Aufschmelzung von Paragesteinen. Diese intrudierten die Paragneis-Migmatite.

Eine erste metamorphe Prägung der Paragneise zwischen 340 und 335 Ma (FINGER et al., 2007) könnte mit der älteren Strukturprägung verbunden sein und die magmatische Entwicklung setzte mit der Intrusion der Edukte der „Palite“ um 334 Ma (SIEBEL et al., 2005) ein. Die für das Bavarikum typische Interferenz zwischen Magmatismus, Deformation und Migmatisierung entwickelt sich ab 325 Ma mit der Bildung der NW-SE-streichenden, jüngeren duktilen Strukturen (BÜTTNER, 2007), die letztlich in die Ausbildung der Pfahl-Störungszone mündete. Die „Palite“ wurden dabei amphibolitfaziell deformiert und der Weinsberger Granit intrudierte syntektonisch. Die Phase intensiver Migmatisierung führte im Übergangsbereich zwischen Weinsberger Granit und Paragneis-Migmatit zur Bildung des „Schlierengranits“. In den Paragesteinen dauerte die Migmatisierung der Paragesteine bis etwa 315 Ma an (KALT et al., 2000; PROPACH et al., 2000), weitete sich dabei räumlich aus und mündete in extensive krustale Aufschmelzung. Dadurch bildeten sich S-Typ-Granite in Form von Cordierit führendem Biotitgranit und Zweiglimmergranit, die zwischen 315 und 310 Ma (FRIEDL, 1997; PROPACH et al., 2000; GERDES et al., 2003) Platz nahmen. Die Abkühlung des Bavarikums einschließlich des Weinsberger Granits unter 300 °C erstreckte sich bis 290 Ma (SCHARBERT et al., 1997; KALT et al., 2000).

#### 245 Amphibolit

#### 244 Graphitgneis

#### 243 Marmor, Kalksilikatfels

Diese metamorphen Gesteine sind in größerem Ausmaß bevorzugt in Gebieten mit kaum migmatischen Paragneisen zu finden und dabei zumeist miteinander vergesellschaftet. Die größeren Vorkommen dieser vielfältigeren Gesteinskomplexe wurden mit lokalen Namen belegt und sind als Kropfmühl-, Herzogsdorf- und Donauleiten-Komplex bekannt (siehe Nr. 242). Aber auch sonst finden sich in den Paragneis-Migmatiten verbreitet geringmächtiger Kalksilikatfels, Graphit führender Paragneis sowie sporadisch Amphibolitschollen.

Verbreitet ist **Amphibolit** (Nr. 245) in den Paragneisen und Migmatiten in der Umrahmung der Hauzenberger Granitintrusion und im Kropfmühl-Komplex (DOLLINGER, 1967), dort auch in Form größerer Körper. Die dunkelgrünen bis schwarzen Amphibolite sind in diesem Gebiet sowohl feinkörnig wie grobkörnig, mit deutlich lagiger oder homogener Textur. Sie bestehen überwiegend aus Amphibol und Plagioklas, hinzu kommen Diopsid und Biotit. Im Mühlviertel ist Amphibolit im Herzogsdorf-Komplex öfters zu finden (FUCHS & THIELE, 1968), kann dort auch Granat enthalten, im Donauleiten-Komplex ist dieser nur sporadisch anzutreffen (DAURER, 1976). Auch in den Paragneis-Migmatiten kann sehr untergeordnet Amphibolit in Form von Schollen vorkommen, wie beispielsweise am Westrand von Linz, wo dieser wiederum durch Biotit und Klinopyroxen charakterisiert ist (LINNER, 2005).

Im Herzogsdorf-Komplex sind Paragneise mit Butzen von flockigem Graphit als **Graphitgneis** (Nr. 244) dargestellt. Die Umgrenzung entspricht der Darstellung auf der geologischen Karte von THIELE & FUCHS (1965). In einem größeren Vorkommen wurde zwischen 1914 und 1925 nördlich von Herzogsdorf Graphit abgebaut (HOLZER, 1964). Auch aus den Paragneis-Migmatiten westlich von Linz (KOHL, 1974) und im Sauwald (HOLZER, 1964) sind mehrere kleinste Graphitvorkommen bekannt geworden. Im östlichen Bayerischen Wald finden sich ebenfalls zahlreiche

Vorkommen von Graphitgneis und im Kropfmühl-Komplex Graphit-Lagerstätten, mit dem wirtschaftlich bedeutenden Bergwerk in Kropfmühl (FELBER, 1991).

Im Bavarikum sind am vorliegenden Kartenblatt **Marmor** und **Kalksilikatfels** (Nr. 243) nur im Mühlviertel westlich von Neußerling verzeichnet. Die Lage dieser Vorkommen von Kalksilikatgesteinen ist aus der Karte von SCHADLER (1952) übernommen. Deren Ausdehnung ist übertrieben und steht symbolisch für die charakteristischen, aber gering mächtigen Kalksilikatfelse und Marmore im Herzogsdorf-Komplex (FUCHS & THIELE, 1968; KOHL, 1977a). In der mineralogischen Zusammensetzung sind diese vergleichbar mit den vielfältigen Kalksilikatgesteinen und Marmoren im Donauleiten-Komplex südöstlich von Engelhartzell (DAURER, 1976). Die Kalksilikatfelse können dort Diopsid, Tremolit, Hornblende, Klinozoisit, Wollastonit und Granat enthalten und im Marmor treten ebenfalls Diopsid und Tremolit sowie Olivin und Phlogopit auf. Auch im Kropfmühl-Komplex sind Kalksilikatfelse und Marmore mit diesem Mineralspektrum häufig als gering mächtige Lagen anzutreffen (FELBER, 1987). Darüber hinaus sind graugrün bis hellgrün glänzende Kalksilikatfelse in den Paragneis-Migmatiten des Bavarikums als absetzige Lagen oder kleine Schollen sporadisch anzutreffen. Diese sind zumeist quarzreich und bestehen aus Amphibol, Diopsid und Plagioklas und weisen mitunter etwas Granat und Klinozoisit auf.

Die Ablagerung der organischen und karbonatischen Sedimente und die Metamorphose zu Graphitgneis, Marmor und Kalksilikatfels kann nur gemeinsam mit den umgebenden Paragesteinen (Nr. 242 bis 237) erfolgt sein. Damit sind neoproterozoische bis kambrische Sedimentation und eine variszische Metamorphoseprägung unter Bedingungen von 800 °C und 0,5 GPa anzunehmen. Für die Amphibolite erscheint ein vergleichbares oder jüngeres Eduktalter wahrscheinlich.

## 242 Paragneise im Kropfmühl-, Donauleiten- und Herzogsdorf-Komplex

*Feinkörniger, grauer Paragneis, teils gebändert; migmatischer Paragneis mit pegmatoiden Lagen*

## 241 Paragneis („Schiefergneis“)

*Biotitreicher Paragneis mit Sillimanit, Cordierit und Granat; feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis*

## 240 Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis

Diese Paragesteine treten in Gebieten des Bavarikums auf, die nicht beziehungsweise nur teilweise von der durchgreifenden Migmatisierung erfasst wurden. Größere Vorkommen mit Einlagerungen von Amphibolit, Marmor, Kalksilikatfels und Graphitgneis sind als Komplexe zusammengefasst und wurden mit lokalen Namen belegt. Diese Komplexe entsprechen einander sowohl lithostratigraphisch wie in ihrer metamorphen und tektonischen Entwicklung. Im westlichen Sauwald finden sich wiederholt Areale mit Paragneis, die fließend in Migmatite übergehen. Auch in den Migmatiten nördlich von Linz sind solche Übergangszonen mit reichlich Paragneis erhalten.

Die größte Verbreitung haben **Paragneise im Kropfmühl-Komplex** (Nr. 242) zwischen Hauzenberg und Wegscheid, nordöstlich von Passau. Fein- bis mittelkörniger, grauer Biotit-Plagioklasgneis ist meist straff gebändert, der Plagioklas kann teilweise metablastisch rekristallisiert sein und initiale Schmelzbildung ist auch zu beobachten. Cordierit ist in den Paragneisen verbreitet und Granat untergeordnet (FELBER, 1987). Typisch für den Kropfmühl-Komplex sind größere Amphibolitkörper, selten saure Orthogneise sowie verbreitet geringmächtige Einlagerungen von Graphit und Kalksilikatgestein, die typischerweise gemeinsam auftreten. Ein bedeutendes und ergiebiges Vorkommen von Graphit liegt in Kropfmühl (FELBER, 1991), südöstlich von Hauzenberg. Markant ist in den Paragneisen die Überprägung der N-S-streichenden durch W-E-orientierte Faltenachsen (FISCHER & TROLL, 1973), die im Südteil des Kropfmühl-Komplexes einen südgerichteten Faltenbau erkennen lassen.

Sehr viel kleiner ist der **Herzogsdorf-Komplex** (Nr. 242) inmitten der Granitintrusionen im Mühlviertel nordwestlich der Rodl. Die öfters gebänderten Paragneise erscheinen häufig inhomogen, mit lagiger Aufschmelzung in Form von kalifeldspatreichen, pegmatoiden Lagen und Linsen (FUCHS & THIELE, 1968). Darin eingelagert finden sich geringmächtiger Amphibolit, Kalksilikatfels und wiederholt Graphitgneis. Im **Donauleiten-Komplex** (Nr. 242) zwischen Engelhartzell und Schlögen ist ebenfalls eine bunte Gesteinsvergesellschaftung aufgeschlossen (DAURER, 1976). Vorherrschend ist feinkörniger Biotit-Plagioklasgneis, zu dem sich gebänderter und quarzitischer Paragneis gesellt. Eingelagert sind Kalksilikatfels und Silikat führender Marmor mit Diopsid, Tremolit, Olivin und Phlogopit sowie quarzreicher Orthogneis und untergeordnet Amphibolit. In dieser Wechselfolge ist eine intensive Verfaltung mit NNE-SSW-streichenden Faltenachsen dokumentiert.

Im Sauwald und westlich von Passau tritt **Paragneis („Schiefergneis“)** (Nr. 241) in zusammenhängenden Vorkommen innerhalb der verbreiteten Paragneis-Migmatite auf (THIELE, 1962; BAUBERGER & UNGER, 1984). Diese dunklen Paragesteine zeigen durchwegs ein durch reichlich Biotit vorgegebenes Gneisgefüge, sind teilweise gebändert und führen Granat, Sillimanit und reichlich Cordierit. Auch ist initiale und dabei stark differenzierende Migmatisierung zu beobachten. Feinkörnige, graue Biotit-Plagioklasgneise sind zwischengelagert, mitunter auch Kalksilikatfels und Silikat führender Marmor. Randlich oder zwischen den Paragneisvorkommen zeigt sich eine kontinuierliche **Übergangszone von Paragneis zu anatektischem Paragneis** (Nr. 240), die in größeren Bereichen mit eigener Signatur gekennzeichnet ist. Die Paragneise sind oft intensiv gefaltet und die Faltenachsen verlaufen vorzugsweise NNE-SSW und zeigen eine Überprägung mit jüngeren, WNW-ESE-streichenden Achsen (FUCHS & THIELE, 1968). Östlich von Freistadt treten zwei größere Paragesteinskomplexe innerhalb des Südböhmischen Batholiths auf. Stark aufgeschmolzene Paragneis-Migmatite und reliktsche Paragneise sind durch Übergänge eng verbunden (FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1978; SCHUBERT et al., 2010). Im Mineralbestand kommt zu reichlich Biotit viel Muskovit und charakterisierend Cordierit und Sillimanit sowie untergeordnet Granat.

Detritische Zirkone im Ausgangsmaterial der Paragesteine belegen eine Herkunft aus einem cadomisch geprägten Areal (GEBAUER et al., 1989; FRIEDL et al., 2004). Daraus und aus Sr-Isotopendaten (KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS, 1980) lässt sich eine neoproterozoische bis kambrische Sedimentation ableiten (600 bis 510 Ma). Vereinzelt finden sich Kerne in diesen detritischen Zirkonen, aus denen sich Hinweise auf metamorphe und magmatische Ereignisse bis zurück ins Archäikum ableiten lassen. Die Metamorphose der Paragneise zeigt sich im Kropfmühl-Komplex zweiphasig, mit einer älteren Phase zwischen 340 und 335 Ma – dokumentiert in einem feinkörnigen Cordierit-Paragneis – und einer jüngeren Phase um ca. 320 Ma in einem migmatischen Paragneis (FINGER et al., 2007). Letztere ist mit der verbreiteten Migmatisierung im Bavarikum verbunden. Die Bedingungen der jüngeren Metamorphosephase sollten somit jener dieser Migmatisierung entsprechen, die um 800 °C und 0,5 GPa liegen (KALT et al., 1999; TROPPEL et al., 2006). Jene der älteren Metamorphosephase könnten druckbetonter sein, da in den Paragneisen neben Cordierit wiederholt Granat vorhanden ist.

**239 Metablastischer bis metatektischer Paragneis („Perlgnais“)**

*Biotitreicher, fein- bis mittelkörniger Paragneis bis Migmatit, oft Cordierit führend und mit Paragneis-Relikten, z. T. schlierig*

**238 Diatektischer Paragneis („homogenisierter Perlgnais“)**

*Weitgehend homogener, teils massiger Migmatit, mittelkörnig, z. T. Paragneis-Schollen*

**237 Cordieritreicher Migmatit – Typ Wernstein**

*Massiger, grob strukturierter Migmatit, biotit- und cordieritreiche oder feldspatreiche Schlieren*

Die Paragneis-Migmatite sind eine weit verbreitete und charakteristische Lithologie im Bavarikum und bilden die Matrix, in welche die Granite eingedrungen sind. Innerhalb der ausgedehnten Granitareale des Südböhmischen Batholiths gibt es nur nördlich Amstetten größere zusammenhängende Vorkommen von Paragesteinen, die zu den Paragneis-Migmatiten im Bavarikum zu stellen sind. Aufgrund der in Migmatiten vorhandenen textuellen Vielfalt hat sich die Gliederung und Benennung wiederholt gewandelt.

In Anlehnung an eine umfassende Gesteinsbeschreibung im Bayerischen Wald (GÜMBEL, 1868 – Nachdruck 1998) wurden die Migmatite im Mühlviertel und Sauwald als „Perl- und Körnelgneise“ bezeichnet (GRABER, 1956). Diese fasste SCHADLER (1952) als unterschiedliche Typen von Perlgnais auf und hat durch weitere Untergliederung die Bezeichnung Perlgnais für die Paragneis-Migmatite vertieft. FUCHS & THIELE (1968) haben wiederum auf zwei Perlgnais-Typen vereinfacht und zusätzlich lokale Vorkommen von cordieritreichem Migmatit ausgewiesen. Die kartmäßige Darstellung dieser Gliederung (THIELE & FUCHS, 1965) kam am vorliegenden Kartenblatt zur Anwendung, wobei die Gesteinsbezeichnung „Perlgnais“ nur mehr informell beigefügt ist. Die synonyme Verwendung von Migmatitbezeichnungen, die das Stadium der Aufschmelzung bezeichnen, also Diatexit für „homogenisierten Perlgnais“ und Metatexit für „Perlgnais“ (FRASL & FINGER, 1991), leiteten den Wechsel vom textuellen Begriff Perlgnais zur genetischen Bezeichnung Migmatit ein.

Die **metablastischen bis metatektischen Paragneise** (Nr. 239) zeigen sowohl ein reliktsches Gneisgefüge als auch eine merkliche initiale Aufschmelzung. Feinkörnig quarzbetonte bis körnig metablastische Paragneise wechseln mit stromatisch (lagenförmig) bis nebulitisch (diffuse Relikte) migmatischen Paragneisen. Typisch sind das noch gut erkennbare prämigmatische Parallelgefüge mit biotitreichen Domänen und der fließende Übergang zwischen hochtemperiert rekristallisiertem und initial aufgeschmolzenem Paragneis. Insgesamt erscheinen die Paragneise sehr monoton, mit sporadisch auftretenden Quarzlitagen oder Kalksilikatgneis, die im Volumenanteil unbedeutend sind. Mineralogisch setzen sich die Paragneise vorwiegend aus Biotit, Plagioklas und Quarz zusammen, etwas Kalifeldspat kommt in den migmatischen Bereichen hinzu. Cordierit ist weit verbreitet und charakterisiert die Metamorphosebedingungen. Er tritt bevorzugt in den biotitreichen, metatektischen Bereichen auf und wird mitunter von feinkörnigem Granat begleitet, Sillimanit ist hingegen selten.

Die **diatektischen Paragneise** (Nr. 238) zeichnen sich durch stärkere Aufschmelzung aus, wobei diese körnigen Migmatite nebulitische bis homogen granitische Textur aufweisen. Das reliktsche Gneisgefüge lässt sich nur mehr teilweise und diffus erkennen, meist ist der Biotit re-

gellos verteilt und die Feldspate sind idiomorph und grobkörnig. Sehr vereinzelt treten auch größere porphyrische Kalifeldspat-Einsprenglinge auf. Ganz vereinzelt finden sich typisch rundliche Schollen von schwer schmelzbaren Gesteinen wie quarzreicher Paragneis, Quarzit oder Kalksilikatgneis. Die diatektischen Paragneise bestehen mineralogisch vorwiegend aus Biotit, Plagioklas, Quarz und nur wenig Kalifeldspat. Cordierit ist ebenfalls untergeordnet und umso seltener, je granitischer die Textur ist. Die stark aufgeschmolzenen Bereiche können sowohl in Lagen von wenigen Metern mit den metatektischen Paragneisen wechseln oder den dominierenden Gesteinscharakter darstellen. Nur Letztere sind auf der Karte durch Übersignatur gekennzeichnet, wobei auf die große Verbreitung im südlichen Sauwald (THIELE, 1962) und auf ein Vorkommen nördlich Amstetten (FUCHS, 2005) hinzuweisen ist.

Die **cordieritreichen Migmatite (Typ Wernstein)** (Nr. 237) sind sehr biotit- und cordieritreich und auffällig inhomogen aufgeschmolzen. Größere Verbreitung besitzen diese Gesteine im westlichen Sauwald zwischen Schärding, Scharfenberg und Münzkirchen sowie im Donautal zwischen Ottenheim und Puchenu. Kleinere Vorkommen sind auch sonst im Sauwald und nordwestlich von Linz zu finden und auch aus dem Bayerischen Wald bekannt (BERGER & KALT, 1999). Dunklere Domänen mit viel Biotit und Cordierit stehen in lagigem bis schlierig unruhigem Wechsel mit helleren, feldspatreichen Domänen. Das vorherige Gneisgefüge wurde durch die Schmelzbildung sowohl akzentuiert gebändert wie verschwimmend aufgelöst. Wo quarzreiche Gneislagen hinzu kommen, hat sich auch Schollenmigmatit mit scharf begrenzten Schollen entwickelt. Granat ist in den biotitreichen Domänen in geringem Anteil verbreitet und auch Sillimanit tritt wiederholt auf. Dunkle Migmatite mit besonders viel Cordierit, Granat, Sillimanit und zusätzlich Spinell wurden von SCHADLER (1952) als Kinzigit dargestellt und sind als aluminiumreiche Restite zu den cordieritreichen Migmatiten zu stellen. Die helleren Bereiche führen oft grobkörnigen Kalifeldspat und wenn auch Biotit sehr grob entwickelt ist, weist der Migmatit einen pegmatitischen Charakter auf.

Im regionalen Vergleich sind die Paragneis-Migmatite nordwestlich von Linz, im Sauwald und am Südrand des Bayerischen Waldes zwischen Passau und Osterhofen sehr ähnlich und dabei in sich sehr variabel mit initialer bis vollständiger Aufschmelzung. Hingegen zeigen jene Migmatite, die den Weinsberger Granit und Schlierengranit im Oberen Mühlviertel umgeben, monotonen Charakter mit gleichmäßiger Aufschmelzung (FUCHS & THIELE, 1968). Ebenfalls deutliche und einheitliche Aufschmelzung zeigen die Paragneise im Bayerischen Wald zwischen Hauzenberger und Saldenburger Granit (FISCHER & TROLL, 1973).

Nordwestlich von Linz und im Sauwald fand die Aufschmelzung weitgehend in situ statt. Die Strukturen der Paragneis-Migmatite sind weitgehend durch die prämigmatische

N-S-Streichrichtung von Schieferung und Faltenachsen vorgegeben (THIELE, 1962; LINNER, 2005) und die jüngeren NW-SE-streichenden Strukturen erscheinen schwach. Letztere dominieren im östlichen Sauwald (THIELE, 1962), im Oberen Mühlviertel südlich der Pfahl-Störung (FUCHS, 1962) und zwischen Hauzenberger und Saldenburger Granit (FISCHER & TROLL, 1973), wiewohl auch dort die älteren Strukturen erhalten sein können.

Die Bedingungen der hochgradigen Metamorphose und der damit verbundenen Migmatisierung wurden aus den cordieritreichen Migmatiten und in diesen bevorzugt aus

den aluminiumreichen Restiten abgeleitet. So wurde für die Migmatisierung im Sauwald eine maximale Temperatur von 800 °C bei einem Druck von 0,4 GPa (TROPPEL et al., 2006) abgeleitet und im Bayerischen Wald eine vergleichbare Temperatur und ein etwas höherer Druck von 0,6 GPa (KALT et al., 1999). Das Alter der Migmatisierung lässt sich auf den Zeitraum 326 bis 315 Ma einengen (KALT et al., 2000; PROPACH et al., 2000; FINGER et al., 2007) und Biotitalter belegen die bis 290 Ma reichende Abkühlung unter 300 °C (GRAUERT et al., 1974; KÖHLER & MÜLLER-SOHNUS, 1980; KALT et al., 2000).

### 236 Palit

*Mylonitische Granite, Syenite und Migmatite an der Pfahlstörung, z. T. Augentextur oder basische Schollen*

Eine als **Palit** bezeichnete Gesteinsassoziation erstreckt sich im Bayerischen Wald südwestlich entlang der Pfahl-Störung von nördlich Waldkirchen über 50 km bis Regen. Es handelt sich um eine Wechsellagerung von granitischen bis dioritischen sowie syenitischen Magmatiten, welche auch Kalifeldspat-Metablasten sowie eine deutliche migmatische Überprägung aufweisen (CHRISTINAS et al., 1991a). Auf diese Migmatisierung von magmatischen Gesteinen nimmt die Bezeichnung Palit Bezug, da Palingene den Prozess der Wiederaufschmelzung umschreibt, welcher für die Mannigfaltigkeit dieser Gesteine verantwortlich ist. Die der Migmatisierung folgende durchgrei-

fende Blastomylonitierung der Palite ist als Teil der duktilen Scherung entlang der Pfahl-Störungszone zu sehen (TROLL, 1967a).

Isotopengeochemische Analysen weisen den Palit als Produkt eines Magmas mit wesentlichen Anteilen an Mantelschmelzen aus (CHRISTINAS et al., 1991a) und sprechen gegen eine anatektische Bildung aus sauren Krustengesteinen. Das Alter der magmatischen Edukte liegt um ca. 334 Ma und jenes der blastomylonitischen Überprägung lässt sich auf jünger als 326 Ma eingrenzen (SIEBEL et al., 2005).

### 235 Schlierengranit

*Grobkörniger Granit bis Granodiorit, schlierig, oft rötliche Großkalifeldspate, z. T. dioritische Schollen*

Die Bezeichnung **Schlierengranit** bezieht sich auf die „unruhige“ Struktur des granitoiden Materials beziehungsweise den oft schlierigen Wechsel von helleren und dunkleren Anteilen. Diese von FUCHS (1962) im Oberen Mühlviertel großflächig als „Grobkorngneise“ kartierten Gesteine sind nach heutigem Kenntnisstand variszische Plutonite (FINGER, 1986), die den syntektonisch intrudierten Weinsberger Granit begleiten.

Hervorragend aufgeschlossen ist der Schlierengranit im Donautal zwischen Aschach und Schlögen (FRASL & FINGER, 1988, 1991). Die meist 1–2 cm großen Kalifeldspate (15–35 %) sind häufig rosa (lachsrosa) gefärbt. Der kleinere, durchwegs idiomorphe Plagioklas macht etwa 30–50 % des Gesteinsvolumens aus, sodass oft granodioritische Zusammensetzung besteht. Die Quarzgehalte liegen bei 20–30 %, die Biotitgehalte üblicherweise um 10–15 %. Manchmal tritt etwas Hornblende (bis 5 %) hinzu. Lokal können die Gesteine ziemlich mafisch sein, mit Biotitgehalten bis 30 %. Auch feinerkörnige, mafische Einschlüs-

se, vor allem mit tonalitischer bis dioritischer Zusammensetzung, sind mehrfach zu sehen. Eine mineralogische Besonderheit sind die immer wieder sichtbaren, halbzentimeter- bis (ausnahmsweise) 2 cm großen, idiomorphen, braunen Titanitkristalle mit typischer Briefkuvertform.

Im Unterschied zu den S-Typ-Graniten im Sauwald, die durch Aufschmelzung von Paragesteinen entstanden sind, zeigt sich im Schlierengranit ein klarer stofflicher Einfluss einer I-Typ-Magmenquelle (LIEW et al., 1989). Dieser ist durch Einmischung und Assimilation basischer Schmelzen aus der Unterkruste oder dem Erdmantel zu erklären. Diskutiert wird in diesem Zusammenhang auch eine unterschiedliche Aufschmelzung intermediärer Kruste, tonalitischer bis dioritischer Zusammensetzung (FINGER & CLEMENS, 1995). Nach BÜTTNER (1999) erfolgte die Kristallisation des Schlierengranits in 11 bis 15 km Tiefe bei einer Temperatur um 700 °C, wobei diese genetisch und zeitlich in Verbindung mit der Intrusion von Weinsberger Granit interpretiert wird (FINGER & CLEMENS, 1995; BÜTTNER, 2007).

**234 Granit – Typ Platte/Gurlarn***Mittelkörniger Granit, Kalifeldspat-Einsprenglinge und Cordierit***233 Peuerbacher Granit***Mittelkörniger Biotitgranit, Kalifeldspat-Einsprenglinge***232 Schärddinger Granit***Mittelkörniger S-Typ-Biotitgranit, Cordierit führend, biotit- und cordieritreiche Restitschollen*

Die hier zusammengefassten Cordierit führenden Biotitgranite treten an verschiedenen Stellen im Südteil des Sauwaldes und südwestlich von Passau auf. In letzterem Vorkommen ist in Anhöhen am Rand zur Molassezone ein mittelkörniger **Granit des Typs Platte/Gurlarn** (Nr. 234) aufgeschlossen. Das Gefüge ist schwach porphyrisch mit sporadisch auftretenden, mehrere Zentimeter großen Kalifeldspaten sowie Butzen aus Cordierit und Biotit und vereinzelt auch Schollen aus Paragneis (BAUBERGER & UNGER, 1984). Dieser Granit entspricht weitgehend dem Schärddinger Granit im westlichen Sauwald.

Weiter im Osten, im Raum Peuerbach, tritt der **Peuerbacher Granit** (Nr. 233) (THIELE, 1962) auf. Typisch für diesen biotitreichen Granit sind Kalifeldspat-Einsprenglinge (1–2 cm) und das Vorkommen von Paragneisschollen sowie eine meist deutlich sichtbare NW-SE-orientierte Regelung. Cordierit ist im Peuerbacher Pluton selten und als Besonderheit finden sich auch biotitreichere tonalitische sowie fraktionierte, helle und biotitarne Varietäten (SCHUBERT, 1989).

Von HORNINGER (1936) liegt eine umfangreiche Beschreibung des **Schärddinger Granits** (Nr. 232) vor, welcher öst-

lich von Schärdding einen homogenen plutonischen Körper bildet. Zu den umgebenden Paragneis-Migmatiten liegen sowohl diskordante wie auch unscharfe Kontakte vor (THIELE, 1962). Der bläulich- bis grünlichgraue, mittelkörnige Biotitgranit mit etwa 30–40 % Kalifeldspat, 20–30 % Plagioklas und 20–30 % Quarz weist neben rund 10 % Biotit bis zu 5 % Cordierit sowie als Besonderheit viele kleine dunkle biotit- und cordieritreiche Schollen auf. Diese nicht aufgeschmolzenen Relikte belegen Paragneise als Ausgangsmaterial des Schärddinger Granits.

Bei diesen Cordierit führenden Biotitgraniten handelt es sich um restitreiche, moderat peraluminische Granite (S-Typ), welche durch Aufschmelzung von Paragneismaterial entstanden sind (FUCHS & THIELE, 1968; LIEW et al., 1989). Die U-Pb-Altersdatierungen an Monaziten dieser Cordierit führenden Biotitgranite lassen deren Platznahme auf 317 bis 310 Ma eingrenzen (FRIEDL, 1997; PROPACH et al., 2000). Damit fällt die Granitbildung in die Spätphase der Migmatisierung der umgebenden Paragneise, die im Wesentlichen zwischen 326 und 315 Ma erfolgte.

**231 Granit – Typ Neustift***Feinkörniger Zweiglimmergranit***230 Altenberger Granit***Feinkörniger, schwach deformierter S-Typ-Zweiglimmergranit, kleine Restitschollen***229 Haibacher Granit***Feinkörniger, sehr heller S-Typ-Zweiglimmergranit, deutlich deformiert***228 St. Sixter und Kopfinger Granit***Helle, fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite*

Diese feinkörnigen Zweiglimmergranite mit 2–7 % Biotit und 4–10 % Muskovit werden aufgrund ihrer lithologischen Ähnlichkeit als genetisch vergleichbar betrachtet. Sie sind heller und saurer als die Cordierit führenden Biotitgranite, weniger verwitterungsresistent und erscheinen daher meist bräunlich-gelblich. Ihre Vorkommen liegen im südlichen und östlichen Bereich des Bavarikums, in Niederbayern südlich von Vilshofen und Passau, im Sauwald um Kopfung und Haibach sowie nordöstlich von Linz.

Der **Granit – Typ Neustift** (Nr. 231) ist nach einem großen Steinbruch in Neustift südlich von Vilshofen benannt. Der Granitkörper tritt westlich des Ortenburger Senkungsfeldes in einem Taleinschnitt zu Tage. In diesem Vorkommen ist der Granit einheitlich feinkörnig, mit etwas mehr Biotit als Muskovit und je rund 30 % Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz (SCHREYER, 1962). Oft führt der Granit Biotitputzen und in der nördlichen Umgebung der Intrusion sind Granitgänge verbreitet. Die Vorkommen südlich von Passau (BAUBERGER & UNGER, 1984) sind in der Zusammensetzung ähnlich, mit etwas mehr Quarz und mit Andalusit und Cordierit als Nebengemengteile. Diese gangförmigen Gra-

nitkörper zeigen scharf diskordante Kontakte zu den umgebenden Paragneis-Migmatiten und südöstlich Fürstsdobl ist auch der Cordierit führende Biotitgranit des Typs Platte/Gurlarn diskordant durchsetzt.

Das größte Vorkommen von Zweiglimmergranit, der **Altenberger Granit** (Nr. 230), bildet nordöstlich von Linz einen großen Pluton, der sowohl die Paragneis-Migmatite wie den Weinsberger Granit intrudierte (FRASL, 1959). Zahlreiche Granitgänge, Aplite und Pegmatite finden sich im Umfeld des Altenberger Granits. Er zeigt sich überwiegend feinkörnig, mit teils deutlichem Parallelgefüge und ist relativ reich an Kalifeldspat und Muskovit. Mitunter sind auch Sillimanit und Cordierit beigemischt, die wie die häufigen Biotitbutzen als Relikte von aufgeschmolzenen Paragneisen interpretiert werden (FRASL & FINGER, 1991).

Der nördlich an der Donau-Störung gelegene **Haibacher Granit** (Nr. 229) ist ein sehr heller, saurer und feinkörniger Zweiglimmergranit, der daher früher als „Weißgranit“ bezeichnet wurde (DAURER, 1976; FINGER, 1984). Es finden sich typische Einlagerungen kleiner Biotitbutzen, die auf aufgeschmolzenes Paragneismaterial verweisen. Eine Viel-

zahl von Granit-, Aplit- und Pegmatitgängen um den Granit belegt die intrusive Natur des Gesteins. Diese Gänge sind wie die Randbereiche des Granits oft deutlich deformiert.

Im Sauwald sind überdies der **St. Sixter und Kopfinger Granit** (Nr. 228) bei den namengebenden Ortschaften und südwestlich Münzkirchen bei Eitzenberg anzutreffen (FUCHS & THIELE, 1968). Der größere Pluton dieser hellen Zweiglimmergranite ist bei St. Sixt gleichförmig mittelkörnig, die anderen, kleineren Stöcke sind feinkörnig und teils porphyrisch und mitunter finden sich Schollen der umgebenden Paragneis-Migmatite im Granit. Die Kontakte zu den umgebenden Paragneis-Migmatiten sind scharf und diskordant.

Diese hellen Zweiglimmergranite in Oberösterreich werden allesamt als S-Typ-Granite charakterisiert (FRASL

& FINGER, 1991) und sind dementsprechend als Aufschmelzungsprodukte von Paragneisen des Bavarikums zu deuten. Eine räumliche Bindung zu den Cordierit führenden Biotitgraniten (Nr. 233, 232) besteht aber nicht, sodass von eigenständigen magmenbildenden Prozessen auszugehen ist. Für die Granitkörper vom Typ Neustift in Niederbayern ist aufgrund des Andalusitgehaltes eine Intrusionstiefe von weniger als 12 Kilometer angezeigt. Südlich von Passau intrudierte ein Granit vom Typ Neustift einen Cordierit führenden Biotitgranit des Typs Platte/Gurlarn, womit für diesen Zweiglimmergranit ein Maximalalter von 310 Ma anzunehmen ist. Für den Altenberger Granit weist eine Monazitdatierung auf ein Intrusionsalter um 315 Ma hin (GERDES et al., 2003), eine Ar-Datierung an Muskovit hingegen auf eine Abkühlung erst um 293 Ma (FRANK & SCHARBERT, 1993).

#### 227/226 Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen entsprechend ihrer Streichrichtung

*Stark deformierte Paragneise, Migmatite und Granite; mitunter feinkörnige Granite und Aplite als diskordante Gänge\**

Die großen Störungszonen – Pfahl-, Donau- und Rodl-Kaplice-Störung – sind im Bavarikum von größeren Bereichen mit **mylonitischen Gesteinen** begleitet. Von der Pfahl-Störung ausgehend streicht von St. Oswald bei Haslach bis Vorderweißenbach eine breite Zone mit mylonitischem Paragneis-Migmatit sowie untergeordnet Paragneis, Schlierengranit und Weinsberger Granit (FUCHS & THIELE, 1968). Vergleichbare Lithologien mit protomylonitischer bis mylonitischer Deformation treten entlang der Rodl-Kaplice-Störung in der Umgebung von Zwettl an der Rodl auf. An der Donau-Störung sind von Engelhartzell (DAURER, 1976) bis Hals nördlich Passau (BAUBERGER & UNGER, 1984) mylonitisch deformierter Paragneis-Migmatit und Paragneis verbreitet. Auch in Niederbayern tritt an

der Donau-Störung bei Winzer eine breitere mylonitische Zone zu Tage, deren Lithologie als Winzergestein bezeichnet wurde (TROLL, 1967b) und aus grünschieferfaziell mylonitischen Migmatiten und etwas Granit besteht.

Die Mylonitisierung der Gesteine hängt mit der duktilen Deformation bei der Ausbildung der Störungszonen zusammen. Die Pfahl-Störungszone entwickelte sich ab 325 Ma unter amphibolitfaziellen Bedingungen (SIEBEL et al., 2005; BÜTTNER, 2007), hingegen zeigen die Donau- und Rodl-Kaplice-Störung duktil grünschieferfazielle Deformation (BRANDMAYR et al., 1995), die zwischen 290 und 280 Ma stattfand.

\* siehe auch Errata: Kap. 13.

### 4.1.1.3. Südböhmischer Batholith

Im Südtteil des Moldanubikums (Bayerischer Wald, Südschechien, Mühlviertel, westliches Waldviertel) intrudierten im Karbon (340 bis 300 Ma) große Massen granitischer Magmen. Aus einer Vielzahl von Intrusionen entwickelte sich ein ausgedehnter und weitgehend zusammenhängender magmatischer Körper, der als Südböhmischer Batholith bezeichnet wird. Traditionell wurden im österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths drei Haupttypen von Granit unterschieden (WALDMANN, 1930): Weinsberger Granit, Mauthausener Granit und Eisgarner Granit. Diese Haupttypen wurden sukzessiv untergliedert beziehungsweise mit weiteren Graniten ergänzt (vgl. FUCHS & MATURA, 1976; FRASL & FINGER, 1988, 1991). Die Gliederung am vorliegenden Kartenblatt basiert auf neueren Kartierungen und einer Vielzahl von geochemischen, petrologischen und geochronologischen Untersuchungen. Sie versucht die genetischen Prozesse und die Zusammenhänge der magmatischen Entwicklung des Batholiths zu erfassen und darzustellen.

Ultrapotassische Granodiorite, die als Durbachite bezeichnet werden, liefen der Batholithbildung voraus. Sie intrudierten zwischen 340 und 335 Ma die Moldanubischen Decken in Südböhmen, Südmähren und im westlichen Waldviertel und interferieren dabei mit der Exhumation der Granulite in die mittlere Kruste (JANOŠEK & HOLUB, 2007; VERNER et al., 2008; KOTKOVÁ et al., 2010). Es folgten im Bayerischen Wald zwischen 334 und 332 Ma Diorite und Granodiorite (CHEN & SIEBEL, 2004; SIEBEL et al., 2005), die von einer intensiven Migmatisierung überprägt sind.

Nach dieser Phase mit intermediären bis basischen Intrusionen setzte die eigentliche Batholithbildung ab etwa 330 Ma mit der Platznahme des weit verbreiteten Weinsberger Granits im nördlichen und östlichen Teil des Batholiths ein. Die zeitliche Verlagerung der magmatischen Prozesse in südwestliche Richtung ist durch die jüngsten Alter von Weinsberger Granit im Bavarikum (bis 322 Ma) verdeutlicht (FINGER et al., 2009). Anschließend an den Weinsberger Granit intrudierten kleinere Plutone zuerst mit textuell ähnlichem Gra-



nit (Karlstifter und Engerwitzdorfer Granit) und in der Folge verbreitet fein- bis mittelkörnige Granite wie der Mauthausener Granit und andere sogenannte Feinkorngranite. Der Freistädter Granodiorit, der textuell vom Mauthausener Granit zu unterscheiden ist (FRASL, 1959), zeigt sowohl isotopengeochemisch (SCHARBERT, 1992) wie auch altersmäßig (310 bis 300 Ma: GERDES et al., 2003) eine Eigenständigkeit. Er bildet den jüngsten Pluton im Südböhmischen Batholith.

Bei den als Eisgarner Granit zusammengefassten Zweiglimmergraniten im nördlichen Randbereich des Batholiths handelt es sich um mehrere eigenständige Plutone mit spezifischen geochemischen Signaturen (BREITER, 2010). Entsprechend dem Geländebefund wurde der Eisgarner Granit seit WALDMANN (1930) traditionell als der jüngste Granit im südböhmischen Batholith eingestuft, jedoch zeigen geochronologische Daten übereinstimmend Intrusionsalter zwischen 328 und 325 Ma (FRIEDL, 1997; SIEBEL et al., 2008; ŽÁK et al., 2011). Somit ist der Eisgarner Granit ähnlich alt wie der Weinsberger Granit im Nordteil des Batholiths, intrudierte diesen allerdings klar (WALDMANN, 1930; FUCHS, 1962; SCHWAIGHOFER, 1978).

Versuche, die Herkunft und Petrogenese der einzelnen Granite des Südböhmischen Batholiths mit den Mitteln der Geochemie und Petrologie abzuleiten, haben zu folgenden Ergebnissen geführt: Am Beginn der magmatischen Entwicklung führte die Mischung von ultrapotassischen Schmelzen aus dem lithosphärischen Erdmantel mit granitischen Schmelzen aus der Kruste zur Bildung der Durbachite (HOLUB, 1997; GERDES et al., 2000a). Es folgten weitere Schmelzen aus dem Erdmantel, welche kleinere Dioritkörper formten, in denen meist starke krustale Kontamination festzustellen ist (VELLMER & WEDEPOHL, 1994). Für die Bildung des Weinsberger Granits wird hingegen von vielen Autoren eine großräumige Aufschmelzung der Unterkruste angenommen. Dabei kam es zur gleichzeitigen Förderung (und eventuell auch Mischung) von Schmelzen aus Orthogesteinen intermediärer bis basischer Zusammensetzung sowie Schmelzen aus Paragneisen (FINGER & CLEMENS, 1995; GERDES, 2001), sodass der Weinsberger Granit neben der verbreiteten I-Typ-Signatur bereichsweise auch deutlichen S-Typ-Einfluss erkennen lässt (SCHARBERT, 1987; GERDES, 2001; FINGER & VON QUADT, 1992). Andererseits ist mit dem Pyroxen führenden Weinsberger Granit im Oberen Mühlviertel eine magmatische Reaktivierung von cadomisch geprägter Unterkruste angezeigt (KLÖTZLI et al., 2001). In der weiteren Intrusionsfolge zeigen der Karlstifter Granit und der Freistädter Granodiorit wiederum einen verstärkten I-Typ-Charakter der Magmen, der auch im Mauthausener Granit und anderen Feinkorngraniten vorherrscht (SCHARBERT, 1992; FRASL & FINGER, 1988, 1991). Im Gegensatz dazu wird der im Südböhmischen Batholith eher eigenständige Eisgarner Granit übereinstimmend als Produkt einer partiellen Aufschmelzung von Paragneismaterial und damit als S-Typ-Magma aufgefasst (LIEW et al., 1989; VELLMER & WEDEPOHL, 1994; BREITER, 2010).

Das geschlossene Areal des Südböhmischen Batholiths im westlichen Waldviertel, Unteren Mühlviertel und in Südtschechien zeichnet sich durch klar diskordante Kontakte zu den Moldanubischen Decken aus. Vergleichbare Granite intrudierten das Bavarikum südlich der Pfahl-Störungszone. Die Platznahme des Weinsberger Granits erfolgte hier syntektonisch zur prägenden, NW-SE-orientierten Deformation (BÜTTNER, 2007) und zeigt einen fließenden Übergang in die umgebenden Granite und Migmatite. Ein Teil der Feinkorngranite des Bavarikums interferiert wiederum mit der duktilen bis spröden Deformation entlang der Pfahl-Störungszone, zeigt dabei aber scharfe Intrusionskontakte. Insgesamt zeigen die Altersdaten, dass die plutonischen und migmatischen Prozesse im Bavarikum ihren Höhepunkt zwischen 325 und 315 Ma erreichten, also erst nachdem sich zwischen 331 und 325 Ma die nördlichen und östlichen Anteile des Südböhmischen Batholiths gebildet hatten (FINGER et al., 2009). Die Intrusivkomplexe von Fürstenstein und Hauzenberg im Bayerischen Wald stellen wiederum geochemisch und chronologisch eigene magmatische Entwicklungen dar (CHEN & SIEBEL, 2004; KLEIN et al., 2008) und haben im Unterschied zum Weinsberger Granit im Bavarikum diskordant Platz genommen.

Zur Ursache der spätvariszischen Batholithbildung im Südteil des Moldanubikums werden unterschiedliche Modelle diskutiert (vgl. HENK et al., 2000). Klar ist, dass sich zu dieser Zeit durch tektonische Prozesse regionale thermische Anomalien herausgebildet haben müssen, welche in den Gesteinen der unteren und mittleren Kruste zu großräumiger Schmelzbildung führten. GERDES et al. (2000b) haben auf die Möglichkeit einer erhöhten infrakrustalen radiogenen Wärmeproduktion im Anschluss an die variszischen Kollisions- und Krustenverdickungsprozesse hingewiesen. Unabhängig davon kann die großräumige Granitbildung durch zusätzliche Wärmezufuhr aus dem Erdmantel infolge Delamination (Ablösung und Absinken) des lithosphärischen Mantels und Aufstieg von heißer Asthenosphäre initiiert und gesteuert werden (SCHOTT & SCHMELING, 1998; FINGER et al., 2009). Für die S-Typ-Granite wie den Eisgarner Granit ist auch Schmelzbildung durch extrem rasche Exhumation und isothermale Dekompression von Paragneisen in Betracht zu ziehen (ŽÁK et al., 2011).

## 225 Durbachit

*Granodiorite bis Quarzmonzodiorite, porphyrische Kalifeldspate, reichlich Biotit und oft Hornblende*

Die Magmatite der im Moldanubikum verbreiteten magnesio-potassischen bis ultrapotassischen Plutone werden lithologisch zusammenfassend als **Durbachit** bezeichnet. Diese intrudierten im Waldviertel, in Südmähren und Südböhmen die Moldanubischen Decken und sind teilweise mit Granulit assoziiert. Am vorliegenden Kartenblatt befinden sich nur kleine Vorkommen, eine lang gestreckte Intrusion im Strudengau und drei kleine Körper am Moldaustausee in Südböhmen.

Der Durbachit im Strudengau ist ein dunkles, grobkörniges Gestein mit schütter eingestreuten Kalifeldspat-Einsprenglingen und nicht selten Dioritschollen. Die Matrix führt neben reichlich Biotit auch Hornblende. Das Gestein ist meist deutlich geschiefert und in den Decken- und Großfaltenbau der Gföhler Einheit einbezogen (FUCHS, 2005). Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit mit dem Rastenberger Granodiorit hat FUCHS diesen Durbachit mit diesem Pluton parallelisiert. Die kleinen Durbachitkörper um Horní Planá befinden sich am Südrand des Knížecí-

Stolec-Plutons (VERNER et al., 2008) und weisen teilweise eine stärker basische Zusammensetzung auf (BREITER & KOLLER, 2009). Die Texturen zeigen sich dort ebenfalls grob porphyrisch mit Kalifeldspat-Einsprenglingen in einer amphibol- und biotitreichen Matrix.

Die Geochemie der Durbachite ist variabel, für jenen im Strudengau kann in Analogie zum Rastenberger Pluton granodioritische bis quarz-monzodioritische Zusammensetzung angegeben werden, hingegen sind jene in Südböhmen als Melasyenit bis Melagranit zu klassifizieren. Sie werden als Mischung zwischen ultrapotassischen Schmelzen aus dem lithosphärischen Erdmantel und granitischen Schmelzen aus der Kruste interpretiert (HOLUB, 1997; GERDES et al., 2000a). Zur zeitlichen Einordnung der Durbachite können die Datierungen der größeren Plutone herangezogen werden, die übereinstimmend eine Platznahme zwischen 340 und 335 Ma anzeigen (KLÖTZLI & PARRISH, 1996; VERNER et al., 2008; KOTKOVÁ et al., 2010).

## 224 Diorit, Gabbro

*Dunkle, massige Intrusivgesteine, Biotit und meist auch Hornblende führend, fein- bis grobkörnig*

Mafische Plutone dioritischer bis gabbroider Zusammensetzung sind als Teil des Südböhmischen Batholiths verbreitet anzutreffen und dabei in ihrer Ausbildung äußerst wechselhaft. Auch die Genese und die Altersstellung sind variabler Natur, da diese Gesteine am vorliegenden Kartenblatt rein lithologisch zusammengefasst sind.

Die meisten dieser kleinen Intrusivkörper befinden sich im Bavarikum. Im Bayerischen Wald liegen die größeren Vorkommen von **Diorit** (Nr. 224) im Intrusivkomplex von Fürstenstein am Südrand des Saldenburger Granits (TROLL, 1964) sowie nördlich des Hauzenberg-Intrusivkomplexes (DOLLINGER, 1967). Lithologisch ist dunkelgrauer, feinkörniger Biotit-Quarz-Diorit typisch, dazu gesellt sich grauer Titanitflecken-Diorit. Hornblende ist nur im Quarz-Diorit in signifikanter Menge vorhanden.

Im Bavarikum des Mühlviertels sind die **Diorite** (Nr. 224) entweder mit Weinsberger Granit (Diorit 1) oder mit Feinkorngranit (Diorit 2) verknüpft (FUCHS & THIELE, 1968). Westlich von Rohrbach und nördlich von St. Johann begleitet der Diorit 1 den Weinsberger Granit und im großen Dioritstock zwischen Rohrbach und Sarleinsbach ist auch **Gabbro** (Nr. 224) aufgeschlossen. Mineralogisch bestehen diese massigen Gesteine vorwiegend aus Biotit, Plagioklas und Quarz sowie variablen Anteilen von Klinopyroxen und Hornblende. Charakteristisch für den Diorit 1 sind die Aufnahme von Material aus dem Weinsberger Granit und die deutliche Deformation der kleinen Körper.

Die durchwegs kleinen Vorkommen von Diorit 2 treten gehäuft zwischen Julbach und Kirchbach, nordöstlich von Vorderweißenbach sowie westlich der Granitintrusion Plöcking auf. Sie sind dabei immer an das Auftreten von Feinkorngranit gebunden. In diesen dunklen, massigen und sehr feinkörnigen Gesteinen dominiert Biotit als mafischer Gemengteil und häufig treten helle Flecken mit Titanit auf.

Die Relation zu den Feinkorngraniten ist deutlich, Diorit 2 wird von Feinkorngraniten in scharf begrenzte Schollen zerlegt, mitunter auch durchdrungen und teilweise aufgelöst.

Im östlichen Teil des Südböhmischen Batholiths kommen Diorite und Quarz-Diorite bevorzugt im Randbereich von Weinsberger Granit zu Feinkorngranit vor (FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1978; FUCHS & THIELE, 1987) beziehungsweise entlang von größeren Störungszonen (Karlstift-Störung, Vitis-Störung). Auf dem vorliegenden Kartenblatt sind entsprechend dem Maßstab nur größere Stöcke eingetragen, westlich von Weitra, zwischen St. Oswald und St. Leonhard und bei Pabneukirchen. Im Modalbestand zeigt sich in diesen feinkörnigen bis körnigen Dioriten neben viel Plagioklas auch etwas Mikroklin, und Biotit dominiert über Hornblende. Klinopyroxen kann in den nördlichen Stöcken beigemischt sein und auch „Titanitflecken“ sind mitunter zu beobachten. Aufgrund der engen Verbindung mit Feinkorngranit wurden diese Vorkommen als Diorit 2 interpretiert (FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1978). Auf sehr kleine Dioritvorkommen im Strudengau hat FUCHS (2005) aufmerksam gemacht. In der Gföhler Einheit ist dort auch Diorit intrudiert, wobei eine teilweise Verschieferung auf syntektonische Intrusion hinweist.

Die variable geochemische Zusammensetzung der verschiedenen Intrusivgesteine ist durch eine unterschiedliche Herkunft der Schmelzen aus dem lithosphärischen Erdmantel beziehungsweise der mafischen Unterkruste erklärbar sowie durch unterschiedliche Aufnahme von krustalem Material (VELLMER & WEDEPOHL, 1994; CHEN & SIEBEL, 2004). Die Altersdatierungen belegen unterschiedliche genetische Zusammenhänge. Die Diorite von Fürstenstein im Bayerischen Wald intrudierten zwischen 334 und 332 Ma und sind damit älter als die Anatexis der umgebenden Paragneis-Migmatite. Für die Diorite im Oberen Mühlviertel bestätigen Altersdatierungen an Zirkonen (GERDES et

al., 2003) das relative Alterskonzept von FUCHS & THIELE (1968). Ein Diorit 1 bei Uttendorf zeigt ein Alter um 323 Ma und fällt somit in die Spätphase der Weinsberger Granitintrusion.

Ein Diorit 2 bei Julbach korreliert mit einem Alter um 318 Ma etwa mit der Intrusion der Feinkorngranite (Alter des Mauthausener Granits etwa 316 Ma).

### 223/222 Weinsberger Granit – Randbereich/Weinsberger Granit

*Vermischungs- und Übergangszonen von Weinsberger Granit in umgebende Granite und Migmatite / Grob- bis riesenkörniger Biotitgranit, Großkalifeldspate*

Im Südböhmischen Batholith bildet der Weinsberger Granit schon alleine aufgrund seiner regionalen Ausdehnung die maßgebliche Granitintrusion. Seine grobporphyrische Textur macht ihn zusätzlich zu einem sehr charakteristischen Granit im Moldanubikum. Am Ostrand des Batholiths bildet diese Granitart ein geschlossenes Areal zwischen Donau und Třeboňer Becken, wogegen im Raum zwischen Perg – Weitra und Freistadt – Kaplice der Weinsberger Granit stark von jüngeren Graniten durchsetzt ist. In Südböhmen versetzt ihn die Rodl-Kaplice-Störungszone linksseitig und weiter gegen Westen erstreckt sich der Weinsberger Granit bis in den Sternwald und südöstlichen Böhmerwald. Zwischen Linz und Freistadt und südlich der Pfahl-Störungszone ist der Weinsberger Granit typischerweise mit Schlierengranit vergesellschaftet und in die NW-SE-Streichrichtung des Bavarikums eingeregelt.

Der grob- bis riesenkörnige **Weinsberger Granit** (Nr. 222) mit zumeist 2 bis 10 cm großen idiomorphen, dicktafeligen Kalifeldspaten zeigt eine typisch grobporphyrische Textur mit ausnahmsweise bis zu 18 cm großen Einsprenglingen. Es handelt sich um einen relativ quarzarmen Biotitgranit, mit meist nur um 20 % Quarz und zwischen 8 und 15 % Biotit sowie jeweils gut einem Drittel Kalifeldspat und Plagioklas (KURAT, 1965; FINGER, 1986). Westlich von Neumarkt im Mühlkreis und im Oberen Mühlviertel zeigt sich der **Weinsberger Granit – Randbereich** (Nr. 223) als fließender Übergang in Schlierengranit beziehungsweise lokal auch in Engerwitzdorfer Granit und Migmagranit. Auch nördlich der Pfahl-Störungszone lässt sich der Weinsberger Granit oft nicht scharf von den migmatischen Paragesteinen abgrenzen. Zahlreiche Schollen belegen eine ausgedehnte Aufnahme und Einmischung von Paragesteinen (FUCHS & THIELE, 1968).

Südlich von Grein findet sich eine interessante Granat und Muskovit führende Variante des Weinsberger Granits (SCHARBERT, 1987; FRASL & FINGER, 1991). Wiederholt auftretende Paragneisschollen zeigen eine signifikante Aufnahme von Nebengestein an. Auch in der Umgebung der migmatischen Paragneise östlich von Freistadt kann der Weinsberger Granit etwas Muskovit und Granat enthalten sowie auch Cordierit, Sillimanit und Spinell (FUCHS & THIELE, 1987). Außergewöhnlich sind die granatreichen Schollen im Weinsberger Granit nördlich von Sandl, die unter der lithologischen Bezeichnung Kinzigit bekannt sind (FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1978). Zu je einem Drittel Granat und Biotit gesellt sich etwas Cordierit und mitunter Andalusit. Grobkörniger Kalifeldspat zeigt sich bevorzugt am Schollenrand. Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung und der deutlich geschieferten Paragneis-

relikte wurden die Kinzigite von FUCHS & SCHWAIGHOFER (1978) als teilweise ausgeschmolzene Restitschollen aus Paragesteinen interpretiert. Von HAUNSCHMID (1989) wurden sie hingegen im Sinne eines lokalen magmatischen Granatwachstums mit entsprechender Kristallakkumulation als Kumulat gedeutet und als „Pseudokinzigit“ bezeichnet.

Spezielle Ortho- und Klinopyroxen führende Varianten von Weinsberger Granit, die um Sarleinsbach verbreitet sind (FRASL & FINGER, 1988), erfreuten sich zwischenzeitlich einer besonders intensiven Bearbeitung. Von HAUNSCHMID & FINGER (1994) sowie FINGER & CLEMENS (1995) wurde dieser dunkle plagioklasbetonte Weinsberger Granit als magmatisches Kumulat interpretiert, wobei der Orthopyroxen gleichzeitig als Beleg für hohe Magmentemperaturen angesehen wurde. Im Gegensatz dazu haben KOLLER et al. (1993) und KLÖTZLI et al. (2001) die Pyroxene in diesem Granit als Teil einer cadomischen magmatischen Paragenese interpretiert, die bei der variszischen Granitbildung vom Weinsberger Granit übernommen wurde.

Nach FINGER & CLEMENS (1995) entstanden die sehr kalireichen Schmelzen in der Unterkruste infolge eines regionalen Zusammenbruchs der Paragenese Biotit und Quarz und der damit verbundenen Wasserfreisetzung („fluid absent melting“) bei einer Temperatur von mindestens 850 °C und nicht über 0,7 GPa Druck. STÖBICH (1992) konnte aufgrund von Trachtstudien an Zirkonen zwei Haupttypen von Weinsberger Granit trennen, wobei der Weinsberger Granit I vor allem im westlichen und südöstlichen Mühlviertel sowie südlich Gmünd verbreitet ist. Die Bereiche von Weinsberger Granit I und II weisen auch unterschiedliche  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerte auf (~0,708 vs. 0,710; SCHARBERT, 1987; FINGER & VON QUADT, 1992; GERDES, 2001), die auf unterschiedliche Anteile an Orthogesteinen und Paragneisen in der aufgeschmolzenen Unterkruste beziehungsweise auf variable krustale Kontamination zurückgeführt werden.

Das Alter des Weinsberger Granits war längere Zeit in Diskussion (FINGER & VON QUADT, 1992; KLÖTZLI et al., 1999). Während eine Sr-Gesamtgesteinsdatierung zunächst ein Alter um 350 Ma anzeigte (SCHARBERT, 1987), lieferten Zirkon- und Monazitdatierungen übereinstimmend wesentlich jüngere Alter (FRIEDL et al., 1996; FRIEDL, 1997; GERDES et al., 2003), die eine Intrusion zwischen 331 und 322 Ma belegen. Erst gegen Ende dieses Zeitraumes intrudierte der Weinsberger Granit in das Bavarikum (FINGER et al., 2009).

## 221 Plochwalder und Ellingberger Granit

*Mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit, kleine Vorkommen im Weinsberger Granit*

Kleine Körper dieser Granite treten nur innerhalb des Weinsberger Granits auf und zeichnen sich durch große rundliche Quarze und einen merklichen Muskovitgehalt aus, weisen aber eine variable Textur auf. Der im Raum Windhaag bei Freistadt auftretende graublau **Plochwalder Granit** ist dem Weinsberger Granit textuell ähnlich, mittel bis grobkörnig mit einzelnen porphyrischen Kalifeldspaten. Im Modalbestand zeigt sich aber ein nahezu doppelt so hoher Quarzgehalt. Die Grenzen zum Weinsberger Granit können sowohl scharf als auch diffus sein und der Plochwalder Granit hat vielfach Schollen von Weinsberger Granit übernommen (HAUNSCHMID, 1989).

Am Ostrand des Südböhmischen Batholiths sind zwischen Rappottenstein und Gutenbrunn textuell ganz ähnliche Granite in kleinen Vorkommen im Weinsberger Granit zu finden (FUCHS & ROETZEL, 1990). Für diese hellen mittelkörnigen Granite sind neben den rundlichen 1–2 cm gro-

ßen Quarzen Biotiteinsprenglinge typisch. Neben Muskovit kann auch Granat, Sillimanit und Andalusit enthalten sein (SCHARBERT, 2002). Östlich von Neustadtl an der Donau ist in ehemaligen Steinbrüchen der **Ellingberger Granit** aufgeschlossen. Dieser zeigt sich als grobkörniger, nicht porphyrischer Zweiglimmergranit mit scharfen Grenzen zum Weinsberger Granit (FUCHS, 2005).

Der Plochwalder und Ellingberger Granit sowie weitere kleine Körper von Zweiglimmergranit werden als saure Nachschübe interpretiert (HAUNSCHMID, 1989; FUCHS & ROETZEL, 1990; FUCHS, 2005). Eine signifikante Differenzierung, mit sehr hohen Rb/Sr-Verhältnissen, lassen nur die Vorkommen zwischen Rappottenstein und Gutenbrunn erkennen (FRANK et al., 1990). Altersdaten für den Plochwalder Granit (VON QUADT & FINGER, 1991) liegen zwischen 322 und 310 Ma, damit ist dieser Granit jedenfalls jünger als der Weinsberger Granit.

## 220 Engerwitzdorfer Granit

*Mittel- bis grobkörniger I-Typ-Biotitgranit, rötliche Großkalifeldspate, mitunter Hornblende führend*

## 219 Karlstifter Granit

*Mittel- bis grobkörniger I-Typ-Biotitgranit, z. T. porphyrisch*

Der Engerwitzdorfer und der Karlstifter Granit treten nur im südlichen beziehungsweise zentralen Teil des Südböhmischen Batholiths auf und werden aufgrund ihrer textuellen und geochemischen Ähnlichkeiten zusammen erläutert. Der **Engerwitzdorfer Granit** (Nr. 220), ein mittel- bis grobkörniger Biotitgranit mit blassrosa Kalifeldspaten („mittelkörniger Weinsberger Granit“ – FRASL, 1959; FRASL et al., 1963), bildet verschiedene Vorkommen östlich von Gallneukirchen. Gute Aufschlüsse finden sich im Bereich der Göweil-Mühle im Tal der Großen Gusen bei Engerwitzdorf sowie südwestlich von Stranzberg im Tal der Waldaist. Vom Weinsberger Granit, den er durchdringt, hat er gelegentlich Schollen, zuweilen auch Korngruppen oder einzelne große Kalifeldspate übernommen, auch finden sich oft in NW-SE-Richtung eingeregelt dunkle Enklaven (FRASL & FINGER, 1988). Im Vergleich zum Weinsberger Granit besitzt er einen etwas höheren Plagioklasanteil (30–40 %), zum Teil findet sich auch etwas Hornblende (BARTAK, 1988).

Der **Karlstifter Granit** (Nr. 219), der zwischen Windhaag bei Freistadt, Karlstift und Liebenau auftritt, wurde von KLOB (1970) umgrenzt und als porphyrischer Biotitgranit mit je einem Drittel Plagioklas und Kalifeldspat sowie rund 11 % Biotit definiert. Bei der detaillierten Kartierung erweist sich die Textur zumeist als homogen mittelkörnig und das grobkörnig porphyrische Gefüge als beschränkt auf den Randbereich zum Weinsberger Granit (FUCHS &

SCHWAIGHOFER, 1978). Dort sind bereichsweise auch Dioritschollen gehäuft und der unmittelbare Kontakt zeigt sich zumeist als scharf. Hingegen ist der Randbereich zum südlich angrenzenden Feinkorngranit nicht porphyrisch und die Grenze undeutlich. Bemerkenswert ist die hohe magnetische Suszeptibilität des Karlstifter Granits in den porphyrischen Randbereichen (GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997), die mit einem signifikanten Magnetitgehalt der an der Oberfläche aufgeschlossenen Gesteine einhergeht.

Nicht nur textuell sind der Engerwitzdorfer Granit und der porphyrische Typ des Karlstifter Granits sehr ähnlich, besonders die hohen Zr- und Sr-Gehalte sowie die niedrigsten Rb/Sr-Verhältnisse (SCHARBERT, 1992) unterstreichen eine genetische Verwandtschaft dieser beiden Granite. In der Zirkontypologie sind der Engerwitzdorfer Granit und der Karlstifter Granit dem Weinsberger Granit I sehr ähnlich (BARTAK et al., 1987; FINGER & HAUNSCHMID, 1988). Da bis dato keine Altersbestimmungen vorliegen, fußt die zeitliche Einordnung auf unterschiedlichen Argumenten. Die größte Übereinstimmung besteht darin, dass der Engerwitzdorfer und der Karlstifter Granit jünger als der Weinsberger Granit sind (FRASL, 1959; KLOB, 1970; FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1978; FINGER & HAUNSCHMID, 1988) beziehungsweise älter als die Feinkorngranite und der Freistädter Granodiorit (FRASL, 1959; FINGER & HAUNSCHMID, 1988; SCHARBERT, 1992).

## 218 Migmagranit

*Fein- bis mittelkörnige I-Typ-Biotitgranite und Granodiorite bis Diorite, häufig geschiefert*

Unter der Bezeichnung Migmagranit (FRASL & FINGER, 1988) wird – zurückgehend auf FRASL (1959: „fein- bis mittelkörniger Biotitgranit“) – eine recht variable Lithologie zusammengefasst. Diese ist im Raum Steyregg – Gallneukirchen

bis hin zur Feldaistsenke verbreitet (BRÜGGEMANN & FINGER, 2002). Im Oberen Mühlviertel tritt Migmagranit südlich der Pfahl-Störungszone auf, verbunden mit Weinsberger Granit und Schlierengranit, und wurde dort früher auch

als „Gneisgranit und Homogenisierungsprodukt im Zusammenhang mit Diorit“ (FUCHS & THIELE, 1968) bezeichnet.

Der **Migmagranit** ist ein meist dunkler, schlierig migmatischer und oft verschieferter, fein- bis mittelkörniger Biotitgranit bis Biotit-Granodiorit (KRENN, 2000). Teilweise gibt es Übergänge in Biotit-Hornblende-Diorit. Entsprechend schwankend ist die modale Zusammensetzung mit beispielsweise 5 bis 23 % Biotit und 8 bis 38 % Kalifeldspat im Granit und Granodiorit. Im Diorit ist zusätzlich bis zu 14 % Hornblende enthalten, der Kalifeldspatgehalt gering und Plagioklas erreicht einen Anteil von 50 %. Makroskopisch sind Ähnlichkeiten mit Mauthausener Granit, aber auch mit diatektischem Paragneis („homogenisierter Perlgneis“) gegeben. So hat SCHADLER (1952) südöstlich St. Veit Bereiche mit Migmagranit teilweise als Hornblende-Perlgneis ausgeschieden.

An Proben zwischen Steyregg und Gutau konnte KRENN (2000) geochemische und zirkontypologische Kriterien

definieren, mit denen der Migmagranit gut zu charakterisieren ist. So gehen teilweise extrem hohe Zr-, Ba- und Sr-Gehalte mit generell niedrigen Cr- und Ni-Gehalten einher. Petrogenetisch interpretiert KRENN (2000) diesen geochemisch wie auch textuell vielfältigen Granit durch Eintrag von heißen lithosphärischen Mantelschmelzen in eine anatektisch mobilisierte Kruste. Der Migmagranit intrudiert sowohl den Weinsberger wie auch den Engerwitzdorfer Granit, wird aber seinerseits vom Altenberger Granit durchsetzt. Er wurde von FRASL & FINGER (1988) dementsprechend als zeitnahe zum Weinsberger Granit eingestuft. Der Diorit bei Uttendorf (siehe Nr. 224), der mit dem angrenzenden Migmagranit eng verflochten ist (FUCHS & THIELE, 1968), wurde von GERDES et al. (2003) auf 323 Ma datiert, wodurch die zeitliche Anknüpfung des Migmagranits an den Weinsberger Granit unterstrichen ist.

### 217 Saldenburger Granit

*Grobkörniger Biotitgranit, große z. T. rosa Kalifeldspate*

Im Bayerischen Wald wird das Gebiet um Saldenburg und Fürstenstein von einem großräumigen Intrusivkörper eingenommen, wobei der **Saldenburger Granit** den größten zusammenhängenden Pluton aufbaut. Dieser grobkörnig porphyrische Biotitgranit wurde von TROLL (1964) detailliert untersucht und dargestellt. In einer mittelkörnigen Grundmasse zeigen sich gedrungene Kalifeldspat-Einsprenglinge von 3–5 cm (max. 10 cm) Größe, die eine insgesamt recht gleichförmige Textur bilden. Im Modalgehalt dominiert Kalifeldspat (30–40 %), der Biotitgehalt ist relativ niedrig (6 %) und Plagioklas und Quarz ergänzen den Rest etwa

zu gleichen Teilen. Im Bavarikum des Mühlviertels hat der Saldenburger Granit kein petrographisches Äquivalent.

Der Saldenburger Granit erscheint in der Rb-Sr-Geochemie, mit hohem Rb-Gehalt und niedrigem initialem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis (CHEN & SIEBEL, 2004), dem Weinsberger Granit recht ähnlich. Das Alter ist hingegen signifikant jünger, da die Intrusion des Saldenburger Granits, basierend auf Zirkonalter (CHEN & SIEBEL, 2004), erst zwischen 318 und 312 Ma erfolgte.

### 216 Haidmühler Granit

*Mittel- bis grobkörniger Zweiglimmergranit*

### 215 Steinberg-Granit

*Mittel- bis grobkörniger, porphyrischer Zweiglimmergranit*

### 214 Feinkörnige Varianten des Eisgarner Granits (z. B. Sulzberg-Granit)

*Fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite, pegmatitische Linsen*

### 213 Eisgarner Granit

*Grobkörniger S-Typ-Zweiglimmergranit, große leistenförmige Kalifeldspate, oft porphyrische Textur*

### 212 Nakolice-Lagerberg-Granit

*Heller, mittelkörniger Alkalifeldspat-Granit*

Als Eisgarner Granit werden traditionell die Zweiglimmergranite zwischen Gmünd und Jihlava und jene an der nördlichen Peripherie des Südböhmischen Batholiths bezeichnet (WALDMANN, 1930; FUCHS & THIELE, 1968; FUCHS & MATURA, 1976). Die tschechischen Geologen unterscheiden bei diesen Zweiglimmergraniten seit jeher textuell definierte Typen, die nach neueren Untersuchungen eine räumliche Gliederung einzelner Plutone mit jeweils eigener genetischer Entwicklung erkennen lassen (BREITER, 2010; KLOMÍNSKÝ et al., 2010).

Im Böhmerwald nimmt westlich des Dreiländerecks Österreich – Deutschland – Tschechien der Dreisessel-Plöckenstein (Plechý) Pluton breiten Raum ein. Es handelt sich um einen zusammengesetzten Pluton mit **Eisgarner Granit** (Nr. 213) im Kern, der in diesem Gebiet von OTT

(1992) als Dreisessel-Granit bezeichnet wurde. BREITER et al. (2007) untergliederten diesen in Plöckenstein-Granit als Hauptintrusion und in Dreisessel-Granit als porphyrische Randfazies. Beide Zweiglimmergranite sind durchwegs grobkörnig mit Großkalifeldspaten, wobei nur der Dreisessel-Granit eine merklich porphyrische Textur aufweist. Der **Steinberg-Granit** (Nr. 215), der einen sichelförmigen Körper im südwestlichen Teil dieses Plutons bildet, ist ein mittel- bis grobkörniger porphyrischer Zweiglimmergranit (OTT, 1992). Charakteristisch sind zahlreiche dünntafelige Großkalifeldspate, die häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt sind und eine ausgeprägte Fluidaltextur abbilden. Geochemisch zeichnet sich der Steinberg-Granit durch außergewöhnlich hohe Thorium-Gehalte (BREITER, 2005) aus. Gegen Südwesten erstreckt sich der **Haidmühler Granit** (Nr. 216), der an der Pfahl-Störungzone

diskordant begrenzt ist. Dieser helle, mittel- bis grobkörnige Zweiglimmergranit (OTT, 1992) mit einzelnen Kalifeldspat-Einsprenglingen ist im Erscheinungsbild dem Plöckenstein-Granit petrographisch recht ähnlich.

Geochemisch sind der Dreisessel- und Plöckenstein-Granit dem Eisgarner Granit im Typusgebiet nördlich Gmünd durchaus vergleichbar. Für den Steinberg-Granit ist hingegen eine etwas andere Magmenquelle anzunehmen. Nach BREITER et al. (2007) ist der Steinberg-Granit die vergleichsweise ältere Intrusion, nach VERNER et al. (2009) intrudiert er den Plöckenstein-(Plechý-)Granit und wäre somit jünger. Die Intrusionen dieser Granite erfolgten jedenfalls etwa zeitgleich zwischen 328 und 325 Ma (SIEBEL et al., 2008). Der Haidmühler Granit hat nach BREITER et al. (2007) ein etwas jüngeres Alter von etwa 321 Ma. Die Orientierung der magmatischen Foliation und die Form des Dreisessel-Plöckenstein-Plutons stehen in Zusammenhang mit der duktilen Deformation um die Pfahl-Störungzone (VERNER et al., 2009).

Die Zweiglimmergranite des Bärenstein-Plutons werden im oberösterreichischen Teil des Böhmerwaldes ebenfalls durch die Pfahl-Störungzone begrenzt. FUCHS (1962) unterscheidet Eisgarner Granit in der Südosthälfte und jüngeren Sulzberg-Granit in der Nordwesthälfte des Plutons. Der grobkörnig-porphyrische **Eisgarner Granit** (Nr. 213) ist durch den hohen Muskovitgehalt und die häufig orientiert angeordneten, dünntafeligen Kalifeldspate (1–5 cm) gekennzeichnet. Die Kontakte zum Nebengestein sind durchwegs diskordant und scharf. Ebenfalls Muskovit führend, jedoch fein- bis mittelkörnig, hat der **Sulzberg-Granit** (Nr. 214) Schollen von Eisgarner Granit übernommen, womit sein jüngeres Alter angezeigt ist (FUCHS, 1960). In Mineralbestand und Zusammensetzung stimmt er jedoch mit dem benachbarten groben Eisgarner Granit weitgehend überein.

Mit dem Granitstock westlich Frymburk und dem Lipno-Pluton setzen sich die Zweiglimmergranite vom Böhmerwald ins Moldautal fort, durchsetzen dabei den Nordrand des Weinsberger Granits und stoßen südlich Rožmberk an die Rodl-Kaplice-Störung. In diesen Vorkommen von **Eisgarner Granit** (Nr. 213) werden fein- bis mittelkörniger Mrákotín-Typ und porphyrischer Číměř-Typ unterschieden (BREITER, 2010; KLOMÍNSKÝ et al., 2010). Östlich der Rodl-Kaplice-Störung setzen sich die Zweiglimmergranite, linksseitig versetzt, von Kaplice in Richtung Weitra fort und haben dabei ebenfalls im Randbereich des Weinsberger Granits Platz genommen.

Nordöstlich von Kaplice zeigen sich wiederum Granite des Mrákotín- und untergeordnet des Číměř-Typs (RENÉ, 2000) und nördlich Benešov auch eine **feinkörnige Variante des Eisgarner Granits** (Nr. 214).

In der Granitintrusion rund um Weitra finden sich unterschiedliche Zweiglimmergranite. Diese wurden von BREITER & SCHARBERT (2006) detailliert untersucht, räumlich ge-

gliedert und mit Lokalnamen belegt. Der Žofín-Granit bildet mit zwei Stöcken westlich des Nebelsteins und östlich von Weitra den äußeren Teil dieses Plutons. Als feinkörniger, teils leicht porphyrischer Zweiglimmergranit ist er textuell wie geochemisch mit dem Mrákotín- beziehungsweise Číměř-Typ des **Eisgarner Granits** (Nr. 213) vergleichbar. Den inneren Teil des Plutons bildet der grobkörnige Mandlstein-Granit, der dem Eisgarner Granit aus dem Typusgebiet nördlich von Gmünd textuell weitgehend entspricht und wie dieser einen stärker differenzierten Kern enthält. Im Vergleich zum Eisgarner Granit weist der Mandlstein-Granit deutlich tiefere  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerte auf (BREITER & SCHARBERT, 2006). Im Kernbereich des Mandlstein-Granits sind nördlich Pyhrabruck und um Lehmabach verschiedene, stark fraktionierte Muskovitgranite intrudiert (BREITER & SCHARBERT, 1998), die am vorliegenden Kartenblatt als **Nakolice-Lagerberg-Granit** (Nr. 212) zusammengefasst sind. Diese Muskovitgranite zeichnen sich durch ebenfalls niedrige  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerte, reichlich Phosphor und seltene Alkalien (Rb, Li, Cs) sowie durch hohe Fluorgehalte aus. So führt der Granit bei Pyhrabruck sogar etwas Topas. Bei Gmünd reicht das Südende des eigentlichen Eisgarner Plutons, des größten zusammenhängende Intrusionskörpers aus Zweiglimmergranit, auf das vorliegende Kartenblatt. Der **Eisgarner Granit** (Nr. 213) ist dort mittel- bis grobkörnig und porphyrisch und entspricht textuell dem Číměř-Typ (BREITER & KOLLER, 1999).

Die peralumischen Zweiglimmergranite, mit dem Eisgarner als namengebendem Granit, sind geochemisch durch niedrige Gehalte an CaO (<1 Gew.-%), Sr (meist <100 ppm), Ba (meist <400 ppm) und Y (meist <15 ppm) (VELLMER & WEDEPOHL, 1994; BREITER & KOLLER, 1999; RENÉ, 2000; BREITER et al., 2007; SIEBEL et al., 2008) charakterisiert. Die Rb-Sr-Geochemie zeigt sehr hohe Rb/Sr-Verhältnisse (meist 10–20) und relativ hohe  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerte (~ 0,712) (SCHARBERT, 1987, 1998). Sie werden übereinstimmend als Produkte einer Aufschmelzung von Paragesteinen interpretiert, also als charakteristische S-Typ-Granite (LIEW et al., 1989; VELLMER & WEDEPOHL, 1994). Bestehende Variationen in der Magmenzusammensetzung sind nicht nur durch Prozesse der Restitentmischung, fraktionierte Kristallisation (BREITER & KOLLER, 1999; BREITER et al., 2007) und Kristallakkumulation während des Magmenaufstiegs zu erklären, sondern wurden auch durch unterschiedlich tiefe Aufschmelzniveaus (BREITER & SCHARBERT, 2006) beziehungsweise verschieden hohe Schmelztemperaturen und Aufschmelzraten bedingt (RENÉ et al., 2008).

Die geochronologischen Daten zeigen, dass der Hauptteil der Zweiglimmergranite der Eisgarner Gruppe in einem relativ engen Zeitintervall zwischen 328 und 325 Ma intrudiert ist (FRIEDL, 1997; GERDES et al., 2003; SIEBEL et al., 2008; ŽÁK et al., 2011). Im Dreisessel-Plöckenstein-Pluton reicht die Intrusionsfolge mit dem Haidmühler Granit eventuell bis 321 Ma (SIEBEL et al., 2008) und die Muskovitgranite nördlich Weitra (Nakolice-Lagerberg) haben nach BREITER & SCHARBERT (1998) erst zwischen 320 und 310 Ma Platz genommen.

## 211 Zweiglimmergranit (Typ Unterweißenbach, Walterschlag)

*Fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite*

Im Unteren Mühlviertel steckt südwestlich von **Unterweißenbach** ein kleiner Pluton aus **Zweiglimmergranit** inmitten von Weinsberger Granit. Er führt nur wenig Muskovit und wurde von FUCHS & THIELE (1987) als den Feinkorngraniten ähnlich interpretiert. Zahllose kleinere Stöcke und Gänge dieses Granits durchsetzen den Weinsberger Granit

westlich und nördlich der geschlossenen Intrusion. Zwischen Gmünd und Zwettl finden sich um **Walterschlag** zwei kleine Stöcke von **Zweiglimmergranit**, die in die Osttrug-Einheit intrudiert sind. Diese Granite wurden von SCHWAIGHOFER (1972) kartiert und zu den Feinkorngraniten gestellt.

## 210 Hauzenberger Granit

*Fein- bis mittelkörnige Zweiglimmergranite, Biotitgranite und Biotit-Granodiorite*

Nördlich von Passau sind im Bayerischen Wald der gesamte Hauzenberg-Intrusivkomplex sowie alle fein- bis mittelkörnigen Granite und Granodiorite des Fürstenstein-Intrusivkomplexes als **Hauzenberger Granit** zusammengefasst. Der zentrale Bereich des Intrusivkomplexes bei Hauzenberg wurde von DOLLINGER (1967) in drei graduell verschiedene Typen unterteilt. Der feinkörnige Hauzenberger Granit I ist ein Muskovit führender Biotitgranit von bläulich-grauer Färbung. Sporadisch führt er charakteristische Einschlüsse von erbsen- bis haselnussgroßen „Glimmernüssen“. Den größten Anteil im zentralen Pluton nimmt der mittel- bis grobkörnige Hauzenberger Granit II ein, der ebenfalls Muskovit führt und im Süden und Osten von einem hellen Biotit-Granodiorit umrahmt wird. Vergleichbar ist dieser Granodiorit mit dem Biotitgranit bis Biotit-Grano-

diorit bei Tittling, der am Ostrand des Fürstenstein-Intrusivkomplexes intrudierte (TROLL, 1964) und zusammenfassend als Tittlinger Granit bezeichnet wird.

Ein Großteil der meist auch etwas Muskovit führenden Biotitgranite des Bayerischen Waldes entspricht petrographisch weitgehend den Feinkorngraniten (Mauthausener Granit, Nr. 206) im Mühl- und Waldviertel. Die Intrusionen erfolgten in zeitlich rascher Folge, der Tittlinger Granit zwischen 324 und 321 Ma (CHEN & SIEBEL, 2004), der Hauzenberger Granit II sowie der angrenzende Granodiorit um 320 Ma (KLEIN et al., 2008). Die Abkühlalter der Biotite liegen im Hauzenberg-Intrusivkomplex um 310 Ma (CHRISTINAS et al., 1991b).

## 209 Titanitfleckengranit

*Feinkörnige Biotitgranite und Granodiorite, idiomorphe Titanite mit feldspatreichem Hof*

Im Oberen Mühlviertel zeigen sich westlich von Schlägl sogenannte „Titanitflecken“ im Feinkorngranit, der demzufolge als **Titanitfleckengranit** abgegrenzt wurde (FUCHS & THIELE, 1968). Diese außergewöhnlichen Granite zeigen idiomorphe braune Titanitkristalle oder auch skelettartige Titanite, die typischerweise von einem hellen Quarz-Feldspat-Hof umgeben sind. Derartige „Titanitflecken“ finden sich häufig auch in Dioriten, die mit Feinkorngraniten asso-

ziiert sind (FUCHS & THIELE, 1968). Diese entsprechen den berühmten Vorkommen von Titanitfleckendiorit („Englburgit“) aus dem Bayerischen Wald bei Fürstenstein (TROLL, 1964). Für die Bildung von Titanit mit Quarz-Feldspat-Hof sind sowohl spätmagmatische Reaktionen wie auch sekundäre Alterationen in Betracht zu ziehen (vgl. BROSKA et al., 2007).

## 208 Nebelstein-Granit

*Molybdänit führender, unterschiedlich stark vergreister Muskovitgranit*

## 207 Weitraer Granit

*Fein- bis mittelkörniger Biotit- und Zweiglimmergranit*

Die Granite zwischen Weitra und Nebelstein haben sich als eigenständige Plutone mit spezifischer magmatischer Entwicklung erwiesen (HUMER et al., 2003). Der **Nebelstein-Granit** (Nr. 208) bildet einen kleinen Pluton im Südostabfall des Nebelsteins. Bereichsweise zeigt er Molybdänit führende Greisen (GÖD & KOLLER, 1987; GÖD, 1989). Den Großteil dieser Intrusion baut ein mittelkörniger, heller bis rötlicher Muskovitgranit auf mit gröber schuppigem Muskovit um die Greisen, und hinzu kommt etwas Zweiglimmergranit und Biotitgranit. Der **Weitraer Granit** (Nr. 207) formt einen eigenständigen Pluton südwestlich von Weitra (HUMER, 2003). Es handelt sich um fein- bis mittelkörnige Biotit- und Zweiglimmergranite, die zuvor zum Eisgarner Granit (SCHWAIGHOFER, 1978) beziehungsweise Feinkorngranit (FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1978) gestellt wurden.

Geochemisch zeigt sich der Weitraer Granit als I-Typ-Granit (HUMER et al., 2003) und der Nebelstein-Granit als peraluminischer Leukogranit (KOLLER et al., 1998). Beide zeigen Ähnlichkeiten zum Mauthausener Granit. Gemeinsam sind den beiden Graniten niedrige  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerte um 0,706 (SCHARBERT, 1987; HUMER et al., 2003). Insofern könnte es sich beim Nebelstein-Granit um eine hochfraktionierte Restschmelze des Weitraer Granits handeln (HUMER et al., 2003). Die Alteration und Vergreisung des Nebelstein-Granits erfolgte jedenfalls um 312 Ma (SCHARBERT, 1987).

## 206 Mauthausener Granit, Feinkorngranite i. Allg.

*Fein- bis mittelkörnige, hellgraue und massige I-Typ-Biotitgranite bis -Granodiorite*

Mit der Bezeichnung Feinkorngranit werden im österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths konventionell die verbreiteten fein- bis mittelkörnigen Biotitgranite zusammengefasst. Es handelt sich um eine Vielzahl von eigenständigen Plutonen, die in Textur und Zusammensetzung jedoch etwas variieren. Vor allem die Vorkommen, in denen Steinbrüche angelegt sind, wurden nach der jeweiligen Lokalität benannt. Seit der frühen Charakterisierung durch MAROSCHECK (1933) wird der Mauthausener Granit bis heute als typischer Feinkorngranit betrachtet und der Name oft als Synonym für die Feinkorngranite des Mühlviertels verwendet.

Der **Mauthausener Granit** ist ein fein- bis mittelkörniger Biotitgranit von ausgesprochen gleichmäßiger Textur, wobei das Gefüge manchmal auch leicht porphyrisch sein kann. Der Plagioklas (35 bis 38 %), der den Kalifeldspat (~ 28 %) immer überwiegt, zeigt charakteristisch oszillierenden Zonarbau (RICHTER, 1965). Hinzu kommen rund 23 % Quarz und 8 bis 13 % Biotit sowie unter 1 % Muskovit. Neben dem Vorkommen bei Mauthausen sind vergleichbare Granite nördlich von Perg in größerem Umfang verbreitet. Die Kontakte zum Weinsberger Granit sind scharf, wobei wiederholt ein inniger Intrusionsverband zu beobachten ist, indem kleine Stöcke und Gänge von Mauthausener den Weinsberger Granit durchsetzen (FUCHS & THIELE, 1987).

Ebenfalls in den Weinsberger Granit intrudierte der **Feinkorngranit** von Gloxwald, der sich im Strudengau, mit einer Scherzone interferierend, über das Donautal hinweg verfolgen lässt (FUCHS, 2005). Nordöstlich von Freistadt befinden sich größere Vorkommen von **Feinkorngranit**, deren Abgrenzung gegenüber dem Karlstifter Granit und Freistädter Granodiorit sehr unterschiedlich vorgenommen wurde (vgl. THIELE & FUCHS, 1965; FUCHS & SCHWAIGHOFER, 1977; SCHUBERT et al., 2010). Weitere größere Körper aus **Feinkorngranit** sind entlang der Pfahl-Störungszone von Aigen-Schlägl über Helfenberg bis Bad Leonfelden ange-

ordnet. Verbreitet sind fein- bis mittelkörnige Biotit- bis Zweiglimmergranite, die zumeist gleichkörnig und nur in bestimmten Bereichen etwas porphyrisch sind (FUCHS & THIELE, 1968). Die Intrusionen sind diskordant mit durchwegs scharfen Kontakten zu den umgebenden Migmatiten und Graniten, die nicht selten von feinkörnigen Granitgängen durchsetzt sind. Einen auffällig diskordant begrenzten, rundlichen Pluton bildet ein **Feinkorngranit** zwischen Plöcking und Kleinzell. Dieses Vorkommen wird als Plöckinger Granit oder auch als Neuhauser Granit bezeichnet. Im Modalbestand erscheint dieser helle feinkörnige Biotitgranit plagioklasbetont und relativ biotitarm (SCHARBERT, 1955). Texturell zeichnet er sich durch seine Gleichkörnigkeit und Homogenität aus. Die kleinere Intrusion von Feinkorngranit bei Aschach ist petrographisch dem Plöckinger Granit sehr ähnlich.

Die chemische Zusammensetzung von Mauthausener Granit und anderen Feinkorngraniten zeigt einen vorherrschenden I-Typ-Charakter mit geringer krustaler Kontamination (LIEW et al., 1989; VELLMER & WEDEPOHL, 1994). Die Sr-Gehalte sind nahezu doppelt so hoch wie im Weinsberger Granit und die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerte sind mit ~ 0,707 etwas niedriger (SCHARBERT, 1987). Insgesamt ergibt die Rb-Sr-Geochemie einen Hinweis auf eine Mischung von Magmen der Zusammensetzung von Weinsberger Granit und Karlstifter Granit bei der Bildung der Feinkorngranite (SCHARBERT, 1992). Eigenständig ist jedenfalls der Plöckinger Granit, der mit sehr niedrigem Rb/Sr-Verhältnis und tiefem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwert (~ 0,705) dem Freistädter Granodiorit ähnlicher ist. Die Altersdatierung der Feinkorngranite hat sich als schwierig erwiesen. Dass sie jünger sind als die umgebenden Weinsberger Granite, ist aufgrund der Intrusionsverhältnisse offensichtlich (FUCHS & THIELE, 1968; FUCHS & THIELE, 1987). Für den Mauthausener Granit der Typlokalität zeigt eine Monazitdatierung ein Intrusionsalter um 316 Ma an (GERDES et al., 2003).

## 205/204 Freistädter Granodiorit – Kernfazies/ Freistädter Granodiorit – Randfazies

*I-Typ-Biotit-Granodiorit, feinkörniger / I-Typ-Biotit-Granodiorit, grobkörniger*

Die Granodiorite um Freistadt wurden bereits früh als besondere Gesteinsart beschrieben und von WALDMANN (1951) als Freistädter Granodiorit zusammengefasst. Deren räumliche Abgrenzung zu den Feinkorngraniten gestaltet sich aber bis in die heutige Zeit schwierig. So ist am vorliegenden Kartenblatt der Freistädter Granodiorit entsprechend der Karte von THIELE & FUCHS (1965) großzügig gefasst und auch die Feinkorngranite, die sich bis südlich Kaplice erstrecken, sind entsprechend der Karte von SCHUBERT et al. (2010) dem Freistädter Granodiorit zugeordnet. Ein texturell ähnlicher Granodiorit bis Quarzdiort westlich Pabneukirchen wurde von FUCHS & THIELE (1987) ebenfalls zum Freistädter Granodiorit gestellt.

Der gut abgrenzbare Pluton aus **Freistädter Granodiorit**, der von Kefermarkt bis Lichtenau reicht, weist eine feinkörnige **Kernfazies** (Nr. 205) und eine grobkörnige **Randfazies** (Nr. 204) auf (FRASL, 1957) und wurde von KLOB (1971) detailliert untersucht. Plagioklase machen in der Kernfazies etwa 40 bis 50 % des Modalbestandes aus, in der

Randfazies bis 55 %. Die grobkörnige Randfazies weist höhere Gehalte an Biotit auf (bis 15 %), dessen pseudohe-xagonale Tafeln bis 1 cm Durchmesser erreichen können. Auch der Anteil an Kalifeldspat ist in der Randfazies geringer, Hornblende kommt jedoch nicht vor.

Die durchgehend granodioritische Zusammensetzung (KLOB, 1971) widerspiegelt den Mineralbestand, wobei der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt in der Kernfazies höher ist und in einer von FRIEDL (1990) beschriebenen, Muskovit führenden Variante („Grabengranit“) bis über 70 Gew.-% ansteigt. In der Rb-Sr-Geochemie (SCHARBERT, 1992) unterscheidet er sich deutlich von Weinsberger Granit und Mauthausener Granit und ist mit sehr niedrigem Rb/Sr-Verhältnis und tiefem  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwert (~ 0,706) nur mit dem Feinkorngranit von Plöcking vergleichbar. Der Freistädter Granodioritpluton kann aufgrund einer Monazitdatierung auf ein Alter von etwa 310 bis 300 Ma eingegrenzt werden (GERDES et al., 2003) und stellt somit den relativ jüngsten Pluton im Südböhmischen Batholith dar.



#### 4.1.1.4. Moldanubische Ganggesteine

Diese Gesteine sind aufgrund ihrer Form als mehr oder weniger scharf begrenzte, gangförmige Körper gruppiert. So umfassen die moldanubischen Ganggesteine lithologisch und genetisch sehr unterschiedliche Gesteine. Dazu gehören Aplite und Pegmatite, die sich aus Migmatiten der Moldanubischen Decken und des Bavarikums entwickelten, ebenso wie jene aus den Graniten des Südböhmischen Batholiths. Feinkörnige Granitgänge können ebenfalls den Granitplutonen zugeordnet werden, wogegen ein Großteil der Granodiorit-Porphyrite, Dioritporphyrite und Lamprophyre postorogenetisch erscheint und wahrscheinlich permisch intrudiert ist.

##### 203 Granitporphyr, Granitgänge

*Hellgraue, Biotit führende Gesteine, feinkörnig oder porphyrisch, granitische bis granodioritische Zusammensetzung*

Feinkörnige **Granitgänge** treten häufig in Verbindung mit den Feinkorngraniten des Südböhmischen Batholiths auf. Die Umgebung dieser Plutone ist von zahllosen Gängen durchsetzt (FUCHS & THIELE, 1968; FUCHS & THIELE, 1987; FUCHS, 2005) und auch der Altenberger Granit weist ausgedehnte Gangschwärme auf (BRÜGGEMANN & FINGER, 2002). Im Bavarikum sind porphyrische Granodiorit- bis Quarzdioritgänge in den Paragneis-Migmatiten des Saualds und im Schlierengranit verbreitet (SCHARBERT, 1957; THIELE, 1961; FUCHS, 1962).

Größere Vorkommen gangförmiger **Granitporphyre** mit granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung fin-

den sich im Mühlviertel östlich von Rainbach und südlich von Kollerschlag sowie in Südböhmen im Randbereich des Křišťanov-Granulitmassivs bei Horní Planá. Rb-Sr-Datierungen an Biotiten aus Granodiorit-Porphyriten der Prendter Höhe weisen mit einem Abkühlalter von rund 281 Ma (SCHUBERT & LINNER, unpublizierte Daten) auf ein permisches Alter der Gangschar bei Rainbach. Eine dichte Schar NE-SW-streichender Granitporphyre durchsetzt die Moldanubischen Decken nördlich von Ybbs (MATURA, 1984; FUCHS, 2005). Oft sind diese Gänge im Verband mit Lamprophyren. Im unmittelbaren Kontakt erweisen sich die Granitporphyre als relativ jünger.

##### 202 Aplit, Pegmatit

*Helle Gesteine aus vorwiegend Feldspat und Quarz; Aplit fein-, Pegmatit grobkörnig und oft mit Glimmertafeln*

Diese augenfälligen Ganggesteine sind im südlichen Moldanubikum, das sich durch eine verbreitete Migmatisierung und eine Vielzahl an Intrusionen auszeichnet, natürlich allgegenwärtig. Teils sind sie miteinander vergesellschaftet und durchdringen einander, ihre Ausdehnung bleibt aber meist bescheiden. Im Folgenden werden nur größere beziehungsweise besondere Vorkommen angeführt.

Schöne Beispiele für Beryll führende **Pegmatite** im Weinsberger Granit sind von Mötlas bei Königswiesen (FUCHS &

THIELE, 1987) und vom Luftenberg östlich von Linz bekannt (BRANDSTETTER & REICH, 1998). Auffällig gehäuft treten geringmächtige Pegmatit- und Aplitgänge im Kontaktbereich des Weitraer Granitplutons auf (SCHWAIGHOFER, 1978) und bemerkenswert sind die Granat führenden Aplite und Pegmatite im Donautal nordöstlich von Aschach (SCHADLER, 1952). Zwei größere Stöcke aus **Aplit**, zwischen Gallneukirchen und Gutau, wurden von FRASL (1957) als dem Freistädter Granodiorit zugehörig interpretiert.

##### Lamprophyr, Dioritporphyr

*Grünlichgraue bis dunkelgraue, feinkörnige Gänge mit geringer Mächtigkeit*

Diese basischen Ganggesteine weisen immer klar diskordante Kontakte auf, sind maximal wenige Meter mächtig und sind im Streichen meist nur kurz zu verfolgen. Sie sind sehr feinkörnig und dabei leicht porphyrisch, mit nadeligem Biotit und Amphibol sowie untergeordnet Plagioklas. Als Dioritporphyr werden die Gänge mit höherem Plagioklasgehalt bezeichnet.

Gehäuft treten **Lamprophyre** und **Dioritporphyrite** im Oberen Mühlviertel zwischen Oberkappel und Sarleinsbach (FUCHS & THIELE, 1968) auf, von dort aus halten die basischen Gänge bis ins Donautal zwischen Untermühl

und Landshaag an (SCHADLER, 1952). Die Gänge sind plagioklasbetont und als Kersantite und Spessartite zu klassifizieren (SCHARBERT, 1957). Lithologisch vergleichbar sind die Lamprophyre, die im Bereich der großen Störungen (Donau-, Rodl-Kaplice- und Vitiser Störung) auftreten. Da diese Gänge die Mylonite diskordant durchschlagen (THIELE, 1961), erscheint ein permisches Alter der Lamprophyre wahrscheinlich. Weitere Lamprophyre durchsetzen die Moldanubischen Decken nördlich von Ybbs in dichter Schar und sind dort mit jüngeren Granitporphyren assoziiert (MATURA, 1984; FUCHS, 2005).

#### 4.1.1.5. Störungszonen

Bei den Störungszonen herrschen im südlichen Moldanubikum zwei bevorzugte Streichrichtungen vor: NW–SE (Pfahl-Störungszone und Donau-Störung) und NE–SW (Rodl-Kaplice-, Karlstifter und Vitiser Störung). Die höchstmetamorphen Mylonite weist die wohlbekannte Pfahl-Störungszone auf, welche den gesamten Südweststrand des Moldanubikums durchsetzt. Aus dem Bayerischen Wald kommend streicht sie über Ulrichsberg und Haslach Richtung Rodltal und ist bei Untergang von der Rodl-Kaplice-Störung abgeschnitten. Im Bereich der Pfahl-Störungszone sind amphibolitfazielle Mylonite erhalten (BRANDMAYR et al., 1995), die mit der Exhumierung des Bavarikums ab etwa 325 Ma in Verbindung stehen (BÜTTNER, 2007).

Verbreitet sind in der Pfahl-Störungszone allerdings grünschieferfazielle Mylonite, die in der Donau- und Rodl-Kaplice-Störung die höchstgradigen Mylonite darstellen. Die Donaustörung folgt in Oberösterreich weitgehend der Donau, streicht ab Passau dann nördlich der Donau, am vorliegenden Kartenblatt nur fragmentarisch dargestellt, und erreicht mit den mylonitischen Gesteinen bei Winzer in Niederbayern wieder die Donau. Die NE-SW-streichende Rodl-Kaplice-Störung ist Teil eines weit reichenden Störungssystems. Vom Rodltal im Mühlviertel reicht der südliche Teil über Kaplice bis zum Südostrand des Budweiser Beckens und setzt sich im Moldanubikum bis östlich von Prag fort. Muskovitdatierungen belegen ein permisches Alter (290 bis 280 Ma) der grünschieferfaziellen Mylonite (BRANDMAYR et al., 1995), womit auch der sinistrale Hauptversatz an der Rodl-Kaplice-Störung verknüpft sein dürfte.

Weiter östlich haben sich innerhalb des Südböhmischen Batholiths weitere NNE-SSW bis NE-SW-streichende Störungen entwickelt. Die bedeutendste Störung ist die Vitiser Störung, die von Perg durch den Weinsberger Wald streicht und nördlich Rappottenstein den Ostrand des Batholiths sinistral versetzt und weiter über Vitis nach Südmähren streicht. Parallel zur Karlstifter Störung, die sich im zentralen Teil des Batholiths entwickelte, streicht eine Störung von Sandl gegen Nordosten, und im Strudengau und Yspertal versetzt eine Störung den Ostrand des Weinsberger Granits. In diesen Störungen finden sich vergleichsweise tiefer temperierte Mylonite (BRANDMAYR et al., 1999), die eine spätere Deformation beziehungsweise eine in einem höheren Krustenniveau anzeigen.

Im südlichen Moldanubikum bildeten sich also bereits im Oberkarbon NW-SE- und NE-SW-streichende Störungssysteme, die im unteren Perm signifikant reaktiviert wurden (BRANDMAYR et al., 1995; MATTERN, 2001). Die permische Störungsaktivität erscheint auch mit der Ausbildung von Gräben verknüpft (MATTERN, 1995; BRANDMAYR et al., 1999), womit ein Übergang zu spröder Deformation angezeigt ist. Die Störungen wurden mehrfach spröd reaktiviert, vor allem im Zusammenhang mit der Alpidischen Orogenese. Hier ist die Einsenkung von oligozänen Sedimenten (Eferdinger Becken, Gallneukirchner Becken) wie auch die neogene Heraushebung von Böhmerwald, Sauwald und Lichtenberg hervorzuheben.

#### 201 Mylonit und Kataklastit in Störungszonen

*Fein- bis feinstkörnige, grünlichgraue, stark geschieferte Gesteine, mitunter verquarzt*

In den großen Störungszonen des Moldanubikums haben sich durch mehrphasige duktile und spröde Deformationen verschiedenste **Mylonite** und **Kataklastite** entwickelt. Dabei wechselt die Lithologie auch entsprechend dem Ausgangsgestein.

Teilweise sind die Störungsgesteine verquarzt und größere Quarzkörper aus mobilisiertem Quarz finden sich bevorzugt in Störungen in Graniten. Wiederholt zeigen sich die Gesteine in der Umgebung der Störungszonen durch Fluide stark alteriert.

#### 4.1.2. Autochthones Mesozoikum

CH. RUPP

Die Sedimente des autochthonen Mesozoikums liegen im Gegensatz zu denen des alpinen Mesozoikums auf dem Untergrund, auf dem sie abgelagert wurden, nämlich auf dem variszischen Kristallin des präalpidischen Südrandes von Europa (siehe Profilschnitt auf der Karte), also auch auf dem Moldanubikum (Böhmische Masse).

Die Abtragung des variszischen Gebirges begann bereits im Oberkarbon. Aufgrund von Scher- und Extensionstektonik entwickelten sich intramontane Becken, die vor allem im Perm mit mächtigen kontinentalen Sedimenten aufgefüllt wurden und z. B. in Bayern als „Rotliegendes“ anstehen. Auch die Zöbing-Formation

in Niederösterreich ist in diesem Zusammenhang zu erwähnen (SCHNABEL, 2002; WESSELY, 2006). In Oberösterreich ist autochthones Paläozoikum nur vereinzelt in Bohrungen angetroffen worden.

Bedingt durch Prozesse im Zusammenhang mit der Öffnung des Penninischen Ozeans (vgl. Kap. 3) begann im mittleren Jura der erste Hauptzyklus der sedimentären Auflage des variszischen Kristallins, der in der Unterkreide abgeschlossen war. In dieser Zeit war der europäische Schelf am Südrand der Böhmisches Masse Teil der mitteleuropäischen Karbonatplattform. Über sandigen Sedimenten des mittleren Jura kommen Algen-, Schwamm- und Korallenkalke zur Ablagerung. Sie wurden ihrerseits von Lagunen- und Watt-sedimenten (Purbeck-Fm.) überlagert. In der Unterkreide wurden diese Jura-Sedimente weiträumig erodiert und verkarstet.

Der zweite Hauptzyklus wurde von einer großräumigen Transgression der marinen Oberkreide auf den europäischen Schelf im Cenoman eingeleitet. Sandsteine und Tonmergel stellen die Hauptmasse der Oberkreide-Sedimente. Im Paläogen zog sich das Tethysmeer nach Süden zurück und weite Bereiche des autochthonen Mesozoikums wurden tiefgründig erodiert (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996; WAGNER, 1998; KRÖLL et al., 2006b).

### 200 Jura i. Allg., Mittel- bis Oberjura *Kalkstein, Mergel, Eisensandstein*

Aus dem bayerischen Ortenburger Senkungsfeld sind eine Reihe von Jura-Schichtgliedern beschrieben worden. Der **Eisensandstein** aus dem **Mittleren Jura** ist ein hellbrauner, mittelkörniger Sandstein mit eisenschüssigem Bindemittel. Ebenfalls in den Mittleren Jura eingestuft werden die Zeitlerner Schichten, gelbe, wechselnd oolithische Crinoidenkalke. In den **Oberen Jura** eingestuft werden die grüngrauen Kalkmergel der Dinglreuther Schichten, die Voglarner Schichten, hel-

le, dichte, deutlich geschichtete Kalksteine mit mergeligen Kalkzwischenlagen, der „Kieselnieren-Kalk“ der Ortenburger Schichten, ein weißer, schlecht geschichteter Kalk mit Feuerstein-Knollen und die Söldenauer Schichten, weiße Kalke bis Kalksteine mit dünnen Kalkmergellagen und reicher Fossilführung (UNGER, 1984). Im Raum Flintsbach bei Osterhofen sind vor allem die Voglarner und Ortenburger Schichten anzutreffen (GRÜNDER, 2003).

### 199 Buchleiten- und Marterberg-Schichten, marin; Oberkreide *Kalkstein, Mergel*

Im Bereich des Ortenburger Senkungsfeldes sind mehrere kleinere Vorkommen von außeralpiner, mariner Oberkreide ausgeschieden. Es handelt sich dabei um die **Buchleitener Schichten**, graue, untergeordnet mergelige, teilweise glaukonitische, dünn geschichtete bis gebankte, muschelartig brechende Kalke mit zum Teil recht ansprechender Fossilführung. Daneben treten die grau-grünen, sandigen, glimmerigen und glaukonitischen Mer-

gel der **Marterberger Schichten** auf (UNGER, 1984). Beide Schichtglieder (und deren Äquivalente) werden nach NIEBUR et al. (2009) zur Sandbach-Fm. zusammengefasst, der ein Alter von Unterturonium bis Mittelconiacium zugewiesen wird. Im Raum Flintsbach bei Osterhofen treten die weißen bis rötlichen Sandsteine der Schutzfels-Fm. als Karstfüllungen im Jura-Kalk auf (NIEBUHR et al., 2009).

### 198 Klikov-Formation („Gmünder Schichten“), limnisch-fluviatil, Oberkreide *Tonstein, Sandstein, Konglomerat*

Die in den Becken von Třeboň und České Budějovice zur Ablagerung gekommene **Klikov-Formation** zieht bis in den Raum von České Velenice und Gmünd, wo sie auch als Gmünder Schichten beschrieben wird (HUBER, 2003). Sie wird von zumeist schlecht sortierten Sedimenten wie grauen bis rötlich-braunen, unterschiedlich verfestigten, zum Teil kiesigen Sanden bis Sandsteinen und Konglomeraten, grauen Silten bis Siltsteinen und weißlich grauen, grünlichen und rötlichen Tönen und Tonsteinen aufgebaut.

Die oft schlecht gerundeten Sande sind reich an Quarz, Feldspat und Glimmer, die Tone durchwegs kaolinitisch. Geringmächtige Kohleeinschlüsse sind selten (SLÁNSKÁ, 1976). Pflanzenreste (Blätter, Samen, Pollen) ermöglichen eine Einstufung in die Oberkreide (Turon-Santon; VÁCHOVÁ & KVAČEK, 2009). Die Klikov-Fm. ist in mehreren „fining-upwards“ Zyklen in einem fluviatil-lakustrinen Milieu abgelagert worden.

## 4.2. 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.

### 4.2.1. Südhelvetikum

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

#### 197 Pattenau- und Pinswang-Formation; Campanium – Maastrichtium

*Kalkmergelstein, grau-grün*

Aufschlüsse dieser beiden Formationen sind auf oberösterreichischem Gebiet nicht bekannt. Die Vorkommen der campanen **Pinswang-Formation** auf dem Kartenblatt sind 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 Obercampanium bis Untermaastrichtium ist lithologisch sehr

ähnlich der Pinswang-Fm. und kann von dieser nur mikropaläontologisch abgetrennt werden. In Salzburg war die Pattenau-Fm. beim Bau des großen Parkplatzes nördlich von Mattsee aufgeschlossen (F. RÖGL, mündl. Mitt., 2008). Sie ist dort vermutlich in die Gerhartsreut-Fm. eingeschuppt. Eine Nachbeprobung im Jahr 2008 von aus der Parkplatzböschung tretenden hellgrauen Mergelstückchen lieferte eine Nannoflora des Maastrichtium mit häufigen Exemplaren von *Arkhangelskiella cymbiformis*.

#### 196 Gerhartsreut-Formation; Maastrichtium

*Mergelstein, schwarzgrau*

Die **Gerhartsreut-Formation** wurde in Oberösterreich nur im Grenzgebiet zu Salzburg nachgewiesen, nämlich am Ostufer des Niedertrumer Sees, 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-Fm. bildet die Kreide/Paläogen-Grenze.

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

#### 195 Olching-Formation; Danium – Thanetium

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

Die **Olching-Formation** wurde in Oberösterreich bisher nicht nachgewiesen, sie steht aber etwas südlich der oberösterreichischen Grenze auf Salzburger Gebiet an (EGGER in PESTAL et al., 2009). Dieses östlichste Vorkommen der Olching-Fm. wurde an der Ostseite

des Tannbergs gefunden, wo sie im Anriss einer kleinen Rutschung östlich des Gehöfts Grub angetroffen wurde. Die dunkelgrauen, stark silthältigen Tonmergel lieferten eine Nannoflora des Danium (*Cruciplacolithus tenuis*-Zone; NP2).

#### 194 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-Fm. reicht von der *Helioolithus riedelii*-Zone (NP8) des Thanetium bis in das Lutetium (*Discoaster tanii nodifer*-Zone, NP16).

Die namensgebende Lokalität der bis zu 70 m mächtigen Kressenberg-Fm. ist das alte Bergbauggebiet von Kressen-

berg bei Neukirchen in Ostbayern, wo limonitische Bohnerze zwischen dem 16. und 19. Jahrhundert bergmännisch abgebaut wurden (HAGN, 1981).

In Oberösterreich kommen nur sehr kleine, tektonisch isolierte Vorkommen dieser Formation vor. Diese liegen im Bereich des Trauntals bei Ohlsdorf und im Gschlifgraben bei Gmunden (PREY, 1983, 1984; EGGER et al., 2009a; DULAI et al., 2010). Dabei handelt es sich um die östlichsten Vorkommen dieser Formation überhaupt.

#### 193 Stockletten und Lithothamnienkalk; Bartonium – Priabonium

*Globigerinenmergel wechsellagernd mit Algenkalkstein*

Die Weitwies-Subformation (Fossiltschuttkalke der Kressenberg-Fm.; RASSER & PILLER, 1999) geht im Hangenden in graue, gelb anwitternde Globigerinenmergel über, die in Oberbayern, Salzburg und Oberösterreich als **Stockletten** bezeichnet werden. Die Sedimentation dieser bis zu 200 m mächtigen Mergelfazies begann im Süden früher (oberstes Untereozän) als im Norden (unteres Obereozän). Im jüngsten Anteil der Formation, die möglicherweise bis in das unterste Oligozän hinaufreicht, treten verstärkt resedimentäre Blockschichten auf (z. B. bei Fraham am Obertrumer See in Salzburg), die reichlich Corallinaceenkalk und Nummulitenkalk enthalten (mündl. Mitt. L. WAGNER, 2008).

Auch der **Lithothamnienschuttkalk** 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 lagenweise angereichert sein können.

Ein guter Überblick über die ostbayerischen Stocklettenvorkommen mit ausführlichen Foraminiferen- und Nannoplanktonlisten findet sich bei HAGN (1981). 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.

### 4.2.2. Ultrahelvetikum

Das Ultrahelvetikum ist ein abgescherter Teil des passiven Kontinentalhanges im Südteil der Europäischen Platte. Die tektonisch meist stark verschuppten Hangsedimente werden zur Buntmergel-Serie 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 Buntmergel-Serie kommen im Bereich der Grestener Klippenzone jurassische bis unterkretazische Sedimentgesteine vor, die vermutlich das stratigraphisch Liegende der Buntmergel-Serie darstellen. Durch die intensive tektonische Beanspruchung sind allerdings stratigraphische Kontakte nicht erhalten geblieben.

#### 192 Gresten-Formation, marin-brackisch; Unterjura

*Konglomerat, Sandstein*

Die **Gresten-Formation** kommt vor allem nördlich des Traunstein-Zwillingkogel-Zuges zwischen Traunsee und Almtal vor, wo sie bereits von MOJSISOVICS & SCHLOENBACH (1868) beschrieben wurde. 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, Belemnitenrostren 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, equigranularen Grani-

ten, daneben treten aplitische Orthogneise und Granat-Glimmerschiefer auf. Letztere zeigen eine Metamorphose in Grünschiefer- bis Epidot-Amphibolitfazies und Ar-Ar-Muskovitalter von ca. 335 Millionen Jahren (SCHUSTER et al., 2007b).

Die Gresten-Fm. bildet im Gelände oft Härtlingsrippen aus, kann aber manchmal auch nur aufgrund von Roll-

stücken kartiert werden. Das gilt vor allem für das Vorkommen unterhalb des Dachskopfes im Grünauer Halbfenster (ÖK 67 Grünau i. Almtal), das schon PIA (1943) bekannt war. Dort treten Rollstücke von braunen Sandsteinen und solche von Kristallingesteinen (vor allem von Glimmerschiefern) gemeinsam im Waldboden auf (EGGER, 2007a).

### 191 „Klippenkalk“, Mitteljura bis Unterkreide

*Kalkstein, Mergelstein, z. T. bankig*

Unter dieser Bezeichnung wurden verschiedene Formationen zusammengefasst, die vor allem aus Mergelkalksteinen und Kalksteinen bestehen und deren einzelne Vorkommen für eine maßstabsgerechte Darstellung auf der Karte zu klein sind. Es handelt sich dabei vor allem um die bis zu 70 m mächtigen **Scheibsbach-Schichten** (turbiditischer Kieselkalk mit Einschaltungen von Radiolarit und Karbonatbrekzie; Callovium – Kimmeridgium), den bis zu 5 m mächtigen **Arzbergkalk** (roter Knollen- und Flaserkalk; Kimmeridgium – Tithonium), den bis zu 10 m mächtigen **Konradsheimer Kalk** (Karbonatbrekzie, turbiditischer, allodapischer Kalk; Kimmeridgium – Berriasium) und die mehrere Zehnermeter mächtige **Blassenstein-Formation**, dichte, helle, dünnbankige Kalke und Mergelkalke des Tithonium, die hangend von grauen Kalk-Mergel-Rhythmiten und Fleckenkalke der Unterkreide überlagert werden.

Die Blassenstein-Fm. ist sehr ähnlich ausgebildet wie die „Aptychenkalke“ in den Nördlichen Kalkalpen. Dadurch kann es manchmal zu Schwierigkeiten bei der Zuordnung kommen, vor allem im Bereich des Grünauer Halbfensters (ÖK 67 Grünau i. Almtal). Bereits PREY (1953) diskutierte diese Frage und kam zu dem Schluss, dass dort diese Gesteine am ehesten in die Klippenzone zu stellen sind. Diese Ansicht wurde jetzt durch die Neukartierung von Blatt Grünau bestätigt (EGGER, 2007a), 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 der „Aptychenkalk“ zur Grestener Klippenzone und damit zu der Blassenstein-Fm. zu rechnen ist. Dafür spricht auch das mehrfach beobachtete, gemeinsame Vorkommen dieser Gesteine mit solchen der Gresten-Fm.

### 190 „Buntmergel-Serie“ i. Allg. (z. T. Wildflysch); Albium – Lutetium

*Tonmergel, bunt, z. T. Blockeinstreuung (Bayern: Teisendorfer Fazies mit Achtaler Sandstein und exotischen Blöcken, z. B. Granit)*

Die **Buntmergel-Serie** kommt in Oberösterreich im Bereich der Grestener Klippenzone auf Blatt Großbraming (ÖK 69) und in etlichen tektonischen Fenstern innerhalb der Rhenodanubischen Flyschzone zutage. Letztere Vorkommen sind teils an Überschiebungsbahnen gebunden, teils an dextrale Blattverschiebungen, an denen es daher auch zu bedeutenden Vertikalversätzen gekommen sein muss (EGGER, 1997; EGGER & PERESSON, 1997).

Innerhalb der Grestener Klippenzone bildet die Buntmergel-Serie die Auflagerung der jurassisch-unterkretazischen „Klippenkerne“. Sie neigt zu einer intensiven Verschuppung und tektonischen Durchbewegung, sodass keine längeren Profile und keine verlässliche Gesamtmächtigkeit angegeben werden kann. WIDDER (1986, 1987, 1988) bearbeitete die Buntmergel-Serie auf Blatt Großbraming (ÖK 69) intensiv mit Hilfe von Mikro- und Nannofossilien. Die grauen, roten und schwarzen, bioturbaten Tonmergel, Mergel und Kalkmergel sind, vor allem im Zeitbereich Turonium bis Maastrichtium, durch agglutinierende Foraminiferen gekennzeichnet. Nach WIDDER (1988) beginnt die Abfolge („Waidhofener Fazies“ nach SCHNABEL, 1983) über der Blassenstein-Fm. mit weniger als 20 m mächtigen, hellgrauen, gefleckten, bioturbaten Kalkmergeln und Mergeln des oberen Albium bis Cenomanium, die noch planktonreiche Foraminiferenfaunen, u. a. mit *Rotalipora appenninica*, aufweisen. Darüber folgen vom oberen Turonium bis unteren Campanium rote Tonmergel. In den Sandschalerfaunen ist *Reussella szajnochae* typisch für den Zeitbereich des

Campanium. Graue und grünliche, seltener rötliche Mergel des Maastrichtium führen *Abathomphalus mayaroensis* und *Lithraphidites quadratus* (Nannofossilzone CC25). Im Paläogen treten blaugraue, seltener rote, öfters planktonische Foraminiferen führende Mergel bis Tonmergel auf, in denen zunehmend turbiditische, gradierte Quarzarenitlagen und polymikte Grobklastikaeinschaltungen als Olistostrome auftreten (FAUPL, 1978). Der Altersumfang reicht im Gebiet des Pechgrabens bis ins mittlere Eozän (Lutetium, Nannofossilzone NP15; EGGER, 1986).

Unter den Großkomponenten in der paläogenen Buntmergel-Serie finden sich überwiegend saure Magmatite aber auch seltene Kalkblöcke. Der größte und bekannteste Block ist jener des Leopold von Buch-Denkmal (siehe auch Kap. 11 und 12). Er besteht vor allem aus einem hellen, grobkörnigen Granodiorit mit ausgeprägtem Parallelgefüge. Plagioklase sind oft zersetzt, rötliche Kalifeldspate sind z. T. perthitisch, Biotite sind abschnittsweise chloritisiert. Nach sehr kontroversiellen Diskussionen konnte WIDDER (1986) zeigen, dass diese Blöcke in paläogener Buntmergel-Serie eingebettet sind, und, zusammen mit geringmächtigeren Blocklagen, im Eozän in den Tiefseebereich der Buntmergel-Serie eingegliedert sind. Der Granodiorit (bzw. Granodioritgneis) und eine Amphibolitlage des Buchdenkmals wurde von THÖNI (1991) mit  $378 \pm 50$  Ma (Gesamtgestein) bzw. 360–371 Ma (Biotite, Kalifeldspat) mit der Rb/Sr-Methode datiert. Die I-Typ-Granite sind nicht direkt mit jenen der Böhmisches Masse vergleichbar

(THÖNI, 1991). Jurassische Seichtwasserkalkblöcke wurden von WIDDER (1986, 1987) u. a. in der Nähe des Gehöftes Waldbauer, W des Arzberges, beschrieben.

Im Gegensatz zu der meist sehr kalkarmen Buntmergel-Serie (tatsächlich handelt es sich dabei meist um Tonsteine und nicht um Mergelsteine) der Grestener Klippenzone kommen in den tektonischen Fenstern meist Mergelsteine mit reichen Kalkplanktonvergesellschaftungen vor. Gute Aufschlüsse unterkretazischer Buntmergel-Serie finden sich auf Blatt Gmunden (ÖK 66), im Geländeeinschnitt zwischen Miesenberg und Kraiberg. Dort stehen im Oberlauf des Weidensbachs, ca. 100 m westlich der Kote 814 (Koordinaten des Fundpunktes: BMN: 472150 / 302575), dunkelgraue bis schwarze Mergel in bis zu 10 m langen Aufschlüssen an (EGGER, 2007b). Die dunkle Farbe geht auf hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff (bis zu 1,55 Gew.-%) zurück. Eine reiche von I. DRAXLER bestimmte Sporen- und Dinoflagellatengesellschaft (EGGER, 1994) belegt ein Alter von Albium für diese Gesteine.

Sehr gute Unterkreideaufschlüsse sind auch im Greisenbach-Fenster bekannt (ÖK 67 Grünau i. Almtal), das vom Almtal nach Westen ins Tal der Dürren Laudach hinüberstreicht. Im Greisenbach stehen unmittelbar westlich des Ortsteils „Im Fleck“ graue Mergel und Mergelkalke an. Bioturbation kann oft beobachtet werden („Fleckenmergel“). Zwei von F. RÖGL (Naturhistorisches Museum, Wien) untersuchte Foraminiferenproben enthielten reiche Planktonfaunen, die auf tiefmarine (bathyale) Ablagerungsverhältnisse schließen lassen. Im älteren Teil des Profils konnte das mittlere Albium (*Rotalipora subticiensis*-Zone) nachgewiesen werden: *Rotalipora subticiensis* (GANDOLFI), *Ticinella primula* LUTERBACHER, *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE), *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Hedbergella* cf. *simplex* (MORROW). Im jüngsten Teil des Aufschlusses liegt bereits das untere Ober-Albium (*Rotalipora ticiensis*-Zone) vor: *Rotalipora subticiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticiensis* (GANDOLFI), *Ticinella praeticiensis* SIGAL, *Ticinella primula* LUTERBACHER, *Ticinella raynaudi* SIGAL, *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *Hedbergella* cf. *simplex* (MORROW).

Die Aufschlüsse im Oberlauf der Dürren Laudach („Rehkogelgraben“) wurden jüngst von WAGREICH et al. (2007) neu bearbeitet, wobei vor allem die Grenze zwischen dem Cenomanium und Turonium untersucht wurde, an welcher

Schwarzschieferhorizonte mit bis zu 5 % organischem Kohlenstoff festgestellt werden konnten. Diese organisch reichen Ablagerungen sind zwischen obercenomanen bzw. unterturonen hellen, gebankten Kalken und Mergelkalken eingeschaltet. Ab dem mittleren Turonium treten regelmäßige Wechsellagerungen von rotem Mergel und hellgrauem Kalkmergel bzw. Kalk auf. Diese Kalk-Mergel-Zyklen können als Orbitalzyklen (20.000-Jahre-Zyklus) interpretiert werden. Der Beginn der rötlichen Abfolge entspricht dem weltweit auftretenden Übergang von anoxischen zu stark oxischen Sedimentationsbedingungen in den Ozeanen der Oberkreide. Die Rotfärbung setzt sich im Rehkogelgraben bis ins Campanium hinein fort. Rot-grau gefleckte Kalkmergel und Mergel des unteren Campanium stehen am südlichen Rand des Fensters, westlich der kleinen Brücke, an. Sie enthalten Foraminiferen der *Dicarinella asymetrica* – *Globotruncanita elevata*-Zone und kalkiges Nannoplankton der Zone CC17b.

Gute Oberkreideaufschlüsse gibt es auch auf Blatt Gmunden (ÖK 66), z. B. im Schönbach südöstlich von Schörfling. Dort stehen in einem Prallhang rote und gelbgraue Mergel an, die sehr reiche Foraminiferenfaunen des Ober-Campanium und des Unter-Maastrichtium lieferten (HRADECKÁ & LOBITZER, 2003). Nachgewiesen wurden die *Globotruncanita calcarata*-Zone, die *Globotruncanella havanensis*-Zone und die *Globotruncana gansseri*-Zone. Weitere Aufschlüsse oberkretazischer Buntmergel-Serie, z. B. am Buchberg am Nordwestufer des Attersees, werden in WAGREICH et al. (2009a) beschrieben.

Im Oberhehenfeld südöstlich von Schörfling wurden im Graben westlich des Gehöfts Geiner (Fundpunkt: BMN 469850 / 309400) mittelgraue, schwach siltige Mergel beprobt, die eine reiche bathyale Foraminiferenfauna (det. F. RÖGL) und Nannoplanktonflora des Thanetium enthielt, die eine Zuordnung in die *Planorotalites pseudomenardii*-Zone bzw. in die *Heliolithus riedelii*-Zone (NP8) ermöglichte (EGGER, 1994). In ähnlichen grauen Mergeln, die nördlich des Aurachtales, im Herbstaugraben in 620 m Seehöhe an einem rechtsseitigen Prallhang anstehen, wurde die kalkige Nannoplanktonzone NP 9 (*Discoaster multiradiatus*-Zone), und damit das jüngste Paleozän, nachgewiesen.

## 4.3. Penninikum

H. EGGER

Die Deckensysteme des Penninikums entstammen einem aus ozeanischen Becken und intraozeanischen Schwellen zusammengesetzten Ablagerungsraum, der sich in der Jura- und Kreidezeit zwischen der Adriatischen und der Europäischen Kontinentalplatte gebildet hatte. Die Penninischen Decken wurden vom Ostalpin überschoben und mit diesem weit auf den europäischen Schelf geschoben.

### 4.3.1. 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 entlang streicht. Die RF besteht aus mehreren Decken, von denen auf Blatt Oberösterreich nur die Greifensteiner Decke („Flysch-Hauptdecke“) vorhanden ist, die sich in mehrere Schuppen gliedert.

#### 4.3.1.1. Nordzone

##### 189 Wolfpassing-Formation und Nordzone i. Allg; Unterkreide

*Mergelstein, gebankt, grau*

Diese Einheiten wurden in Oberösterreich bisher nicht nachgewiesen, ihre Vorkommen sind auf Niederösterreich beschränkt. Es handelt sich dabei um Schuppen von vorwiegend dünnbankigen karbonatischen Turbiditabfolgen. Inwieweit die „**Nordzone**“ der im Grenzgebiet zwischen

Salzburg und Oberösterreich in ähnlicher tektonischer Position vorkommenden Pfaffenberg-Schuppenzone (EGGER, 1989) entspricht, die ebenfalls von Unterkreide-Gesteinen aufgebaut wird, kann noch nicht beantwortet werden.

#### 4.3.1.2. Flysch-Hauptdecke

##### 188 Unterkreide i. Allg. („Gaultflysch“, „Tristel-Formation“)

*Quarzsandstein, dunkel, Glaukonit führend, Tonmergel, Kalksandstein, Brekzie*

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 karbonatarmer Gesteinsabfolge, die am Buchberg und Tannberg von dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen, siltigen Tonsteinen und Siltsteinen dominiert wird (EGGER, 1993a).

Diese Pelitgesteine stehen meist in Wechsellagerung mit Glaukonit führenden, splitterig brechenden Sandsteinen („Ölquarzite“). In der Pfaffenberg-Schuppenzone (EGGER, 1989) am Nordhang des Tannbergs kommen auch linsenförmige Einschaltungen von Konglomeraten vor, bei denen es sich vermutlich um Rinnenfüllungen handelt.

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

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

Über der Rehbreingraben-Fm. 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 Hochplettspitz. Dort wies EGGER (1993b) mit kalkigem Nannoplankton den Grenzbereich Albium – Cenomanium (Zone CC9) nach. Diese Alterseinstufung konnte mit Foraminiferen- und Dinoflagellatenvergesellschaftungen bestätigt werden (WAGREICH et al., 2006). Einen Überblick über die rote Pelitgesteine führenden Formationen der Rhenodanubischen Gruppe (Untere Bunte Mergel, Seisenburg-Fm., Perneck-Fm.; Abb. 5) findet sich in EGGER (1992a) und WAGREICH et al. (2009a).

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

##### 186 Röthenbach-Subgruppe (inkl. Perneck- und Seisenburg-Formation), Coniacium – Campanium

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

Die **Seisenburg-Formation** wurde als „Obere Bunte Mergel und Schiefer“ erstmals in der richtungsweisen Arbeit von RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) beschrieben. In Oberösterreich besitzt die Seisenburg-Fm. die flächenmäßig größte Ausdehnung im Gebiet zwischen dem Almtal und Kremstal, wo sie auch von PREY (1950) erstmals in Österreich beschrieben wurde. TOLLMANN (1985) führte dafür den Namen Seisenburger Schichten ein, nach der nördlich des Pernecker Kogels gelegenen Ruine Seisenburg, die aber in der Kalkgraben-Fm. liegt. Trotzdem wird der Name Seisenburg-Fm. beibehalten, um die unglückliche Bezeichnung „Obere Bunte Schiefer“ zu eliminieren.

Die bis zu 50 m mächtige Seisenburg-Fm. besteht aus einer dünnbankigen Abfolge von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen (Tonsteine und Tonmergel), welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen wechsellagern. Gute Aufschlüsse wurden im Rehkogelgraben südlich von Hagenmühle (ÖK 67) gefunden, im südlichen Rahmen des dortigen Ultrahelvetikumfensters. Dort war die Oberkante der Formation aufgeschlossen, die bereits im unteren Campanium liegt, genauso wie in den sehr guten Aufschlüssen der Seisenburg-Fm. an der Nordflanke des Hochplettspitz (ÖK 65) nahe bei Loibichl (EGGER, 1993b).



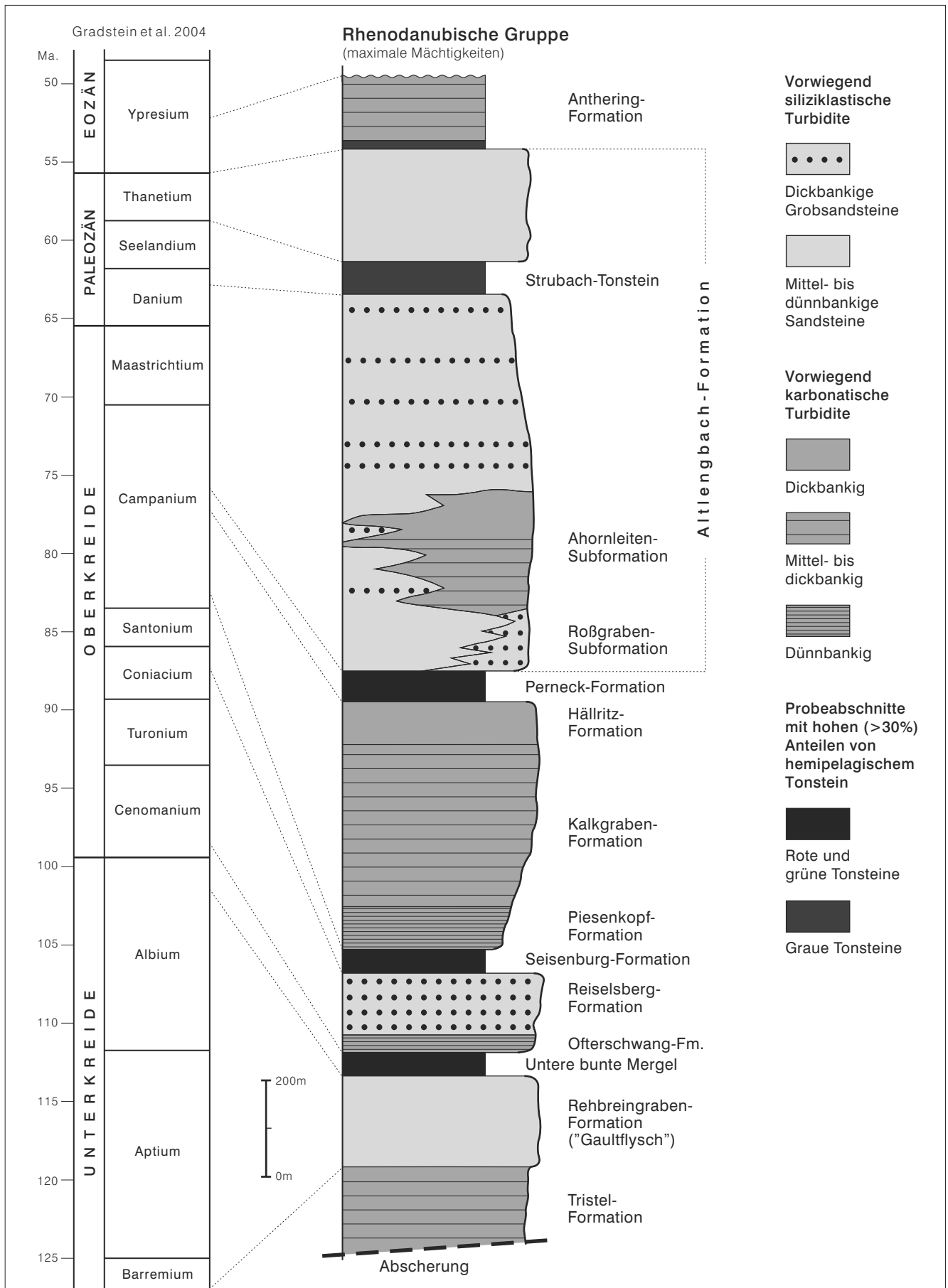


Abb. 5: Idealprofil durch die Schichtfolge der Rhenodanubischen Gruppe in Salzburg und Oberösterreich.

Unter dem Begriff „Zementmergelserie“ wurden in Österreich und Bayern unterschiedliche Schichtfolgen zusammengefasst. Um diese verwirrende Situation zu beenden, wurde von EGGER & SCHWERD (2008) eine lithostratigraphische Neudefinition durchgeführt und der Begriff „Zementmergelserie“ durch den neuen Begriff **Röthenbach-Subgruppe** ersetzt. Diese Subgruppe umfasst drei Formationen: die dünnbankige **Piesenkopf-Formation** an der Basis (diese wurde in Oberösterreich von PREY in zahlreichen Arbeiten als „Zementmergelbasisschichten“ bezeichnet), die **Kalkgraben-Formation** und die **Hällritz-Formation**. Gemeinsam ist diesen Formationen der hohe Anteil an karbonatischen Turbiditen, die vom Unter-*campanium* (kalkige Nannoplanktonzone CC18) bis Mittel-*campanium* (Zone CC21) abgelagert wurden. Die besten Aufschlüsse dieser nach oben dickbankiger werdenden Abfolge von hellgrauen Karbonatturbiditen liegen in Oberösterreich am Hochplettspitz bei Mondsee und ganz im Osten des Bundeslandes im Ahornleitengraben nördlich von Großraming.

BOUMA (1962, S.136) spricht von einem „calcareous sandstone“ (in der österreichischen Flyschliteratur: Kalksandstein), wenn Karbonat in Form von Zement und Komponenten zu mehr als 20 % am Aufbau des Sandsteines beteiligt ist. Das trifft auf die Sandsteine der Röthenbach-Subgruppe durchwegs zu. Die lithofazielle Gliederung der Röthenbach-Subgruppe beruht daher auf den unterschiedlichen Bankmächtigkeiten und auf dem wechselnden Anteil der Kalkmergel in der Schichtfolge: Die Piesenkopf-Fm. an der Basis der Subgruppe ist dünnbankig und durch eine rhythmische Wechselagerung von dezimetermächtigen Kalksiltsteinen, Kalk-

mikriten und Kalkmergeln gekennzeichnet. Die darüber folgende Kalkgraben-Fm. ist durch das häufige Auftreten von Kalkmergellagen gekennzeichnet, welche oft mehrere Meter Mächtigkeit aufweisen. Sie entsprechen meist dem Abschnitt Td des Bouma-Zyklus. Die Kalksandsteinbänke können bis 2 m mächtig sein. In der hangendsten Formation der Röthenbach-Subgruppe, der Hällritz-Fm., fehlen die zuvor so typischen Kalkmergel fast vollständig. In diesem Abschnitt werden die bis 0,5 m mächtigen Hartbänke nur durch dünne Bankfugen getrennt. Außerdem zeigen diese Bänke häufig eine grünliche Färbung, welche auf den Glaukonitgehalt zurückgeht; die Glaukonitkörner liegen als klastische Komponenten vor und nicht als authigene Bildungen.

Die **Perneck-Formation** (TOLLMANN, 1985) wurde als „Oberste Bunte Schiefer“ von PREY (1950) erstmals beschrieben und zwar aus dem Gebiet des auf dem Kartenblatt Grünau im Osten des Almtals liegenden Pernecker Kogels. Dort ist sie allerdings im Norden nur mehr sehr geringmächtig vorhanden, weiter im Süden fehlt sie vollständig und wird vermutlich durch die Kalkgraben-Fm. der Röthenbach-Subgruppe ersetzt. Die Perneck-Fm. besteht aus einer dünnbankigen Abfolge von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen (Tonsteine und Tonmergel), welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen wechsellagern. Die Mächtigkeit der Formation kann bis zu 50 m betragen. Oft lassen sich daraus relativ gut erhaltene kalkige Nannoplanktonflore nachweisen, die durchwegs die *Quadrum trifidum*-Zone (CC22) des unteren Obercampanium belegen.

## 185 Altlenzbach-Formation; Maastrichtium – Thanetium

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

Bedingt durch ihre große Mächtigkeit von mehr als 1500 m baut die **Altlenzbach-Formation** (EGGER, 1995) die größten Flächen innerhalb der Flyschzone in Oberösterreich auf. Ihre stratigraphische Reichweite geht vom unteren Obercampanium bis ans Ende des Paleozän (EGGER & SCHWERD, 2008). Das Leitgestein der Formation ist ein mittel- bis grobkörniger, matrixarmer Quarz-Glimmer-Sandstein. Das Typ-Profil der Altlenzbach-Fm. liegt im östlichen Oberösterreich, nördlich von Großraming (EGGER, 1995). Dort kann eine Untergliederung in die sandsteinreiche (psammitische) Roßgraben-Subformation an der Basis, die kalkmergelreiche Ahornleiten-Subformation, die psammitische Kotgraben-Subformation und die tonmergelreiche Acharting-Subformation durchgeführt werden.

Die Typlokalität der **Roßgraben-Subformation** ist der Roßgraben, ein linksseitiger Zubringer des auf ÖK 69 (Großraming) gelegenen Ahornleitengrabens (Koordinaten BMN: 541300/312450). An der Typlokalität wird die Einheit rund 300 m mächtig. Sie ist gekennzeichnet durch das starke Vorherrschen von mittel- bis dickbankigen (bis 4 m) hellglimmerreichen Sandsteinbänken mit manchmal feinkonglomeratischer Basis. Meist fehlen bankinterne sedimentäre Strukturen, nur selten lassen sich Bouma-Abfolgen erkennen, die den hangendsten Abschnitt der massigen Sandsteinbänke bilden können. Diese braun anwitternden Arenite und matrixarmen (<10 %) Wacken

zeigen verhältnismäßig gute Verwitterungsresistenz, allerdings kann öfters ein Aufspalten der Bänke in dezimeterdicke Platten beobachtet werden. Zwischen den Sandsteinbänken treten in den Bankfugen gelegentlich dünne Tonsteinlagen auf. Gegen Norden nimmt die Mächtigkeit der Roßgraben-Subformation immer stark ab und die Formation kann dort auch völlig auskeilen. Die Sedimentation erfolgte vermutlich in einer beckenparallel verlaufenden Rinne (EGGER, 1995).

Die Roßgraben-Subformation wird in das obere Campanium gestellt (EGGER & SCHWERD, 2008). Die bis 4 m dicken Sandsteinbänke der Roßgraben-Subformation wurden früher für die Herstellung von Mühlsteinen und Schleifsteinen nördlich von Scharnstein (Viechtwang) im Almtal abgebaut. Der Abbau befand sich am Fuß des Bäckerberges gegenüber Steinbachbrücke und diente bis in die 1950er Jahre vor allem der Erzeugung von Schleif- und Wetzsteinen für das Alm- und Kremstal, insbesondere für das Senzenwerk in Scharnstein. Bekannt ist ihre Gewinnung aus einem Steinbruch (40 m lang und 6–9 m hoch) und einem später im Jahre 1946 angelegten Stollen. Laut KIESLINGER (unveröffentlichtes Manuskript TU Wien) wurde dieser gegen NW vorgetriebenen und dann nach N umgelenkt und hat ca. 91 m Länge, 20 m Breite und 3 m Höhe. Der Stollen folgt streng dem Streichen einer Sandsteinbank, und zwar der oberen, gleichkörniger ausgebildeten Hälfte. Die

Firste wird von der überlagernden Sandsteinbank gebildet. Die mergeligen Zwischenbänke sowie grobe, ungleichkörnige Sandsteine finden sich als Versatzstücke und dienen auch als Mauer- und Bruchsteine und als Grabsteine und Sockelverkleidungen. Der unterirdische Abbau erfolgte mit händisch geschränten Schlitzern. Auch in HANISCH & SCHMID (1901) sind ehemals für Mauerstein genutzte Sandsteinbrüche bei Viechtwang erwähnt.

Solche kleinen, aufgelassenen Steinbrüche in der Roßgraben-Fm. befinden sich auch in der Umgebung von Gmunden. Der bekannteste davon ist der Steinbruch des Steinmetzunternehmens Nuhsbaumer am Pinsdorfberg. Im Juni 1903 wurden dort zahlreiche große Platten einer turbiditischen Sandsteinbank geborgen, an deren Unterseite oft mehrere Meter lange Ausgüsse von Spurenfossilien zu sehen sind. Die Spurenfossilien wurden nach dem Ort ihrer Entdeckung und nach ihrem Erstbeschreiber *Pinsdorfichnus abeli* (VIALOV) benannt, ihre Entstehung steht noch unter Diskussion. ABEL (1920) hat die Pinsdorfer Fossilien ursprünglich als Darminhalt eines großen Wurms interpretiert. Ähnliche Fossilien sind aus der miozänen Marnoso-arenacea-Fm. in Italien und aus den oberkretazischen Godula-Schichten der tschechischen Flyschkarpaten bekannt (UCHMAN, 1999). Dieser Autor macht auch auf die Ähnlichkeit mit Bivalvenspuren der Gattung *Protovirgularia* aufmerksam, die allerdings wesentlich kleiner als die Pinsdorfer Fossilien sind.

Die Typlokalität der **Ahornleiten-Subformation** (EGGER, 1995) ist der Ahornleitengraben auf ÖK 69 Großbraming. Das Profil durch die etwa 650 m mächtige Ahornleiten-Subformation beginnt etwas oberhalb von der Einmündung des Roßgrabens (Koordinaten BMN: 541150 / 312500). Aufgrund der Stellung im Profil kann angenommen werden, dass die Ahornleiten-Subformation im frühen Maastriechium (Nannoplanktonzone CC 24) sedimentiert wurde. Viele der untersuchten Nannoplanktonpräparate enthalten aber reichlich umgelagerte Arten aus dem Campanium.

Die Abgrenzung zur liegenden Roßgraben-Subformation ist durch das Auftreten von harten, hellen, scherbilig brechenden Kalkmergeln definiert, welche das Leitgestein der Formation bilden. Die einzelnen Kalkmergellagen können eine Mächtigkeit von bis zu 8 m erreichen. Sie entwickeln sich jeweils aus turbiditischen, karbonatreichen Hartbänken und bilden den Abschnitt Td des Bouma-Zyklus. Demgemäß lassen sie in ihren tieferen Anteilen häufig noch einen Gehalt an Siltfraktion erkennen, der gegen das Hangende aufgrund der Gradierung allmählich abnimmt. Einzelne Turbiditlagen (karbonatreiche Wacken und Siltkalke als Hartbänke und die dazugehörigen turbiditischen Kalkmergel) können Mächtigkeiten von bis zu 10 m erreichen und sind damit die mächtigsten Turbidite der Rhenodanubischen Gruppe überhaupt (Abb. 5). Diese „Megabeds“ kommen vor allem im hangenden Teil der Subformation vor, weiter im Liegenden schwanken die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen meist zwischen 1 m und 3 m. Die Bouma-Abfolgen sind in der Ahornleiten-Subformation entweder vollständig oder aber mit fehlenden Basalabschnitten entwickelt. Weiche Tonmergel kommen in der Ahornleiten Subformation üblicherweise nur selten vor. In die vorwiegend karbonatreiche Abfolge sind immer wieder einzelne Bänke von Quarz-Glimmer-Sandsteinen eingeschaltet.

Am Pinsdorfberg, dem nordöstlichen Ausläufer des Gmundnerberges (ÖK 66 Gmunden), wird die Ahornlei-

ten-Subformation seit 1907 zur Portlandzement-Produktion abgebaut. Zu Beginn ging der Abbau innerhalb der oberkretazischen Ahornleiten-Subformation auf Kalkmergel in Talnähe um. Nachdem die Abbauhöhe nicht mehr bewältigbar war, verlegte man den Abbau auf die Bergkuppe und beförderte seitdem das Rohmaterial über einen Schrägaufzug zu Tal. Auch wurde schon um 1910 der „Hatschek-Bruch“ in Ebensee in Betrieb genommen, der die Kalkkomponente für den Zement lieferte, wodurch am Pinsdorfberg auch die kalkarmen Anteile der Altlenzbach-Fm. mitverwendet werden konnten. Für den Zementklinker werden Flysch und Kalkstein im Verhältnis 1 zu 2 (oder 3) gemischt. Mehrere kleine Steinbrüche im Bereich der Flyschzone wurden zur Gewinnung von Bausteinen betrieben.

Die Typlokalität der **Kotgraben-Subformation** (EGGER, 1995) ist der dem Ahornleitengraben benachbarte Kotgraben, wo die Kotgraben-Subformation ab etwa 660 m Seehöhe (Koordinaten BMN: 539900 / 312980) sehr gute Aufschlüsse zeigt. Auch im Ahornleitengraben steht die Formation ab etwa 740 m Seehöhe an. Lithologisch entspricht die an der Typlokalität rund 400 m mächtige Kotgraben-Subformation der Roßgraben-Subformation, d. h. sie wird zum überwiegenden Teil von dickbankigen S<sub>3</sub>-Turbiditen aufgebaut, die im Top manchmal in „klassische“ Turbidite mit Bouma-Zyklen übergehen. Die in der liegenden Ahornleitengraben-Subformation häufigen Kalkmergel fehlen fast vollständig. Das Verhältnis von Psammiten zu Peliten ist viel größer als 1. Die Verbreitung der Kotgraben-Subformation scheint auf den Ostteil des Rhenodanubikums beschränkt zu sein, da sie westlich des Steyrtales bislang nicht sicher nachgewiesen werden konnte. Dies steht im Einklang mit den Paläoströmungsrichtungen, die hier auf einen Transport des turbiditischen Materials von Osten nach Westen hinweisen.

Relativ weiche, mittelgraue, turbiditische Tonmergel sind neben den siliziklastischen Sandsteinbänken das Leitgestein der bis zu 800 m mächtigen **Acharting-Subformation**, die ihre Typlokalität nördlich von Salzburg hat. In diesem Profilabschnitt kommen auch matrixreiche Sandsteine vor, die rasch verwittern und dann kaum mehr diagenetisch verfestigt sind („Mürbsandsteine“). Im Obermaastriech treten einige wenige in die Schichtfolge eingeschaltete Kalkmikritbänke auf, die bis 0,5 m mächtig werden können. Die jüngsten Anteile der Acharting-Subformation, und damit der Altlenzbach-Fm., konnten auf Blatt Gmunden (ÖK 66) südlich von Aurach am Hongar, im Grabeneinschnitt östlich des Weilers Halbmoos in 520 m Seehöhe gefunden werden, wo mit der *Discoaster multiradiatus*-Zone (NP9) des Thanetium, die jüngste paleozäne Zone des kalkigen Nannoplanktons gefunden wurde (EGGER, 1993c). Ein weiteres schönes Paleozänvorkommen wurde im Unterlauf des Miglbaches bei Weyregg entdeckt, und zwar knapp südlich der Straßenabzweigung nach Schöbering, wo kalkiges Nannoplankton die *Chiasmolithus danicus*-Zone (NP3) des höheren Danium belegt (EGGER, 1992b).

Die **Anthering-Formation** (unteres Ypresium) wurde von EGGER (1995) definiert. Sie tritt von Salzburg bis ins westliche Niederösterreich hinein auf und verzahnt weiter östlich mit der Greifenstein-Fm. Die Unterkante der Anthering-Fm. liegt an der Paleozän/Eozän-Grenze im oberen Teil der *Discoaster multiradiatus*-Zone, die jüngsten bisher bekannten Anteile stammen aus der *Discoaster binodosus*-Zone. Auf Blatt

Strasswalchen (ÖK 64) wurde ein kleines, in Oberösterreich gelegenes Vorkommen der Anthering-Fm. im Graben bei Schafleiten am östlichen Blattschnitt irrtümlich zur Altlangbach-Fm. gestellt (EGGER & VAN HUSEN, 2009). Dort treten schlecht aufgeschlossene turbiditische Mergelsteine und hemipelagische Tonsteine des basalen Eozän (Nannoplanktonzone untere NP10) auf. In die Hemipelagite

schalten sich einzelne hell anwitternde Lagen von reinem Smektit ein (Bentonite), die als vulkanische Aschenlagen interpretiert werden (siehe EGGER et al., 2000; 2005; EGGER & BRÜCKL, 2006). Aus Maßstabsgründen konnte dieses kleine Vorkommen in der vorliegenden Karte nicht berücksichtigt werden.

#### 184 Rhenodanubische Gruppe i. Allg.

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 Millionen Jahren. Es handelt sich dabei um karbonatische und si-

liziklastische Turbiditabfolgen mit Einschaltungen von hemipelagischen Tonsteinen. Letztere belegen, dass der Ablagerungsraum der Rhenodanubischen Gruppe während der gesamten Zeit der Sedimentation unterhalb der Calcitkompensationstiefe lag, also in einer Wassertiefe von mehr als 3000 m.

### 4.3.2. Ybbsitzer Klippenzone

Der Name Ybbsitzer Klippenzone wurde von SCHNABEL (1979) für ein Äquivalent der St. Veiter Klippenzone (PREY, 1973, 1975) 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.

#### 183 Ophiolith; Mitteljura – Unterkreide

*Metabasalt, z. T. mit Pillow-Strukturen, Serpentin*

Umgewandelte ultramafische Gesteine kommen als tektonische Späne an der Basis der oberösterreichischen Kalkalpen an mehreren Stellen vor. Das größte Vorkommen ist der von SOLOMONICA (1934) entdeckte Serpentin bei Feichtbauer im Pechgrabengebiet (ca. 1 km westlich des Buch-Denkmal), der sich im Streichen etwa 120 m weit verfolgen lässt (EGGER, 1986). ZIRKL (1955) gibt eine petrographische Beschreibung dieser Serpentine und Ophicalcite, die eine Maschenstruktur wie bei Olivinfelsen und Pseudomorphosen nach einem Mineral mit vollständiger Spaltbarkeit (Diagenese oder Bronzit) erkennen lassen. An Erzen tritt Chromit und Magnetit auf. Ähnliche Gesteine kommen auch im Kremstal vor (BAUER, 1955).

In vergleichbarer tektonischer Position wie im Pechgraben und im Kremstal treten Ophikarbonate auch im Grünauer Halbfenster im Liegenden der Gutenstein-Fm. (siehe Nr. 143, 142) des Dachskopfs auf (EGGER, 2007a). Der Boden

über diesen Gesteinen ist intensiv braunrot gefärbt. Als Rollstücke in einem angrenzenden Bachbett wurden Serpentine mit blasigen (variolithischen) Oberflächenstrukturen beobachtet, die auf das Vorhandensein von Pillowlaven hindeuten. Zwei weitere kleinere Vorkommen von Ophikarbonaten im Grünauer Halbfenster fanden sich östlich des Loskogels und nördlich des Hinteren Krahngrabens.

Serpentine 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 südenninischen St. Veiter Klippenzone gerechnet werden, die auf dem Kartenblatt auch in der Umgebung des bereits in Niederösterreich gelegenen Ybbsitz vorkommt. Auch von dort sind Serpentine und ein Aufschluss von Pillowlaven bekannt geworden (SCHNABEL, 1979).

#### 182 Radiolarit, Kieselkalk, Kieselschiefer, Aptychenkalk; Mitteljura – Unterkreide

Eine detaillierte Darstellung der mitteljurassischen bis neokomen Schichtfolge der Ybbsitzer Klippenzone wird von DECKER (1990) gegeben. Die Abfolge setzt mit der bis zu 30 m mächtigen **Rotenberg-Formation** ein. Ihr unterer Abschnitt wird von dünnbankigen grauen **Radiolariten** gebildet, die manchmal hydrothermale Eisen-Mangan-Vererzungen aufweisen. Gegen das Hangen-

de folgen rote Radiolarite, die in Calcipionellen führende Mikritkalke des Barremium (Fasselgraben-Fm.) übergehen, in denen auch rhythmische Wechsellagerungen von Kalkbänken und Mergellagen vorkommen. Für die Fasselgraben-Fm. kennzeichnend sind auch zentimeterdicke siliziklastische Turbidite und karbonatreiche Feinbrekzienlagen.

## 181 Ybbsitzer Flysch i. Allg.; Unterkreide – Cenoman

*Flysch; Kalksandstein und Mergelstein, gebankt, grau, z. T. bunt*

Die Turbiditabfolge der Ybbsitzer-Klippenzone wird von HOMAYOUN & FAUPL (1992) beschrieben. Die Abfolge setzt sich aus den Glosbach-Schichten (kieselig-mergelige Kalksiltite bis feinkörnige Kalksandsteine im Wechsel mit kieseligen Tonstein-Tonmergellagen der tieferen Unterkreide), den Haselgraben-Schichten (schwarze

kieselige Tonsteine mit kieseligen Kalksandsteinbänken und vereinzelt Feinbrekzienlagen des Albium) und den Ybbsitzer Schichten (siliziklastische Sandsteinturbidite mit geringmächtigen Tonsteinzwischenlagen des Cenomanium bis Coniacium) zusammen.

## 4.4. Ostalpin

Das Ostalpin ist ein aus kristallinen Gesteinen sowie aus paläozoischen und mesozoischen (Meta-)Sedimenten aufgebauter Deckenstapel. Die Gesteine des heutigen Ostalpins lagen nach der Öffnung des Penninischen Ozeans im mittleren Jura am nördlichen Rand der Adriatischen (Apulischen) Platte, welche sich ab dem Perm von der Hauptmasse der Afrikanischen Platte zu lösen begonnen hatte (HANDY et al., 2010). Im Zuge des Alpidischen Ereignisses wurde das Ostalpin in der Kreide vom Mantel abgetrennt und zu einem komplexen Deckenstapel geformt. Dieser Deckenstapel bildete einen Orogenkeil, der in weiterer Folge gegen Nordwesten auf die Penninischen Decken aufgeschoben wurde. Das Ostalpin lässt sich in ein Unter- und Oberostalpin gliedern (SCHMID et al., 2004; FROITZHEIM et al., 2008).

Auf dem aktuellen Kartenblatt sind nur Einheiten des Oberostalpins vorhanden. Das Oberostalpin ist ein Deckenstapel, der sich durch Subduktions- und darauffolgende Extrusionsprozesse in der Kreide (während des Eoalpidischen Ereignisses) bildete. Später, im Paläogen, während der Subduktion des Penninischen Ozeans, war das Oberostalpin Teil der tektonischen Oberplatte. Im Gegensatz dazu gerieten die Decken des Unterostalpins während der Schließung des Penninischen Ozeans in die Subduktionszone, wo sie unterschiedlich tief versenkt wurden und in weiten Bereichen eine Metamorphose in Sub-Grünschieferfazies bis unterer Grünschieferfazies erlebten (OBERHÄNSLI, 2004). Das Oberostalpin lässt sich in Deckensysteme gliedern, von denen mehrere auf dem aktuellen Kartenblatt vertreten sind.

### 4.4.1. Silvretta-Seckau-Deckensystem

R. SCHUSTER

Das Silvretta-Seckau-Deckensystem (SCHMID et al., 2004; = Schladming-Seckau-Deckensystem in PESTAL et al., 2009, und im Profil des vorliegenden Kartenblattes) ist die tektonisch tiefste Einheit des Oberostalpins. Es überlagert das Unterostalpin und wird am vorliegenden Kartenblatt im Bereich der Rottenmanner Tauern im Norden von den Decken der Grauwackenzone und im Süden vom Koralmpe-Wölz-Deckensystem überlagert.

Die Decken des Silvretta-Seckau-Deckensystems bestehen aus bis zu mehrere Kilometer mächtigen kristallinen Gesteinen und auflagernden postvariszischen (jungpaläozoischen und mesozoischen Meta-)Sedimenten. Die Letztgenannten finden sich zumeist am Nordrand der Decken und fallen gegen Norden ein. In einigen Gebieten, wie beispielsweise in den Schladminger Tauern, sind die Stirnbereiche der Decken überkippt oder die Decken sind invertiert. Die Paragesteine des Silvretta-Seckau-Deckensystems sind vorwiegend Biotit-Plagioklasgneise, die manchmal auch Hornblende führen und bereichsweise migmatisch sind. Selten treten Alumosilikat führende Glimmerschiefer und Glimmerquarzite auf, Marmore und Kalksilikatgesteine gelten als rare Besonderheiten. Amphibolite und Bänderamphibolite sind in einigen Abschnitten des Deckensystems in größeren zusammenhängenden Vorkommen vertreten, mit diesen Verbunden treten bereichsweise auch Metagabbros und in unterschiedlichem Maße serpentinierte Ultrabasite auf. Weit verbreitet sind saure bis intermediäre Plutonite in Form von Granit- bis Granodioritgneisen, welche auch Augentexturen zeigen (BECKER, 1980; METZ, 1980; NEUBAUER, 1988). Alle magmatischen Gesteine sind heterogen auf verschiedene Gesteinskomplexe verteilt, welche zum Teil aber noch nicht klar definiert und gegeneinander abgegrenzt sind. Nach NEUBAUER et al. (2002) sind die Orthogesteine im Zuge von Kollisions-, Subduktions- und Riftingprozessen, die vom späten Proterozoikum bis ins Ordovizium aktiv waren, hervorgegangen. Ein Teil der Plutonite im östlichen Teil des Silvretta-Seckau-Deckensystems intrudierte aber wahrscheinlich

während des Variszischen Ereignisses und für bestimmte Metagabbros und Pegmatite in den westlichen Anteilen sind permische Intrusionsalter belegt (GRUBER et al., 2010).

Die auflagernden (Meta-)Sedimente setzen möglicherweise schon im obersten Karbon, sicher aber im Perm ein. Ihre stratigraphische Reichweite nach oben ist tektonisch begrenzt. In den Ostalpen reicht sie im Osten oft nur ins Perm oder in die Untertrias, ganz im Westen, im Montafon erkennt man, dass die Lechtal-Decke des Bajuvarischen Deckensystems mit der Silvretta-Decke in Zusammenhang steht. Daher wird generell angenommen, dass die mesozoischen Sedimente des Bajuvarischen Deckensystems einmal auf dem Silvretta-Seckau-Deckensystem beheimatet waren (BERTLE et al., 1979; MOSTLER, 1972b; SPIESS, 1985; NOWOTNY et al., 1993).

Die prä-oberkarbonen Gesteine des Silvretta-Seckau-Deckensystems erfuhren eine variszische Metamorphose, die in weiten Bereichen amphibolitfazielle Bedingungen erreichte. Weiters finden sich in der Silvretta-Decke und in der Gaaler Schuppenzone am Hochgrössen Eklogite, für die Alter von 400–340 Ma (LADENHAUF et al., 2001; FARYAD et al., 2002) angegeben werden. Typische Abkühlalter nach dem Höhepunkt der variszischen Metamorphose liegen im Westen, in der Silvretta-Decke zwischen 315 und 295 Ma (SCHUSTER et al., 2001a) im Osten, in der Troiseck-Decke aber bei 370–360 Ma (HANDLER, 1994; SCHUSTER et al., 2001b).

Das eoalpidische Metamorphoseereignis führte in den prä-oberkarbonen Gesteinen zu einer retrograden Überprägung, während die postvariszischen Sedimente eine prograde Prägung erfuhren. Die Einheiten des Silvretta-Seckau Deckensystems wurden davon unterschiedlich stark erfasst: So blieben die Temperaturen im Westen in der Silvretta-Decke unter 300 °C, während sie in den Decken im Bereich der Seckauer Tauern und der Gleinalpe auch amphibolitfazielle Bedingungen erreichten (OBERHÄNSLI et al., 2004).

Im Bereich des Kartenblattes baut das Silvretta-Seckau-Deckensystem das Bösensteinmassiv in den Rottenmanner Tauern und den Nordrand der Seckauer Alpen auf. Es setzt sich dort aus der Bösenstein-Pletzen-Decke und der Gaaler Schuppenzone zusammen.

#### 4.4.1.1. Bösenstein-Pletzen-Decke

Der Begriff Bösenstein-Pletzen-Decke bezeichnet die tiefere Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems. Die Decke ist in der südöstlichen Ecke der vorliegenden Karte in den Rottenmanner Tauern und in den Seckauer Alpen vertreten. Sie wurde durch die im Miozän aktive Palten-Störung in zwei Teile zerschnitten. Aufgebaut wird die Decke von kristallinen Gesteinen des Seckau-Komplexes (siehe Nr. 180, 179, 178) und von permisch bis untertriassischen Metasedimenten der Rannach-Fm. (siehe Nr. 177), die mit dem Seckau-Komplex transgressiv verbunden sind.

Zwei Rb-Sr-Muskovitalter aus dem östlichen, nicht auf dem vorliegenden Kartenblatt auftretenden Teil der Decke ergaben variszische Alterswerte um 330 Ma, solche für Biotit lieferten eoalpidische Werte um 75 Ma. Ein K-Ar-Muskovitalter von 105 Ma wird als eoalpidisch nahezu komplett neu eingestellter Alterswert interpretiert. Das spricht für eoalpidische Temperaturen von über 350 °C aber unter 500 °C (SCHARBERT, 1981).

##### 180–178 Seckau-Komplex

180 Hornblendegneis, Amphibolit

179 Orthogneis (vorwiegend granitisch), Migmatit

178 Paragneis i. Allg., Plagioklasgneis

Der Seckau-Komplex wird zu 70 % aus verschiedenen Orthogneisen aufgebaut, dazu kommen untergeordnet Paragneise sowie Hornblendegneise und Amphibolite. Die **Orthogneise** (Nr. 179) stammen aus hohen Intrusionsniveaus und zeigen scharfe Kontakte zu den Nebengesteinen. Der Großteil ist aus I-Typ-Granodioriten und Tonaliten mit kalk-alkalischer Signatur hervorgegangen (SCHERMAIER et al., 1997). Daneben finden sich Intrusionskörper mit Affinität zu A-Typ-Graniten, wie z. B. der Augengneis von Seitenstall im Strechental des Bösensteinmassivs. Weiters sind leukokrate Granitgneise und Augengneise mit S-Typ-

Signatur vorhanden. Bei dem Orthogneiszug nördlich von Oppenberg handelt es sich nach METZ (1980) um einen feldspatreichen, mittel- bis grobkörnigen Granitgneis mit Biotit und Muskovit in wechselndem Verhältnis. Angaben über das Intrusionsalter der Granitoide sind spärlich. Zwei Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronen, welche an leukokraten Granitgneisen gemessen wurden, ergaben  $354 \pm 16$  Ma und  $432 \pm 16$  Ma (SCHARBERT, 1981). Diese belegen zwar eine präalpidische Kristallisation der Granitoide im Zeitintervall vom Ordovizium bis ins Karbon, lassen aber keine genaueren geodynamischen Aussagen zu.

Bei den **Paragneisen** (Nr. 178) des Seckau-Komplexes handelt es sich um Biotit-Plagioklasgneise, die bisweilen migmatisch sind. Im Bereich des Bösensteinmassivs der Rottenmanner Tauern ist aber auch eine Varietät entwickelt (der Engelsberggneis), die von METZ (1980) als Chlorit-Epidotgneis bezeichnet wurde. Es handelt sich um feinkörnige, gut geschieferte, meist graugrün gefärbte Gesteine. Sie enthalten neben Quarz und Plagioklas kleine Granat-

kristalle, die während der amphibolitfaziellen variszischen Metamorphose gewachsen sind. Als Ausdruck ihrer grünschieferfaziellen alpidischen Überprägung führen sie Chlorit und Epidot. Auffällig ist auch das reichliche Auftreten von Allanit (Orthit; WIESENER, 1969). Im Bereich des Schüttkogels sind in diesen Gesteinen **Hornblendegneise** und **Amphibolite** (Nr. 180) eingelagert.

#### 177 Rannach-Formation; Perm – Untertrias

*Quarzreicher Phyllit z. T. mit Chloritoid; Quarzit, Metakonglomerat, Marmorlinsen*

Die Rannach-Fm. geht auf den Begriff Rannachkonglomerat bei VACEK (1890) zurück. Dieser deutete Metakonglomerate im Rannachgraben südlich von Mauthern als Transgressionskonglomerat auf den darunterliegenden Gneisen des Seckau-Komplexes. In weiterer Folge wurde der Begriff auf vielerlei Weise erweitert und verwässert, ehe er durch METZ (1940) als „Rannachserie“ neu gefasst wurde. Nach dieser Neufassung werden darunter klastische Metasedimente verstanden, deren Ausgangsgesteine im Perm und in der Untertrias auf dem „Seckauer-Kristallin“ abgelagert wurden. Es handelt sich um Äquivalente des Alpenen Verrucano und des Semmering-Quarzites (METZ bzw. TOLLMANN in KUEHN, 1962).

Die **Rannach-Formation** baut sich aus Metakonglomeraten und damit verbundenen Serizitschiefern sowie Se-

rizit führenden Quarziten auf. Die Metakonglomerate finden sich nur an der Basis der Abfolge. Bei den deutlich rekristallisierten und oft deformierten Geröllen handelt es sich fast ausschließlich um Quarz. Die Serizitschiefer und Quarzite erscheinen in frischem Bruch weiß, grünlich oder hellgrau. Serizit bildet auf den Bruchflächen silbrig glänzende Häute und gelegentlich weisen die Gesteine einen gewissen Karbonatgehalt auf. Häufig auftretende, rostige Punkte sind auf verwitterte Pyrit- oder Magnetitkristalle zurückzuführen. Weiß anwitternde Plagioklaskörner sind überwiegend als detritäre Feldspate zu erklären (METZ, 1980). Nur im Dünnschliff ist Chloritoid und Chlorit zu erkennen (FARYAD & HOINKES, 2001). Vereinzelt finden sich in der Rannach-Fm. dünne Lagen und Linsen aus unreinen Marmoren.

#### 4.4.1.2. Gaaler Schuppenzone

Die Gaaler Schuppenzone entwickelte sich aus dem Silvretta-Seckau-Deckensystem des Gleinalpe-Gebietes (METZ, 1971). Dort lässt sich nach BECKER (1980) ein tieferer überwiegend aus Para- und Orthogneisen („Ammering-Serie“) bestehender Anteil von einem höheren Anteil („Gleinalm-Kernserie“ und „Speikserie“) abtrennen, der von Hornblendegneisen und Amphiboliten dominiert wird. In der Gaaler Schuppenzone setzen sich die Lithologien des hangenden Anteils (Speik-Komplex, siehe Nr. 176–173) gegen Nordwesten hin fort. Dieser besteht hauptsächlich aus Amphiboliten und Hornblende führenden Paragneisen, im Bereich des Hochgrössen finden sich aber auch Serpentinite, Metagabbros und Eklogitamphibolite. In den südlicheren Anteilen der Gaaler Schuppenzone sind vielleicht auch Gesteine enthalten, welche in der Gleinalpe im Liegenden des Speik-Komplexes auftreten. Reste einer permotriassischen Bedeckung sind in Form der Rannach-Fm. (siehe Nr. 172) vorhanden. Diese finden sich sowohl im Kontakt zur unterlagernden Bösenstein-Pletzen-Decke als auch gegen das hangende Koralmpe-Wölz-Deckensystem. Diese Schürflinge belegen, dass es sich bei der Gaaler Schuppenzone um eine tektonische Einheit handelt, welche sich während des Eoalpidischen Ereignisses gebildet hat.

Über die interne Struktur und Deformation der Gaaler Schuppenzone ist wenig bekannt. So gibt es aus dem Bereich des Hochgrössen zwar einige geologische Karten, es ist jedoch nur schwer möglich, diese an eine moderne Topographie anzupassen, und sie zeigen auch deutliche Unterschiede zueinander. Die Darstellung auf dem Kartenblatt GÖK 200 Oberösterreich folgt der Skizze in WIESENER (1969). Nach diesem Autor bildet der große Serpentinikörper nördlich des Hochgrössen-Gipfels eine enge Synform. An der Basis des Serpentinites, im Kontakt zu Paragesteinen ist über weite Strecken ein Eklogitamphibolitzug vorhanden. Nach METZ (1971) ist der Serpentinikörper in sich geschuppt und die Eklogitamphibolite liegen an Bewegungsflächen innerhalb des Serpentinites (FARYAD et al., 2002). Eine weitere kleine Serpentinischolle findet sich im hintersten Streichenbachtal.

Ein weiterer Serpentinikörper, der in Verbindung mit Hornblende führenden Gneisen und Metasedimenten der Rannach-Fm. steht, findet sich zudem im Bereich des Lärchkogels südwestlich von Trieben. Auch diese Gesteine gehören zur Gaaler Schuppenzone, die hier in einem Fenster unter der Grauwackenzone hervortritt (RATSCHBACHER, 1983).

Von FARYAD & HOINKES (2003) an Metasedimenten der Rannach-Fm. ermittelte Bedingungen für die eoalpidische Metamorphose aus dem Bereich des Hochgrössen liegen bei ca. 520 °C und 0,8 GPa, für die angrenzenden Paragneise wurden 550 °C bei 0,9 GPa ermittelt.

#### 176–173 Speik-Komplex

176 Paragneis

175 Serpentin

174 Eklogitamphibolit (Hochgrössen)

173 Hornblendegneis, Amphibolit, Aplitgneis

Der **Speik-Komplex** ist nach dem Speikkogel (1993 m), einem Gipfel der Stubalpe, benannt. In seinem Typusgebiet besteht er zum größten Teil aus verschiedenen Amphiboliten. Recht häufig sind auch Serpentine und Ultramafite (Orthopyroxenite, Harzburgite, Dunite), welche vor allem an der Basis der Einheit auftreten, während Marmore, Glimmermarmore und Glimmerschiefer in den hangenden Anteilen vertreten sind. Ein aus Augengneisen bestehender, mächtiger Gesteinszug ist ein bedeutender, über viele Zehnerkilometer verfolgbarer Leithorizont (BECKER, 1980, 1981; METZ, 1980; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984b; NEUBAUER, 1988). Die Hauptmasse der Amphibolite ist in Form von „Bänderamphiboliten“ entwickelt. In diesen wechsellagern im cm- bis m-Bereich helle plagioklas- und quarzreiche mit dunklen hornblendereichen Lagen. Daneben treten Granatamphibolite und feingeschieferter, feldspatarme Amphibolite meist als zehnermetermächtige Linsen in Erscheinung.

Die am vorliegenden Kartenblatt gelegenen, nördlichsten Anteile des Speik-Komplexes werden, neben untergeordnet auftretenden **Paragneisen** (Nr. 176), vor allem von „**Bänderamphiboliten**“ (Nr. 173) und damit verbundenen Hornblende führenden Plagioklasgneisen aufgebaut. Letztere sind hellgrau bis graugrün, fein- bis mittelkörnig und gut geschiefert. Südlich des Hochgrössen finden sich auch flaserige Typen mit dynamisch rekristallisierten Plagioklas-

und Mikroklin-Aggregaten, unregelmäßig diffus im Gestein verteilter feiner Hornblende und zum Teil auch etwas Granat (METZ, 1980). Die **Serpentine** (Nr. 175) des Hochgrössen sind aus Harzburgiten und Duniten hervorgegangen. Sie enthalten reliktsch Olivin und Chromspinell sowie Antigorit, Forsterit, Diopsid und Tremolit als Produkte der metamorphen Überprägungen (EL AGEED, 1979; PUHL, 2000). Die **Eklogitamphibolite** am **Hochgrössen** (Nr. 174) führen selten Eklogitrelikte mit einem Mineralbestand aus Granat, Omphazit, Amphibol, Rutil/Ilmenit und Zoisit. Die retrograd überprägten Typen bestehen großteils aus Albit-Diopsid- oder Albit-Amphibol-Symplektiten (FARYAD et al., 2002). Die lagigen Amphibolite des Speik-Komplexes sollen aus basaltischen und dazitischen Vulkaniten und vulkanogenen Sedimenten hervorgegangen sein (FRANK et al., 1976). Der gesamte Komplex wird von NEUBAUER et al. (1989) als prä-silurischer *back arc basin*-Ophiolith mit einer subduktionsbezogenen Komponente interpretiert. Basierend auf geochemischen Untersuchungen der Ultramafite sollen diese aus einem *supra subduction* Regime stammen und ein spätproterozoisches Alter von ca. 750 Ma aufweisen (MELCHER et al., 2002). Für den Augengneis ergab sich, basierend auf einer Rb-Sr-Gesamtgestein-Erorchrone, ein Alterswert von  $331 \pm 25$  Ma (FRANK et al., 1981). Dieser Alterswert fällt ins Karbon, in den Zeitraum des Variszischen Ereignisses.

#### 172 Rannach-Formation; Perm – Untertrias

Quarzreicher Phyllit z. T. mit Chloritoid; Quarzit

Die **Rannach-Formation** (Nr. 172) der Gaaler Schuppenzone zeigt eine idente Ausbildung wie die Rannach-Fm. in

der Bösenstein-Pletzen-Decke, für nähere Informationen siehe daher Legendennummer 177.

### 4.4.2. Koralpe-Wölz-Deckensystem

R. SCHUSTER

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem überlagert in den Niederen Tauern das Silvretta-Seckau-Deckensystem, während es im Süden, außerhalb des vorliegenden Kartenblattes, unter dem Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem liegt (SCHMID et al., 2004).

Es umfasst einige bis zu mehrere Kilometer mächtige, aus kristallinen Gesteinen bestehende Komplexe, die sich durch ihre unterschiedlichen Lithologien voneinander trennen lassen. Einerseits haben alle diese Einheiten während des Eoalpidischen Ereignisses eine interne penetrative Deformation erfahren, andererseits müssen die Grenzflächen zwischen ihnen als Deckengrenzen aufgefasst werden, da sich an diesen größere Unterschiede im Metamorphosegrad abzeichnen, welche nur durch deutliche Relativbewegungen zu erklären sind. Generell nimmt die eoalpidische Metamorphoseprägung innerhalb des Koralpe-Wölz-Deckensystems von der Grünschieferfazies in den basalen Einheiten im Norden bis zu eklogitfaziellen Bedingungen in den zentralen Teilen zu. Vom zentralen Teil bis in die tektonisch hangendsten Anteile ist wieder eine Ab-



nahme der eoalpidischen Metamorphosebedingungen bis zur Grünschieferfazies festzustellen. Strukturprägung und Metamorphosezonierung kennzeichnen das Koralmpe-Wölz-Deckensystem als metamorphen Extrusionskeil (FROITZHEIM et al., 2008).

Über das stratigraphische Alter der Komplexe, welche das Koralmpe-Wölz-Deckensystem aufbauen, liegen derzeit keine detaillierten Daten vor. Generell sind diese aber reich an Metapeliten, welche je nach Metamorphosegrad als Phyllite, Granatglimmerschiefer oder Alumosilikat führende Gneise vorliegen. Manche Einheiten enthalten bunte Abfolgen mit Marmoren, Amphiboliten und Quarziten. Basierend auf Sr-Isotopendaten stammen die Karbonate aus mehreren Zeitintervallen und zumindest ein Teil davon sollte im Devon abgelagert worden sein (PUHR et al., 2009). In mehreren Einheiten des Koralmpe-Wölz-Deckensystems, im Westen und Norden des Verbreitungsgebietes, sind Belege oder Hinweise auf ein magmatisches Ereignis im Ordovizium, in Form von sauren Orthogneisen (SCHULZ et al., 2004) und Metatuffitlagen vorhanden. Weit verbreitet finden sich permische Metagranite und Metapegmatite. Die Intrusion der permischen Magmatite erfolgte zeitgleich mit einer temperaturbetonten permischen Metamorphose (SCHUSTER et al., 2001b). Diese erreichte in größeren Bereichen die obere Grünschiefer- oder Amphibolitfazies mit lokaler Anatexis und führte in den verschiedenen Einheiten zur Bildung von Granat, Staurolith, Andalusit oder Sillimanit. Das heutige Erscheinungsbild der Gesteine ist weitgehend durch die eoalpidische Metamorphose- und Strukturprägung bedingt. Im Zuge des druckbetonten Eoalpidischen Ereignisses wurden, wie oben erwähnt, Bedingungen der Grünschiefer- bis Eklogitfazies erreicht, wobei eine positive Korrelation der permischen und kretazischen Metamorphoseintensitäten zu beobachten ist (SCHUSTER et al., 2004).

Die Einheiten des Koralmpe-Wölz-Deckensystems beinhalten keine permomesozoischen (Meta)Sedimente. Vermutlich bildeten sie aber die Basis von permomesozoischen Sedimentfolgen, welche heute große Teile des Juvavischen und Tirolischen Deckensystems aufbauen.

Die Entwicklung des Koralmpe-Wölz-Deckensystems im Zuge des Eoalpidischen Ereignisses lässt sich wie folgt skizzieren: Ab der Unterkreide wurde die ehemals vorhandene permomesozoische und teilweise auch eine paläozoische Sedimentbedeckung von den Gesteinseinheiten des heutigen Koralmpe-Wölz-Deckensystems abgeschert. Die Einheiten wurden im eoalpidischen Subduktionskanal versenkt und dabei metamorph überprägt. Während des Metamorphosehöhepunktes im Turon (ca. 92 Ma, THÖNI, 2006) wurden dabei in manchen Teilen eklogitfazielle Bedingungen erreicht. Danach wurden die Einheiten vom Mantel abgeschert und als Extrusionskeil exhumiert. Sie kühlten noch in der Oberkreide ab. Im Zuge der Extrusion wurden die östlich des Tauernfensters gelegenen Teile NW-gerichtet auf das Silvretta-Seckau-Deckensystem geschoben und die überlagernden Deckensysteme gleichzeitig gegen SE abgeschoben (FROITZHEIM et al., 2008).

Im Bereich des Kartenblattes treten die Einheiten des Koralmpe-Wölz-Deckensystems nur im mittleren Abschnitt des südlichen Blattrandes, in den Niederen Tauern, auf. Ausgeschieden sind der Ennstal-Phyllitkomplex und der Wölz-Komplex. Im Folgenden wird davon ausgegangen, dass diese beiden lithostratigraphischen Einheiten auch zwei eoalpidisch entstandene tektonische Einheiten repräsentieren. Die liegende Ennstaler Phyllitzone wird dabei durch den Ennstaler Phyllitkomplex aufgebaut. Darüber lagert eine bisher unbenannte Decke, deren nördlicher Teil aus dem Wölz-Komplex besteht.

#### 4.4.2.1. Decke aufgebaut aus dem Wölz-Komplex

Abgesehen vom Ennstaler Phyllitkomplex wird das Koralmpe-Wölz-Deckensystem im Bereich der Niederen Tauern vor allem von Granatglimmerschiefern mit Einschaltungen von Marmoren, Amphiboliten und Quarziten aufgebaut. Bestimmte Teile sind durch das Auftreten von Pegmatitgneisen gekennzeichnet, während ansonsten saure Orthogneise fehlen (TURNER, 1958; METZ, 1980). Bei Kartierungen im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme konnten in den letzten Jahren, aufgrund des räumlich begrenzten Auftretens charakteristischer Lithologien, verschiedene Komplexe erkannt und abgetrennt werden. Derzeit ist diese Abgrenzung der Einheiten in den Niederen Tauern noch nicht flächendeckend durchgeführt, die nördlichen, auf dem vorliegenden Kartenblatt befindlichen Teile der Glimmerschiefer gehören aber allesamt dem Wölz-Komplex an.

Der Wölz-Komplex baut große Teile einer bisher noch unbenannten Decke auf, die mehrere Kilometer mächtig ist. Diese überlagert im Nordosten, im Bereich des Bösensteinmassivs, die Gaaler Schuppenzone

des Silvretta-Seckau-Deckensystems. Die nordwestliche Begrenzung der Decke zu den Phylliten und Grünschiefern des Ennstaler Phyllitkomplexes ist derzeit nicht eindeutig festgelegt. Nach älteren Arbeiten, die von großtektonischen Überlegungen beeinflusst waren, handelt es sich um eine Deckengrenze innerhalb einer breiten Diaphthoresezone mit N-gerichtetem Überschiebungssinn, an welcher der Ennstaler Phyllitkomplex den Wölz-Komplex überlagern soll. Da es in der Diaphthoresezone zu einer Angleichung der Gesteine gekommen sein soll, ist die Grenze schwer fassbar. Sie wurde daher bevorzugt an Marmoreinschaltungen gelegt, welche daraufhin teilweise als Deckenscheider aus triassischen Karbonaten interpretiert wurden (METZ, 1980; TOLLMANN, 1977). Neuere petrologisch und strukturgeologisch orientierte Bearbeitungen zeichnen ein anderes Bild (PEER, 1988; ABART & MARTINELLI, 1991). In diesen Arbeiten 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 Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes handelt. Weiters ist festzuhalten, dass die generell gegen Norden einfallende dominante Schieferung nicht den stofflichen Lagenbau widerspiegelt. Daher kann man aus der Lage der Schieferung nicht schließen, dass der Ennstaler Phyllitzone eine hangende Position gegenüber jener Decke zukommt, welche im Norden durch den Wölz-Komplex aufgebaut wird. Vielmehr entsteht der Eindruck, dass der Wölz-Komplex gegen Norden über die Phyllite aushebt (METZ, 1979; MANDL & MATURA, 1995). Im Süden liegt die Begrenzung der aus dem Wölz-Komplex bestehenden Decke außerhalb des Ausschnittes des vorliegenden Kartenblattes. Diese Begrenzung wird einerseits durch eine kretazische Deckengrenze zu einem überlagernden Deckenkörper, der aus dem Rappold-Komplex besteht, und andererseits durch jüngere, steilstehende Störungszonen gebildet.

#### 171–168 Wölz-Komplex

171 Amphibolit und Hornblende führender Glimmerschiefer, Garbenschiefer

170 Mölbegg-Marmor, Sölker Marmor, Gumpeneck-Marmor

169 Graphitischer Glimmerschiefer

168 Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, z. T. mit Staurolith und Disthen

Der **Wölz-Komplex** besteht aus z. T. quarzischen Glimmerschiefern und Granatglimmerschiefern, untergeordnet sind auch Paragneise, Marmore, Quarzite und Metabasite vertreten. Die **Glimmerschiefer** bzw. **Granatglimmerschiefer** (Nr. 168) sind durch einen Mineralbestand aus Hellglimmer, Quarz, etwas Albit und Chlorit sowie gelegentlich auch durch mäßige Biotit-Gehalte gekennzeichnet. Quarzmobilisate sind in Form von kurz anhaltenden, verfalteten Lagen oder unregelmäßig geformten Aggregaten vorhanden. Oft stellen sie nur mehr die Scheitelbereiche ehemaliger Isoklinalfalten dar, was auf eine intensive polyphase Deformation hindeutet. Die Gesteine brechen insgesamt eher grob bis blockig. Von Norden gegen Süden lassen sich verschiedene Typen von Granatglimmerschiefern unterscheiden: Ganz im Norden, an der Grenze zum Ennstaler Phyllitkomplex, sind sie sehr feinschuppig und führen entweder gar keinen oder nur einzeln Granat (<3 mm), der anhand seiner kontinuierlichen chemischen Zonierung nur eine Wachstumsphase erkennen lässt. Gegen Süden nehmen die Häufigkeit und die Größe der Granate in den Glimmerschiefern zu. Die zumeist idiomorphen Kristalle sind bereichsweise über 1 cm groß, lokal, wie in einigen Lokalitäten im Donnersbachtal, erreichen sie sogar Durchmesser bis zu 5 cm. Entlang des Hauptkammes finden sich in den dortigen Granatglimmerschiefern immer wieder Staurolith und Disthen (Kyanit) als zusätzliche wichtige Indexminerale. Ein besonderer Typ zeigt Granatporphyroblasten, die als 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 calciumarmen Kern und einem klar abgegrenzten Rand (SCHIMANA, 1984; SCHUSTER et al., 2001b; FARYAD & HOINKES,

2003; GAIDIES et al., 2006; BESTEL et al., 2009). Es handelt sich offensichtlich um zwei unterschiedlich alte Granatgenerationen.

Am Zinkenkogel, südlich des Bösensteinmassivs ist ein Bereich mit **graphitischen Glimmerschiefern** (Nr. 169) ausgeschieden. Diese unterscheiden sich nur durch ihre graue bis schwarzgraue Färbung, die auf einem wechselnden Graphitgehalt beruht, von den oben beschriebenen Glimmerschiefern.

Innerhalb des Wölz-Komplexes lassen sich verschiedene **Marmore** (Nr. 170) unterscheiden. In den nördlichen Anteilen sind zumeist kleine, bis maximal hundert Meter mächtige Schollen und Linsen von feinkörnigen, oft hellgrau oder gelblich gefärbten, manchmal auch grau-gebänderten Kalk- und Dolomitmarmoren anzutreffen. Diese zeigen nach METZ (1980) diffuse oder lagige Einstreuungen von Quarz und enthalten gelegentlich auch Hornsteinknollen. Sie wurden als Mölbegg-Schuppen bezeichnet und von METZ (1980) als wahrscheinlich triassische Metasedimente („Zentralalpines Mesozoikum“) interpretiert. Bei manchen der Schollen, welche direkt über der Gaaler Schuppenzone lagern, könnte es sich aber genauso gut um karbonate Karbonate der Veitscher Decke handeln oder aber alle diese Marmorlagen gehören einfach in den Verband der Paragesteine des Wölz-Komplexes. Festzuhalten bleibt, dass die Altersstellung dieser Gesteine nicht geklärt ist. Der Marmorzug, welcher sich am Südrand des Kartenblattes vom Sölketal gegen Osten bis über das Donnersbachtal hinaus verfolgen lässt, besteht aus weißem oder bunt (gelblich, grünlich, rosa) gebändertem, gröberspätigem Sölker Kalkmarmor sowie aus grauem, feinkörnigem Gumpeneck-Dolomitmarmor. Die Sölker Marmore enthalten in

unterschiedlichem Maße Quarz, Muskovit und Chlorit als silikatische Beimengungen. Beide Marmortypen zeigen im Streichen wechselnde Anteile, sie sind aber zumeist räumlich miteinander verbunden. Auch von diesen Marmoren ist das Alter nicht bekannt, Sr-Isotopenverhältnisse sprechen aber dafür, dass es sich um prä-devone Ablagerungen handelt (PUHR et al., 2009).

Bei den Metabasiten handelt es sich um **Amphibolite, Hornblende führende Glimmerschiefer** und **Garbenschiefer** (Nr. 171), die oft in Wechsellagerung miteinander stehen. In den nördlichen Anteilen des Wölz-Komplexes sind schwarzgrün gefärbte, hornblendereiche Amphibolite, die aus basaltischen Laven hervorgegangen sind, selten. Zumeist handelt es sich um gut geschieferte Gesteine mit weniger als 45 % Amphibol, wechselndem Quarz- und geringem Plagioklasanteil. Dazu kommt Hellglimmer, etwas Biotit, Chlorit und Epidot. Oft ist ein deutlicher Gehalt an Karbonat vorhanden. Typisch für die Hornblende-garbenschiefer ist das garbenartige Wachstum von grüner Hornblende. Diese bildet bis zu cm-lange Kristalle, die in der prägenden Schieferung der Gesteine gewachsen sind. Für die karbonatischen Hornblendeschiefer werden mergelige Sedimente als Edukte angegeben (METZ, 1980).

Basierend auf geochronologischen Altersdaten entstand die ältere Granatgeneration des Wölz-Komplexes, die in den Glimmerschiefern am Hauptkamm der Niederen Tauern zu finden ist, im Perm um 270 Ma (SCHUSTER et al., 2001b). Die Bildung dieser Granate erfolgte im Zuge einer temperaturbetonten Metamorphose bei ca. 0,4 GPa und 550 °C (GAIDIES et al., 2006; BESTEL et al., 2009). Die Ränder dieser Granatkristalle und die Granate im nördlichen Teil der Einheit kristallisierten während des Eoalpidischen Ereignisses in der Oberkreide um 90 Ma (SCHUSTER et al., 2001b). Wie aus der Verteilung der verschiedenen Glimmerschieferferten zu erkennen ist, nimmt die druckbetonte eoalpidische Metamorphose von Norden gegen Süden zu. Im Norden wurden die Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies erreicht, während für den südlichen Teil amphibolitfaziale Bedingungen von ca. 0,75 GPa bei 560 °C bestimmt wurden (BESTEL et al., 2009). Die Abkühlung nach dem Höhepunkt der eoalpidischen Metamorphose ist durch verschiedene Abkühlalter dokumentiert. K-Ar-Muskovitalter liegen zwischen 90 und 86 Ma und Rb-Sr-Biotitalter ergaben um 80 Ma (HEJL, 1984). Eine späte Heraushebung der Niederen Tauern ist durch Apatit-(*fission-track*-)Alter mit Werten zwischen 20 und 14 Ma belegt (HEJL, 1996, 1997).

#### 4.4.2.2. Ennstaler Phyllitzone

Die Ennstaler Phyllitzone erstreckt sich in E-W-Richtung an den Südabhängen des Ennstales von Schladming bis Irdning. Sie wird vom Ennstaler Phyllitkomplex aufgebaut. Im Norden wird die Ennstaler Phyllitzone über weite Strecken durch die im Tal unter den quartären Ablagerungen befindliche SEMP-Störung (= Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung) begrenzt. Die nordöstliche Begrenzung ist, der Darstellung in METZ (1979) beziehungsweise FLÜGEL & NEUBAUER (1984b) folgend, als Deckengrenze zur überlagernden Norischen Decke der Grauwackenzone dargestellt. Eigene Begehungen lassen aber durchaus Zweifel an dieser Interpretation aufkommen und eine Neukartierung dieses Bereiches erscheint erforderlich. Die ebenfalls nicht eindeutig festgelegte südliche Begrenzung der Ennstaler Phyllitzone gegenüber dem Wölz-Komplex ist in Punkt 4.4.2.1. beschrieben.

##### 167, 166 Ennstaler Phyllitkomplex

167 Grünschiefer

166 Heller Phyllit, örtlich Graphitphyllit

Der Ennstaler Phyllitkomplex wird großteils aus Phylliten und Grünschiefern aufgebaut. Als geringmächtige Einschaltungen sind Marmore, helle Metaporphyroide und Quarzite vorhanden. Die **Phyllite** (Nr. 166) 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** (Nr. 167) bilden bis über 200 m mächtige Körper. Sie brechen stückig und bestehen aus Chlorit, Albit, Quarz und Ilmenit, dazu kommen lokal Epidot, Magnetit, Aktinolith und etwas Karbonat (PESTAL et al., 2009). PRIEWALDER & SCHUHMACHER (1976) konnten aus etlichen teilweise karbonatischen Phylliten Chitinozoen separieren, deren Bestimmung ein Alter zwischen oberstem Ordovizium und Silur ergab. Nach PEER (1988) stammt allerdings ein Teil der untersuchten Gesteine aus den Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes. Dies gilt jedoch nicht für die drei Proben mit den meisten und am besten erhaltenen Fossilien. K-Ar-Datierungen von Hellglimmern aus

dem Ennstaler Phyllitkomplex ergaben Alterswerte von 64 bis 61 Ma (ROCKENSCHAUB, 1986). Diese fallen ins Paläozoän und sind damit im Vergleich zu Abkühlaltern anderer ostalpiner Kristallineinheiten ungewöhnlich jung. Es ist daher fraglich, ob diese Alter die Abkühlung nach der eoalpidischen Metamorphose widerspiegeln oder ob sie durch ein jüngeres thermisches Ereignis, im Zusammenhang mit der Subduktion des Penninischen Ozeans, beeinflusst sind.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Ausgangsgesteine des Ennstaler Phyllitkomplexes großteils im Ordovizium und Silur zur Ablagerung kamen. Über die präalpidische Entwicklung ist wenig bekannt und die eoalpidische Metamorphose erreichte Bedingungen der Grünschieferfazies.

### 4.4.3. Grauwackenzone

R. SCHUSTER & G. PESTAL

Die Grauwackenzone bildet einen Ost-West-orientierten Streifen paläozoischer Gesteine, der an der Erdoberfläche bei einer maximalen Breite von 25 km über 330 km Länge erreicht. Dieser wird im Bereich des Ennstales durch die SEMP-Störung (= Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung) zerschnitten und zweigeteilt (siehe Tektonische Übersicht, Taf. 1 und Beilage zur Geologischen Karte). Die Westliche Grauwackenzone setzt bei Schwaz in Tirol ein und reicht über den Salzburger Pongau und Pinzgau bis zum Mandlingpass in der Obersteiermark. Im Bereich der SEMP-Störung baut sie tektonisch stark ausgedünnt Teile des Mandlingzuges auf. Die Östliche Grauwackenzone erstreckt sich aus der Gegend von Liezen bis nach Ternitz in Niederösterreich. Hier taucht sie unter die neogenen Sedimente des Wiener Beckens ab und verläuft im Untergrund bis in den nördlichen Teil des Beckens in der Slowakei. Auf dem vorliegenden Kartenblatt liegt die Grauwackenzone am oder nahe dem südlichen Blattrand.

Lange Zeit wurde die Grauwackenzone in die Veitscher Decke und die überlagernde Norische Decke untergliedert (CORNELIUS, 1952a, 1952b; TOLLMANN, 1977). Seit NEUBAUER et al. (1994) geht man aber davon aus, dass die Grauwackenzone von vier Decken aufgebaut wird, die während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide entstanden und die sich in ihrem lithologischen Inhalt deutlich unterscheiden. Vom Liegenden zum Hangenden handelt es sich um die Veitscher, die Silbersberg-, die Kaintaleck- und die Norische Decke (Abb. 6). Als völlig geklärt kann die interne Gliederung der Grauwackenzone allerdings nicht angesehen werden, da insbesondere die zeitliche Einstufung und die tektonische Zuordnung einiger aus Phylliten aufgebauten Einheiten Probleme bereitet (siehe z. B. Nr. 163 Silbersberg-Gruppe).

Eine nomenklatorische Komplikation liegt in der Tatsache, dass die Norische Decke mit einem, auf größeren Strecken tektonisch überprägten, aber dennoch transgressiven Kontakt mit dem Tirolischen Deckensystem der Nördlichen Kalkalpen verbunden ist. Daher sind die Norische Decke und das Tirolische Deckensystem strenggenommen zu einem Tirolisch-Norischen Deckensystem zusammenzufassen (HANDLER et al., 1999). In der Östlichen Grauwackenzone sind alle vier Decken vorhanden, während die Westliche Grauwackenzone nach derzeitigem Kenntnisstand nur aus der Norischen Decke aufgebaut wird. Im Folgenden werden die einzelnen Decken charakterisiert.

#### 4.4.3.1. Veitscher Decke

Die Veitscher Decke bildet als einige hundert Meter mächtige, mehr oder weniger kontinuierlich verfolgbare Einheit die unterste Decke der Östlichen Grauwackenzone. Ihre Liegendgrenze hin zum Silvretta-Seckau-Deckensystem und auch ihre Hangendgrenze zu höheren Decken der Grauwackenzone werden durch kreidezeitliche Überschiebungsflächen gebildet.

Die Veitscher Decke wird aus karbonatischen und klastischen Metasedimenten sowie einzelnen Graphit- und Grünschieferlagen aufgebaut, welche in das Karbon eingestuft werden (RATSCHBACHER, 1987; EBNER & PROCHASKA, 2001). Diese karbonen Ablagerungen werden von Liegend gegen Hangend in die Steilbachgraben- und Triebenstein-Fm. (Nr. 165) und die Sunk-Fm. (Nr. 164) untergliedert. Nach KRÄINER (1993) stellt die Sedimentabfolge eine mehr oder weniger kontinuierliche, synorogene Sedimentation in einem marinen Molassebecken dar. Diese zeigt Ähnlichkeiten zum Karbon von Nötsch. Außerhalb des vorliegenden Kartenblattes, am Frauenberg östlich von Bruck an der Mur, liegen über der Sunk-Fm. noch Reste einer permischen Transgressionsserie in Form von roten Sandsteinen und Phylliten (Alpiner Verrucano, NEUBAUER et al., 1994).

Nach RATSCHBACHER (1983, 1987) zeigen die Gesteine der Veitscher Decke eine Schieferung, die im Wesentlichen parallel zu den begrenzenden Deckengrenzen liegt und die im Zuge der Deckenstapelung entstanden ist. Diese wird durch einen aufrechten bis NW-vergenten Falten- und Muldenbau, mit NW-SE- bis W-E-orientierten Faltenachsen, überprägt, welcher auch die liegende und hangende Begrenzung erfasst. Bedingt durch Kompetenzunterschiede entwickelten sich verschiedene Falten Typen und in den inkompetenten Gesteinen auch eine Achsenebenenschieferung. Abschließend erfuhren die Gesteine eine spröde, bruchhafte Deformation mit regional unterschiedlichen Orientierungen. So finden sich beispielsweise im Bereich der Palten-Störung WNW-ESE-streichende Scherzonen, während im Bereich der Störung von Arzbach NNE-SSW-streichende Störungen markant entwickelt sind. In beiden Fällen setzt die Veitscher Decke an diesen Stellen störungsbedingt aus. Um Hohentauern dominiert ein NNW-SSE- beziehungsweise N-S-orientiertes

Störungssystem, welches mit der Pöls-Störung in Zusammenhang steht. An der E-W-gerichteten sinistralen Trofaiach-Störung wird die Veitscher Decke um mehr als 10 km versetzt.

Über präalpidische Metamorphoseprägungen der Veitscher Decke liegen keine Daten vor und es ist davon auszugehen, dass die Gesteine der Veitscher Decke keine variszische Metamorphose erfahren haben (RATSCHBACHER, 1987; NEUBAUER, 1988). Die eoalpidische (kretazische) Metamorphose erreichte in weiten Teilen Bedingungen der unteren Grünschieferfazies. Am westlichen Ende der Östlichen Grauwackenzone sind durch das Auftreten von Granat in Metapeliten Temperaturen von mehr als 500 °C und damit eine Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies nachgewiesen (RATSCHBACHER & KLIMA, 1985; RANTITSCH et al., 2004).

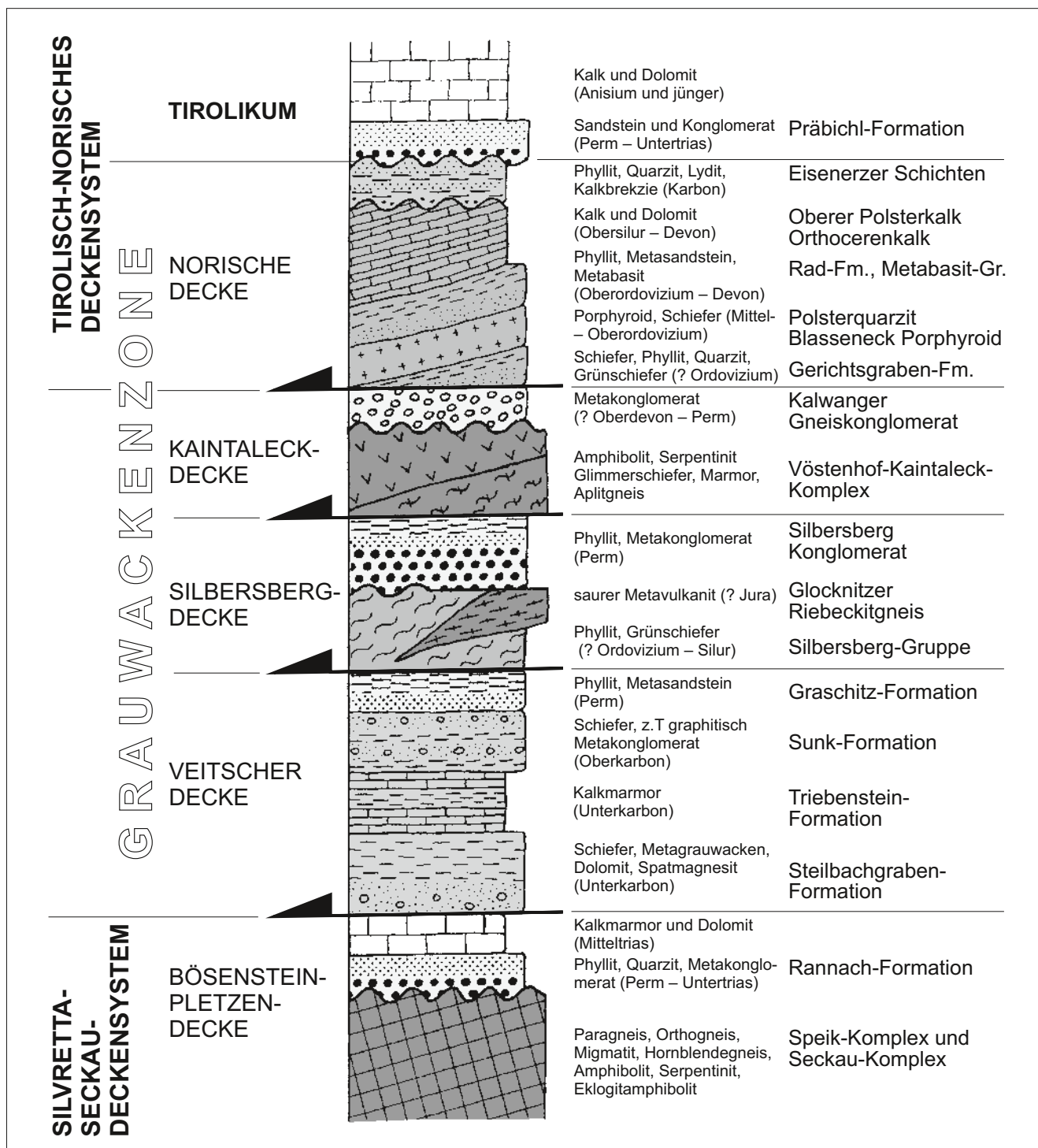


Abb. 6: Vereinfachtes Profil durch die östliche Grauwackenzone, verändert nach NEUBAUER et al. (1994). Dargestellt sind die im Text beschriebenen tektonischen und lithostratigraphischen Einheiten.

Von ökonomischer Bedeutung sind an die Karbonatgesteine gebundene Magnesitlagerstätten, welche im Bereich des vorliegenden Kartenblattes in der Lagerstätte Sunk/Hohentauern, südlich von Trieben abgebaut wurden (EBNER & PROCHASKA, 2001). Ebenfalls an Karbonate gebundener Talk wurde in der Lagerstätte Lassing gewonnen, und an verschiedenen Stellen wurden zu Graphit umgewandelte Kohlen abgebaut (WEBER, 1997).

#### 165 Triebensteinkalk, Steilbachgraben-Formation; Unterkarbon\*

Kalk-, Dolomitmarmor, Spatmagnetit

Unter dieser Legendennummer sind die Steilbachgraben-Fm. (in der Legende fälschlicherweise als Steinbergkalk bezeichnet) und der Triebensteinkalk (Triebenstein-Fm., RATSCHBACHER, 1987; EBNER & PROCHASKA, 2001) zusammengefasst.

Die liegende Einheit ist die bis zu wenige hundert Meter mächtige **Steilbachgraben-Formation**, deren Typusgebiet im Steilbachgraben nordöstlich von Hohentauern liegt. Sie besteht überwiegend aus feinkörnigen, teils laminierten und auch graphitreichen Metasedimenten, welche aus Peliten und Grauwacken hervorgegangen sind. Eingeschaltet sind Metasandsteine, die lagenweise bis zu 50 % Feldspat führen, sowie Stöcke, Linsen und Lagen von Dolomit und Magnetit. In Bohrungen im Bereich der Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern sind auch zwei Gipslagen angetroffen worden, von anderen Lokalitäten sind basische Metavulkanite und -tuffe bekannt (PROCHASKA & EBNER, 1989). In manchen Bereichen der Steilbachgraben-Fm. konnten reichlich Fossilien gefunden werden. Bekannt geworden sind Crinoiden, rugose Korallen, dünnschalige Brachiopoden, Bivalven und Gastropoden. In den gebankten Karbonaten des hangendsten Anteiles sind Korallen relativ häufig. Die Fossilien weisen auf ein marines Milieu

mit normaler Salinität hin. Nach RATSCHBACHER (1987) ist die Steilbachgraben-Fm. wahrscheinlich ins frühe Viseum zu stellen.

Die überlagernde **Triebenstein-Formation** (Triebensteinkalk) baut sich aus grau gefärbten, gebankten Kalkmarmoren mit geringmächtigen pelitisch/psammitischen Einschaltungen auf (RATSCHBACHER, 1983, 1984). Örtlich finden sich auch einige Zehnermeter mächtige, massige Kalkmarmore. Nach Rückformung der Faltendeformation erreicht die Triebenstein-Fm. im Bereich der Sunkmauern eine maximale Mächtigkeit von 300 m, in geringer lateraler Entfernung nimmt diese aber auf unter 70 m ab. Bereichsweise sind in der Triebenstein-Fm. neben Crinoiden auch andere Fossilien wie Korallen und Brachiopoden häufig anzutreffen (HERITSCH, 1917; FELSNER, 1977). Diese erlauben eine Einstufung der Einheit in das höhere Viseum (*Dibunophyllum*-Zone). Die Triebenstein-Fm. repräsentiert eine subtidale karbonatische Schelfentwicklung, in der die linsenförmigen, massigen Karbonatkörper als vereinzelt Bioherme angesehen werden können (RATSCHBACHER, 1987; KRÄINER, 1993).

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

#### 164 Sunk-Formation und Äquivalente; Oberkarbon\*

Schiefer, z. T. graphitisch, Metakonglomerat

Die **Sunk-Formation** stellt eine *coarsening upward*-Sequenz dar, die sich in mehrere Kleinzyklen untergliedern lässt. Sie erreicht eine Mächtigkeit von 50 bis 150 Metern. Die Abfolge beginnt mit karbonatischen Gesteinen in Form von kalkigen Schiefen mit unreinen Marmoren. Darüber folgen zumeist dunkelgrau gefärbte graphitische Schiefer, die aus tonigen, siltigen und sandigen siliziklastischen Sedimenten hervorgegangen sind. In den westlichsten Anteilen ist lokal das Auftreten von Granat zu beobachten. Die glimmerreiche Matrix dieser graphitischen Glimmerschiefer ist aber immer noch sehr feinkörnig. Im Hangenden folgen (Meta-) Konglomerate, mit einzelnen Kohleflözen beziehungsweise daraus hervorgegangenen Graphitlagern (RATSCHBACHER, 1987). Das Geröllspektrum der Konglomerate beinhaltet Gangquarz, zum Teil Feldspat führenden Quarzit, Arkosen,

Grauwacken, schwarze Lydite und saure plutonische Gesteine. Die Komponenten sind gerundet und erreichen maximal 5 cm im Durchmesser (RATSCHBACHER, 1984).

Von mehreren Lokalitäten, vor allem aus dem östlichen Verbreitungsgebiet der Veitscher Decke, sind Pflanzenfossilien aus dem Bashkirium und frühen Moskovium (Westphal A–C) beschrieben worden. Die Sunk-Fm. wird als Bildung in einem Deltabereich mit einer zurückweichenden Strandlinie interpretiert. Die Kalke und feinklastischen Sedimente stellen *distributary bay deposits* dar, während die Konglomerate als Rinnenfüllungen beziehungsweise Ablagerungen in einer *river dominated* Deltafazies betrachtet werden können (RATSCHBACHER, 1987; KRÄINER, 1993).

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

#### 4.4.3.2. Silbersberg-Decke

Nach NEUBAUER et al. (1994) ist die Silbersberg-Decke im Osten zwischen Ternitz und Altenberg als einige hundert Meter mächtige tektonische Einheit zwischen der Veitscher Decke im Liegenden und der Kaintaleck-Decke beziehungsweise Norischen Decke im Hangenden entwickelt. Gegen Westen zu wird sie zusehends tektonisch ausgedünnt, ist aber in Schuppen weiter verfolgbar.

Die liegenden Anteile der Silbersberg-Decke werden aus Quarzphylliten, karbonatischem Chloritschiefer und Grünschiefer aufgebaut. Es wird angenommen, dass das Sedimentationsalter dieser Gesteine ins Or-

dovizium beziehungsweise frühe Paläozoikum fällt (CORNELIUS, 1952a, 1952b; NEUBAUER et al., 1994). Der hangende Teil besteht aus Metakonglomeraten, Metagrauwacken, Metasandsteinen und Serizitphylliten mit detritären Glimmern. Aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten vermutete bereits NIEVOLL (1984), dass es sich dabei um permische Metasedimente handelt, die als Alpiner Verrucano zu sehen sind (NEUBAUER et al., 1994). Ein weiterer Bestandteil sind Riebeckitgneise („Forellengneis“), die als metamorph überprägte, hochdifferenzierte peralkalische Rhyolithe gedeutet werden. Ar-Ar-Datierungen an magmatischen Alkali amphibolen aus den Riebeckitgneisen ergaben jurassische Alterswerte (KOLLER & ZEMANN, 1990; KOLLER et al., 1991; PAULUS, 1991). Die Mächtigkeit der Silbersberg-Decke erreicht bis zu 1500 Meter.

Im Bereich des vorliegenden Kartenblattes ist die Silbersberg-Decke nur durch ein einziges Polygon östlich von Trofaiach vertreten. Dieses repräsentiert Metasedimente des liegenden Anteils und wird in der Karte als Silbersberg-Gruppe (Begriffserklärung siehe Nr. 163) bezeichnet.

Aus der Silbersberg-Decke sind keine Hinweise auf eine präalpidische Metamorphose bekannt. Die eoalpidische (kretazische) Metamorphoseprägung führte zu einer völligen Rekristallisation der feinkörnigen Lithologien. Basierend auf Untersuchungen zur Illitkristallisation wurden dabei Bedingungen im Grenzbereich der Anchizone zur Epizone erreicht (SCHMIDT, 1999), was der untersten Grünschieferfazies entspricht. Ar-Ar-Datierungen an Feinfraktionen aus den permischen Metasedimenten im hangenden Teil der Silbersberg-Decke lieferten Alterswerte zwischen 98 und 116 Ma (DALLMEYER et al., 1998; SCHMIDT et al., 1998). Diese können als Bildungsalter der rekristallisierten Matrix mit einem Beitrag der detritären Glimmerkomponente interpretiert werden. Die Ar-Ar-Datierungen an detritären Muskoviten aus denselben Gesteinen ergaben oberdevone Alter von 365 bis 385 Ma (HANDLER et al., 1997; SCHMIDT, 1999). Diese hohen variszischen Alterswerte stimmen mit den Abkühlaltern des Vöstenhof-Kaintaleck-Komplexes in der überlagernden Kaintaleck-Decke überein. Daraus schlossen SCHMIDT et al. (1998), dass zumindest Teile der hangenden Metasedimente, wenn nicht die ganze Silbersberg-Decke im Raum Gloggnitz, die heute invers liegende sedimentäre Auflage der überlagernden Kaintaleck-Decke darstellt.

### 163 Silbersberg-Gruppe; ?Ordovizium

*Phyllit, Grünschiefer*

In der Literatur werden die Begriffe „Silbersbergserie“, Silbersberg-Fm. und Silbersberg-Gruppe mit unterschiedlichem Umfang und unterschiedlicher stratigraphischer Einstufung genannt. Die älteste lithostratigraphische Bezeichnung, welche sich auf den Silbersberg nördlich von Gloggnitz bezieht, ist die Bezeichnung „Silbersberggrauwacke“ und stammt von TOULA (1885). In der Geologischen Spezialkarte Mürzzuschlag 1 : 75.000 (CORNELIUS, 1952b) sind eine Reihe von Lithologien unter dem Begriff „Silbersbergserie“ zusammengefasst. CORNELIUS (1952a) schreibt dazu: „*Silbersbergserie ... nenne ich, im Anschluss an die TOULA'sche Bezeichnung Silbersberggrauwacke die Schichtgruppe, welche gewöhnlich das Basisglied der Norischen Decke bildet. ...*“. Er umfasst damit alle grünschieferfaziell metamorphen Metasedimente und Metabasite zwischen der Veitscher Decke im Liegenden und dem Blasseneck-Porphyr im Hangenden, exkludiert aber die höher metamorphen Kristallgesteine, welche in der vorliegenden Karte als Vöstenhof-Kaintaleck-Komplex bezeichnet werden. Basierend auf der Position unter dem Blasseneck-Porphyr stellte CORNELIUS die „Silbersbergserie“ ins Ordovizium. In der tektonischen und lithostratigraphischen Neugliederung der Grauwackenzone durch NEUBAUER et al. (1994) kommt keine lithostratigraphische Einheit mit dem Ortsnamen Silbersberg vor. Das ist verständlich, da auf dem Silbersberg die permischen Metasedimente anstehen, welche als Alpiner Verrucano bezeichnet werden. Hingegen findet sich die

Bezeichnung Silbersberg-Gruppe am Kartenblatt ÖK 105 Neunkirchen (HERRMANN et al., 1992) und ÖK 104 Mürzzuschlag (MANDL et al., 2001a). Diese wird dort als fragliches Ordovizium geführt und umfasst große Teile der „Silbersbergserie“ sensu CORNELIUS (1952a, 1952b). In der Stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) ist der Begriff Silbersberg-Fm. enthalten. Dieser bezieht sich offensichtlich nur auf jene Teile der Silbersberg-Decke, die von NEUBAUER et al. (1994) als Alpiner Verrucano bezeichnet und dementsprechend ins Perm gestellt wurden.

Im vorliegenden Kartenblatt ist die **Silbersberg-Gruppe** im Sinne von HERRMANN et al. (1992) beziehungsweise MANDL et al. (2001a) dargestellt. Diese besteht zum großen Teil aus grauen oder graugrünen, dünnblättrig brechenden (Quarz-)Phylliten mit Übergängen zu sandigen Schiefern und schieferigen Metasandsteinen. Lokal sind Lagen von weißen Aplitgneisen anzutreffen. Karbonatische Chloritschiefer und Grünschiefer treten als dünne Lagen, aber auch als mehrere hundert Meter mächtige Körper auf. Sie sind gut geschiefert und zeigen einen Mineralbestand mit Chlorit, Albit, nadeligem Amphibol, Karbonat sowie etwas Quarz, Epidot und Leukoxen. Eine Besonderheit sind Grünschiefer mit reliktschen magmatischen Texturen. In diesen sind manchmal noch Reste von magmatischen Pyroxenen vorhanden (CORNELIUS, 1952a).

#### 4.4.3.3. Kaintaleck-Decke

Größere bis über 100 m mächtige Teile der Kaintaleck-Decke sind bei Vöstenhof, bei Neuberg, am Kaintaleck, bei Frauenberg und nordöstlich von Kalwang vorhanden. Kleine Schürflinge treten aber kontinuierlich entlang der Deckengrenze zwischen der Veitscher Decke im Liegenden und der Norischen Decke im Hangenden auf.

Der lithologische Inhalt der Kaintaleck-Decke umfasst amphibolitfazielles Kristallin in Form von Amphiboliten, Paragneisen, Glimmerschiefern und untergeordnet Serpentinite, Marmore sowie saure, pegmatitische und aplitische Orthogneise (CORNELIUS, 1952a; NIEVOLL, 1987). Dieses ist in der Karte als Vöstenhof-Kaintaleck-Komplex zusammengefasst (Begriffserklärung siehe Nr. 162–160). Ar-Ar-Datierungen von Muskoviten aus den Glimmerschiefern ergaben Plateaualter von 375 bis 385 Ma (HANDLER et al., 1999; SCHMIDT, 1999) und belegen eine Abkühlung nach der amphibolitfaziellen Metamorphose im Devon. Nach NEUBAUER et al. (1994) stellt das Kalwanger Gneiskonglomerat die transgressive Bedeckung des Vöstenhof-Kaintaleck-Komplexes dar. Diese Interpretation wird durch ein Ar-Ar-Alter von daraus gewonnenen detritären Hellglimmern unterstützt, welches ebenfalls ein devones Alter von 384 Ma ergeben hat (HANDLER et al., 1999).

Auf dem vorliegenden Kartenblatt sind zwei Vorkommen der Kaintaleck-Decke eingetragen. Das Vorkommen am Kaintaleck nordöstlich von Trofaiach ist in Anlehnung an FLÜGEL & NEUBAUER (1984b) beziehungsweise NEUBAUER et al. (1989) eingezeichnet. Weiters werden von HAMMER (1924) Granat führende „Phyllite“ in Zusammenhang mit dem Kalwanger Gneiskonglomerat von einer Lokalität bei Markwiesental nordwestlich von Kalwang beschrieben. Auch LOESCHKE et al. (1990) beschreiben aus diesem Gebiet eine zum Teil höher metamorphe „Grünschiefer-Serie“, in welcher sich das Kalwanger Gneiskonglomerat befindet. Besonders hervorgehoben werden Granat führende Chloritschiefer mit barroisitische Hornblende, Granat und Albit, die eine Metamorphose in der höheren Grünschieferfazies anzeigen. LÖSCHKE et al. (1990) diskutieren eine tektonische Eigenständigkeit dieser Zone zwischen der Veitscher und der Norischen Decke und verbinden sie mit den Schuppen, die von NEUBAUER et al. (1994) als Kaintaleck-Decke abgetrennt wurden. In der vorliegenden Karte ist nordöstlich von Kalwang aufgrund der geringen Ausdehnung der einzelnen Lithologien nur ein Polygon von Kalwanger Gneiskonglomerat dargestellt.

##### 162–160 Vöstenhof-Kaintaleck-Komplex

162 Amphibolit

161 Serpentin (Östlich Trofaiach)

160 Glimmerschiefer, Marmor, Aplitgneis

Die hier mit dem Begriff Vöstenhof-Kaintaleck-Komplex bezeichneten Kristallingesteine scheinen ab Mitte des 19. Jahrhunderts in der Literatur und in Karten auf. Das erstgenannte Vorkommen scheint jenes von Vöstenhof zu sein, welches bereits bei CZIZEK (1854) erwähnt wird. Eine erste zusammenfassende Darstellung stammt von CORNELIUS (1941b). In dieser Arbeit werden die Kristallinvorkommen Vöstenhof-Schlögelmühl, Arzbachgraben bei Neuberg, Stübminggraben bei Turnau und Klamm beschrieben. In NEUBAUER et al. (1994) werden weitere Vorkommen beim Kaintaleck (Kaintalegg, 1205 m) und Frauenberg beschrieben. Weiters werden bestimmte lithologische Assoziationen zu Komplexen zusammengefasst. Dabei ist besonders der Ritting-Komplex von Interesse, welcher aus Granat-Zoisit-Amphiboliten, Serpentiniten und Glimmerschiefern mit einzelnen Marmorlagen besteht und als Ophiolith interpretiert wird. NEUBAUER et al. (1994) erwähnen auch einen Frauenberg-Komplex, bestehend aus Paragneisen, Plagioklas-Amphiboliten und Marmoren und einen Prieselbauer-Komplex mit migmatischen Paragneisen, Glimmerschiefern, kleinen Amphibolitkörpern und Apliten. Diese Komplexe zeigen lithologische Überschneidungen und sie wurden bisher noch in keiner Karte voneinander abgetrennt. Auch eine Zuteilung der vielen weiteren kleinen Vorkommen von Kristallinschürflingen (NIEVOLL, 1984) zu diesen Komplexen erscheint unmöglich. Daher wurden alle

amphibolitfaziellen Kristallingesteine der Kaintaleck-Decke in der vorliegenden Karte unter dem Begriff Vöstenhof-Kaintaleck-Komplex zusammengefasst. Soweit bekannt ist, ist das wesentlichste gemeinsame Merkmal aller dieser Kristallinvorkommen, dass sie durch devonische Abkühlalter charakterisiert sind, welche im Ostalpin ansonsten ungewöhnlich sind.

Der **Vöstenhof-Kaintaleck-Komplex** besteht beim Kaintaleck aus Amphiboliten mit kleinen, stark gesicherten Serpentinlinsen sowie Paragneisen und Glimmerschiefern mit einzelnen Marmorlagen. Nach NEUBAUER et al. (1989) führt der **Amphibolit** (Nr. 162) Granat und Klinozoisit. Granat ist durch hohe Pyropgehalte (bis 40 mol %) gekennzeichnet und von Symplektiten umgeben. Daraus wird auf ein früheres eklogitisches Stadium dieser Gesteine geschlossen. Basierend auf geochemischen Daten soll es sich bei den Eduktgesteinen der Amphibolite um MOR-Basalte handeln. Der **Serpentin** (Nr. 161) ist ein dunkles, stark schiefrig-fasriges Gestein. Nach CORNELIUS (1941b, 1952 a) besteht es zum größten Teil aus wirrblättrigem Antigorit und etwas farblosem Mg-Chlorit (Leuchtenbergit). Dieser zeigt reichlich feinkörnige Magnetitausscheidungen. Weiters ist nach NEUBAUER et al. (1989) etwas Chromit vorhanden. Über die **Glimmerschiefer, Marmore, Aplitgneis** (Nr. 160) und Paragneise im Bereich des Kaintalecks liegen keine näheren Angaben vor.



Das **Kalwanger Gneiskonglomerat** ist nach einem nord-östlich von Kalwang im Liesingtal über ca. 7 km verfolgbaren NW-SE-orientierten Zug benannt. Nach LOESCHKE et al. (1990) tritt es an der Typlokalität als eine einige Meter bis Zehnermeter mächtige Lage innerhalb einer bis zu 200 m mächtigen, von Grünschiefern dominierten Zone auf. Es handelt sich um ein **Metakonglomerat** aus sehr unterschiedlich großen Komponenten von Quarz-, Gneis- und Grünschiefer-Geröllen. Diese befinden sich lose gepackt in einer grünschiefer- oder auch in einer quarzreichen Matrix. Die Gerölle sind zumeist nur einige Zentimeter groß, es finden sich aber einzelne Gerölle, die bis zu 40 cm im

Durchmesser erreichen. Das Konglomerat ist tektonisch gelängt und geplättet, was die fazielle Interpretation erschwert. Nach NEUBAUER et al. (1994) soll es sich um ein Transgressionskonglomerat handeln. Basierend auf der schlechten Sortierung und dem hohen Matrixgehalt sprechen sich LOESCHKE et al. (1990) dafür aus, dass es sich nicht um ein klassisches Transgressionskonglomerat, sondern um *debris flows* (Schuttströme) oder um Tillite handelt. In anderen Vorkommen des Kalwanger Gneiskonglomerates, beispielsweise bei Frauenberg, sind nach NEUBAUER et al. (1994) auch Amphibolite, Serpentine und trondhjemitische Orthogneise als Komponenten enthalten.

#### 4.4.3.4. Norische Decke

Die Norische Decke überlagert als höchste Decke der Grauwackenzone im Ostabschnitt (entlang der Norischen Überschiebung) die zuvor beschriebenen tieferen Decken der Grauwackenzone, im Westabschnitt die Innsbrucker Quarzphyllitzone. Sie besteht aus paläozoischen Gesteinseinheiten mit dem chronostratigraphischen Umfang Ordovizium bis Karbon. Über basalen Schuppenzonen beginnt die Schichtfolge der Norischen Decke mit zumeist mächtig ausgebildeten siliziklastischen Metasedimenten, in die bereichsweise auch Metabasite eingelagert sind. In der Östlichen Grauwackenzone werden diese lithostratigraphischen Einheiten als Gerichtsgraben-Fm. bezeichnet, in der Westlichen Grauwackenzone handelt es sich um die Jausern-Fm. Darüber folgt der Blasseneck-Porphyrroid aus dem Oberordovizium. Dieser saure Porphyroid bildet über die gesamte E-W-Erstreckung der Norischen Decke einen bedeutenden Leithorizont, der im Osten vom Polsterquarzit und den Schiefen der Rad-Fm. überlagert wird. Die siliziklastischen Äquivalente der Rad-Fm. werden in der Westlichen Grauwackenzone Schattberg- beziehungsweise Löhnersbach-Fm. genannt und diese enthalten dort teils mächtige Metabasite. Ab dem mittleren Silur, vor allem aber im Devon, entwickelten sich neben den siliziklastischen Gesteinen in bestimmten Abschnitten des Schelfs Karbonatgesteine, beispielsweise der Orthocerenkalk, der Polsterkalk oder der Saubergkalk der Eisenerzer Alpen sowie die Spielbergdolomit-Gruppe der Kitzbüheler Alpen. Die jüngste lithostratigraphische Einheit sind die Eisenerzer Schichten, deren klastische Abfolgen sowohl aus karbonatischem als auch siliziklastischem Material bestehen und die bis ins Oberkarbon reichen (SCHÖNLAUB, 1979, 1982).

Die genannten paläozoischen Gesteinseinheiten der Norischen Decke bilden die stratigraphische Basis des nördlich anschließenden kalkalpinen Tirolikums. Obwohl die Grenzen zwischen den Gesteinen der Norischen Decke und jenen der anschließenden tirolischen Kalkalpen-Decken in einigen Abschnitten tektonisch überprägt wurden, ist an manchen anderen Stellen noch der primäre Transgressionskontakt der Präbichl-Fm. beziehungsweise der basalen Gröden-Fm. über den Einheiten der Norischen Decke erhalten geblieben.

Alle Gesteine der Norischen Decke sind deutlich geschiefert und zeigen eine Metamorphoseprägung in der unteren Grünschieferfazies (SCHRAMM, 1980; HOINKES et al., 1999). Rekristallisierte Komponenten aus den paläozoischen Karbonatgesteinen in den überlagernden permischen Transgressionssedimenten und Faltungen, die von der Transgressionsfläche abgeschnitten werden, belegen, dass bereits präalpidisch eine Deformation und eine schwache Metamorphoseprägung gegeben war (NEUBAUER, 1989). Im Raum Eisenerz lässt sich die Norische Decke in mehrere Decken beziehungsweise Schuppen untergliedern, nach SCHÖNLAUB (1982) von Liegend nach Hangend in Zeiritzkamp-, Wildfeld- und Reiting-Decke sowie Schuppenzone und Nordzone. Da keine mesozoischen Deckenscheider vorhanden sind, handelt es sich wahrscheinlich zumindest teilweise um einen variszisch angelegten Deckenbau. Auf der anderen Seite zeigen geochronologische Untersuchungen, dass die grünschieferfazielle Prägung in der Norischen Decke während des Eoalpidischen Ereignisses entstand. Ar-Ar-Datierungen an Hellglimmern, die Alterswerte zwischen 115 und 90 Ma (NEUBAUER et al., 2002; URBANEK et al., 2002) erbrachten, schränken diesen Zeitraum auf höhere Unterkreide bis tiefere Oberkreide ein. Der verbreitete W- bis NW-gerichtete tektonische Internbau der Norischen Decke wurde ebenfalls in der Kreide während des Eoalpidischen Ereignisses angelegt (NEUBAUER et al., 1994).

## 158 Gerichtsgraben-Formation; ?Ordovizium

*Schiefer, Phyllite, Quarzit, Grünschiefer*

Mit dem Begriff „Gerichtsgraben-Gruppe“ (= Gerichtsgraben-Fm. nach PILLER et al., 2004) erfassten FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) eine lithostratigraphische Einheit, die in den Eisenerzer Alpen im stratigraphisch Liegenden des Blasseneck-Porphyrroids auftritt. Die **Gerichtsgraben-Formation** besteht vorwiegend aus siliziklastischen Metasedimentgesteinen, die von einer Metamorphose in unterer Grünschieferfazies überprägt wurden. Ihre Typlokalität, der Gerichtsgraben, verläuft vom Präbichl entlang des Nordostfußes des Erzberges Richtung Eisenerz, mündet aber oberhalb des Ortes in den Trofengraben. Im Gerichtsgraben und entlang der anschließenden Westhänge des Polster erreicht diese Gesteinsformation rund 300 m Mächtigkeit, in weiter westlich gelegenen Gebieten, beispielsweise im Langteichental (N Kalwang), kann sie bis zu 1000 m mächtig werden (SCHÖNLAUB, 1979).

Lithologisch handelt es sich bei der Gerichtsgraben-Fm. um graue, sandige Schiefer, die bereichsweise Gradierungen erkennen lassen, sowie um schwach metamorphe, plattige Sandsteine, Siltsteine, Serizitquarzite, Grauwacken, geringmächtige Schwarzschieferlagen und Arkoseschiefer mit Chloritquarzitlagen (SCHÖNLAUB, 1982). Aus dem Langteichental wurden auch siliziklastische Meta-

sedimente bekannt, in die vielfältige, überwiegend saure bis intermediäre vulkanische Gesteine eingelagert sind (HAMMER, 1924; LÖSCHKE et al., 1990). Diese entsprechen wahrscheinlich dem östlich von Trofaiach vorkommenden Kaintalgraben-Porphyrroid (NEUBAUER et al., 1994). Metabasische Einlagerungen (Grünschiefer) in der Gerichtsgraben-Fm. sind selten und meist gering mächtig. Die wenigen größeren Vorkommen wurden in der vorliegenden Karte mit der Signatur (154) verzeichnet und damit der Metabasit-Gruppe zugerechnet.

In den stratigraphisch höchsten Teilen der Gerichtsgraben-Fm. finden sich wenige Zehnermeter unter der Liegendgrenze des Blasseneck-Porphyrroids bis zu 30 m mächtige, bräunliche, bereichsweise gebänderte, schwach metamorphe Kalk(marmor)e, die conodontenstratigraphisch mit „Caradoc/Ashgill“ (= oberes Ordovizium, PILLER et al., 2004) eingestuft werden konnten (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976). Daher wird ein ordovizisches Alter der gesamten Schichtfolge vermutet, ihre genaue Untergrenze muss aber offen bleiben (SCHÖNLAUB, 1982). Detritäre Muskovite aus der Gerichtsgraben-Fm. lieferten Ar-Ar Alter von  $562 \pm 1$  Ma (HANDLER et al., 1997) und sind die bislang einzigen Hinweise auf das mögliche Maximalalter dieser Einheit.

## 157 Blasseneck-Porphyrroid, Klastika im Verband mit dem Porphyrroid; Oberordovizium

*Porphyroid, Schiefer, Metasandstein*

In vielen Abschnitten der Norischen Decke bildet der Blasseneck-Porphyrroid einen markanten, seit über 120 Jahren („Blasseneck-Gneiss“; FOULLON, 1886) bekannten Leithorizont, der oft mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreicht. Seine Typlokalität, ein NNW des Schoberpasses gelegener Berggrücken, ist als Blasseneck (1969 m) am vorliegenden Kartenblatt verzeichnet. Die Porphyroid-Natur dieser Gesteine erkannte als erster OHNESORGE (1905) in den Kitzbüheler Alpen.

Der **Blasseneck-Porphyrroid** ist das schwach metamorph überprägte Produkt eines kurz andauernden überwiegend sauren Vulkanismus, der vorwiegend Rhyolithe, Dazit und Alkali-Rhyolithe sowie selten Andesite förderte. Die Metamorphose, mit der die vulkanischen Ausgangsgesteine überprägt wurden, kann für den überwiegenden Bereich der Norischen Decke mit unterer Grünschiefer-Fazies angegeben werden. Lithologisch handelt es sich um helle, graugrüne bis gelblichgrüne, oft massige bis grob gebankte, grobblockig brechende, teilweise aber auch deutlich geschieferte Gesteine. Typisch sind in den Dünnschliffen große Quarze (meist mit magmatischen Korrosionsbuchten) und Kalifeldspate als unregelmäßig angeordnete Einsprenglinge in einer Matrix, die aus Quarz, Feldspat, Serizit und etwas Chlorit zusammengesetzt ist. Große Plagioklase kommen nur selten vor und sind immer stark alteriert. Abhängig von der Metamorphose und vor allem vom Deformationsgrad kann das beobachtbare porphyrische Gefüge perfekt erhalten oder auch stark überprägt vorliegen. Wie man anhand wenig überprägter Vorkommen, beispielsweise im Kitzbüheler Raum, sehen kann, sind unter dem Na-

men „Porphyroid“ verschiedene vulkanogene Gesteine wie Ignimbrite, Tuffe, Tuffite, aber auch vulkanoklastische Sedimente zusammengefasst (HEINISCH, 1981). Es wird vermutet, dass der Großteil dieser Gesteine primär in Gestalt von Ignimbriten abgelagert wurde.

Schwach metamorphe Klastika können sowohl im Liegenden als auch im Hangenden, in enger Verzahnung mit den sauren Metavulkaniten vorkommen, wie zum Beispiel die Konglomerate der Petersbauerngraben-Fm., die den Blasseneck-Porphyrroid überlagert (NEUBAUER et al., 1994). Andere im Wesentlichen dünne Lagen von Blasseneck-Porphyrroid treten auch innerhalb mächtiger siliziklastischer Metasedimentgesteine auf. Sie wechsellagern mit verschiedenen Schiefen und Metasandsteinen. Es wird vermutet, dass die Edukte dieser Gesteinsvarietäten zwar gleichfalls subaerisch, explosiv gefördert, danach aber abgetragen und in den marinen Bereich verfrachtet wurden.

Der Blasseneck-Porphyrroid wurde in den Eisenerzer Alpen erstmals durch unterlagernde, biostratigraphisch eingestufte Karbonatgesteine der Gerichtsgraben-Fm. (siehe Nr. 158) und durch die überlagernden Cystoideenkalke (siehe Nr. 155) mit „Caradoc/Ashgill“ zeitlich eingestuft (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976; SCHÖNLAUB, 1979). Diese Einstufung würde nunmehr dem Oberordovizium entsprechen (PILLER et al., 2004). Mit geochronologischen Untersuchungen (Zirkondatierungen) konnte ein Bildungsalter von 468 Ma an den Blasseneck-Porphyrroidvorkommen des Rauhen Kopfes nahe Kirchberg in Tirol ermittelt werden (SÖLLNER et al., 1991). Der radiometrisch bestimmte Alterswert ent-

spricht dem Mittelordovizium. Innerhalb der angegebenen Fehlergrenzen zeigt sich aber eine gute Übereinstimmung

mit den zuvor genannten biostratigraphischen Einstufungen.

#### 156 **Polsterquarzit, „Übergangsporphyroid“; Oberordovizium\***

*Hellgraue Quarzite, dickbankig, Porphyroid, Karbonateinschlaltungen*

Der **Polsterquarzit**, benannt nach dem nordöstlich des Präbichl gelegenen Polster (1910 m), tritt in den Eisenerzer Alpen auf und bildet hier das stratigraphisch Hangende des Blasseneck-Porphyroids (siehe Nr. 157). Am vorliegenden Kartenblatt konnte dieses lithostratigraphisch bedeutsame Gestein lediglich in vier Vorkommen dargestellt werden, die südlich und südöstlich von Eisenerz liegen. Es handelt sich um maximal 60 bis 80 m mächtige Vorkommen von grauen und graubräunlichen, meist sehr kompakten, grob oder undeutlich gebankten und schwach metamorphen (untere Grünschieferfazies) Sandsteinen. An der Basis der Polsterquarzite treten dickbankige bis schlecht geschichtete Quarzsandsteine mit Korngrößen bis zu 2 mm auf, welche die unmittelbare sedimentäre Auflage auf dem Blasseneck-Porphyroid darstellen. Sie zeigen noch teilweise erhaltene sedimentpetrologische Merkmale, die für hochenergetische Strandsande charakteristisch sind. Die folgenden bis zu mehreren Zehnermetern mächtigen, feinkörnigen Quarzswacken (mit 85 bis 95 Vol.-% Quarzanteil) werden als Ablagerungen eines flachmarinen, energieärmeren Milieus nahe dem Gezeitenbereich interpretiert. Zuoberst gehen die „normalen“ Polsterquarzite durch Zunahme des Karbonatgehaltes im Bindemittel in hellbraune bis graue, geschichtete bis geflaserte Kalksandsteine über, die die klastische Entwicklung beenden (SCHÖNLAUB, 1982). Nach diesem wenige Meter mächtigen, kalksandigen Übergangsbereich folgt im stratigraphisch Hangenden der Cystoideenkalk (siehe Nr. 155).

Die fazielle Deutung weist die Polsterquarzite als typische Transgressionssequenz über dem Blasseneck-Porphyroid aus, ohne jedoch, wie Schwermineralspektren zeigen, von diesem als Sedimentlieferant stärker beeinflusst zu sein (STATTEGGER, 1980). Einige schlecht erhaltene, aus den Polsterquarziten stammende Brachiopoden- und Bryozoenfunde erlaubten weder artliche noch generische Bestimmungen (SCHÖNLAUB, 1982). Dennoch gilt ihre chronostratigraphische Einstufung ins Oberordovizium durch die individuenreiche Conodontenfauna des überlagernden Cystoideenkalks als gut begründet (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976).

Die Gesteinsbezeichnung „Übergangsporphyroid“ geht auf die Beschreibungen von KERN (1927) zurück. Dieser historische Begriff wurde von SCHÖNLAUB (1982) folgendermaßen erläutert: „Als Übergangsporphyroid bezeichnete KERN am Erzberg die obersten verkalkten, dolomitisierten oder vererzten Partien des Blasseneckporphyroids“ (siehe auch SCHÖNLAUB et al., 1980). Sie waren auf den Etagen „Hell“, „Eva“ und „Rosina“ 6 bis 8 m mächtig aufgeschlossen und als Wechsel von dm-dicken hellen bis rötlichen Kalklagen und grünlichgrauen sandigen Lagen ausgebildet, die nach oben in Ankerite übergehen. Die Kalken lieferten eine kleine Conodontenfauna, die trotz ihrer schlechten Erhaltung mit jener aus den „typischen“ Cystoideenkalken am Polster gut vergleichbar ist.

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

#### 155 **Orthocerenkalk, Eisenkalk, Cystoideenkalk; Ordovizium – Silur\***

*Bunte Echinodermentkalke, Flaserkalke, Bankkalke, Kalkschiefer*

Die oben beschriebenen Polsterquarzite (siehe Nr. 156) werden in den Eisenerzer Alpen an einigen wenigen Stellen stratigraphisch vom **Cystoideenkalk** überlagert. Genaue Angaben zur Lage der Fundpunkte des Cystoideenkalks finden sich bei SCHÖNLAUB (1982). Die bunten, hell grau oder rosa gesprenkelten, ziemlich reinen, spatigen Echinodermentkalke erreichen maximal 15 m Mächtigkeit. Sie sind meist undeutlich gebankt bis schwach geflasert und führen reichlich Fossilenschutt von Cystoideen beziehungsweise örtlich Querschnitte von vollständigen Cystoideenthenen. Ihre biostratigraphische Einstufung ins Oberordovizium basiert auf einer relativ gut erhaltenen und individuenreichen Conodontenfauna (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976).

Am Polster (1910 m) sowie am Kamm der weiter südöstlich gelegenen Rotschütt untersuchten FLAJS (1974) und FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) jene Bereiche, in denen Silurkalke dem Cystoideenkalk auflagern. In den erstgenannten Vorkommen folgen über dem Cystoideenkalk wenige dezimetermächtige Kalksandsteine und danach Kalke (inklusive roter Sparitkalke) des Llandovery, im zweitgenannten Vorkommen wird der Cystoideenkalk von den für das Obersilur charakteristischen Orthocerenkalcken überlagert.

Ab dem höheren unteren Silur (Ober-Llandovery), aber typischerweise im mittleren Silur (Wenlock bis Mittel/Ober-Ludlow), sind von Kieselschiefern dominierte Gesteinsfolgen bekannt. Diese sind oft nur gering mächtig, können aber, wie beispielsweise in der Wildfeld-Decke, auch über 100 m Mächtigkeit erreichen (SCHÖNLAUB, 1982). Meist bestehen sie aus Wechselfolgen von Schwarzschiefern, Lyditen und verschiedenen Karbonatgesteinen, die von einer Metamorphose in unterer Grünschieferfazies überprägt wurden. Bei den Karbonatgesteinen handelt es sich um dunkle, bräunlich verwitternde (vermutlich Ankerit führende), dünnplattige bis gut gebankte, bereichsweise duktil deformierte Kalk(marmorje („**Eisenkalke**“) mit dünnen Schieferzwischenlagen, die durch Übergänge mit den Nebengesteinen (Lydite, Schwarzschiefer und Tonschiefer) verbunden sind. In anderen Bereichen sind helle, gebänderte Flaserkalke aber auch Kalkschiefer als Einschlaltungen in den Schwarzschiefern bekannt (SCHÖNLAUB, 1982).

Größere zusammenhängende Vorkommen bildet üblicherweise der mittel- bis obersilurische **Orthocerenkalk**. Er ist meist als schwach metamorpher, grob gebankter und wechselnd dicht gelagerter Echinodermenschuttalk ausgebildet. In stärker überprägten Gebieten kann er auch

als feinkristalliner, duktil deformierter Kalkmarmor vorkommen. Die Farbe des Orthocerenkalks ist üblicherweise dunkelgrau, bereichsweise führt er einzelne rosa Lagen. Aber auch Abschnitte mit hellgrauen, teilweise rötlich-bunt gefleckten Kalkgesteinen und zwischengelagerten schwarzen Tonschieferhäuten sind bekannt geworden (BRYDA et al., in Vorber.). Bedingt durch leicht herauswitternde Pyritanreicherungen lassen sich auf manchen exponierten Felsoberflächen des Orthocerenkalks unregelmäßig ver-

teilte, zentimetergroße Löcher erkennen. Als seltene, aber beachtenswerte Besonderheiten sind an einigen Fundstellen Anschnitte der namensgebenden Orthoceren auf der grauen Oberfläche dieser Kalkgesteine erkennbar. In geringfügig stärker überprägten Gebieten ist Orthocerenkalk als duktil deformierter, grauer, feinkörniger Kalkmarmor ausgebildet.

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

#### 154 Metabasit-Gruppe; Ordovizium – Devon

*Metabasalt, Metatuff, Metatuffit, gabbroides Ganggestein, dioritisches Ganggestein, Pyroxenit, Serpentin*

Zwischen Trofaiach und Liezen, aber auch im Gebiet um Bischofshofen und westlich von Saalfelden sind bedeutende Vorkommen altpaläozoischer basischer Metamagmatite (= **Metabasit-Gruppe**) aufgeschlossen. Neben verschiedenen Metavulkaniten treten häufig schwach metamorphe Ganggesteine auf. Alle Metabasite wurden durch eine Metamorphose in unterer Grünschieferfazies und tektonische Prozesse in unterschiedlich starkem Maße verändert. In etlichen Vorkommen lassen sich magmatische Gefüge noch gut erkennen. Die primären Mineralphasen der Ausgangsgesteine, Plagioklas und Klinopyroxen, wurden jedoch durch Zerfallsreaktionen und Umwandlungen nahezu gänzlich verändert. 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 Pyroklas-

tika und Tuffite untergliedert werden. Daneben treten in etlichen Abschnitten Grünschiefer auf, deren ursprüngliche Charakteristika aufgrund vollständiger Umwandlung nicht mehr zu erkennen sind. Umfangreiche geochemische Analysen und aktuovulkanologische Vergleiche belegen, dass die Metabasite der Norischen Decke keinesfalls an mittelozeanischen Rücken gebildet wurden oder im Zuge von Subduktionsereignissen entstanden. Die Studien von SCHLAEGEL-BLAUT (1990) zeigen, dass es sich ausschließlich um Intraplattenvulkanite handelt, die sich in einem mäßig tiefen Randmeer mit vulkanischen Hochzonen (*seamounts*) und vulkanischen 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).

#### 153 Rad-Formation und Äquivalente; Ordovizium – Silur

*Phyllit, Metakonglomerat, -brekzien*

Mit dem Begriff **Rad-Formation** werden oberordovizische und silurische, siliziklastische Metasedimentgesteine erfasst, die von einer Metamorphose in unterer Grünschieferfazies überprägt wurden. Die Begriffsprägung geht auf CORNELIUS (1952a) zurück, der die Bezeichnung „Radschiefer“ für eine Gesteinseinheit verwendete, die stratigraphisch über dem oberordovizischen Blasseneck-Porphyr folgt und ihrerseits im stratigraphisch Hangenden von silurischen Lyditen und Schwarzschiefern beziehungsweise, wo diese fehlen, von obersilurischen bis devonischen Kalken überlagert wird. Ihre Typlokalität befindet sich im obersten Großveitschgraben, nahe dem Wirtshaus Rad.

Lithologisch handelt es sich um schwach metamorphe, deutlich geschieferte, dunkel- bis silbergraue, teilweise auch grüngraue Tonschiefer und feinsandige Siltsteine, in die bereichsweise lagige, unreine Quarzite eingelagert sind. Lokal, vor allem in geringfügig höher metamorphen Abschnitten der Norischen Decke, können die Radschiefer auch als vielfältige Phyllite ausgebildet sein. Diese besitzen typischerweise mit durchgehenden Glimmerhäuten (Serizit) bedeckte Schieferungsflächen. Gröber klastische Einlagerungen mit Quarzgeröllen (Metakonglomerate) sind selten und nirgends über weitere Strecken verfolgbar (CORNELIUS, 1952a, 1952b).

Die feldgeologische Eingrenzung der Radschiefer und ihre lithostratigraphische Definition (siehe oben) wurden

ursprünglich von CORNELIUS im östlichsten Teil der Norischen Decke im Abschnitt zwischen dem Alpen-Ostrand und dem Aflenzer Becken vorgenommen. Im Zuge der Erstellung des vorliegenden Kartenblattes wurden von den Kompilatoren zahlreiche weitere, oft viele hundert Meter mächtige, vermutlich hauptsächlich silurische, siliziklastische Metasediment-Vorkommen als Äquivalente der Rad-Fm. aufgefasst und mit gleicher Signatur dargestellt. Dies betrifft einerseits die östlichen und westlichen Abschnitte der Eisenerzer Alpen, in denen die mächtigen, überwiegend unterdevonischen Karbonatgesteinsfolgen der zentralen Eisenerzer Alpen fehlen. Andererseits wurden auch weiter westlich anschließende, von Metasedimenten dominierte Areale, die entlang des Palten- und des Ennstales liegen, mit der Rad-Fm. zusammengefasst. Detritäre Muskovite aus den Radschiefern lieferten ein Ar-Ar-Alter von  $607 \pm 1$  Ma (HANDLER et al., 1997).

Die am Westrand des Kartenblattes zwischen Zell am See und Saalfelden gelegenen Metasedimente gehören zur **Schattberg-** beziehungsweise zur **Löhnersbach-Formation**, die von HEINISCH (1986, 1988) kartiert und lithostratigraphisch definiert wurden. Bei diesen Gesteinseinheiten handelt es sich um Wechselfolgen aus Metapeliten und petrographisch vielfältigen Meta-sandsteinen, die in stratigraphisch fassbaren Profilabschnitten Mächtigkeiten bis zu 2000 m erreichen. Diese Gesteine sind stets deutlich geschiefert, oft sogar mehr-

fach. 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 und Größe sowie im Habitus erhalten.

Unter den Metapeliten sind die nur schwach metamorphen Silt- und Tonsteine vorherrschend. Die Metasandsteine entsprechen in ihrer petrographischen Zusammensetzung überwiegend Subgrauwacken und können fein- bis grobkörnig entwickelt sein (siehe auch Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1 : 200.000; PESTAL et al., 2009).

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

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

Zwischen Bischofshofen und dem Mandlingpass sind innerhalb der weit verbreiteten siliziklastischen Metasedimente (siehe Nr. 153) drei geringmächtige Vorkommen von Kalkmarmor beziehungsweise von schwach metamorphem Kalk und Kalkschiefer verzeichnet. Bei diesen handelt es sich um die nordöstlichsten Ausläufer von **silurischen** beziehungsweise **unterdevonischen Karbonatgesteinen**, die südwestlich der Blattschnittgrenze des vorliegenden Kartenbattes, im Pongau und im anschließenden Pinzgau, einige große, langgestreckte Gesteinszüge bilden (BRAUNSTINGL, 2005). EXNER (1979) beschreibt diese Gesteine südöstlich von Bischofshofen im Gebiet zwischen Lend und Schwarzach als dunkelgraue bis hellgraue, schwach metamorphe Kalke, welche teilweise als grob gebankter Kalk, teilweise als dünn geschieferter Kalkschiefer und Bänderkalk ausgebildet sind. Weiter östlich, in der Umgebung von Eben im Pongau sind sie stärker metamorph als grobkristalline Kalkmarmore ausgebildet und treten zusammen mit Eisendolomiten auf (EXNER, 1996). Fossilführend sind sie vor allem im Westen am Hundstein, aber auch an einigen anderen Lokalitäten in der Umgebung von Lend. Hier wurden in den schwach metamorphen und kaum rekristallisierten Teilen reichlich Crinoiden gefunden (TRAUTH, 1925; BAUER et al., 1969; EXNER, 1979). Alle Crinoidenfunde erwiesen sich jedoch als un-

bestimmbar. Lediglich eine aus den höheren Teilen der **Steigwandkalke** stammende Conodontenfauna ermöglichte es, sie ins obere Silur bis Unterdevon einzustufen (BAUER et al., 1969).

Westlich von Leogang, nahe dem südlichen Ende der westlichen Blattschnittgrenze der Karte, befindet sich ein sehr kleines, annähernd dreieckig geformtes Feld, das Ablagerungen des mittleren bis oberen Silurs darstellt. Es handelt sich um schwach metamorphe, schwarze, gebankte Dolomite, Kieselkalke, Lydite, Schwarzschiefer und graue Tonschiefer, die auch in der Umgebung Kitzbühels vorkommen und im **Dolomit-Kieselschiefer-Komplex** zusammengefasst wurden (MOSTLER, 1966; AL HASANI & MOSTLER, 1969). Im Hangenden des Dolomit-Kieselschiefer-Komplexes folgen hier gering mächtige, schwach metamorphe, graue Orthocerenkalke (siehe Nr. 155) des oberen Silurs, darüber ist die mächtige Spielbergdolomit-Gruppe entwickelt (siehe Nr. 151).

Die Aufschlüsse der **Klingler-Kar-Formation** (HEINISCH, 1986), deren Typlokalität rund 10 km westlich von Zell am See im Talschluss des Löhnersbachtals liegt, befinden sich alle südlich der Blattschnittgrenze, sind aber in der benachbarten GÖK 200 Salzburg verzeichnet (BRAUNSTINGL, 2005; siehe auch PESTAL et al., 2009).

## 151 Spielbergdolomit-Gruppe; Unter- bis Mitteldevon

*Heller Dolomit, dickbankig und massig, weißer Kalkmarmor, roter Flaserdolomit, Dolomit bzw. Kalkmarmor-Siltstein-Wechselfolge*

Die **Spielbergdolomit-Gruppe** tritt nahe der westlichen Blattschnittgrenze in der Umgebung von Leogang 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 mitteldevonischen, 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.

## 150 Wildfeldkalk, Sauberg-Kalk, Oberer Polsterkalk; Devon

*Flaserkalk, Bänderkalk*

Östlich des Ennstales treten in der Norischen Decke vielfältige, schwach metamorphe Kalke und feinkristalline, duktil deformierte Kalkmarmore auf, deren Ausgangsgesteine in einem tiefen Schelfmeer abgelagert wurden. Teile dieser Kalkgesteine wurden im Zuge historischer Kartierungen unter dem Sammelbegriff „Erzführender Kalk“ als obersilurische bis devonische Kalke i. A. erfasst. Dies betrifft vor allem südlich von Liezen und in der Umgebung von Trieben gelegene Gebiete. In großen Bereichen der Eisenerzer Alpen ist der stratigraphische Kenntnisstand wesentlich besser, denn er beruht hier auf modernen biostratigraphischen Bearbeitungen (Conodontenfaunen) jüngerer Datums, die es ermöglichten, die devonen Karbonatgesteine von jenen des Silurs zu trennen (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984a, 1984b).

Im Unterdevon der Eisenerzer Alpen sind bunte Kalkgesteine mit vielfältigen Farben (grau, weiß, gelb, rötlich, rot und grünlich) verbreitet, die als Bänderkalke, Crinoiden-, Stromatoporenkalke, Flaserkalke mit englagigen, eigentümlich herauswitternden Serizithäuten und Kalkschiefer ausgebildet sind. Die Kalkgesteine sind unter den lithostratigraphischen Bezeichnungen **Sauberg-Kalk** (benannt nach dem historischen am Erzberg gelegenen Steinbruch „Sauberg“) und **Polsterkalk** (benannt nach dem nordöstlich des Präbichls gelegenen Polster, 1910 m) sowie als „Kalke der Reiting-Decke“ bekannt geworden. Während die Letztgenannten bis zu 300 m mächtigen, vorwiegend massigen, hellgrauen bis weißen, deutlich rekristallisierten Bänderkalke bis Kalkmarmore aufgrund ihrer metamorphen Überprägung und der dadurch bedingten Fossilarmut conodontenstratigraphisch nur teilweise gegliedert werden konnten, ermöglichten individuenreiche Conodontenfaunen die detaillierte stratigraphische Untergliederung

der Polsterkalke und des Sauberg-Kalks (SCHÖNLAUB, 1982: Abb. 58).

Im Sauberg-Kalk wurden bereits vor rund 150 Jahren Makrofossilien gefunden (Korallen, Brachiopoden und Cephalopodenfragmente), die von STUR (1865a, 1865b, 1865c, 1866, 1871) bekanntgemacht und später umfassend untersucht und beschrieben wurden (HERITSCH, 1931; CZERMAK, 1931). An anderen Fundstellen wurden in den verschiedenen Horizonten der Karbonatgesteinseinheiten auch immer wieder Crinoiden, Stromatoporen und Tentakuliten gefunden. Teilweise stammen diese aus hellen, massigen Kalkgesteinen, die in den älteren Berichten häufig als mitteldevonische Rifffazies gedeutet wurden (HERITSCH, 1927; HABERFELNER, 1935). Soweit diese Vorkommen durch Conodonten biostratigraphisch überprüfbar waren, handelte es sich aber stets um unterdevonische Gesteine (SCHÖNLAUB, 1979). Mitteldevon konnte, abgesehen von ganz wenigen Ausnahmen, durch Conodonten bislang nicht nachgewiesen werden. Oberdevon hingegen wurde in hellen, maximal 10 m mächtigen Flaser- und Crinoidenkalken biostratigraphisch datiert. Erkannt wurden diese Gesteine in der Wildfeld-Decke nahe der Basis der Eisenerzer Schichten (siehe Nr. 149) (SCHÖNLAUB, 1982).

Der bereits oben erwähnte „Erzführende Kalk“ umfasst lithologisch neben den zuvor beschriebenen devonen Kalken auch mittelsilurische Kalkvarianten, die mit Lyditen und Schwarzschiefern wechsellagern, sowie Äquivalente des mittel- bis obersilurischen Orthocerenkalks (siehe Nr. 155). Bereichsweise treten eisenreiche Abschnitte auf, in denen die Kalke häufig graublau bis schwarz gefärbt sind und lokal durch die namensgebenden Ankerit/Siederit-Vererzungen charakterisiert werden.

## 149 Eisenerzer Schichten; Karbon

*Phyllit, Tonschiefer, Quarzit, Lydit*

Als **Eisenerzer Schichten** wurde von SCHÖNLAUB (1977, 1979, 1982) in den Eisenerzer Alpen eine bunte Abfolge von Metasedimenten mit dem chronostratigraphischen Umfang höheres Unterkarbon bis Oberkarbon erfasst. An der Basis der Eisenerzer Schichten treten lokal bis 10 m mächtige, schwach metamorphe Kalkbrekzien auf. Ihre bis 15 cm großen, deformierten, dicht gepackten und innig miteinander verzahnten Komponenten bestehen hauptsächlich aus oberdevonen bis unterkarbonen, hellgrauen und dunkelgrauen Kalk(marmor)-Klasten (SCHÖNLAUB, 1982). Diese bilden die unmittelbare sedimentäre Auflage auf den reliefierten Devonkalken (siehe Nr. 150). Über den basalen Kalkbrekzien folgen siliziklastische Gesteine, die von einer Metamorphose in unterer

Grünschieferfazies überprägt wurden. Lithologisch handelt es sich um teilweise graphitische, überwiegend dunkelgraue, bereichsweise aber auch graugrüne und violette sandige Schiefer und Tonschiefer sowie um dünn- bis plattige, bräunlichgraue, polymikte Sandsteine. Untergeordnet sind auch graue, seidig glänzende, kleinstückig zerbrechende Kieselschiefer und Lydite vertreten. Die Eisenerzer Schichten werden maximal 100 bis 150 m mächtig, sind aber oft tektonisch auf wenige Zehnermeter reduziert. In einigen Abschnitten können sie auch gänzlich fehlen. In der Stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) sind die Eisenerzer Schichten als lithostratigraphische Einheit im Formationsrang als Eisen-erz-Fm. anerkannt.

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

G.W. MANDL

Einen umfassenden Überblick über die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen mit zahlreichen Hinweisen auf die ältere Literatur gibt TOLLMANN (1976a). Einen ersten event-stratigraphischen Ansatz zur Gliederung der Schichtfolgen geben SCHLAGER & SCHÖLLNER (1974), speziell für die Trias auch LEIN (1985, 1987b). Zur Wechselwirkung Sedimentation/Tektonik siehe beispielsweise MANDL (2000), 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 Tiefmarin (Abb. 7,8).

Mit dem plattentektonischen Zerfall Pangäas während der Jurazeit wurde der kalkalpine Ablagerungsraum von Europa durch den entstehenden Penninischen Ozean abgetrennt und zu einem Teil des Adriatischen Sporns der Afrikanischen Platte. Im Zuge dieser Plattenbewegungen kam es auch zu einer Einengung im Bereich der triassischen ozeanischen Kruste des Tethysmeeres und des angrenzenden kalkalpiner Schelfs und in deren Gefolge zum Transport enormer Gesteinsmassen als Gleitschollen und -decken, Brekzienströme und Turbidite in die jurassischen Radiolaritbecken. Die Bildung von Ophiolithdecken analog zu den Dinariden und die Subduktion, Metamorphose und erneute Exhumation von Teilen der kalkalpiner Schichtfolge wird jüngst diskutiert – vgl. GAWLICK & FRISCH (2003), MISSONI & GAWLICK (2011a, b).

Im Laufe der Unterkreide leitete dann eine Änderung der Bewegungsrichtungen eine Phase der Konvergenz zwischen Adria 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 Adrias 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 in den Kalkalpen 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 (1976b, nochmals modifiziert 1985, 1987) darstellte; auf neuere alternative Modellvorstellungen wird im folgenden Text hingewiesen.

Das **Bajuvarische Deckensystem** lässt einen „basalen Schrägzuschnitt“ erkennen, das heißt, die Abscherung vom kristallinen Sockel erfolgte nicht horizontbeständig, 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. 4.4.1), 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 so genannten 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 von 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-Fm. empor. Dies wird allerdings nur dort erkennbar, wo Überschiebungsbahnen innerhalb des Tirolikums die älteren Anteile der Schichtfolge wieder an die Oberfläche bringen – 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 Tauchschuppenbau deutete. Die Einbeziehung von jurassischem Plassenkalk und oberkretazischen Gesteinen der Gosaugruppe in diesen Schuppenbau auf der Dachstein-Südseite spricht aber für eine Beteiligung südgerichteter Rücküberschiebungen.

Der anfangs umstrittene 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 Kapitel 5, Profilschnitte auf der Karte und Bohrdaten z. B. bei WESSELY & WAGNER (1993), 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 Kalken zwischen Berchtesgaden und Liezen zwei „Kanäle“ inmitten der gleichalten, mächtigen Flachwasserablagerungen des Wetterstein- und Dachsteinkalks nachzuzeichnen schienen. Als nach dem Internationalen Geologenkongress in 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 sollen. 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 (1976b).

Parallel dazu gab es immer Bestrebungen, den extremen Deckenbau mit seinen großen Überschiebungen 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 – Zlambachschieften) an tirolischen Dachsteinkalk. Es waren aber nicht alle beobachtbaren Phänomene damit erklärbar. Als Synthese aus Deckentektonik und gebundenener 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 verfrachteten 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 Salzkammergut siehe dazu MANDL (2000, 2001). Dieses Konzept liegt auch der beiliegenden tektonischen Übersichtskarte Oberösterreichs (Taf. 1) zugrunde. Folgende Grundprinzipien (Taf. 4) finden dabei Anwendung:

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 syndesimentär hochdringenden Perm-Evaporiten entstanden. „Bunt-“ und „Graufazies“ verzahnen 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 Flachscheffs 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-Fm., Losenstein-Fm.) im überlagernden Sedimentstapel. Teile der jurassisch einsedimentierten juvavischen Schollen wurden samt ihrer neoautochthonen Hüllgesteine erneut mobilisiert und über die kretazische Rossfeld-Fm. transportiert. Fortschreitende Einengung führte schließlich zur nahezu vollständigen 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 – z. B. GAWLICK et al. (2002, 2009). Eine zweite Forschungsrichtung erfasste die lokal sehr unterschiedliche metamorphe Überprägung der kalkalpinen Gesteine anhand des Conodont Color Alteration Index – siehe z. B. GAWLICK et al. (1994), GAWLICK & LEIN (2001). Darauf aufbauend entstand ein neues tektonisches Konzept für den Mittelabschnitt der Kalkalpen (GAWLICK et al., 1999, 2003; FRISCH & GAWLICK, 2001, 2003; MISSONI & GAWLICK, 2011a, b). 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. Ein weiteres Modell, das ebenfalls Paläogeographie und Tektonik des Mittelabschnittes der Kalkalpen aus plattentektonischer Sicht interpretiert, geben NEUBAUER (1994) und SCHWEIGL & NEUBAUER (1997). Allerdings weisen beispielsweise alle triassischen Plattform-Becken-Übergänge der Dachstein-Decke auf einen im Süden angrenzenden tiefmarinen Bereich hin, was gegen die NEUBAUER'sche Herleitung dieser Decke vom südlichen Schelf des triaszeitlichen Ozeans spricht.

Eine **junge Bruchtektonik** erfasste die Ostalpen im jüngeren Paläogen und im Neogen und zerschnitt auch den kalkalpinen Deckenstapel (Taf. 5). Im Wesentlichen sind es zwei Störungssysteme, die auch im Kartenbild Oberösterreichs erkennbar sind. Zum einen sind es ältere, nordwest-südost-streichende, rechtssinnige („dextrale“) Seitenverschiebungen; Beispiele dafür sind die Wolfgangsee- und die Hengst-Teichl-Störung (=Windischgarstener Störung), an der auch Gesteine der unterlagernden Flyschzone und des Helvetikums durch die kalkalpine Schichtfolge bis an die Oberfläche hochgeschleppt wurden (PERESSON, 1992, 1996). 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 hinausstrecken. 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 Bereich mehrerer 10er-Kilometer 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; PERESSON & DECKER, 1997).

#### 4.4.4.1. Perm

##### 148 Präbichl-Formation, Gröden-Formation, terrestrisch-fluviatil; 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 Präbichl-Fm. Verwendung findet, werden im Westabschnitt verschiedene Lokalbezeichnungen oder lithologisch beschreibende Begriffe verwendet – z. B. MOSTLER (1972a), siehe auch TOLLMANN (1976a). Zuletzt wurde der Begriff Gröden-Fm. aus den Südalpen für den oberpermischen Anteil übernommen (STINGL in HEINISCH et al., 2003 und in Vorber.).

Die Abfolge der **Präbichl-Formation** 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 ± 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).

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

##### 147 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 semisalinales Begleitmineral tritt gelegentlich Magnesit auf. Nichtsalinare 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 Grubbbach-Moosegg sowie im Tagbau Wienern östlich Grundlsee abgebaut.

Der Darstellung bei MOSTLER (1972a: 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 mikropaläontologisch mit Pollen/Sporen (KLAUS, 1974) sowie mit Hilfe von Schwefelisotopen (PAK & SCHAUBERGER, 1981).

##### 146 Dunkler basischer Vulkanit; Perm (– ?Trias)

*Melaphyr*

Magmatische Gesteine wurden von alters her im Haselgebirge der Salzlagerstätten angetroffen und als salttektonisch zerrissene, synsedimentäre Lavaflüsse oder pyroklastische Lagen („Lapilli-Tuffe“) interpretiert (SCHAUBERGER, 1949, 1955; ZIRKL, 1957). Auch die Kissenlava-Brekzien im Gipsabbau Wienern/Grundlsee zeigen nach KIRCHNER (1979) Hinweise auf synsedimentäre Bildung.

Mineralneubildungen (Na-Amphibole und NaCa-Pyroxene) in den Vulkaniten und im Nebengestein werden von KIRCH-

NER (1980) auf den evaporitischen Chemismus der Umgebungsgesteine und eine schwache unterkretazische Metamorphose zurückgeführt. VOZÁROVÁ et al. (1999) sehen in den Neubildungen einen Hinweis auf eine druckbetonte Metamorphose. Eine direkte geochronologische Datierung des ursprünglichen Bildungsalters der basischen Vulkanite gelang bisher noch nicht.

Im Kartenbild finden sich derartige Gesteine in darstellbarer Ausdehnung lediglich im steirischen Gebiet im Bereich Johnsbach südlich der Gesäuseberge.

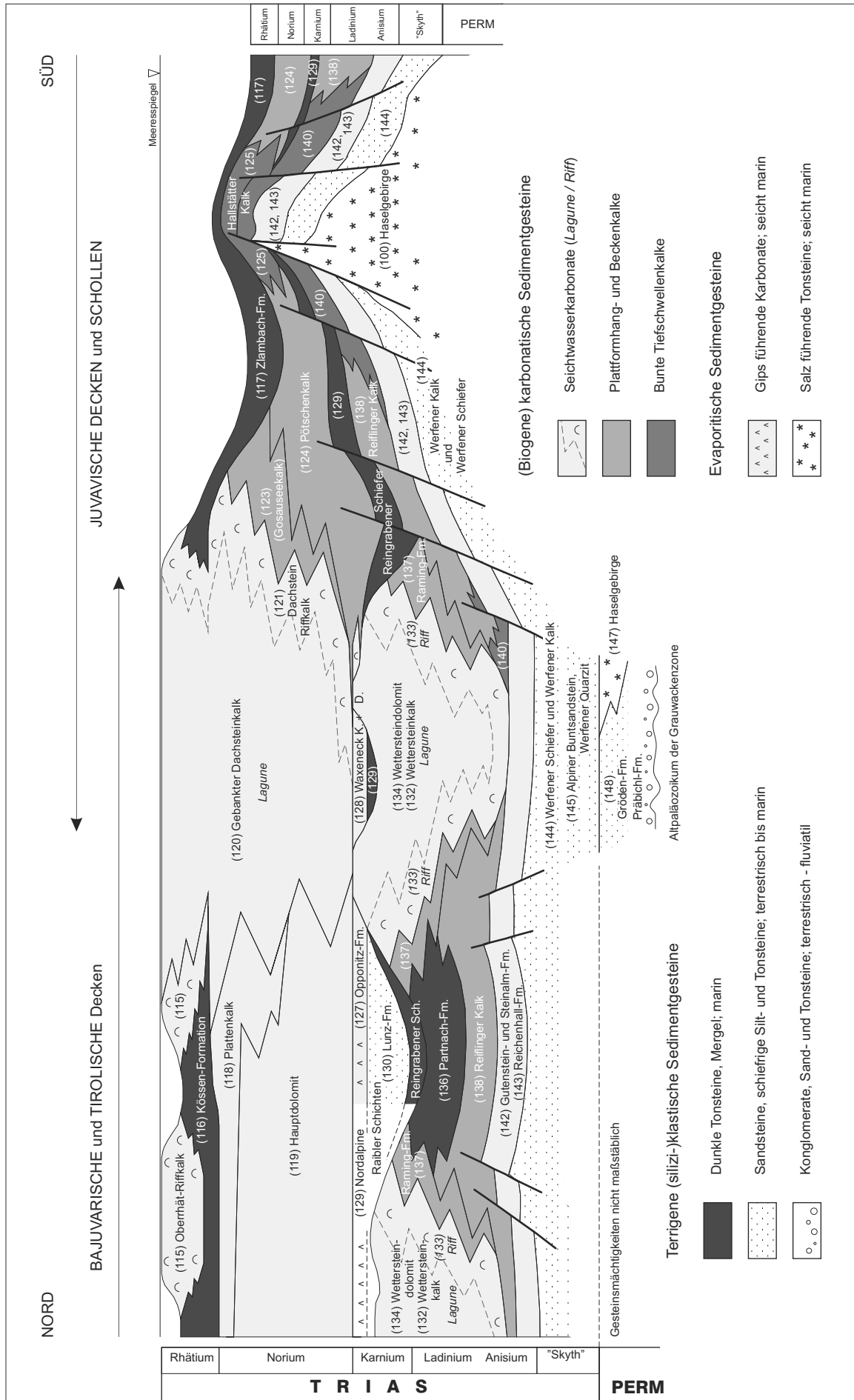


Abb. 7: Stratigraphie und seitliche Faziesübergänge der triassischen Gesteine der Nördlichen Kalkalpen (Mittelschnitt).

#### 4.4.4.2. Trias

##### 145 **Alpiner Buntsandstein (im Westen) und Werfener Quarzit (im Osten); Untertrias**

*Quarzsandstein, rot und hellgrau*

Mit dem Einsetzen massiver Sandsteinschüttungen über den Tonschiefern der Gröden-Fm. 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** 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 Oberen Alpinen Buntsandstein.

Der Übergang der Buntsandsteine und Quarzite zu den darüber folgenden Werfener Schieferen erfolgt allmählich durch Abnahme der Bankdicke und zunehmende Einschaltung von schieferigen Silt- und Tonsteinlagen.

Die Alterseinstufung erfolgt mangels Fossilien anhand der Position innerhalb des Schichtstapels und kann daher nur relativ grob mit Untertrias angegeben werden.

##### 144 **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 (KRÄINER & 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 mikrofazielle Ausbildung der Werfener Kalke im Raum Annaberg/Lammertal geben zuletzt MOSTLER & ROSSNER (1984).

Das Untertrias-Alter kann durch Muscheln und Foraminiferen, vereinzelt auch durch Ammoniten und Conodontendaten belegt werden.

##### 143, 142 **Steinalm-, Gutenstein- und Reichenhall-Formation; Anisium**

*143 Rauwacke, örtlich Gips*

*142 Kalkstein, Dolomit, massig, hellgrau-bankig schwarz*

An der Basis der karbonatischen Entwicklung tritt häufig ein Rauwacke-Horizont in Erscheinung, der mit der **Reichenhall-Formation** (Nr. 143) der Nordtiroler Kalkalpen gleichgesetzt wird. Das ursprünglich 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** (Nr. 142) besteht aus dunklen Kalken und Dolomiten. Der jüngere Abschnitt kann seitlich mit der Steinalm-Fm. 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 Crinoiden

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** (Nr. 142) werden (hell-)graue, massige bis dickbankige Kalke bezeichnet, die als charakteristische Fossilien oft massenhaft die kalkigen Röhrchen von Grünalgen (Dasycladaceen) enthalten. Algen, Onkoiden 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.

**141 „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 Verkie-selung oder auch Hornstein in Knollen oder Lagen aufweisen.

Die **bunten Dolomite** 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 Schiefertönen belegen ein mitteltriassisches bis unterkarnisches Alter.

(Dunkel-)graue **kieselige Dolomite** haben ihre Hauptverbreitung im Großraum Abtenau – Golling (HÄUSLER, 1979, 1981; PLÖCHINGER, 1982a, 1990; GAWLICK, 2004), wo sie bei Fehlen der karnischen Schiefertöne sogar bis ins Obere Karnium reichen dürften.

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-Fm.) handelt.

**140 Hallstätter Kalk („Unterer“); Mittleres Anisium – Unteres Karnium**  
*Kalkstein, knollig, massig und bankig, bunt*

Die Hauptmasse der mitteltriassisch-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 finden sich verschiedene, lithologisch beschreibende Begriffe wie z. B. „Graugelber Bankkalk“, „Grauvioletter Hallstätter Kalk“, „Roter Knollenflaserkalk“ oder nach Lokalitäten benannte Varianten wie der Schreieralmkalk – siehe zuletzt bei MANDL (2000) und chronostratigraphisch aktualisiert bei KRYSZYN (2008a); vgl. auch Nr. 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 – Kienberg/Lofer (HÄUSLER & BERG, 1980), Dachsteingebiet (LEIN, 1976; MANDL, 1987, 2000).

Die Alterseinstufung stützt sich auf die örtlich reichen Ammonitenfaunen der „klassischen“ Fossilfundpunkte im Salzkammergut sowie auf Conodontenfaunen.

**139 Grafensteig Kalk; Mittleres Anisium – Unteres Karnium**  
*Feinschuttkalkstein, bankig, dunkel*

Als eigenständige, vom Reiflinger Kalk (siehe Nr. 138) im engeren Sinne abzutrennende Beckenfazies wurde von HOHENEGGER & LEIN (1977) eine Abfolge dunkler, ebenflächiger, Hornstein führender Kalke mit Einschaltung von Detrituslagen von einer benachbarten Wettersteinkalk-

Plattform im niederösterreichischen Schneeberg-Gebiet definiert. Vergleichbare Gesteine treten auch im südlichen Hochschwabmassiv auf.

Die Alterseinstufung beruht auf Conodontenfaunen, Makrofossilien sind bislang nicht bekannt.

**138 Reiflinger Kalk; Mittleres Anisium – Unteres Karnium**  
*Kalkstein, wellig-schichtig, bankig, grau, Hornstein führend*

Der feinkörnige Kalk ist meist gelblich-grau gefärbt, seltener 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

Schichtflächen und eingeschalteten Lagen oder Knollen von Hornstein.

Reiflinger Schichten stellen karbonatische Ablagerungen des tieferen Wassers dar, zeitgleich zu den Wetterstein-Karbonatplattformen (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974).

Die Alterseinstufungen stützen sich weitgehend auf Conodontenfaunen, lokal sind auch Ammonitenfunde bekannt.

**137 Raming-Formation; Ladinium**  
*Feinschuttkalkstein, massig-bankig*

Dieser Kalkstein stellt das Bindeglied zwischen der Flachwasserbildung des Wetterstein-Riffkalks (siehe Nr. 133) und den Ablagerungen des tieferen Wassers (Reiflinger Kalk, Nr. 138) dar. Kartographisch wurde er im Salzkam-

mergut bislang nur im Gosaukamm-Dachstein-Gebiet erfasst und von SCHLAGER (1967) vorerst als „Plattenkalk“ im Massenkalk ausgeschieden. Dieser ist durch eine Wechselfolge aus pelagischen Schlammkalken und allochtho-

nem 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 Raming Kalks ist allerdings durch den allmählichen Übergang in Wettersteinriff-(schutt-)kalk gekennzeichnet und daher biostratigraphisch nicht scharf fassbar.

### 136 Partnach-Formation; Ladinium

*Tonmergelstein, feinschichtig, dunkelgrüngrau*

Neben dem Reiflinger Kalk (siehe Nr. 138) bilden die dunklen, dünn-schichtigen Tonschiefer, Mergel und bankigen Kalke der **Partnach-Formation** die Sedimentfüllung der Beckenbereiche zwischen den Wettersteinkalkplattformen der Bayerischen und Nordtiroler Kalkalpen

(BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974; TOLLMANN, 1976a). Makro- und Mikrofossilien sind selten, die Altersangaben beruhen meist auf der lateralen Verzahnung mit Reiflinger- bzw. mit Wettersteinkalk.

### 135 Sonderentwicklung Kalk, Dolomit („Edelboden-Formation“); Mittleres Anisium – Unteres Karnium

*Kalkstein, Dolomit, bankig, dunkel*

Für diese bislang nur mit informellen Begriffen bezeichneten gebankten Karbonate innerhalb der Wettersteinkalk-Areale des Hochschwab-Massivs wurde kürzlich von PAVLIK und MOSER in BRYDA et al. (2009: 38) der Begriff Tremmelgraben-Fm. vorgeschlagen.

Es handelt sich dabei um gut gebankte, dunkle Kalke und Dolomite mit Bio- und Lithoklasten aus der Wettersteinkalk-Lagune. Als Bildungsmilieu wird eine Ablagerung in

einem Intraplattformbecken vermutet, wo sich Detritus von der Plattform mit gelegentlich eingeschwemmten Faunenelementen aus dem offenen Marin vermischt. Hinweise auf ausgedehntere, das Becken begrenzende Plattform-Randriffe wurden bisher keine gefunden.

Der vergleichsweise große Altersumfang ist durch Conodontenfaunen gut belegt.

### 134 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 (siehe Nr. 133-131) oft sehr unregelmäßig geformt und besonders in Profilschnitten nur schematisch als Verzahnungsbereich darstellbar. Im Zuge der diagenetischen Dolomitbildung ging das primäre Se-

dimentgefüge weitgehend verloren, es herrscht heute ein charakteristisch „zuckerkörniges“, feingrusig zerfallendes, meist weißes bis graues, ungeschichtetes Sedimentgestein vor. Ein Großteil des Wettersteindolomits dürfte ehemals lagunäre Bereiche darstellen, nur ganz lokal weisen reliktsch erhaltene Sedimentstrukturen auf ehemalige Riffbildungen hin.

### 133 Wettersteinkalk, Riff

*Riffkalkstein, massig*

### 132 Wettersteinkalk, Lagune

*Kalkstein, massig-gebankt, hell*

### 131 Wettersteinkalk i. Allg.; Ladinium – Unteres Karnium

*Kalkstein, massig-gebankt, hell*

Die ursprünglich kalkige Ausbildung der Wetterstein-Karbonatplattformen ist hauptsächlich im Hölleengebirge und Traunstein, im Sensengebirge und am Ennsberg noch erhalten, während in vielen anderen Gebieten eine durchgreifende Dolomitisierung das Gestein verändert hat.

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 Grünalgen (Dasycladaceen) häufig in gesteinsbildender Menge zu finden. Loforitische 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 Riffschuttanteilen hervorgerufen wird. Wesentliche Riffbildner sind kleine Kalkschwämme und diverse Krusten bildende Organismen, Korallen sind nur untergeordnet vertreten.

Bei entsprechend großflächiger Verbreitung bildet der **Wettersteinkalk**, ähnlich dem Dachsteinkalk, verkarstete Hochflächen mit entsprechendem Karstwasserpotential.

### 130 Lunz-Formation, z. T. brackisch-fluviatil; Unteres Karnium

*Sandstein, Arkose, feinkörnig, örtlich Steinkohle*

### 129 Nordalpine Raibler Schichten, Reingraben-Formation; Karnium

*Mergelstein, Sandstein, Schiefertone, dunkel, 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 Kalkalpen 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 (z. B. „Cidariskalk“) im Hangenden der Wetterstein-Karbonatplattformen und im Hallstätter Faziesbereich („Halobienchiefer“) (TOLLMANN, 1976a).

Um den von Nordosten her ausstrahlenden, terrigenen Sedimenteintrag anzudeuten, wurde die Verbreitung der **Lunz-Formation** (Nr. 130) mit ihren mächtigen Sandsteinschüttungen im Kartenbild eigens hervorgehoben.

Die Hauptmasse der **Nordalpinen Raibler Schichten** (Nr. 129) im hier gehandhabten Sinne umfasst eine Wechselfolge von Mergeln, Schiefertonen 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 Leckkogel-schichten beschrieben. Diese beinhalten Schwammriffe und deren Detritus in begleitenden Mergel/Schieferton/Kalkfolgen; sie säumten die aufgetauchten Wettersteinplattformen während des frühen Karnium insbesondere an deren Südrändern.

Die schwarzen Schiefertone 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 statt, 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.

### 128 Waxeneckkalk und -dolomit; Oberes Karnium

*Kalkstein, massig-bankig, Dolomit*

Diese Karbonate wurden außerhalb ihrer Typusregion in den Mürztaler Alpen 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 (östl. 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 Dachsteinriffkalks massige Dolomite auf. Sie wurden in der vorliegenden Kartendarstellung zur Gänze als **Waxeneckdolomit** ausgeschieden. Die von SCHLAGER (1967) erwähnten, im Dolomit reliktsch erkennbaren 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.

### 127 Opponitz-Formation; Oberes Karnium

*Kalkstein, Mergelstein, Rauwacke, Gips*

Sie tritt im Ostabschnitt der Kalkalpen meist zusammen mit Lunzer Sandstein (siehe Nr. 130) auf und vertritt dort den hangenden Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten (siehe Nr. 129).

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 hypersalines 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 siehe 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.

## 126 Hallstätter Dolomit (inkl. „hellbunter Dolomit“ des Saalachtales); Karnium – Norium

*Dolomit, massig und bankig, bunt*

Ähnlich wie in der Mitteltrias (siehe Nr. 141 „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).

## 125 Hallstätter Kalk („Oberer“); Karnium – Norium

*Kalkstein, knollig, massig und bankig, bunt*

Wie schon bei Nr. 140 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 (siehe Nr. 124), 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 – siehe MANDL (1984a, 2000: Fig. 6), chronostratigraphisch aktualisiert in KRYSZYN (2008a: 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 der Kalkalpen (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; KRYSZYN et al., 1971).

Details zu Hallstätter Kalken einzelner Regionen des Kartenblattes 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. (2001a, 2001b), HORNING (2008);

Golling – Lammertal: HÄUSLER (1979, 1981), HAMILTON (1981), PLÖCHINGER (1982, 1990), GAWLICK (1996, 1998, 2004);

Zwieselalm – Gosaukamm: SCHLAGER (1967), MANDL (1984a, 1984b), LEIN (1976);

Hallstatt, Bad Ischl – Bad Aussee: SCHLAGER (1969), KRYSZYN et al. (1971), SCHÄFFER (1976), KRYSZYN (1980), MANDL (1984a, 1984b, 2000);

Bad Mitterndorf: SCHÖLLNBERGER (1974), KRYSZYN (1980), STEIGER (1980);

Dachstein Süd: LEIN (1976, 1987c), MANDL (1987);

Ennstal – Bosruck – Windischgarsten: LEIN (1986, 1987a), NOWY & LEIN (1984);

Hüpfinger Deckscholle – Hochschwab: BRYDA (1993), BRYDA et al. (2009).

## 124 Pötschenkalk; Norium

*Kalkstein mit Hornsteinknollen, bankig*

## 123 Pedataschichten (Gosauseekalk); Norium

*Feinschuttkalkstein, bankig*

Diese beiden Gesteinsserien stellen die zum Flachwassersediment des Dachsteinkalks zeitgleichen Ablagerungen des tieferen Wassers dar.

Der **Pötschenkalk** (Nr. 124) 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 kündigen dicke Mergellagen den Übergang zu der auflagernden Zlambach-Fm. (siehe Nr. 117) an. Lateral zeigt der Pötschenkalk Übergänge in die bunten Hallstätter Kalke – MANDL (2000: Fig. 6), chronostratigraphisch aktualisiert in KRYSZYN (2008a: Fig. 3).

Makrofossilien sind meist schlecht erhalten, eine reiche Mikrofauna beschreibt MOSTLER (1978).

Die Altersangabe beruht neben wenigen Ammonitenfunden 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 Rhätium zu liegen (KRYSZYN, 2008a, 2008b).

Die **Pedataschichten** (Nr. 123) nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen Dachsteinkalk und Pötschenkalk ein. Sie zeigen durch ihren Gehalt von 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-gebantke Kalke mit arenitischen Kalkturbiditen vom Top und von den Flanken der Dachsteinkalkplattform (REIJMER, 1991; MANDL & KRISTYN,

2008). Dieser zweite Typus wird seit TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970: 99) als **Gosauseekalk** bezeichnet.

## 122 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 dolomitierten, subti-

dalen Waxeneckkalk. Lokal verbergen sich dahinter auch dolomitierte Beckensedimente (z. B. Hochkönig – siehe SCHAUER, 1984). Eine moderne Bearbeitung zu dieser Problematik fehlt bisher.

## 121 Dachsteinkalk, Riffbereich; Norium – Rhätium

*Kalkstein, massig, hell*

Die **Riffentwicklung des Dachsteinkalks** beinhaltet massive, 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 & KRISTYN, 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), am Hochkönig (SATTERLEY, 1994) und am Südrand des Dachsteinplateaus (RONIEWICZ et al., 2007). Am Gosaukamm ist noch – wenngleich tektonisch zerhackt – das einstige Vorwachsen des Riffschuttes über die angrenzenden Hang/Beckensedimente (Pedataschichten, siehe Nr. 123) erkennbar (KRISTYN et al., 2009) und auch die einstige Hangneigung der Riffschutthalde noch zu sehen (KENTER & SCHLAGER, 2009).

## 120 Dachsteinkalk, Lagune; Norium – Rhätium

*Kalkstein, dickbankig, hell*

Eine grundlegende Beschreibung und sedimentologische Deutung des **gebantkten Dachsteinkalks** 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 Kalkbrekzien 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 dolomitierten, mm-geschichteten Algenlaminiten

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 Megalodontenschalen („Dachsteinmuschel“) und Schnecken.

Mit der umstrittenen Ursache der Zyklizität beschäftigten 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 Totes Gebirge PILLER (1976) und für die Loferer u. 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 Rifften 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-Fm. (siehe Nr. 116) die lagunäre Kalkbildung weiter lief und dann von Jura-Rotkalken überdeckt wurde.

## 119 Hauptdolomit; Oberes Karnium – Norium

*Dolomit, gut gebantkt, grau bis braun, z. T. bituminös*

Der **Hauptdolomit** ist das karbonatische Sediment der riff-fernen Lagune und daher im Bajuvarischen und im Nordteil

des Tirolischen Deckensystems das bedeutendste landschaftsprägende Gestein der Obertrias. Gegen Süden hin

wird er lateral zunehmend durch Dachsteinkalk (siehe Nr. 120) ersetzt.

Es können mehrere Gesteinstypen 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 – weitere 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 Geo-

chemie des Hauptdolomits 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 Hauptdolomits kann daher nur nach seiner Position im Schichtstapel als oberkarnisch bis norisch angegeben werden.

### 118 Plattenkalk; Norium

*Kalkstein, grau, gebankt*

Der **Plattenkalk** besteht aus mittel- bis dunkelgrauen oder bräunlichgrauen ebenflächigen Kalkbänken, denen Dolomitlagen vom Typus des Hauptdolomits zwischengeschaltet sein können. Genetisch stellt er einen lateralen Übergangsbereich zwischen Hauptdolomit (siehe Nr. 119) und Dachsteinkalk (siehe Nr. 120) dar und lässt auch eine ähnli-

che, wassertiefenabhängige Zyklizität wie Letzterer erkennen (CZURDA, 1970).

Der Plattenkalk vertritt den jüngeren Anteil des Hauptdolomits vor allem in jenen Bereichen der Bajuvarischen und Tirolischen Decken, die im Rhät durch die Kössen-Fm. (siehe Nr. 116) charakterisiert sind (KERN & HÜSSNER, 1999).

### 117 Zlambach-Formation; Oberes Norium – Rhätium

*Mergelstein, Kalkstein, dunkel*

Die „Zlambachschichten“ (**Zlambach-Formation**) dokumentieren den Beginn der terrigen beeinflussten Sedimentation am landfernen Schelf in der obersten Trias. Sie können sowohl die Beckensedimente (Hallstätter Kalke, siehe Nr. 125; Pötschenkalk, siehe Nr. 124) als auch die Randbereiche der Karbonatplattformen (Dachsteinkalk, siehe Nr. 121, 120) 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 (1986) neben der Typ-

lokalität auch für zahlreiche andere Vorkommen. Über Makro- und Mikrofossilien der „Zlambachschichten“ informieren auch TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970), speziell über die Korallenfauna RONIEWICZ (1989). Mit den „Zlambachschichten“ am Untersberg-Ostfuß (Grünbachgraben) befassten sich PLÖCHINGER & OBERHAUSER (1956).

Die Untergrenze der „Zlambachschichten“ wurde bisher ins Obere Norium gestellt, sie kommt in Zukunft nach der Neudefinition der Rhätbasis innerhalb des Rhätium zu liegen (KRYSZYN, 2008a, 2008b). Die exakte Grenzziehung zu den überlagernden Allgäuschichten (siehe Nr. 111) ist problematisch, da keine auffällige lithologische Änderung des Gesteins erkennbar ist (RAKUS, 1999).

### 116 Kössen-Formation, Schattwald-Formation; Oberes Norium – Rhätium

*Mergelstein, Kalkstein, dünnbankig, dunkelgrau, Tonmergel, rot*

Die **Kössen-Formation** markiert wie die Zlambach-Fm. (siehe Nr. 117) den beginnenden terrigenen 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-Mb. entwickelte sich aus dem Plattenkalk (siehe Nr. 118) (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 Dachsteinkalks (siehe Nr. 121, 120) 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, siehe Nr. 115) getrennt waren. Das nördliche Becken mit fossilar-

mer, 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 Osterhorngelände verbreitet und besteht aus fossilreichen bioklastischen Kalken, Mergeln und Ton-schiefern. 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.

#### 115 Oberrhät-Riffkalk; Rhätium

*Riffkalkstein, massig, hell*

Dabei handelt es sich um helle, dickbankige bis massive Flachwasserkalke vom Typus des Dachsteinkalks (siehe Nr. 121, 120) mit Riffen, Riffschuttkalken und lagunären Kalken mit Megalodonten und Oolithen (FABRICIUS, 1966; TOLLMANN, 1976a). Sie überlagern das Hochalm-Member der Kössen-Fm. (siehe Nr. 116) und bilden eine trennende Karbonatplattform zwischen deren jüngeren Teilbecken (Eiberg- und Restental-Member) (GOLEBIOWSKI, 1990).

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-Fm. 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).

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).

### 4.4.4.3. Jura

#### 114 Jura-Schwellenfazies (z. B. Hierlitzkalk, Adneter Kalk)

*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) und EBEL (1997). Der geringmächtige **Hierlitzkalk** ist besonders durch seinen Reichtum an runden oder fünfeckigen Crinoiden-Bruchstücken charakterisiert, deren weiße Farbe aus der roten Kalkmatrix hervorsticht. Er liegt dem Dachsteinkalk (siehe Nr. 121, 120) 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 wirtschaftliche und kulturgeschichtliche Bedeutung kommt den verschiedenen Varietäten des Adneter Kalks 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 Kalken.

### Jura-Beckenfazies (113–105)

#### 113 Kalksburg-Formation, Kieselkalk; Unterjura

*Mergel und Sandkalkstein*

Die **Kalksburg-Formation** beinhaltet dunkle Mergel und Kalke und einen jüngeren Anteil aus bläulichen Kalken und mürben Sandsteinen mit Rippelmarken, Spurenfossilien und Austern – Details siehe TOLLMANN (1976a: 299f.). Unterlagernde **Kieselkalke** wurden im Kartenbild aus Maßstabsgründen damit vereint.

Der Sandgehalt lässt erkennen, dass der nördlichste Teil des kalkalpinen Ablagerungsraumes (heute nordöstliche Bajuvarische Decken) im frühen Jura gerade noch vom feinsten siliziklastischen Verwitterungsschutt des europäischen Festlandes erreicht wurde.

### 112 Scheibelberg-Formation; Unterjura

*Hornsteinkalk, dickbankig, grau*

In den Chiemgauer Alpen, in der nördlichen Osterhorngruppe und im Schafberggebiet wird der ältere Jura durch kieselige Kalke vertreten. In den gebankten, oft knolligen grauen Kalken 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 Unkener Mulde berichten KRAINER &

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, siehe TOLLMANN (1976a: 300 f.).

### 111 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 von Fleckenkalk zu Mergel bestimmt. Dazu kommen gelegentliche Einschaltungen von Crinoidenspatkalken, Kieselkalken und ein Bitumenmergel-Niveau im Toarcium – Details siehe TOLLMANN (1976a: 292 ff.), EBLI (1997).

### 110 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** vorgeschlagen 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 Nr. 105).

### 109 Strubberg-Formation; Oberes Callovium – Oxfordium

*Kieselgestein, Mergelstein, Kalkbrekzien und Großschollen*

Bei der **Strubberg-Formation** 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 Kalken, Kieselkalken und Radiolariten sowie von dünn-schichtigen, Radiolarien führenden Mergeln und Mergelkalken gebildet. Auf Radiolarienfaunen beruht auch die Angabe des Altersumfanges.

Die klastischen Einschüttungen umfassen intraformationale Brekzienlagen, grobarenitische gradierte Sandsteine und polymikte Brekzienkörper. Letztere beinhalten Komponenten triassischer Gesteine aus bunten Hallstätter Kalken, grauem Pötschenkalk und aus dem Dachsteinkalk-Vorrißbereich.

Damit verknüpft sind Großschollen von triassischen Gesteinen ebensolcher Herkunft sowie aus Dachsteinkalk und Werfener Schichten – vgl. 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 dortigen 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).

### 108 Ruhpolding-Formation; Oberstes Callovium – Oxfordium

*Radiolarit - Kieselgestein, grau, rot und grün*

Gut gebankter dunkelgrauer, graugrüner oder roter Radiolarit und Kieselkalk, zum Teil mit geringmächtigen tonigen Zwischenschichten, Schichtflächen 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 Zehnermeter oder weniger. In diesen Fällen musste es im Kartenbild aus Maßstabsgründen mit den unterlagernden Jura-Beckensedimenten bzw. überlagernden Oberjura-Kalken zusammengefasst werden.

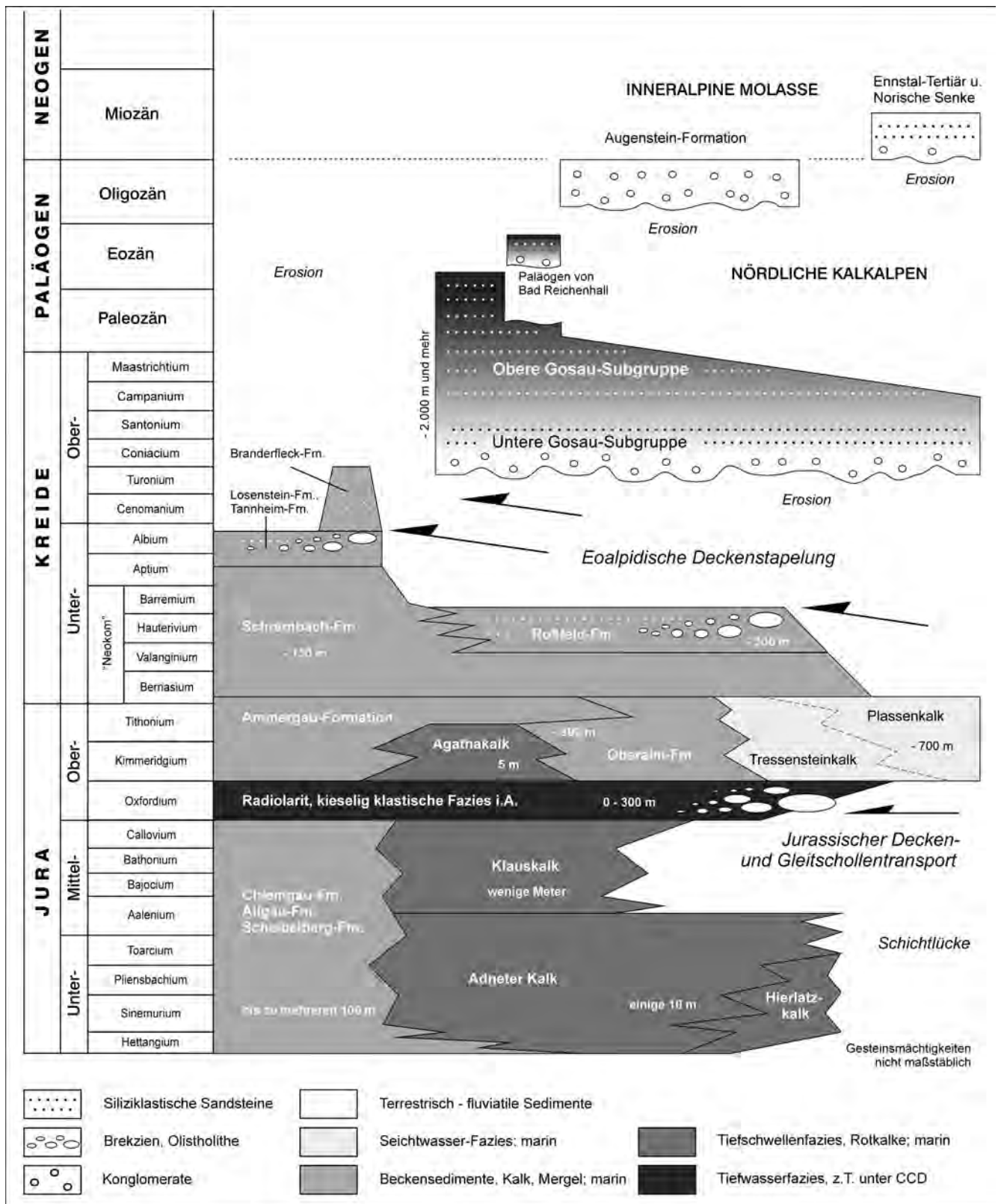


Abb. 8: Stratigraphie und seitliche Faziesübergänge der jurassischen, kretazischen und paläogenen Gesteine der Nördlichen Kalkalpen und der Gesteine der Inneralpinen Molasse.

### 107 Tauglboden-Formation; Kimmeridgium

*Kieselgestein, Mergelstein, Kalkturbidit und Brekzie*

Ähnlich der Strubberg-Fm. handelt es sich auch bei dieser Formation 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 Dachsteinkalkfazies (siehe Nr. 120) und der ihr

auflagernden Schichtenreihe Kössen-, Adnet-, Klaus-, Allgäu- und Ruhpolding-Fm. (siehe Nr. 116, 114, 111, 108). Die Alterseinstufungen beruhen, wie bei den anderen jurassischen Kieselgesteinen auch, auf Mikrofosilien (Radiolarien). Siehe dazu GAWLICK et al. (1999, 2002), GAWLICK & DIERSCHKE (2000), GAWLICK & FRISCH (2003).

### 106 Klastische Fazies i. Allg.

*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 Formatio-

nen 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. (2001a), ORTNER et al. (2008).

### 105 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 wer-

den – Kartenverteiler siehe Beilage zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1: 200.000 und Tafel 2.

Im Umfeld von Hallstätter Gesteinen dürfte die nicht näher differenzierte Jura-Beckenfazies überwiegend der Strubberg-Fm. (siehe Nr. 109) angehören – z. B. GAWLICK et al. (2003, 2007), WEGERER et al. (1999), Anmerkungen dazu bei MANDL et al. (in Vorber.).

### 104 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., 2003a; GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006).

Der **Tressensteinkalk** ist ein massiger bis dickbankiger, hell grauer bis bräunlicher, feinklastischer Kalk, dessen

Komponenten aus den Flachwasserbereichen des Plassenkalkes herzuleiten sind. Er wird daher als Schuttkalk an den Flanken der Plassen-Karbonatplattformen aufgefasst, der in größerer Meerestiefe in die Turbidite des Barmsteinkalks (siehe Nr. 103) übergeht (FENNINGER & HOLZER, 1972; SCHLAGINTWEIT & EBLI, 1999). Neue Untersuchungen durch GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2008, 2009) lehnen allerdings eine Entstehung als Plattform-Hangsediment ab, da an der Typlokalität zwischen den Detritusschüttungen Beckensedimente (Oberalm-Fm., Nr. 103) gefunden wurden, der Tressensteinkalk also mit Barmsteinkalk ident sei.

### 103 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, Nr. 104) bis in das Becken. Diese Schüttungen können insbesondere um Hallein und im südlichen Osterhorngebiet Mächtigkeiten bis in den Meterbereich aufweisen und sind dann in großmaß-

stäblichen Karten als **Barmsteinkalk** eigens ausgeschieden – z. B. PLÖCHINGER (1982, 1990).

Im Grenzbereich zu unterlagernden Gesteinen sind gelegentlich Konglomerate ausgebildet, die dort den transgressiven Kontakt der **Oberalm-Fm.** zu einem deutlich älteren Untergrund unterstreichen, z. B. nördlich des Hohen Göll.

Kalkschaliges pflanzliches Nannoplankton erreichte im oberen Jura erstmals gesteinsbildende Quantität. Dunkler Hornstein in Knollen oder Lagen tritt horizontweise gehäuft

auf. Nähere Details siehe z. B. FENNINGER & HOLZER (1972), STEIGER (1981), DORNER et al. (2009).

## 102 Jurakalke i. Allg.

Diese Signatur musste an jenen wenigen Stellen Verwendung finden, wo aus Maßstabsgründen eine differenziertere Darstellung nicht möglich war oder aufgrund fehlender

moderner Bearbeitung keine genauere Information zur Verfügung stand.

## 101 Ammergau-Formation (= Aptychenschichten, z.T. inkl. Schrambach-Formation); Kimmeridgium – Valanginium

*Mergelkalkstein, hell, dünnbankig*

Fernab der oberjurassischen Seichtwasserplattformen und in deutlich größerer Wassertiefe als die Oberalm-Fm. (siehe Nr. 103) wurden die dünn-schichtigen, sehr feinkörnigen Mergelkalke der **Ammergau-Formation** gebildet. 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 Hornsteinknol-

len oder Schlieren konzentriert sein. Weitere Details siehe TOLLMANN (1976a: 351 ff.).

Die Bildung erfolgte in Wassertiefen unterhalb der Aragonit-Lösungstiefe, weshalb aragonitische Ammonitenschalen kaum erhalten sind. Ihre calcitischen Kieferelemente (Aptychen) treten hingegen häufig auf und gaben Anlass für die frühere Bezeichnung „Aptychenkalk“.

### 4.4.4.4. Kreide – Paläogen

#### Unterkreide (100–97)

## 100 Schrambach-Formation; Valanginium – Aptium

*Mergelkalkstein, hellgrau, gefleckt, Mergelstein*

Die **Schrambach-Formation** entwickelt sich durch deutliche Zunahme des Mergelgehaltes aus der Ammergau-Fm. (siehe Nr. 101) bzw. aus der Oberalm-Fm. (siehe Nr. 103), 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-Fm. (PLÖCHINGER, 1990).

Die Schrambach-Fm. weist nicht überall den gleichen Altersumfang auf. Wo sie von der Rossfeld-Fm. überlagert wird, endet sie bereits im Valanginium. Andernorts kann sie bis in das oberste Aptium emporreichen, wo sie von den Tonmergelserien der Tannheim-Fm. abgelöst wird.

## 99 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-Fm. (siehe Nr. 100) zuerst graue Mergel mit Sandsteinlagen, dann eine turbiditische Abfolge gebankter, dunkelgrauer, harter Sandsteine, mächtige Kieselkalke und schließlich eine grobklastische Sandstein/Brekzienabfolge mit Einschaltungen von dünn-bankigen 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 Sandsteinschüttungen erfolgten im Wesentlichen aus dem Süden der Kalkalpen, aus einem Liefergebiet mit metamorphen und ultrabasischen Gesteinen, wie anhand der Schwermineralspektren mit Hornblende, Chromspinnell, 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 auflagen, wie die Berchtesgadener Decke und begleitende Schollen oder auch die Dachstein-Decke – siehe z. B. MANDL (2000: Fig. 8).

## 98 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 („Rumunischer Rücken“ = Akkretionskeil an der Stirn der Ostalpinen Platte über der penninischen Subduktionsfront) (FAUPL & WAGREICH, 1992; 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-Fm. (siehe Nr. 111) 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-Fm. 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-Fm. 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-Fm., erneut kristallinen (auch ophiolithischen) Detritus aus dem Norden auf und zeigt Sedimentstrukturen von Turbiditen (GAUPP, 1982). Die zeitliche Reichweite überlappt etwas mit der weiter südlich auf dem Deckenstapel einsetzenden Ablagerung der Gosau-Gruppe (siehe Nr. 96-86) (FAUPL & POBER, 1991: Abb. 1).

## 97 Unterkreide i. Allg.

Diese Signatur musste an jenen Stellen Verwendung finden, wo aus Maßstabsgründen eine differenziertere Darstellung nicht möglich war oder aufgrund fehlender

moderner Bearbeitung keine genauere Information zur Verfügung stand.

### Gosau-Gruppe (96–86)

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 Karstbauxite 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 (1987), WAGREICH & FAUPL (1994) und FAUPL & WAGREICH (1996).

### Untere Gosau-Subgruppe (96–93)

Entsprechend dem kleinräumig wechselnden Relief, dem unterschiedlichen Sedimentangebot und dem zeitlich unterschiedlichen Vordringen mariner Ablagerungsbedingungen umfasst die Untere Gosau-Subgruppe genetisch recht unterschiedliche Gesteine (Nr. 96–93), beginnend in terrestrisch fluvialem Bildungsmilieu bis hin zu marinen Schelfsedimenten.



## 96 Kreuzgraben-Formation, örtlich auch jüngere Konglomerate; Turonium – Santonium

*Konglomerat, Brekzie, häufig rot*

Dieses grobklastische Gestein, oft auch als Basisbildung oder Basiskonglomerat bezeichnet, 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. Die der Gosasedimentation vorangehende, lange Festlandsphase mit tief greifender tropischer Verwitterung des Gesteins führte lokal zur Bildung von Bauxit, der beispielsweise in

der Laussa sogar zeitweilig abgebaut wurde. Selten und nur kleinräumig auftretende Süßwassermollusken, Pflanzenfossilien und Kohlebildung (z. B. Neualm bei Russbach, Hochkogel in der Laussa, Rossleithen bei Windischgarsten) lassen auf die einstige Existenz von Sümpfen und kleinen Tümpeln schließen.

Die Gerölle sind praktisch ausschließlich kalkalpiner Herkunft, sogenannte „Exotika“ fehlen. Weitere Details siehe WAGREICH (1988, 1998).

## 95 Untersberger Marmor; Conacium – Santonium

*Brekzienkalkstein, fein- bis mittelkörnig*

Am Nordhang des Untersberges bei Salzburg befindet sich die namensgebende Typlokalität dieses Gesteins (UHLIR, 2006). Weitere Vorkommen existieren im Lattengebirge (RISCH, 1993) und östlich von Gosau (PLÖCHINGER, 1982a). Genetisch ist das Gestein als feinkörnige Brandungsbrekzie zu bezeichnen. Im kreidezeitlichen Küstenbereich wurde der dort anstehende Dachsteinkalk (siehe Nr. 121, 120), Plassenkalk (siehe Nr. 104) und untergeordnet auch roter Jurakalk (siehe Nr. 114) erodiert und zusammen mit bauxitischen Böden vom Festland als Kies- und Sandfraktion in ruhigerem Wasser wieder abgelagert. Verschiedene Mee-

resorganismen (Hippuriten und andere Muscheln, Schnecken, Korallen) steuerten ihre kalkigen Schalen in untergeordneter Menge zum Sediment bei. Die Komponenten sind durch Calcit zu einem sehr dichten, verwitterungsbeständigen Gestein zementiert. Die Farbvarietäten reichen von Hellbeige über Rötlich zu seltener gelblichen Farben.

Zur Bedeutung dieses seit der Römerzeit genutzten Deckgesteins siehe KIESLINGER (1964) und UHLIR (2006). Beispielsweise fand es in Linz für die Dreifaltigkeitssäule am Hauptplatz oder für das Nordportal des Landhauses Verwendung.

## 94 Mergel- und Sandstein-Folgen der Flachwassergosau (z. B. Grabenbach-Formation und Weisswasser-Formation); Oberes Turonium – Campanium

*Mergelstein, Tonstein, Sandstein, örtlich Konglomerat, 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; FAUPL, 1983: 222 f.). 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 Schwermineralspektren auf ein ophiolitisches 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 Becher- muscheln (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 – siehe z. B. PLÖCHINGER (1982), HÖFLING (1985), SUMMESBERGER & KENNEDY (1996), MOOSLEITNER (2004).

## 93 Untere Gosau-Subgruppe („Flachwassergosau“); Oberes Turonium – Campanium

In kleineren Gosau-Vorkommen ist die lithostratigraphische Vielfalt maßstabsbedingt nicht darstellbar; diese wur-

den als Untere Gosau-Subgruppe generalisiert.

## Obere Gosau-Subgruppe (92–86)

Durch die rasche Absenkung im frühen Campanium gelangte der Meeresboden in Wassertiefen deutlich unter 1000 Meter. 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.

Mit der generellen Eintiefung des Ablagerungsraumes erfolgt sedimentologisch auch ein Übergang zu turbiditischen Abfolgen. 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.

Innerhalb der Tiefwassergosau sind an einigen Stellen 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 – siehe HERM et al. (1981): Lattengebirge; PREISINGER et al. (1986): Elendgraben/Russbach; PERYT et al. (1993): Rotwandgraben/Gosau; EGGER et al. (2009b) und WAGREICH et al. (2009b): Gams. Dieses Ereignis wird allgemein als Auslöser eines weltweiten Massensterbens bei vielen Lebensformen (Dinosaurier, Ammoniten, Rudisten etc.) angesehen.

## 92 Spitzenbach-Formation und Äquivalente; Höheres Unter-Campanium – Unteres Ober-Campanium\*

*Kalksandstein, -konglomerat, -brekzie*

Während der Hangendabschnitt der Abfolge von einförmigen Karbonatbrekzien (Dolomit überwiegt) gebildet wird, zeigt der Liegendabschnitt eine Wechselfolge von grauen und roten Peliten und Brekzienlagen, die aufgearbeitete Pelitklasten und Großschollen von Bioklasten führenden Kalksandsteinen beinhalten. Im Hangenden der Brekzienlagen folgen turbiditische Sandsteine, die neben dem Dolomitdetritus einen hohen Gehalt an Quarz und epimetamorphen Gesteinsfragmenten enthalten.

Die Ablagerung dürfte im Bereich eines lokalen submarinen Schuttfächers erfolgt sein, der sich bei zunehmender Eintiefung an einer aktiven Bruchstufe bildete (FAUPL, 1983).

Gegenüber der Angabe in der Legende lässt sich der Altersumfang mikropaläontologisch auf höheres Unter-Campanium bis unteres Ober-Campanium einschränken.

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

## 91 Ressen-Formation; Unteres Campanium

*Sandstein, Tonmergel*

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 – siehe PLÖCHINGER (1982), ŠVÁBENICKÁ et al. (2003), BAUER (2007), LOBITZER et al. (2010).

## 90 Brunnbach-Formation; Maastrichtium – Paleozän

*Sandstein, Mergelstein, bunt, Brekzie*

Die Buntfärbung erinnert entfernt an die Gesteine der Nierental-Fm. (siehe Nr. 89), die Dominanz grobkörniger Turbidite mit zwischengeschalteten, kalkfreien Tonsteinen unterstreicht jedoch den eigenständigen Charakter. Bei den Grobklastika handelt es sich vorwiegend um Dolomitbrekzien, ähnlich jenen der Spitzenbach-Fm. (siehe Nr. 92). Konglomeratlagen führen neben Karbonaten auch Glimmerschiefer-Komponenten.

Im Bereich der Weyerer Bögen lässt sich eine Unterteilung in eine mergelreiche Turbiditfolge im Norden und

eine sandstein- und brekzienreiche Turbiditfolge im Süden erkennen, die wegen der karbonatfreien hemipelagischen Zwischenlagen als Bildung von Tiefseefächern unterhalb der Calcitkompensationstiefe interpretiert werden.

Das Alter umfasst im Wesentlichen das Maastrichtium, wobei aber ein Hineinreichen sowohl in das oberste Campanium als auch in das Paleozän (Danium) wahrscheinlich ist (FAUPL, 1983).

## 89 Nierental-Formation; Campanium – Ypresium

*Mergelkalkstein, bunt*

Die **Nierental-Formation** besteht überwiegend aus roten und hellgrauen Tiefseemergeln mit vereinzelt zwischengeschalteten Sandsteinbänken (KRENMAYR, 1999). Während im Becken von Gosau die Nierental-Fm. bereits in

der Oberkreide von der gröberklastischen Zwieselalm-Fm. (siehe Nr. 88) 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 Ausein-

anderbrechen der Europäischen Platte und Grönland aktiv war (EGGER et al., 2005).

#### 88 Zwieselalm-Formation; Campanium – Ypresium

*Sandstein, Mergelstein, Brekzie*

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. Deren Metamorphose war frühalpisch (= späte Unterkreide) erfolgt.

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., 2003b).

#### 87 Paläogen von Bad Reichenhall

*Mergelstein, Sandstein, z. T. Konglomerat, Kalkstein*

In der Beckenlandschaft von Bad Reichenhall werden große Flächen von Sedimentgesteinen des Eozäns eingenommen. Dieses sogenannte „**Paläogen von Bad Reichenhall**“ (Oberes Mitteleozän – Unteres Obereozän) transgrediert nach größerer Schichtlücke im Raum Hallthurm im oberen Mitteleozän auf bunte Mergel der Nierental-Fm. (siehe Nr. 89) 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 weiterführende Literatur siehe RISCH (1993).

#### 86 Obere Gosau-Subgruppe („Tiefwasser-Gosau“); Campanium – Priabonium

Die Obere Gosau-Subgruppe wurde in jenen Vorkommen nicht weiter untergliedert, in denen dies aufgrund ihrer ge-

ringen Ausdehnung graphisch nicht sinnvoll war bzw. wo keine flächendeckende Information zur Verfügung stand.

## 4.5. Alpidische Molasse, Paläogen und Neogen auf der Böhmisches Masse

### 4.5.1. Inneralpine Molasse

G.W. MANDL

Mit der Heraushebung der Alpen begann im auslaufenden Eozän auch sofort der Prozess der Abtragung der nun über den Meeresspiegel ragenden Gesteine. Die neu entstandenen Sedimente wurden nicht nur in das den Alpen vorgelagerte Molassebecken eingetragen, sie wurden auch direkt auf dem Alpenkörper abgelagert. Diese bald Teile der Ostalpen bedeckende Sedimenthülle fiel im Laufe des Neogens wieder zum großen Teil der Erosion anheim und blieb, wie die Augenstein-Fm., nur in Resten erhalten (FRISCH et al., 2001). Mit der Entstehung neuer Störungszonen (z. B. Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störungssystem) während der E-W-gerichteten Streckung der Ostalpen im Miozän bildeten sich innerhalb des Alpenkörpers neue, intramontane Becken. Auch in diesen Becken wurde das während der anhaltenden Hebung der Alpen reichlich anfallende Sediment akkumuliert. Heute sind nur mehr spärliche Reste dieser Beckenfüllungen erhalten (TOLLMANN, 1986). War das Becken des unteren Inntales (Unterinntaltertiär) zeitweise noch in Verbindung mit dem marinen Molassebecken (ORTNER & STINGL, 2001), so waren die meisten anderen inneralpinen Becken, so auch die Becken des Ennstal-Tertiärs oder das Trofaiacher Becken in der Norischen Senke ohne direkte Verbindung zum marinen Bereich der Paratethys und wurden ausschließlich unter limnisch-fluviatilen Bedingungen aufgefüllt (TOLLMANN, 1985; WAGREICH et al., 1997).

#### 4.5.1.1. Norische Senke

##### 85 Sedimente der Norischen Senke, limnisch-fluviatil; Unter- bis Mittelmiozän

*Konglomerat, Sand, Mergel, Kohle*

Infolge der frühmiozänen Seitenverschiebungen kam es zur Einsenkung inneralpiner Sedimentbecken, die durch limnisch-fluviatile klastische Sedimente verfüllt wurden (FRISCH et al., 1998).

Von den **Sedimentbecken** entlang der **Norischen Senke** wird gerade noch das Becken von Trofaiach vom Kartenblattschnitt erfasst. Es weist eine Sedimentfüllung aus basalen terrestrischen Rotsedimenten und limnisch-fluviatilem Sand, Mergel und Schiefertone mit wirtschaftlich un-

bedeutenden kleinen Kohleflözen auf. Eine Erosionsdiskordanz trennt die Abfolge in einen Liegend- und einen Hangendabschnitt. Trotz der Beckengesamttiefe von 800–900 Metern soll die Wassertiefe des einstigen Sees aber 50 Meter nicht überschritten haben.

Zirkon-Spaltspurenalter aus einer Tufflage ergaben  $17,3 \pm 1,2$  Ma. Details und weiterführende Literatur siehe GRUBER et al. (2004).

#### 4.5.1.2. Tertiäre Schotterflur auf den Nördlichen Kalkalpen

##### 84 „Augenstein“ führende Sedimente, fluviatil; Oligozän – ?Untermiozän

*Quarzkies, Sand; ortsfremd*

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 zu dieser Zeit 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.

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 tief 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 paläo-

zoischen 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, Grungesteine und selten Karbonate. An der Typlokalität liegen kleine Gerölle in stark verfestigten, schlecht sortierten Sandsteinen. An Sedimentstrukturen sind kleinräumige Rinnenfüllungen, Gradierung und Schrägschichtung erkennbar; Geröllimbriktionen 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).

#### 4.5.1.3. Ennstal-Tertiär

##### 83 Tertiäre Sedimente im Ennstal, Tertiär von Hieflau, limnisch-fluviatil; ?Karpatium

*Mergel, Sandstein, Konglomerat, Kohleflöze*

Entlang des sinistralen Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störungssystems (SEMP) reihen sich die Tertiärvorkommen von Wagrain (knapp außerhalb des Kartenblattes; NEUBAUER, 2004), bei Gröbming (CORNELIUS, 1944), am Stoderzinken (TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN, 1963) und bei Hieflau (WAGREICH et al., 1997).

Auf einem Karstrelief über Triaskarbonaten des Untergrundes liegen bei Hieflau und auf der Stoderalm geringmächtige, eisenhaltige (tonige) Bauxite. Die folgenden terrigenen Sedimente zeigen eine Zunahme der Korngrößen vom Liegenden zum Hangenden, von sandigen Tonsteinen und Mergeltonen mit Einschaltung von Kohleschmitzen und

Süßwasserkalken, über massige, schräggeschichtete Sande mit Feinkiesen bis zu groben, im Meterbereich gebankten Konglomeraten mit Korngrößen bis zu 20 cm.

Das Geröllspektrum beinhaltet neben Lithologien ähnlich der Augenstein-Fm. (vor allem Gangquarz; siehe Nr. 84) zusätzlich auch höher metamorphe Gesteine wie granatreiche Paragneise, Pegmatitgneise, Orthogneise, Plagioklas-Amphibolite und Serpentine, zuletzt untersucht im Wagreiner Becken. Schwermineralspektren aus Sandsteinen des Hieflauer Beckens werden teils von Granat, teils von Epidot dominiert und beinhalten auch grüne Hornblendens. Im Liefergebiet hatten tektonische Exhumation und Erosion offenbar zu dieser Zeit

bereits höher metamorphes Ostalpines Kristallin freigelegt.

Pflanzliche Makrofossilien und Kohle-Flöze treten in allen genannten Vorkommen auf (STEININGER et al., 1989; STRÖBITZER, 1999). Der Inkohlungsgrad nimmt von Westen nach Osten, von Steinkohle (Wagrain West) zu Glanzbraunkohle (Wagrain Ost, Stoderzinken) und Weichbraunkohle (Hieflau) 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 (STEININGER et al., 1989; WAGREICH et al., 1997; FRISCH et al., 1998, 2001, 2002).

## 4.5.2. Vorlandmolasse (Autochthon und Allochthon)

CH. RUPP

Die Vorlandmolasse ist ein asymmetrisches Becken zwischen dem europäischen Vorland (Böhmische Masse und Schwäbische Alb) im Norden und den Alpen im Süden. Sie entstand ab dem Obereozän während der nordgerichteten Aufschiebung 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 krustalen Untergrund, auf dem sie abgelagert wurden. Die allochthone Molasse ist von ihrem Untergrund abgesichert und davon entfernt worden und die paraautochthone Molasse wurde mit ihrem Untergrund verlagert.

In Oberösterreich sind über dem variszischen Kristallin des präalpidischen Südrandes von Europa (siehe Profilschnitt auf der Geologischen Karte), dem ältesten Stockwerk des Molasseuntergrundes, neben wenigen, vermutlich paläozoischen Resten vor allem die Sedimente des autochthonen Mesozoikums (Jura, Kreide) anzutreffen.

Im Jura beginnt die Schichtfolge mit limnisch-fluviatilen bis flach marinen Sedimenten (Sande, Tone, Kohle) der Grestener Gruppe aus dem mittleren Mittel-Jura. Darüber wurden im oberen Mittel-Jura die Hornstein führenden Kalke der Höflein-Fm. abgelagert. Im oberen Jura verflachte das Jura-Meer und es kam zur Bildung von Riff-Kalken und der lagunären Dolomite und Kalke der Purbeck-Fm.

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-Fm. (Cenomanium), erhalten. In der Folge stieß noch im Cenomanium die marine Oberkreide mit Tonmergeln oder Glaukonitsandsteinen (Regensburg-Fm.) nach Norden vor. Im Zeitabschnitt Turonium – Campanium 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 der Zentralschwelle, einem Streifen zwischen Hochburg und Aurach, wurden die Sedimente von Kreide und Jura bis auf das Kristallin abgetragen (WAGNER, 1998; KRÖLL et al., 2006b).

Nach der langen Erosionsphase im älteren Paläogen stieß das Meer im Obereozän aus dem Bereich der Tethys wieder nach Norden vor (dritter Hauptzyklus der sedimentären Auflage des variszischen Kristallins; WAGNER, 1998; siehe auch Abb. 9). Die Zentralschwelle trennte nun das offene Meer von einer nördlich davon gelegenen Lagune. Auf ihr bildeten sich Rotalgenkalke („Lithothamnienkalk“), die nach Süden über Nummulitensandstein und Discocyclinenmergel in die Sedimente des tiefen Beckens (Globigerinenkalk) überleiten. Diese Schichtglieder werden (mit der Rogatsboden-Fm.) zur **Perwang-Gruppe** zusammengefasst. Nördlich der Zentralschwelle wurden über der limnischen **Voitsdorf-Formation** vor allem die Lagunensedimente der brackischen **Cerithien-Schichten** und des flachmarinen **Ampfinger Sandsteins** 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. Im südlichsten, tiefsten Teil des Beckens kamen die turbiditischen Sandsteine der **Deutenhausen-Formation** sowie die Pelite und Sande der **Rogatsboden-Formation** zur Ablagerung. Nördlich daran anschließend bildeten sich unter zunehmend anoxischen Bedingungen die Sedimente der **Schöneck-Formation** („Lattorf-Fischschiefer“), eines 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 oberen Kiscellium zur Bildung der **Eggerding-Formation** („Bändermergel“). Im obersten Kiscellium, zur Zeit der Bildung der **Zupfing-Formation**, wurde die Verbindung zum offenen Ozean wieder hergestellt, die Wassermassen wurden wieder besser durchmischt und es stellten sich wieder normal marine Verhältnisse ein.

Im Unteren Egerium verlandete der Molassetrog westlich von München (REISER, 1987; BIEG, 2005), im Raum von Salzburg und Oberösterreich hingegen vertiefte sich das Meeresbecken. Nördlich der aktiven Front des Alpenkörpers und der sich davor aufbauenden Allochthonen Molasse entwickelte sich im Egerium die tief marine **Puchkirchen-Formation** („Puchkirchener Serie“) (WAGNER, 1998). Sie besteht überwiegend aus Rutschmassen, die vom aktiven Schelf der Alpenfront, untergeordnet auch vom passiven Schelf im Norden in das über tausend Meter tiefe Becken geschüttet wurden. In diesem von Schuttströmen, Turbiditen und Contouriten erfüllten Becken wurde ein Tiefwasserkanal rekonstruiert, der, entlang der Beckenachse mäandrierend, die überschüssigen Sedimentmassen aus dem bayerischen Molassebecken ebenso wie die von den Schelf- und Hangbereichen von Nord und Süd aufnahm, über das Becken verteilte und nach Osten abtransportierte (HUBBARD et al., 2005; DE RUIG & HUBBARD, 2006). Die Bildung der Sedimente der Puchkirchen-Fm. hielt bis in das unterste Eggenburgium an (RÖGL & RUPP, 1996). Etwa nördlich der gedachten Linie Steyr – Burghausen verzahnt die Puchkirchen-Fm. mit den Peliten der **Eferding-Formation** und mit der durch ihre diatomitischen Abschnitte auffallenden **Ebelsberg-Formation**, welche den alten Begriff „Älterer Schlier“ ersetzen sollen (WAGNER, 1996a), deren genaue Abgrenzung allerdings noch nicht möglich ist. Inwieweit auch die Zupfing-Fm. noch in das Untere Egerium reicht und mit der Puchkirchen-Fm. und der Eferding-Fm. verzahnt, erscheint zurzeit ebenfalls noch ungeklärt.

Auf dem Kristallin der Böhmisches Masse wurde über limnisch-fluviatile Rinnen Sediment in Richtung Becken transportiert (**Sedimente von Freistadt – Kefermarkt**). Diese belieferten den nördlichen Rand der Molasse, wo die limnisch-fluviatilen bis brackischen Schluffe und Tone der **Pielach-Formation** („Pielacher Tegel“; unteres Kiscellium bis unteres Egerium) sowie die randlich marinen Sande der **Linz-Melk-Formation** („Linzer Sande“, „Melker Sande“; oberes Kiscellium bis Egerium) gebildet wurden. Letztere verzahnen gegen Süden mit der Eferding-Fm., der Ebelsberg-Fm. und den nördlichen Ausläufern der Zupfing-Fm., möglicherweise auch noch mit denen der Eggerding-Fm. (SACHSENHOFER et al., 2010).

Im Eggenburgium kam die Nordaufschiebung des Alpenkörpers im salzburgisch-oberösterreichischen Raum zum Stillstand. Trotz eines Meeresspiegelanstiegs und einer damit verbundenen Transgression, welche an der Wende Eggenburgium/Ottnangium das Molassebecken über einen schmalen Meeresarm mit dem Rhone-Becken verband (BIEG, 2005), wurde das Molassebecken ab nun 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 (über den Paläo-Inn) nahm langsam ab. Stattdessen wurde über die auf den Raum nördlich Salzburg beschränkte **Lukasedt-Formation**, von ROETZEL et al. (1991) als distale Ablagerungen eines Fan-Deltas beschrieben, 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 Ottnangium erodiert, umgelagerte Fossilien aus dieser Stufe in der Plesching-Fm. von

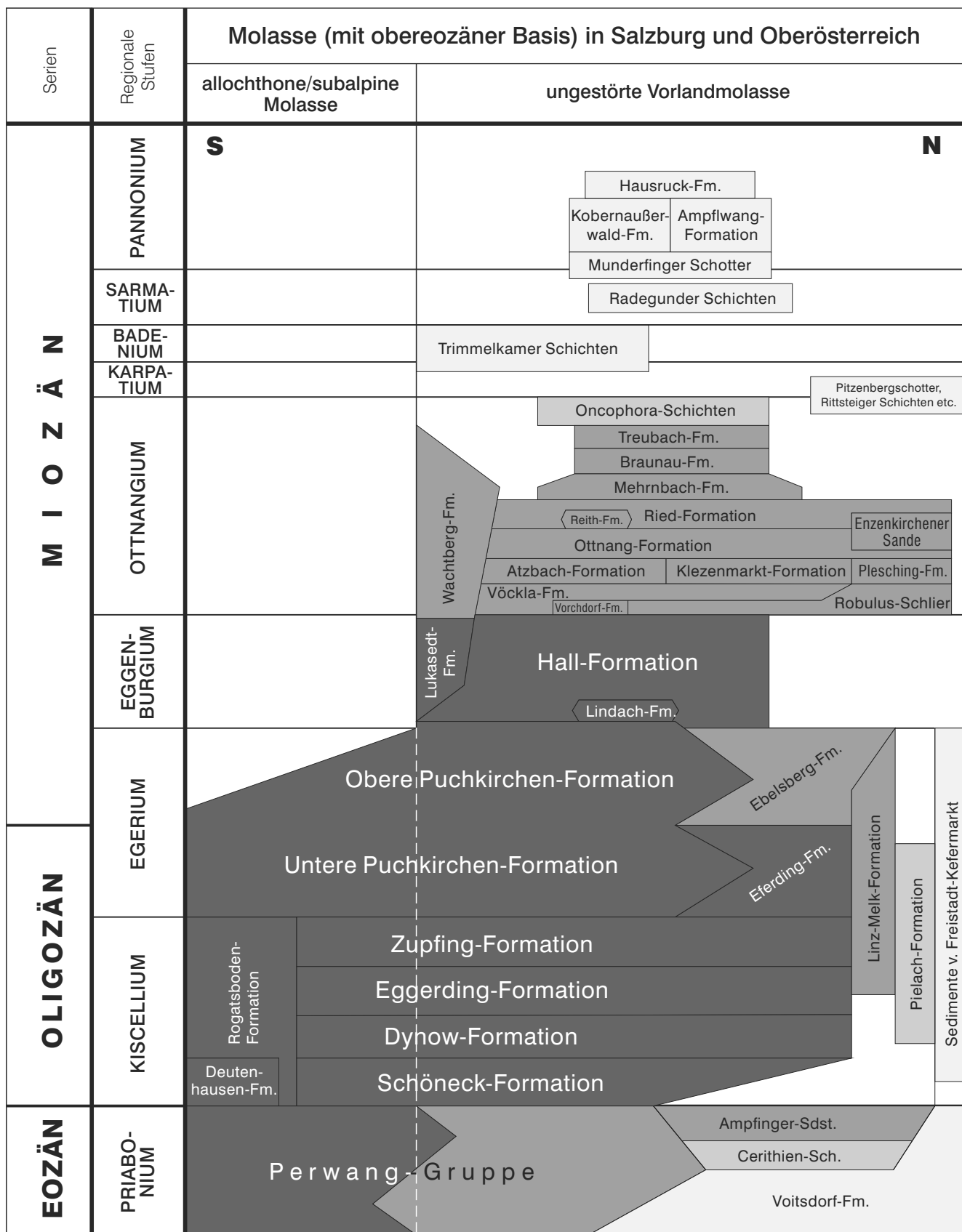


Abb. 9: Schichtfolge im Paläogen und Neogen der Molassezone (nach WAGNER, 1998, verändert).

Plesching und Prambachkirchen („Phosphoritsande“) zeugen noch von ehemals vorhandenen Sedimenten des Eggenburgium auf dem Kristallin der Böhmisches Masse (STEININGER, 1969).

Im Ottnangium, vielleicht schon im obersten Eggenburgium (ABERER, 1958), entwickelten sich nördlich von Salzburg, über der Lukasedt-Fm., die Kiese, Sande und Pelite der **Wachtberg-Formation** („Sand-Schottergruppe“). Dieses nun deutlich ausgebildete, proximale Fan-Delta der „Ur-Salzach“ schüttete seine Sedimente in das bereits ziemlich flache Becken des Ottnang-Meeres und Gezeitenströmungen verteilten diese im Becken. Ist der Gezeiteneinfluss in der **Vöckla-Formation** und der **Vorchdorf-Formation** (die in der vorliegenden Karte nicht extra ausgeschieden ist und dem Robulus-Schlier zugeschlagen wurde) noch mäßig ausgebildet, tritt er in den unter- und mittelottnangischen Sanden der **Atzbach-Formation**, der **Kletzenmarkt-Formation**, der **Plesching-Formation**, der **Reith-Formation**, den **Enzenkirchener Sanden**, der **Mehrnbach-Formation** und der **Treibach-Formation** deutlich zu Tage. Diese submarine Gezeitenkanäle auffüllenden Formationen liegen eingebettet in pelitisch entwickelten, niederenergetischen Bereichen, die durch die Sedimente der Vöckla-Fm., der **Ottnang-Formation**, der **Ried-Formation** und der **Braunau-Formation** dokumentiert sind (RUPP, 2008b). Die im östlichen Molassebecken von Oberösterreich entwickelten ottnangischen Sedimente des **Robulus-Schliers** sind kaum durch Gezeitenströmungen beeinflusst worden. Im Zuge der Ablagerung der Formationen der Innviertel-Gruppe (RUPP, 2008b) verflachte das Ottnang-Meer immer mehr. Im oberen Ottnangium zerfiel die Paratethys in mehrere Teilbecken, welche schnell verbrackten (Bildung der **Oncophora-Schichten**) und in Folge aussüßten (PAPP et al., 1973). Ab diesem Zeitpunkt kam es in der salzburgisch-oberösterreichischen Molassezone zur Ablagerung der limnisch-fluviatilen Kiese, Sande, Tone und Kohlen der Oberen Süßwassermolasse. Aus dem Abschnitt oberstes Ottnangium – unteres Karpatium sind in Oberösterreich mit den **Rittsteiger Schichten**, den Tonen von Zwickledt, den Liegendsandten, dem **Pitzenbergschotter** und dem Steinbergschotter nur wenige, geringmächtige, erosive Reste dokumentiert. Die **Trimmelkammer Schichten** mit der Trimmelkammer Flözgruppe aus dem Abschnitt Karpatium – Badenium sind obertags kaum aufgeschlossen. Ähnliches gilt für die **Radegunder Schichten** mit dem Radegunder Flöz aus dem Sarmatium, welche nur an einigen Stellen entlang der Salzach anstehen. Erst mit den Kiesen der **Munderfinger Schotter**, der **Kobernauberwald-Formation** und der **Hausruck-Formation** sowie den Sanden, Tonen und Kohlen der **Ampflwang-Formation** aus dem Pannonium sind wieder mächtige Schichtglieder der Oberen Süßwassermolasse obertags aufgeschlossen. Mit der Hausruck-Fm. ist die Entwicklung der Oberen Süßwassermolasse in Oberösterreich beendet, den Abschluss der Sedimentation bilden heute die glazialen und postglazialen Ablagerungen des Quartärs (PILLER et al., 2004).

#### 4.5.2.1. Vorlandmolasse in Schürflingsfenstern

##### 82 Rogatsboden-Formation und Äquivalente, marin; Obereozän – Oligozän

*Tonmergel mit Sandsteinlagen*

Westlich von Scheibbs wurden die von ultrahelvetischen Gesteinen (Buntmergel-Serie etc.) und Rhenodanubischem Flysch umrahmten Molassesedimente von PREY (1957) als **Molassefenster von Rogatsboden** beschrieben, sie wurden von WAGNER (1996a) mit dem Terminus **Rogatsboden-Formation** belegt. Sie besteht zum überwiegenden Teil aus hell- bis dunkelgrauen, manchmal grüngrauen, oft ebenflächig geschichteten, schwach glimmerigen Tonmergeln, in welche graue bis gelbbraune, oft schräggeschichtete, glimmerige, Pflanzenhäcksel führende Sandsteinlagen, seltener auch konglomeratische Lagen eingeschaltet sind. Über dieser Wechsellagerung von Tonmergel und Sandstein folgt der Lithothamnienmergel, ein grauer, sandiger Tonmergel mit vielen Lithothamnien-Bruchstücken und hellbraunen Lithothamnienkalk-Brocken und -Linsen. Die Lithothamnienmergel werden von grauen bis braungrauen, teils sandigen Tonmergeln überlagert, abgeschlossen wird die Schichtfolge von der „Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien“, grauen bis braungrauen Tonmergeln mit Tonmergel-Klasten und Glaukonitsandsteinen. Der untere Abschnitt der Rogatsboden-Fm. ist, abgesehen

von Fischresten, fossilarm. Die Lithothamnienmergel führen neben Resten der namensgebenden Rotalgen noch Bryozoen, Brachiopoden, Reste von Seeigeln und Mollusken sowie reiche Ostrakoden- und Foraminiferenfaunen. Der über dem Lithothamnienmergel liegende Tonmergel weist ebenfalls reiche Mikrofaunen auf, in der „Molasse mit aufgearbeiteten Fossilien“ herrschen umgelagerte Mikrofaunen vor. Mit Hilfe der Foraminiferen und Ostrakoden kann das Alter der Rogatsboden-Fm. auf Obereozän bis Unteroligozän (Kiscellium) eingeschränkt werden.

Ein vergleichbares Vorkommen von Molassesedimenten ist östlich von Waidhofen, im **Fenster von Waidhofen** (EGGER, 1998) anzutreffen. Eine Wechsellagerung von grauen Sand-, Silt- und Tonsteinen mit turbiditischem Charakter geht im Hangenden in graue, siltige Tonmergel über. Die Schwermineralspektren der Turbidite weisen eine starke Dominanz von Granat auf, Nannofloren belegen ein Alter von Obereozän.



## 4.5.2.2. Vorlandmolasse

### 81 St. Marein-Freischling-Formation, limnisch-fluviatil; Oligozän – Untermiozän\*

*Ton, Sand, Kies*

In der Nordwest-Ecke des Kartenblattes, im Raum Hirschbach in Niederösterreich, sind die Sedimente der **St. Marein-Freischling-Formation**, direkt dem Kristallin der Böhmisches Masse auflagernd, ausgewiesen. Hellgraue bis gelbbraune, schlecht sortierte, teils schräggeschichtete Grob- bis Feinkiese, wechsellagernd mit Grob- und Mittelsanden sowie graugelbe bis gelborange, schlecht sortierte, teilweise schräggeschichtete, feldspatreiche, kiesige Mittel- bis Grobsande sind ebenso anzutreffen wie hellgraue, sehr schlecht sortierte, teilweise geschichtete und verwühlte, wechselnd siltig-tonige Sande und bisweilen bunte Tone (STEININGER & ROETZEL, 1991). Die quarzreichen Sande weisen unterschiedliche Anteile von Feldspat und Schichtsilikaten auf, die Schwermineralspektren der Sedimente sind,

abhängig von Liefergebiet und Korngröße, sehr unterschiedlich; die Tonmineralspektren der feinkörnigen Sedimente sind zumeist stark von Kaolinit dominiert (WIMMER-FREY, 1999).

Die ausschließlich pflanzlichen Fossilreste (Pollen, Sporen, Samen, Blätter, verkieselte Hölzer) sprechen für eine zeitliche Einstufung in den Abschnitt Kiscellium – Egerium, vielleicht sogar bis in das Eggenburgium.

Die St. Marein-Freischling-Fm. ist vorwiegend fluviatilen Ursprungs, ihre Sedimente stellen die Reste eines Flusssystemes dar, welches das Becken von Třeboň gegen Osten über das Waldviertel in das Horner Becken entwässerte (ROETZEL et al., 1999).

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

### 80 Sedimente von Freistadt – Kefermarkt, limnisch-fluviatil; Oligozän\*

*Ton, sandig, Sand, Kies*

Auf dem Moldanubikum liegend erstrecken sich die Sedimente von Freistadt – Kefermarkt von Summerau über Freistadt nach Kefermarkt bis in den Raum von Pregarten. Sie sind vorwiegend entlang großer Störungen abgelagert worden (ROCKENSCHAUB, 1994).

Im **Freistädter Becken** sind vornehmlich ockergelbe bis rötlich braune, seltener schwärzliche Sande und Kiese anzutreffen. Die Sande (und die Matrix der zumeist sandigen Kiese) sind häufig reich an Glimmer und Feldspat. Letzterer ist in der Regel mäßig bis schlecht gerundet und als Verwitterungsprodukt granitoider Gesteine der unmittelbaren Umgebung zu deuten. Die Kiese weisen hauptsächlich gut gerundete, graue bis schwarze Quarzgerölle auf. Im Liegenden der Kiese treten lokal graue bis graublau Schlufler und Tone auf. Die maximale Mächtigkeit dieser Sedimente beträgt rund 60 m (KOHL, 1957; ROCKENSCHAUB, 1997).

Neben fossilen Hölzern (CHÁBERA & HUBER, 2000) konnten aus tonigen Partien auch Pollenfloren beschrieben wer-

den, die auf ein oberoligozänes Alter hinweisen (PERESON-HOMAYOUN, 2005).

Im **Kefermarkter Becken** sind vorwiegend grünlich graue bis weiße, quarz- und feldspatreiche, glimmerige, oft schlecht sortierte, manchmal kiesige Fein- bis Grobsande sowie graublau Tone und Schlufler anzutreffen, vereinzelt sind dünne Kohleflöze ausgebildet (KOHL, 1957; ROCKENSCHAUB, 1997). Die Sedimente sind feinkörniger und kaolinreicher ausgebildet als im Freistädter Becken; tonmineralogisch dominiert Kaolinit, während Smektit und Hellglimmer/Illit sind untergeordnet vertreten sind (WIMMER-FREY et al., 1995).

Die limnisch-fluviatilen Sedimente von Kefermarkt stehen der hauptsächlich fluviatilen, aus Südböhmen geschütteten (KINZL, 1930) Fazies von Freistadt gegenüber. KOHL (1957) betrachtet die Sedimente von Freistadt als jünger als jene von Kefermarkt.

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

### 79 Sedimente des Kiscellium in Bayern (Tonmergel-Schichten), marin; Kiscellium

*Tonmergel, z. T. gebändert*

Die **Tonmergel-Schichten** sind dunkel- bis mittelgraue, schluffige bis feinsandige Tonmergel, in die auch Fein- und

Mittelsande eingeschaltet sein können (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996).

### 78 Pielacher Tegel, limnisch-brackisch; Kiscellium – Egerium

*Sand, Schluff, Ton, Kohle*

Der von WAGNER (1996a) eingeführte Begriff Pielach-Formation ist nicht formalisiert und daher ungültig, hier wird auf den von NOWACK (1921) eingeführten Begriff **Pielacher Tegel** zurückgegriffen. Im Raum Melk wird der Pielacher Tegel von grau-grünen bis blauen, rostbraun verwitternden, massigen, selten geschichteten, partien-

weise sandigen Tönen, braunschwarzen Kohletonen mit zumeist geringmächtigen Kohleeinschaltungen sowie weißen, blaugrauen bis grüngrauen, manchmal gelbbraunen, teils kiesigen, wechselnd tonigen Fein- bis Grobsanden (Quarzsande) aufgebaut. Die Tone (sandige Tonsilte bis Silttone) sind manchmal smektitreich, vor allem aber reich

an Kaolinit (WIMMER-FREY et al., 1995). In seinen höheren Abschnitten verzahnt der Pielacher Tegel mit den tiefsten Bereichen des Melker Sandes (NOWACK, 1921; FUCHS, 1964, 1972). Fallweise können die Tone reiche, aber artenarme, brackische oder manchmal limnische Molluskenfaunen führen. Palynologische Untersuchungen ergaben für die Pielacher Tegel ein Alter von Kiscellium bis unteres Egerium (ROETZEL, 1983).

Aus Oberösterreich beschrieb FUCHS (1968) aus Bohrungen im Bereich des Kraftwerkbaus Ottensheim grüngraue bis blaue, selten geschichtete, partienweise etwas sandi-

ge Tone mit Lumachellenlagen und dünnen Glanzkohleflözen. Makro- und Mikrofauna deuten auf einen brackischen Ablagerungsraum hin und gestatten eine Parallelisierung mit dem Pielacher Tegel in Niederösterreich. Auch die Mursberger Kohle, in der Karte aufgrund ihrer geringen Ausdehnung und Mächtigkeit nicht dargestellt und, basierend auf SCHADLER (1964), zum Älteren Schlier gezählt, stellte er in dieses Schichtglied. In jüngerer Zeit wurde im Reichenbachtal nordöstlich von Steyregg Pielacher Tegel, unter dem Linzer Sand liegend, auskartiert (BRÜGGEMANN & FINGER, 2002).

## 77 Linzer Sand, Melker Sand, Sandstein von Wallsee u. Perg, marin; Kiscellium – Egerium Sand, Sandstein

Der Begriff Linz-Melk-Formation, eingeführt von KRENMAYR & ROETZEL (2000a), ist noch unzureichend definiert, daher wird auf die Begriffe Linzer Sand (COMMENDA, 1900), Melker Sand, Sandstein von Wallsee u. Perg zurückgegriffen. Sein Hauptverbreitungsgebiet hat der **Linzer Sand** in Oberösterreich am Rande des Moldanubikums von Peuerbach über Eferding bis Linz und Steyregg sowie im Gallneukirchener Becken. Der (Kristallin-) **Sandstein von Perg**, wie der von **Wallsee**, sind diagenetische Varianten des Linzer Sandes (KRENMAYR & ROETZEL, 2000a). Der **Melker Sand** beschränkt sich auf das Gebiet von Niederösterreich.

Der Linzer Sand wird von gelbgrauen bis weißen, zum Teil kiesigen Grob- bis Feinsanden (quarzreiche Sande bis Arkosen) aufgebaut. Große, mehr oder weniger abgerundete Kristallingerölle sind vor allem an der Basis anzutreffen, Kieslagen und sandig-tonige bis siltig-tonige Einschaltungen sind selten. Die Sande sind massig, ebenflächig geschichtet oder schräggeschichtet und bauen in manchen Fällen Megarippel von imposanter Größe auf (mehre-

re hundert Meter lang). Fallweise sind die Sande verwühlt, Lebensspuren von Krebsen (*Ophiomorpha*) sind nicht selten. Im Raum Steyregg ist ein Kalkarenit-Horizont, hauptsächlich aufgebaut aus Rotalgen (Corallinaceen), in die quarzreichen Sande eingeschalten. Die Zusammensetzung der Schwermineralspektren ist stark vom Einzugsgebiet, dem nahe gelegenen Kristallin, abhängig. Die Tonfraktion des typischen Linzer und Melker Sandes wird von Kaolinit dominiert (ROETZEL, 1983; KANDHAROSA, 1995; KAISER et al., 2001). Normalerweise sind die Sande fossilarm. Im Linzer Raum jedoch sind in einzelnen Fällen Foraminiferen, Mollusken und Haizähne nicht selten, Funde von Reptilien und Säugetieren (Schildkröten, Wale, Seekühe, Nashörner und Paarhufer) sind biostratigraphisch von Bedeutung (STEININGER, 1969; SPILLMANN, 1969; KÜPPER & STEININGER, 1975). Die unterschiedliche Ausbildung der Sedimente dokumentiert sowohl strandnahe Lebensräume als auch Lagunen und submarine, durch Gezeitenströmungen gebildete Sandwellenfelder (KRENMAYR & ROETZEL, 2000b).

## 76 Älterer Schlier, am Alpennordrand Puchkirchen-Gruppe, marin; Kiscellium – Egerium Tonmergel, siltig, Sand, Konglomerat

Die Begriffe Älterer Schlier und Jüngerer Schlier entspringen der Erkenntnis, dass die sandig-tonig-mergeligen Sedimente der Molassezone, die seit der Mitte des neunzehnten Jahrhunderts unter dem Begriff Schlier Einzug in die wissenschaftliche Literatur fanden (COMMENDA, 1900), in zwei Schichtglieder unterschiedlichen Alters zu trennen sind (ABEL, 1905). Der Ältere Schlier (NOWACK, 1921) wurde häufig auch als Oligozänschlier bezeichnet (GRILL, 1933). Die diesen Begriff ersetzenden neuen lithostratigraphischen Einheiten Zupfing-Formation, Puchkirchen-Fm., Eferding-Fm. und Ebelsberg-Fm. (WAGNER, 1996a) konnten aufgrund der noch unzureichenden Definition dieser Formationen und wegen des zu geringen Kenntnisstandes ihrer Verbreitungen in dieser Karte noch nicht verwendet werden. Die stratigraphische Einstufung des Älteren Schliers in das Kiscellium bis Egerium (früher nur Egerium; SCHNABEL, 2002) ergibt sich aus der Einbeziehung der Zupfing-Fm. in das Konzept des Älteren Schliers (WAGNER, 1996a) und neuen Daten aus Linz, wo Älterer Schlier, aufgrund der Mikrofauna in das Kiscellium eingestuft (PERESSON-HOMAYOUN, 2005), mit der Linz-Melk-Fm. verzahnt. Der Ältere Schlier in Oberösterreich zieht ober- tags südlich von Peuerbach über das Eferdinger Becken bis nahe an den Westrand des Kürnberger Waldes. Wei-

ters tritt er im Raum Ansfelden, Bad Hall und im Gallneukirchner Becken zu Tage. In Niederösterreich zieht er von Sankt Valentin ostwärts Richtung Amstetten. Es handelt sich um schwarze, graue oder braune, wechselnd sandige, wechselnd glimmerige, laminierte, gebankte oder massige Silte und Tonmergel, seltener tonig-siltige Sande. Neben Ton- und Sandsteinkonkretionen treten des Öfteren auch dolomitische oder Phosphoritkonkretionen auf. Diatomitische Lagen und Menilliten sind in manchen Bereichen häufig anzutreffen (Ebelsberg-Fm.). Der Kalkgehalt des Älteren Schliers schwankt beträchtlich, tonmineralogisch dominieren Smektit und Kaolinit, die Kaolinitführung stellt ein Unterscheidungskriterium zu den Formationen des Jüngeren Schliers (Robulus-Schlier, Ott-nang-Fm., Ried-Fm. etc.) dar (WIMMER-FREY et al., 1995). Die Fossilführung des Älteren Schliers kann in einzelnen Fällen bemerkenswert sein. Zwei detaillierte Studien über die Ebelsberg-Fm. von Pucking (Bauaufschluss Traunkraftwerk Pucking) aus neuerer Zeit beschrieben eine Fossilagerstätte mit Pflanzenresten (Braunalgen), Kopffüßern (*Aturia*), Fischen, Delphinen und Seevögeln, die in einem tiefneritischen, sauerstoffarmen Meeresbereich hervorragend konserviert wurden (GREGOROVA et al., 2009; GRUNERT et al., 2010).

Untertags dominieren im oberösterreichischen Molassebecken im Egerium über weite Strecken die Sedimente der Unteren und Oberen Puchkirchen-Fm. (WAGNER, 1996a), die von PAPP et al. (1968) als Puchkirchener Serie eingeführt wurde und Teil der in der Stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) angeführten **Puchkirchen-Gruppe** ist. Südlich Vorchdorf, direkt anschließend an die Flysch-Helvetikum-Front, wurden steil nach S einfallende, graue, stark siltige, geröllführende Mergel („Rosinenmergel“) beobachtet. In Wechsella-

gerung mit diesem Mergel treten gelblich verwitternde, kaum verfestigte Mittel- bis Grobsande auf. Die Mergel enthalten reiche Nannofloren, die auf ein Alter von NP 22 bis NP 23 hinweisen. Die Foraminiferenfaunen lassen ein Alter von unterem Untereger am wahrscheinlichsten erscheinen (EGGER & RUPP, 1996). Interpretiert werden diese ursprünglich als Teil der Puchkirchen-Fm. zur Ablagerung gekommenen Sedimente als eine von der Flyschfront hochgeschleppte, wurzellose Schuppe der Schuppenmolasse (RUPP in EGGER, 2007a).

#### 75 Sedimente des Unteren Egerium in Bayern: Chatt-Tonmergel u.a., S Chiemsee und WSW Rosenheim auch Bausteinschichten und Cyrenenschichten, 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, fallweise mit Gerölleinschaltungen und abbauwürdigen Kohlevorkommen (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996). Die **Bausteinschichten** sind graue, deutlich gebankte, flachmarine Kalksandsteine mit Tonmergelstein-Einschaltungen, Mollusken, Pflanzenresten und geringmächtigen Kohleflözen (FREUDENBERGER & SCHWERD,

1996). Die **Chatt-Sande** sind als graue Fein- bis Mittelsande mit teils gebankten Sandsteinen entwickelt (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996). Die **Thalberg-Schichten** bestehen aus grauen, wechselnd sandigen Tonmergeln, Sandsteinen und mergelig-sandigen Geröllhorizonten, die **Chatt-Tonmergel** sind graue bis bräunliche, wechselnd feinsandige Tonmergel (REISER, 1987).

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

#### 74 Sedimente des Oberen Egerium in Bayern: Aquitan-Tonmergel, Blaue Wand-Schichten u. a., Fischschiefer, marin

*Tonmergel, Mergelstein mit Konglomerat und blättriger Mergel mit Fischresten*

Dunkelgraue bis bräunliche, fein geschichtete Tonmergel mit Fischresten und einer untermiozänen Mikrofauna und Nannoflora werden als **Aquitan-Fischschiefer** bezeichnet. Auch die grauen bis bräunlichen **Aquitan-Tonmergel** sind im Wesentlichen durch ihre Mikrofaunen und

Nannofloren definiert. Die **Blaue Wand-Schichten**, blau-graue Geröllmergel mit Sand- und Tonmergeleinschaltungen, sind ebenfalls aufgrund ihrer Mikrofaunen in das Obere Egerium zu stellen (WENGER, 1987; FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996).

#### 73 Sedimente der Allochthonen Molasse östlich der Enns, marin; Egerium – Eggenburgium

*Schluff, feinsandig, Tonmergel, „Schlier“*

Im westlichen Niederösterreich konnten die Sedimente der nördlich an die Flyschzone angrenzenden Allochthonen Molasse aus dem Egerium und Eggenburgium aufgrund älterer Kartierungen nur ungegliedert dargestellt werden.

Es handelt sich bei diesen Sedimenten im Wesentlichen um Äquivalente des Älteren Schliers (siehe Nr. 76) und des Haller Schliers (siehe Nr. 72) (SCHNABEL, 2002).

#### 72 Haller Schlier (und Äquivalente), marin; Eggenburgium

*Schluff, feinsandig, mergelig, Sand; Geröllmergel, „Schlier“*

Obwohl der **Haller Schlier** schon als „Hall-Formation“ Erwähnung fand (WAGNER, 1996a), ist er nicht ausreichend definiert. Daher wird hier auf den alten Begriff des Haller Schliers (PETTERS, 1936) zurückgegriffen. Auf dem Gebiet Oberösterreichs tritt er vor allem am Südrand des Molassebeckens, über dem Älteren Schlier liegend im Kremstal, im Raum Bad Hall und im Raum von Steyr zu Tage. Im Becken selbst bildet er, über der basalen Lindach-Fm. („Haller Basisschichten“, ebenfalls Eggenburgium) entwickelt, einen Sedimentstapel von bis zu rund 700 m Mächtigkeit, der gegen Norden hin schnell an Mächtigkeit abnimmt und im Bereich der Linie Oberndorf – St. Martin – Grieskirchen – Enns endgültig auskeilt (BRAUMÜLLER, 1961). Die Sedimente des Haller Schliers werden meist als grünlichgraue oder hell olivgraue, tonig-sandige Silte bis siltige Tonmergel, bräunlich verwitternd, schwach feinsandig und schwach

glimmerig, untergeordnet Sand- und Sandsteinlagen aufweisend, beschrieben (KURZWEIL, 1973; HUEMER, 1989; MALZER et al., 1993). Die Pelite der klassischen Aufschlüsse im Raum von Bad Hall sind häufig diffus geschichtet bis verwühlt, manchmal fein ebenflächig geschichtet, selten mit feinen Silt-Feinsand-Bestegen versehen, in wenigen Fällen ist Linsenschichtung zu erkennen; der Schlier ist im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich gebankt. Der Mineralbestand des Haller Schliers setzt sich aus Schichtsilikaten, Calcit (seltener Dolomit), Quarz, und Feldspat zusammen. Die Tonmineralspektren der Fraktion <2 µm werden von Smektit dominiert, daneben sind Hellglimmer/ Illit und Chlorit anzuführen (WIMMER-FREY et al., 1995). Die Schwermineralspektren sind geprägt von Granat, etwas schwächer vertreten sind Epidot/Zoisit, Hornblende, Rutil, Apatit, Zirkon und Turmalin (KURZWEIL, 1973). Die Ma-

krofossilführung des vorwiegend bathyalen Haller Schliers ist eher ärmlich, einzig die immer wieder (manchmal pflasterartig angereichert) auftretende Pteropoden-Art *Clio triplicata* AUDENINO (= *Balantium* sp., BRAUMÜLLER, 1959) ist als Leitform für das Eggenburgium (ZORN, 1999) hervorzuheben. In der Mikrofauna stellen erwartungsgemäß die Foraminiferen die wichtigste, auch stratigraphisch bedeutendste Fossilgruppe. Die biostratigraphische Abgrenzung des Haller Schliers von den Sedimenten des Egerium erfolgt aufgrund des Fehlens der typischen Molluskenfaunen vor allem mit Hilfe einiger Foraminiferen-Arten wie *Lenticulina buergli* (WENGER), *Uvigerina posthantkeni* PAPP u. a., die Grenze zu den jüngeren Sedimenten des Ottnangium wird durch das Erscheinen neuer Mollusken-Arten und einiger weniger Foraminiferen-Arten definiert (CICHA et al., 1998; PILLER et al., 2007). Erwähnenswert ist das Auftreten von Großforaminiferen (*Miogypsina*) in sandigen Einschaltungen im Haller Schlier von Steyr (PAPP, 1960). Die Sedimente des Haller Schliers sind in einem mehrere hundert Meter tiefen Becken gebildet worden. In weiten Teilen weisen sie Merkmale von distalen Turbiditen und Contouriten auf (WAGNER, 1998), abschnittsweise sind sie aber auch in ruhigeren Beckenbereichen zur Ablagerung gekommen („Stillwasserbereich“; KURZWEL, 1973), feinkörnige Sedimentpakete dieser Art wurden von HUEMER (1989) mit Hemipelagiten verglichen.

In Salzburg ist die **Lukasedt-Formation** als Äquivalent des Haller Schliers anzusehen. Bei der Lukasedt-Fm. (Unter-Miozän, Eggenburgium; RUPP, 2009) handelt sich um teilweise Geröll führende Silte und Sande bis Sandsteine. Ihre steil nach NNW einfallenden Sedimente 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). In Lukasedt-Dreimühlen, dem Stratotypus der Formation, wird der liegende Abschnitt der Schichtfolge von grauen, sandigen Silten bis stark siltigen Feinsanden aufgebaut, 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 Lukasedt-Fm. 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 des überlagernden „Sandstein-Sandschliers“ (TRAUB, 1948), untersucht von HERBST (1985), ist reich an Epidot, Granat und Hornblende. Die Mikrofaunen der Lukasedt-Fm. sind ärmlich, offensichtlich stark verdünnt durch hohe Sedimentationsraten. Die abschließlich aus den „Geröllmergeln“ beschriebenen, dort aber nicht seltenen Makrofossilien sind zum überwiegenen Teil abgerollt, schlecht erhalten und auf allochthoner Lagerstätte. Die dünnchaligen Gehäuse der planktonischen Gastropoden-Gattung *Clio* sind hingegen nicht als umgelagert zu betrachten. Die stratigraphische Einstufung in das Eggenburgium beruht auf wenigen Individuen der Foraminiferenart *Lenticulina buergli* (WENGER) und der planktonischen Molluskenart *Clio triplicata* AUDENINO (RUPP, 2009). Die Lukasedt-Fm. 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 Ottnangium baute sich das Delta weiter in das Becken vor und die grobklastischen Sedimente der Wachtberg-Fm. („Sand-Schottergruppe“ nach ABERER, 1958) kamen über der Lukasedt-Fm. zur Ausbildung.

## 71 Sandstreifenschlier, marin; Eggenburgium – Ottnangium

*Schluff, feinsandig, glimmerig, Sandlagen, „Schlier“*

Während westlich der Enns die Sedimente des Eggenburgium und Ottnangium gut in einzelne Formationen unterteilt werden können, sind besonders die Äquivalente des Haller Schliers (siehe Nr. 72) und des Robulus-Schliers (siehe Nr. 66) zwischen Enns und Mank noch ungegliedert und zum Begriff **Sandstreifenschlier** zusammengefasst (SCHNABEL, 2002). Er ist aufgebaut von gelblich grauen bis grünlich grauen, eben bis linsig geschichteten, wechselnd sandigen Silten und Tonsilten, untergeordnet Tonmergel, die mit wellig geschichteten bis flasergeschichteten, teils glaukonitischen, wechselnd sil-

tigen Kalksand(stein)lagen und stark verwühlten Horizonten wechsellagern. Die Schwermineralspektren werden von Granat und Apatit dominiert, häufig sind Staurolith, Amphibol und Turmalin. Sie lassen auf ein alpines Liefergebiet schließen. Tonmineral-Analysen der pelitischen Abschnitte ergaben hohe Werte für Smektit und Muskovit bei geringeren Anteilen von Chlorit. Der Sandstreifenschlier wird als Sediment eines periodisch sturmbeeinflussten, subtidalen Flachmeerbereiches, zwischen der normalen und der Sturmwellen-Basis gelegen, interpretiert (KUFFNER, 1994).

## 70 Sand-Schottergruppe, marin; Eggenburgium – Ottnangium

*Sand, glimmerig, Kies, Konglomerat, Mergellagen*

Der von WAGNER (1996a) für die **Sand-Schottergruppe** geschaffene Begriff **Wachtberg-Formation** ist zwar noch

nicht formalisiert und daher ungültig, soll aber der Einfachheit halber im Folgenden dennoch verwendet werden. Die

Wachtberg-Fm. zieht nördlich von Salzburg von Oberndorf bis nach Feldbach bei Lochen in Oberösterreich, ihre kiesige Entwicklung ist nur bis in den Raum Mattsee verfolgbar. Sie liegt über der Lukasedt-Fm. (siehe Nr. 72), aus der sie sich entwickelt. Im Westen sind kleine Vorkommen der Wachtberg-Fm. in Bayern, nahe der oberösterreichischen Grenze, dokumentiert (HERBST, 1985), gegen Osten verzahnen ihre sandigen Ausläufer vermutlich mit der Vöckla-Fm. Nach Norden reicht sie (in Bohrungen ange-troffen) weit in das oberösterreichische Innviertel und verzahnt dort mit den Peliten des Unteren und Mittleren Ottnangium (ABERER, 1958). Die Wachtberg-Fm. gliedert sich in drei unterschiedlich mächtige Quarz-Kristallin-Schotterzüge (Wachtberg-Steinbach-Zug, Grub-Lauterbach-Zug, Stießberg-Lielon-Thal-Zug), getrennt durch graugrüne bis gelbgraue, siltig-sandige Sedimentpakete mit dünnen Tonmergellagen. Die südlichsten Abschnitte des Wachtberg-Steinbach-Zuges fallen steil (50°–60°) nach NNW ein, gegen das Hangende nimmt der Einfallwinkel schnell ab (TRAUB, 1948). Die komponenten- bis matrixgestützten Fein- bis Grobkiese sind schlecht sortiert, schlecht geschichtet aber gut gerundet, plattige oder längliche Gerölle sind oft eingeregelt. Die Kiese setzen sich vor allem aus Quarz-, Quarzit-, Dolomit-, Kalk- und Gneisgeröllen aus den Zentral- und Kalkalpen zusammen, Komponenten aus Flysch und Helvetikum hingegen treten kaum in Erscheinung. Die kalk-

alpinen wie auch die kristallinen Gerölle deuten auf eine Fernschüttung und ein weit verzweigtes Einzugsgebiet der Ursalzach hin (HAGN, 1983). Das Schwermineralspektrum der Wachtberg-Fm. 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 postsedimentäre Lösung erfahren haben müssen. Die Fossilführung der Wachtberg-Fm. 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-Fm. noch in das Eggenburgium zu stellen und die gesamte Formation müsste stufenübergreifend in den Abschnitt Eggenburgium bis Ottnangium gestellt werden (RUPP et al., 2009). Die Wachtberg-Fm. wird als proximaler Deltabereich des „Ur-Salzach-Fächers“ gedeutet, der als ein Haupt-Lieferant für die marinen Sande der Innviertel-Gruppe (Atzbach-Fm., siehe Nr. 65; Mehrnbach-Fm., siehe Nr. 58; etc.) zur Diskussion steht (FAUPL et al., 1988).

## 69 Sedimente des Unteren Ottnangium i. Allg. (Bayern), marin; Unteres Ottnangium

*Schluff, feinsandig, mergelig*

Die **Untersimbacher Schichten** (WENGER, 1987) sind grün-graue, gelblich graue, auch blaugraue, feingeschichtete bis gebankte, sandige Tonmergel mit einer typischen Foraminiferenfauna (besonders hohe Anteile von *Lenticulina*) sowie

grünlich-graue, gröbere Sande. Die im Hangenden entwickelten **Neuhofener Schichten** sind grünlich-graue bis graue, gebankte, schwach feinsandige Tonmergel mit einer typischen, reichen Foraminiferenfauna (WENGER, 1987).

## 68 Vöcklaschichten, marin; Unteres Ottnangium

*Sand, Silt, Mergel, feinsandig*

Neue Bezeichnung: **Vöckla-Formation** (RUPP, 2008b), Stratotypus: Vöcklabrucker Schlierwand (BMN: 472400 / 319420, ÖK 48 Vöcklabruck).

Die Vöckla-Fm. 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-Fm. („Sand-Schottergruppe“, siehe Nr. 70) und im Osten, im Raum Lambach, mit dem Robulusschlier s. str. sowie westlich von Vorchdorf mit der (in der vorliegenden Karte nicht aus-geschiedenen) Vorchdorf-Fm. Im Hangenden verzahnt sie mit der Atzbach-Fm. (siehe Nr. 65). Neue Kartierungsergebnisse erbrachten im Raum Natternberg N Vöcklabruck ein Hoch der Vöckla-Fm. inmitten des Verbreitungsgebietes der Atzbach-Fm., das noch nicht in die Karte eingearbeitet werden konnte. Die Vöckla-Fm. wird von blaugrauen bis gelbgrauen, glimmerigen, wechselnd Glaukonit führenden, siltigen Fein- und Mittelsanden bis tonigen Sandsilten aufgebaut. Charakteristisch ist der lebhaft horizontale und vertikale Wechsel von pelitischen und sandigen Abschnitten. Generell nimmt der Sandanteil der Vöckla-Fm. 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 obertags aufgeschlossene, obere Abschnitt der Vöckla-Fm. wird in mehrere Lithofaziestypen unterteilt. Wellig geschichtete Fein- bis Mittelsande in intensiver Wechsellagerung mit Peliten, häufig stark durchwühlt, herrschen vor. Schräggeschichtete Sande sind untergeordnet vertreten, massige Sande treten nur in Ausnahmefällen auf.

Paläoströmungsdaten ergeben für die Vöckla-Fm. sowohl eine nach ENE gerichtete Flutstromrichtung (Hauptströmungsrichtung) als auch eine (schwächere) Ebbstromrichtung, welche nach WNW zeigt. Mineralogisch besteht die Vöckla-Fm. aus Quarz, Feldspat (überwiegend Albit), Schichtsilikaten und Karbonaten. Tonmineralogisch ist Smektit neben Hellglimmer/Illit und Chlorit dominierend. Das Schwermineralspektrum der Vöckla-Fm. ist von Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende dominiert, das Liefergebiet ist vornehmlich der alpine Bereich. Die Vöckla-Fm. 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-Fm. zu der Wachtberg-Fm., der Atzbach-Fm., dem Robulus-Schlier und der Vorchdorf-Fm. erfolgt auf litholo-

gischer Basis. Die Grenze zu der unterliegenden Hall-Fm. („Haller Schlier“, siehe Nr. 72) ist durch die Eggenburgium/Ottangium-Grenze mikropaläontologisch definiert. Die

Vöckla-Fm. ist in einem stark gezeitenbeeinflussten Meer, vermutlich im sublitoralen Bereich, abgelagert worden.

## 67 Plesching-Formation (Phosphoritsande, fossilreiche Grobsande), marin; Unteres Ottangium

*Sand, Phosphoritknollen, fossilreich*

ROETZEL in SCHNABEL, 2002, Stratotypus: Sandgrube bei Rainbach i. Innkreis (BMN: 463550 / 368500; ÖK 29 Schärding).

Die **Plesching-Formation** setzt sich nach ROETZEL aus den Phosphoritsanden und den fossilreichen Grobsanden zusammen. Die aus Bayern beschriebenen Grobsande von Holzbach und Höch, die von FAUPL & ROETZEL (1990) mit den fossilreichen Grobsanden verglichen wurden, sind nach WENGER (1987) jünger (Mittleres Ottangium) als Letztere und werden hier nicht mit einbezogen (siehe Nr. 61 Sedimente des Mittleren Ottangium i. Allg.).

Die **Phosphoritsande** (SCHADLER, 1934b) erstrecken sich obertags von ihrem klassischen Vorkommen östlich von Plesching bei Linz in mehr oder minder fleckenhaften Vorkommen entlang des Kristallin-Südrandes der Böhmisches Masse bis in die Gegend Peuerbach. Diskordant dem Kristallin oder auf Sedimenten des Egerium (Älterer Schlier, siehe Nr. 76; Linzer Sande, siehe Nr. 77) auflagernd werden sie ihrerseits von der Ottang-Fm. (siehe Nr. 63) überlagert, mit der sie auch seitlich verzahnen. In Bohrungen sind sie in unterschiedlicher Mächtigkeit (bis >45 m) über die Taufkirchener Bucht bis nach Bayern zu verfolgen.

Die **Fossilreichen Grobsande** (FUCHS, 1968), von ABERER (1958) als „grobkörnige Sande der Taufkirchner Bucht“ beschrieben, treten obertags in der Natternbacher Bucht, der Matzinger Bucht und der Taufkirchener Bucht in Erscheinung. Sie werden von RÖGL et al. (1973) als Einschaltung im Schlier („Robulus-Schlier“ und „Hangend-Schlier“, hier: Ottang-Fm.) beschrieben. LENGAUER et al. (1987) deuten die Grobsande unterlagernden Schlier als Schlier der Haller Serie (Eggenburgium). Der Stratotypus der Plesching-Fm., der Aufschluss bei Rainbach i. Innkreis (s. o.), wurde von RÖGL et al. (1973) als Faziesstratotypus des Ottangium ausgewählt.

Die gelblich-grauen bis grünlich-grauen Mittel- bis Grobsande (bis Feinkiese) der **Plesching-Formation** sind quarzreiche Sande mit einem relativ hohen Anteil an ver-

hältnismäßig frischen Feldspaten und Kristallbruchstücken sowie einem oft hohen Glaukonitgehalt. Die bis 10 cm großen Phosphoritknollen treten nur in den Phosphoritsanden auf. Sie wurden aus dem die Phosphoritsande unterlagernden Älteren Schlier aufgearbeitet und fehlen in den westlich gelegenen Sanden der Plesching-Fm., in den fossilreichen Grobsanden, da in diesem Raum die nördliche Verbreitungsgrenze des Älteren Schliers weiter im Süden liegt (FAUPL & ROETZEL, 1990). Es werden zwei Lithofaziestypen unterschieden: eine „Feinkies- und Grobsandfazies“ (Lithofazies 1) und eine „schräggeschichtete Grobsandfazies“ (Lithofazies 2). Lithofazies 1 ist nahezu strukturlos und gröber entwickelt, vereinzelt sind in Rinnenfüllungen große Blöcke im kiesigen Sand anzutreffen. Lithofazies 2 wird von schräggeschichteten Sanden bis Feinkiesen mit tabularen und keilförmigen Sets von 0,5 m bis zu mehreren Metern Mächtigkeit aufgebaut. Untergeordnet sind pelitisch-sandige Pakete mit Flaser- und Linsenschichtung anzutreffen. Die Schwermineralspektren der Plesching-Fm. führen als Hauptkomponenten Apatit, Granat, Zirkon und Epidot/Zoisit und sind Mischspektren von alpinem Material und Material aus der Böhmisches Masse. Die Plesching-Fm. ist reich an Fossilien, wobei ein großer Teil der fossilen Hölzer, Molluskenfaunen und Wirbeltierreste aus älteren Sedimenten umgelagert und in die Sande der Plesching-Fm. eingebettet wurde. Die Mikrofaunen aus den pelitischen Zwischenlagen sind vorwiegend als autochthon zu betrachten und ermöglichen eine stratigraphische Einstufung in das Untere Ottangium. Eine Zusammenfassung der wichtigsten Arbeiten über die Mikro- und Makrofossilführung der Plesching-Fm. ist in FAUPL & ROETZEL (1990) zu finden. Die Sande der Plesching-Fm. wurden als großdimensionierte Sandwellen (Fazies 2) mit Kanälen und Rinnen (Fazies 1) in einem stark gezeitenbeeinflussten, subtidalen Meeresbereich mit geschätzten Strömungsgeschwindigkeiten um 0,7 m/sek. abgelagert. Paläoströmungsdaten lassen eine NE- bis NNE-gerichtete Hauptströmungsrichtung (Flutstrom) und eine sehr untergeordnet vertretene, nach SW gerichtete Strömungsrichtung (Ebbstrom) erkennen (FAUPL & ROETZEL, 1990).

## 66 Robulus-Schlier, marin; Unteres Ottangium\*

*Schluff, feinsandig, mergelig, Sandeinschaltungen, „Schlier“*

Der **Robulus-Schlier** (*Robulus inornatus*-Schlier: PETERS, 1936; Robulus Schlier: GRILL, 1941), auch Robulusschlier s. str. genannt (ABERER, 1958), verzahnt in Oberösterreich im Raum Lambach mit der altersgleichen Vöckla-Fm. (siehe Nr. 68) und im Raum Vorchdorf mit der Vorchdorf-Fm. Zwischen Wels und Enns bildet er zumeist den Schliersockel der Traun-Enns-Platte. In weiten Bereichen überlagert er den Haller Schlier (siehe Nr. 72), nördlich der Linie Oberndorf – St. Martin – Grieskirchen – Enns liegt er diskordant auf Sedimenten des Egerium. Seinerseits wird er von der Atzbach-Fm. (siehe Nr. 65) und der Kletzenmarkt-Fm. (sie-

he Nr. 64) überlagert und verzahnt randlich mit diesen. Der Robulus-Schlier stellt gemeinsam mit der Vöckla-Fm. und der Vorchdorf-Fm. den tiefsten Teil des Unteren Ottangium 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 ver-

wühlten Abschnitten zu beobachten. Der Mineralbestand des Robulus-Schliers setzt sich aus Quarz, Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikaten zusammen. Aus der Fraktion  $< 2 \mu\text{m}$  ist Smektit neben Hellglimmer/Illit und Chlorit anzuführen, Kaolinit fehlt (WIMMER-FREY et al., 1995). Das Schwermineralspektrum ist geprägt von Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende. Der Robulus-Schlier führt eine reiche Mikrofauna, das gehäufte Auftreten der Foraminiferengattung *Lenticulina* (= *Robulus*) wurde namensgebend für dieses Schichtglied. Makrofossilien sind selten zu finden. Von

der Vöckla-Fm., der Vorchdorf-Fm., der Atzbach-Fm. und der Kletzenmarkt-Fm. ist der Robulus-Schlier lithologisch unterscheidbar. Die Grenze zur unterliegenden Hall-Fm. („Haller Schlier“) ist mikropaläontologisch definiert. Der Robulus-Schlier stellt die ruhige, tiefneritische Beckenfazies des untersten Ottngangium dar. Die im Raum Vorchdorf und südlich davon entwickelte Vorchdorf-Fm. (RUPP in EGGER, 2007a) wurde in der vorliegenden Karte nicht extra ausgeschieden und zum Robulus-Schlier gestellt.

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

## 65 Atzbacher Sande, marin; Unteres Ottngangium

Sand, glimmerig, Mergellagen

Neue Bezeichnung: **Atzbach-Formation** (RUPP, 2008b), Stratotypus: Sandgrube Puchkirchen/Berg (BMN: 467515 / 322715; ÖK 47 Ried i. Innkreis).

Die Atzbach-Fm. zieht obertags von Zipf bis in den Raum Wels und verzahnt dort mit der Kletzenmarkt-Fm. (siehe Nr. 64). Im Liegenden ist sie von der Vöckla-Fm. (siehe Nr. 68) im Westen und dem Robulusschlier s. str. (siehe Nr. 66) im Osten begrenzt und verzahnt mit diesen. Im Hangenden wird sie von der Ottngang-Fm. (siehe Nr. 63) 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-Fm. 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 Sandsilteln (18–30 %  $\text{CaCO}_3$ , als Tonmergel anzusprechen) in Form von Bottomsets, Flasern und muddrapes in unterschiedlicher Häufigkeit eingeschaltet. Über weite Strecken ist in der Atzbach-Fm. eine Abfolge von Lithofaziestypen zu beobachten. Über einer pelitisch-sandigen Übergangsfazies, die sich aus der Vöckla-Fm. entwickelt, ist eine Fazies

deutlich schräggeschichteter Sande ausgebildet. Über dieser ist eine Fazies von massigen Sanden anzutreffen. Der Sand setzt sich aus Quarz und untergeordnet Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikaten zusammen. Tonmineralanalysen der Siltlagen erbrachten den Nachweis von Smektit, Hellglimmer/Illit und Chlorit. Das Schwermineralspektrum der Atzbach-Fm. wird von Granat, Epidot/Zoisit und Hornblenden dominiert, Turmalin, Rutil, Apatit, Staurolith und Disthen (Kyanit) treten nur untergeordnet auf. Fossilreste sind in der Atzbach-Fm. von untergeordneter Bedeutung. Bemerkenswert sind vor allem die nicht selten zu findenden Haizähne. Die stratigraphische Abgrenzung der Atzbach-Fm. erfolgt vor allem auf lithologischer Basis. Die Sande der Atzbach-Fm. wurden in einem subtidalen, stark gezeitenbeeinflussten Flachmeer abgelagert. Paläoströmungsdaten aus der Atzbach-Fm. zeigen eine Hauptströmungsrichtung nach ENE und eine untergeordnete Strömungsrichtung nach NW bzw. NNW. Der Flutstrom dieses zumindest mesotidalen Meeres verfrachtete die Sedimente aus dem Delta der „Paläo-Salzach“ (Wachtberg-Fm., siehe Nr. 70) mit Strömungsgeschwindigkeiten von rund 0,5 m/sek. ostwärts in das oberösterreichische Molassebecken.

## 64 Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation, marin; Unteres Ottngangium

Sand, glaukonitreich, Mergellagen

Neue Bezeichnung: **Kletzenmarkt-Formation** (RUPP, 2008b nach KRENMAYR, 1994), Stratotypus: Graben ESE Kletzenmarkt (BMN: 493750 / 345525; ÖK 49 Wels).

Die Kletzenmarkt-Fm., erstmals von GRILL (1955) im Raum Wels als „Glaukonitsandserie“ von der Atzbach-Fm. (siehe Nr. 65) abgetrennt und von KRENMAYR (1994) als Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Fm. definiert, erstreckt sich W Grieskirchen von Kematen am Innbach bis Axberg S Alkoven. Sie überlagert den Robulus-Schlier (siehe Nr. 66), mit dem sie im Grenzbereich auch verzahnt, im Hangenden wird sie von der Ottngang-Fm. (siehe Nr. 63), ebenfalls durch einen durch Verzahnung der beiden Formationen gekennzeichneten Übergangsbereich charakterisiert, überlagert. Lateral ist die Kletzenmarkt-Fm. im SW mit der Atzbach-Fm. und im NE mit der Plesching-Fm. (siehe Nr. 67) durch weitgreifende Verzahnungsbereiche verbunden (KOHL & KRENMAYR, 1997). Ihre maximale Mächtigkeit erreicht sie im Raum N Pichl bei Wels mit rund 70 m. Bei der Kletzenmarkt-Fm. handelt es sich um eine lebhaft Wechselfolge von zentimeter- bis dezimeter- (im Einzelfall bis meter-)mächtigen,

oft undeutlich laminierten, olivgrauen Peliten (mergelig-tonige Sandsilteln) mit ähnlich mächtigen, fein- bis grobkörnigen, teilweise feinkiesigen, grünlich-grauen Sandpaketen. Die Sande weisen einen hohen Gehalt an Glaukonit auf, auch die oft nestartige Anhäufung von Molluskenschill ist auffallend. An Schichtungstypen innerhalb der Kletzenmarkt-Fm. wurden Schrägschichtung, wellige Wechselfolgerichtung und Flaserschichtung beobachtet (KOHL & KRENMAYR, 1997). Aufgrund ihrer schlechten Erhaltung ist die Molluskenfauna der Kletzenmarkt-Fm. noch keiner detaillierten Bearbeitung unterzogen worden. Die Mikrofaunen aus den teils recht mächtigen Pelitpaketen sind gut erhalten und zum Teil recht divers. Die Foraminiferenfaunen werden teils von der Gattung *Lenticulina*, teils von der Artengruppe *Cibicidoides-Lobatula* sowie von planktonischen Arten dominiert. Stratigraphisch ermöglichen sie eine Einstufung in das Untere Ottngangium (RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003). Paläoströmungsdaten aus den schräggeschichteten Sandpartien der Kletzenmarkt-Fm. lassen auf einen durch Gezeitenströmungen beeinflussten Ablagerungsraum mit zwei dominanten Strömungsrichtungen schließen,

wobei die Hauptströmungsrichtung (ESE) gegenüber der Nebenströmungsrichtung (WSW) nicht so dominant ausgebildet ist, wie das in der benachbarten Atzbach-Fm.

der Fall ist. Die Foraminiferenfaunen der Kletzenmarkt-Fm. lassen auf einen tiefneritischen Ablagerungsraum schließen (RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

### 63 Ottnanger Schlier, marin; Unteres Ottnangium

*Schluff, feinsandig, mergelig, Sandlagen, „Schlier“*

Neue Bezeichnung: **Ottnang-Formation** (RUPP, 2008b), Stratotypus: Ottnang-Schanze (BMN: 474940 / 329330; ÖK 48 Vöcklabruck).

Die Ottnang-Fm., auch als Ottnanger Schlier bekannt, bedeckt weite Bereiche des Innviertels von Schärding bis Riedau sowie des Hausruckviertels von Grieskirchen bis Frankenburg. Obertags wird sie im Liegenden von der Atzbach-Fm. (siehe Nr. 65), der Kletzenmarkt-Fm. (siehe Nr. 64) und der Plesching-Fm. (siehe Nr. 67) begrenzt und verzahnt im Grenzbereich auch mit diesen. Im Bereich zwischen Peuerbach und Schärding liegt sie diskordant auf dem Kristallin der Böhmisches Masse. Im Hangenden wird sie von der Ried-Fm. (siehe Nr. 60) und der Reith-Fm. (siehe Nr. 59) überlagert. Im Raum Andorf – Enzenkirchener Sanden (siehe Nr. 62) und wird lokal von diesen auch überlagert. Die Ottnang-Fm. 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 Pflanzenhäcksels auf. Mit einem durchschnittlichen Kalkgehalt von

knapp 25 % handelt es sich bei den Peliten um Tonmergel. Der Mineralbestand der Ottnang-Fm. setzt sich aus Quarz, Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikaten zusammen, wobei die Schichtsilikate überwiegen. In der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  ist Smektit 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 (Kyanit), Zirkon und Turmalin. Die Mikro- und Makrofauna der Ottnang-Fm. weist einen beachtlichen Arten- und auch Individuenreichtum auf, der große Fossilreichtum einzelner Aufschlüsse in der Ottnang-Fm. erweckte bereits im 19. Jahrhundert das wissenschaftliche Interesse. Nähere Angaben zu der Flora und Fauna der Ottnang-Fm. sind in RUPP (2008b) zu finden. Die Ottnang-Fm. wird von der Atzbach-Fm., der Kletzenmarkt-Fm. und der Plesching-Fm. auf lithologischer Basis, von den hangenden, mittelottnangischen Formationen der Innviertel-Gruppe auch aufgrund der Foraminiferenfauna unterschieden. Die Pelite der Ottnang-Fm. können aufgrund der lithologischen Entwicklung und des Fossilinhaltes als tiefneritische, abschnittsweise stark durchwühlte Schlammfazies im flachmarinen, euhalinen Beckenbereich interpretiert werden.

### 62 Enzenkirchener Sande, marin; Unteres Ottnangium – Mittleres Ottnangium\*

*Sand, glimmerig, Mergellagen*

In dem von den Ortschaften Enzenkirchen, Siegharting, Andorf und Raab abgesteckten Raum liegt das Hauptverbreitungsgebiet der erstmals von ABERER (1958) beschriebenen **Enzenkirchener Sande**. Ein wesentlich kleineres, geringmächtiges und daher nicht in der Karte eingetragenes Verbreitungsgebiet ist NW davon im Raum Brauchsdorf (N Taufkirchen a. d. Pram) beschrieben (LENGAUER et al., 1987). Unterlagert werden sie von der Ottnang-Fm. (siehe Nr. 63), mit der sie auch lateral verzahnt. In Bohrprofilen aus der Umgebung von Enzenkirchen werden die maximalen Mächtigkeiten dieser Sande mit um die 20 m angegeben. Diese hellgrauen bis hell olivgrauen, stark glimmerigen, teils siltigen Feinsande, untergeordnet Mittelsande (FUCHS, 1968; KRENMAYR & ROETZEL, 1996) sind quarzreich, manchmal glaukonitisch und führen auch kleine Kristallingerölle (BÜRGL, 1951). Sie sind schrägeschichtet (oft mit pelitischen bottom-sets, top-sets und mudrapes), eben laminiert oder massig ausgebildet, Abschnitte mit stärkeren Pelitlagen weisen häufig eine wellige Wechselschichtung mit Linsen- und Flaserschichtung auf. Auffällig sind neben immer wieder anzutreffenden Lagen von Pelitklasten teils mächtige, dicht gepackte Pelitklastenbrekzien-Pakete in Form von Rinnenfüllungen (FAUPL & ROETZEL, 1987). Die Pelitklasten sind zumeist nur kantengerundet und häufig deformiert oder aufgespalten und zeigen manchmal Anzeichen von Einregelung. BÜRGL (1951) berichtet gar von regellos an der

Basis des „sandigen Schliers“ (= Enzenkirchener Sande und hangender, feinplattiger Schlier) liegenden, z. T. abgerollten, großen Schliertrümmern. In den Enzenkirchener Sanden sind neben den bereits publizierten Bivalven- und Gastropodenresten (ABERER, 1958) in den pelitischen Abschnitten auch reiche Foraminiferenfaunen zu finden, die, verglichen mit denen der Atzbach-Fm. (siehe Nr. 65) oder der Kletzenmarkt-Fm. (siehe Nr. 64), wesentlich höhere Anteile von Flachwasserarten der Gattungen *Ammonia*, *Elphidiella* etc. führen, ja zum Teil von *Ammonia* dominiert werden (z. B.: Raab: KRENMAYR, 1996a, unpublizierte Daten). Stratigraphisch werden die Enzenkirchener Sande von FAUPL & ROETZEL (1987) mit der Atzbach-Fm. verglichen und in das tiefere Untere Ottnangium gestellt. Ihre Position in (oder gar im obersten Abschnitt?) der Ottnang-Fm. (s. o.) spricht jedoch dagegen. Auch die zum Teil von *Ammonia* dominierten Foraminiferenfaunen sind besser mit denen des Mittleren Ottnangium zu vergleichen. Aus diesem Grund wurde in der Kartenlegende eine stratigraphische Einstufung in das Untere bis Mittlere Ottnangium angegeben. Interpretiert werden die Enzenkirchener Sande ähnlich den Atzbacher Sanden als Sedimente eines subtidalen, stark gezeitenbeeinflussten Flachmeerbereiches (FAUPL & ROETZEL, 1987; KRENMAYR & ROETZEL, 1996).

\*siehe auch Errata: Kap. 13.



## 61 Sedimente des Mittleren Ottngangium i. Allg. (Bayern), (Blättermergel; Glaukonitsand; Fazies von Holzbach und Höch, Bryozoenmergel), marin; Mittleres Ottngangium

Mergel, Sand, z. T. glaukonitisch

Die **Blättermergel** sind graue, grünliche oder bräunliche, fein (blättrig) geschichtete bis gebankte, wechselnd sandige Pelite (tonig-schluffige Mergel) mit einer typischen Flachwasser-Mikrofauna, vergleichbar mit der Ried-Fm. (siehe Nr. 60). Der **Glaukonitsand** ist ein grüngrauer, wechselnd glimmeriger, glaukonitischer Fein- bis Grobsand, der partienweise auch feinkiesig entwickelt sein kann. Beide Schichtglieder sind im Becken gut voneinander zu trennen, gegen den Beckenrand gehen sie immer stärker in eine indifferente sandig-mergelige Fazies über (BAUBERGER & UNGER, 1984;

FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996). Die (Litoral-)Fazies von **Holzbach und Höch** ist an der Basis als glaukonitische, fossilreiche Fein- bis Grobsande mit Einschaltungen von Fein- bis Grobkies entwickelt. Darüber ist eine Wechselfolge von teils glaukonitischen Fein- bis Grobsanden und graubraunen bis grünlichen Peliten ausgebildet (BAUBERGER & UNGER, 1984). Die **Bryozoenmergel** oder -kalke sind gelblich-weiße Kalkmergel bis Kalke und bestehen hauptsächlich aus Bryozoenstöcken und deren Bruchstücken (BAUBERGER & UNGER, 1984).

## 60 Rieder Schichten, marin; Mittleres Ottngangium

Schluff, mergelig, Tonmergel, Sandlagen, „Schlier“

Neue Bezeichnung: **Ried-Formation** (RUPP, 2008b), Stratotypus: Ziegelgrube Eberschwang-Straß (BMN 465300 / 333070; ÖK 47 Ried i. Innkreis).

Die Ried-Fm. baut große Teile des Innviertler Schlierhügellandes auf. Im Liegenden durch die Ottngang-Fm. (siehe Nr. 63) begrenzt, verzahnt sie im Raum Lohnsburg und Mehrnbach mit der Mehrnbach-Fm. (siehe Nr. 58) und wird von dieser überlagert. Im Raum Weilbach könnte ein Teil der dort ausgewiesenen Braunau-Fm. (siehe Nr. 57) zur Ried-Fm. gehören (RUPP, 2008b; S. 20). Auch in der Taufkirchner Bucht, am Rand des Moldanubikums bei Hingsham, wurden Sedimente des Mittleren Ottngangium beschrieben, die zur Ried-Fm. gestellt werden müssen (WALSER, 1989). Sie wurden aber vom Autor aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht von der dort vorherrschenden Ottngang-Fm. abgetrennt und flächig erfasst und konnten somit nicht in die vorliegende Karte einfließen. Auch die marine Basis der Tone von Zwickledt (siehe Nr. 53) könnte nicht, wie in der vorliegenden Karte dargestellt, der Ottngang-Fm. entsprechen, sondern zur Ried-Fm. zu stellen zu sein (SALVERMOSER & WALSER, 1991).

Es handelt sich bei der Ried-Fm. um wechselnd glimmerige, blaugraue oder hell olivgraue bis olivgraubraune Tonsilte bis tonige 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 Wühl-

spuren sind nicht selten, stark durchwühlt oder gar durch Verwühlung entschichtet sind die Pelite der Ried-Fm. aber kaum. Bei einem durchschnittlichen  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt von um 24 % sind die Pelite der Ried-Fm. als Tonmergel anzusprechen. Der Mineralbestand der Ried-Fm. setzt sich aus Quarz, Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikaten zusammen. An Tonmineralen werden Smektit, 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-Fm. ist wie die vieler Formationen des Untermiozäns nicht besonders aussagekräftig. Die Foraminiferenfaunen der Ried-Fm. 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 zu finden. Die Makrofauna der Ried-Fm. ist generell arm an Arten und Individuen. Biostratigraphisch ist durch das Nannoplankton der Ried-Fm. lediglich eine altersmäßige Einstufung in das Untermiozän (obere NN2–NN4) möglich. Sie kann aber wie alle anderen Formationen des mittleren Ottngangium durch ihre von *Ammonia* dominierten Mikrofaunen von den meisten unterottngangischen Formationen abgegrenzt werden. Die Ried-Fm. wurde in einem niedrigerenergetischen Faziesbereich des mittelottngangischen Flachmeeres gebildet. Foraminiferen- und Ostrakodenfaunen weisen auf eine Ablagerung der Sedimente in 10 m bis 50 m Tiefe unter normal marinen Bedingungen hin.

## 59 Sande von Reith („Fofelsand“), marin; Mittleres Ottngangium

Sand, glimmerig, Mergellagen

Neue Bezeichnung: **Reith-Formation** (RUPP, 2008b), 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 Ottngang-Fm. W Reith (siehe Nr. 63) nach Westen in die Ried-Fm. (siehe Nr. 60) 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 dezimetermächtige, wellig geschichtete Pelitlagen mit Linsenschichtung und auch Pelitklastenlagen führen. Die Reith-Fm. führt in der Regel kleinwüchsige, durchwegs von *Ammonia* dominierte Mikrofaunen. Diese sind vergleichbar mit denen der Ried-Fm. und dokumentieren klar das mittelottngangische Alter dieser Sande. Die Reith-Fm. wird als stark zeitenbeeinflusster Flachmeerbereich innerhalb der Ried-Fm. interpretiert.

## 58 Mehrnbacher Sande, marin; Mittleres Ottnangium

*Sand, glimmerig, Mergellagen*

Neue Bezeichnung: **Mehrnbach-Formation** (RUPP, 2008b), Stratotypus: Sandgrube Magetsham (BMN: 456500 / 336700; ÖK 47 Ried i. Innkreis).

Die Mehrnbach-Fm. wurde unter der Bezeichnung Mehrnbacher Sande als unterstes Schichtglied der „Glaukonitischen Serie“ („Mehrnbacher Sande“, „Braunauer Schlier“ und „Treubacher Sande“) eingeführt (ABERER, 1958). Sie tritt obertags von Mettmach über Mehrnbach bis NW Untereitzing auf. Das Auskeilen der Mehrnbach-Fm. SE Weilbach muss nach einer Übersichtsbegehung angezweifelt werden, dieser Bereich des Kartenblattes bedarf einer Revision (RUPP, 2008b; S. 20). Untertags sinkt die Mehrnbach-Fm., faziell unterschiedlichst ausgeprägt und häufig in stärker pelitischer Ausbildung als obertags, gegen W überraschend stark ab (Raum Aspach). Sie tritt N Altheim, entlang des Inn, wieder zu Tage und verzahnt in Bayern mit den Glaukonitsanden (siehe Nr. 61). Begrenzt wird sie im Liegenden von der Ried-Fm. (siehe Nr. 60), im Hangenden von der Braunau-Fm. (siehe Nr. 57), verzahnt aber auch lateral intensiv mit diesen und wird bis zu 80 m mächtig. Es handelt sich bei der Mehrnbach-Fm. um hell olivgraue bis hellgraue, glimmerige, schlecht bis mäßig sortierte Fein- bis Mittelsande (Quarzsande) mit einem oft hohen Glaukonitgehalt. Tafel-, keil- und trogförmig schräggeschichtete sowie massive Sande herrschen vor, in pelitischeren Abschnitten

sind häufig Flaser- und Linsenschichtung zu beobachten. Vereinzelt sind mächtigere Pelitklastenhorizonte anzutreffen. Fallweise ist eine starke Bioturbation zu beobachten. Die Sande weisen hohe Anteile an Quarz und Schichtsilikaten auf, die Karbonatführung ist sehr unterschiedlich, Feldspate (überwiegend Albit) sind untergeordnet vertreten. Die Tonfraktion führt vorrangig Smektit, gefolgt von Hellglimmer/Illit, Chlorit ist selten. Die Schwermineralführung ist, ähnlich wie die der Atzbach-Fm., von Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende gekennzeichnet, Zirkon, Turmalin und Rutil treten nur untergeordnet auf. Liefergebiet war der alpine Raum. Makrofossilien sind in der Mehrnbach-Fm. in der Regel selten, es wurden neben Mollusken aber auch Reste von Wirbeltieren beschrieben, die Mikrofaunen der pelitischen Abschnitte sind unspektakulär. Die Mehrnbach-Fm. wird lithologisch von der Ried-Fm. im Liegenden und der Braunau-Fm. im Hangenden abgegrenzt und durch ihre Position zwischen diesen beiden Formationen definiert. Als Ablagerungsraum bietet sich ein vorwiegend von Gezeiten beeinflusster Flachmeerbereich an. Paläoströmungsdaten zeigen ein bimodales Verteilungsmuster mit starker Asymmetrie, die Strömungshaupttrichtung (Flutstrom) weist nach NE, die untergeordnete Strömungsrichtung (Ebbstrom) nach WNW. Die Strömungsgeschwindigkeit wird mit Werten um 0,5 m/sek. angegeben.

## 57 Braunauer Schlier, marin; Mittleres Ottnangium

*Schluff, mergelig, Sandlagen, „Schlier“*

Neue Bezeichnung: **Braunau-Formation** (RUPP, 2008b), Stratotypus: Braunau, rechtes Innufer, BMN: 428373 / 347078 bis 428848 / 347207; ÖK 27 Braunau a. Inn).

Das obertägige Hauptverbreitungsgebiet der Braunau-Fm. (Braunauer Schlier; ABERER, 1958) liegt in der näheren Umgebung von Aspach sowie am Fuße des Federnberger und des südlichen Rothenberger Höhenzugs sowie in der Umgebung des Geinberges westlich von Gurten. Ihre Ausbildung im Raum Weilbach ist anzuzweifeln (RUPP, 2008b; S. 20). Über der Mehrnbach-Fm. (siehe Nr. 58) abgelagert wird sie ihrerseits von der Treubach-Fm. (siehe Nr. 56) überlagert und verzahnt intensiv mit beiden. Gegen Osten scheint sie W Ametsberg nahezu auszukeilen, gegen Westen taucht sie unter die Terrassen- und Moränenlandschaft des westlichen Innviertels und verzahnt mit der Wachtberg-Fm. (siehe Nr. 70) bzw. mit den Glaukonitsanden (siehe Nr. 61) in Bayern. Im Raum Braunau steht sie, immer wieder gut aufgeschlossen, am rechten Innufer an. In der Umgebung von Treubach erreicht die Braunau-Fm. in Bohrungen Mächtigkeiten bis 100 m. Es handelt sich bei der Braunau-Fm. um zumeist fein geschichtete, blaugraue bis hell olivgraue oder bräunliche, wechselnd glimmerige, im cm- bis dm-Bereich gebankte Pelite (schlecht sortierte, sandige Tonsilte) mit

glimmerigen Feinsandbestegen, -lagen und -linsen, die in der Regel etwas gröber und unruhiger geschichtet sind als die Pelite der Ried-Fm. (siehe Nr. 60). Im liegenden Abschnitt, im Übergangsbereich zur Mehrnbach-Fm. schalten sich immer wieder dm-mächtige, teils schräggeschichtete Sandpakete in die Pelite ein. Im Raum Kirchheim und Gurten, im Übergangsbereich zur Treubach-Fm., werden die oberen Bereiche der Braunau-Fm. gegen das Hangende hin immer stärker bioturbat und gehen schließlich in einen hell olivgrauen, glimmerigen, siltig-tonigen, festen und stark bioturbaten Feinsand, teils mittelsandig, über. Der Mineralbestand der Braunau-Fm. ist ähnlich dem der Ried-Fm. (Quarz, Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikate). In der Fraktion <2 µm dominiert Smektit, gefolgt von Hellglimmer/Illit und Chlorit. Die Fossilführung der Braunau-Fm. ist mäßig. Aus verschiedenen Gruben wurde eine überschaubare Anzahl von Molluskenarten (Gastropoden, Bivalven, Scaphopoden) beschrieben. Die Foraminiferenfaunen sind stark von *Ammonia* dominiert. Die Braunau-Fm. wird durch ihre Position zwischen Mehrnbach-Fm. und Treubach-Fm. definiert. Wie die Ried-Fm., die Mehrnbach-Fm. und die Treubach-Fm. wurde auch die Braunau-Fm. im marinen, flachneritischen Becken des mittelottnangischen Meeres abgelagert.

## 56 Treubacher Sande, marin; Mittleres Ottnangium

Sand, glimmerig, Mergellagen

Neue Bezeichnung: **Traubach-Formation** (RUPP, 2008b), Stratotypus: Sandgrube Fraham (BMN: 446070 / 339520; ÖK 46 Mattighofen).

Die Traubach-Fm. wurde als „Traubacher Sande“ als oberstes Schichtglied der „Glaukonitischen Serie“ eingeführt (ABERER, 1958). Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt zwischen Aspach und Traubach, weiters ist sie rund um den Geinberg, den Eichberg, den Wagnerberg und den südlichen Rothenberg sowie am rechten Innufer südwestlich von Braunau aufgeschlossen. Im Raum Trimmelkam wurden mit den „Grünsanden“ Äquivalente der Traubach-Fm. erbohrt. Sie werden im Liegenden durch die Braunau-Fm. (siehe Nr. 57) begrenzt und verzahnen stark mit dieser, im Hangenden liegen die brackischen Oncophora-Schichten (siehe Nr. 55) diskordant auf der Traubach-Fm. Die größten Mächtigkeiten erreicht sie im Raum Gurten mit bis zu 50 m. Die Sande der Traubach-Fm. sind hell olivgraue bis gelblich-bräunliche, glimmerige, wechselnd glaukonitische, teils mittelsandige Feinsande (Quarzsande), mäßig sortiert, oft massig oder mit dünnen Pelitlagen und -flasern ausgebildet. Schrägschichtung und Rippelschichtung treten gegenüber der Mehrnbach-Fm. in den Hintergrund. Streckenweise sind die Sande stärker ver-

wühlt, vereinzelt finden sich Rinnen, gefüllt mit Pelitklasten. Pflanzenhäcksellagen und Molluskenreste sind selten. Im Übergangsbereich zu der liegenden Braunau-Fm. schalten sich immer mehr linsengeschichtete Pelitlagen ein, häufig aber sind die Sedimentstrukturen dieses Abschnittes durch Bioturbation zerstört. Die Schwermineralführung der Traubach-Fm. ist durch Epidot/Zoisit, Granat und Hornblende gekennzeichnet, Apatit tritt nur untergeordnet auf, Liefergebiet dieser Sedimente war der alpine Raum. Makrofossilien sind in der Traubach-Fm. selten, unter den Mikrofossilien können die Foraminiferenfaunen aus den pelitischen Abschnitten, dominiert von *Ammonia*, hervorgehoben werden. Die Traubach-Fm. wird innerhalb der Formationen des mittleren Ottnangium durch ihre Position, die Braunau-Fm. überlagernd, definiert. Sie ist wie die anderen Formationen des Mittleren Ottnangium im flachen Becken des mittelottnangischen Meeres gebildet worden. Mit der Traubach-Fm. endet die Ablagerung mariner Sedimente im oberösterreichischen Raum. Dieser Teil des Molassebeckens wurde allmählich von den marinen Sedimentationsräumen abgetrennt und durch die ständige Zufuhr von Süßwasser verbracket und schließlich ausgesüßt.

## 55 Oncophora-Schichten, brackisch-fluviatil; Oberes Ottnangium

Sand, Schluff, Ton, Mergel

Gegen Ende des 19. Jahrhunderts wurde von RZEHAK (1893) für Sedimente aus der Umgebung von Brünn (Brno), die sich durch die, in der Paratethys endemischen, Bivalvengattung *Rzehakia* (früher *Oncophora*) auszeichnen, der Begriff **Oncophora-Schichten** eingeführt. In den folgenden Jahrzehnten wurden von Bayern bis Mähren Sedimente dieses Typs beschrieben und auskartiert. Daraus resultierte die Rekonstruktion von mehreren, zumeist voneinander getrennten, brackischen Sedimentationsräumen, welche im Oberen Ottnangium als Überreste der immer flacher gewordenen marinen Paratethys übergeblieben waren (HARZHAUSER & MANDIC, 2008). Eines dieser Becken, das so genannte Oncophora-Becken (REICHENBACHER, 1993), erstreckt sich von Niederbayern (Obere Brackwassermolasse) bis weit in das oberösterreichische Innviertel. Durch eine Reihe detaillierter Studien (WITTMANN, 1957; SCHLICKUM & STRAUCH, 1968) wurden diese Sedimente zu den klassischen Oncophora-Schichten. Sie gliedern sich in die unteren Oncophora-Schichten (Mehlsande, Schillhorizont und Glimmersande) und die oberen Oncophora-Schichten (Aussüßungshorizont, Schillsande, Unio-Sande und Lakustrische Schichten) (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996). Im oberösterreichischen Innviertel sind die Oncophora-Schichten unter jüngerer Bedeckung weit verbreitet, obertags aber nur in kleinen, erosiven Resten aufgeschlossen. Diese entsprechen hauptsächlich den untersten Oncophora-Schichten, den niederbayerischen Mehlsanden (ABERER, 1958). Das größte Vorkommen findet sich im Raum Traubach – Roßbach, weitere Vorkommen finden sich an der Südflanke des Geinberges, rund um den Eichberg, den Wagnerberg und den südlichen Rothenberg. Außerdem treten sie entlang des Inn zwischen Burg-

hausen und Braunau zu Tage. Erreichen die obertags aufgeschlossenen Oncophora-Schichten Mächtigkeiten über 20 m (Raum Außerguggenberg), so werden in Bohrungen Mächtigkeiten bis an die 70 m angegeben. Die obertags aufgeschlossenen Oncophora-Schichten des Innviertels sind basal als braungraue, diffus geschichtete, manchmal flasergeschichtete, tonige Silte ausgebildet. Über diesen geringmächtigen Silten liegen hellgelbbraune, glimmerige, stark siltige Feinsande, zumeist mm-dünn ebenflächig bis leicht wellig geschichtet. Sie werden im dm-Bereich von dünnen Pelitlagen unterbrochen und zeigen auch Flaser- und Rippelschichtung. Diese Sande werden gegen das Hangende zunehmend siltiger und sind dann diffuser geschichtet. Die Oncophora-Schichten führen in etwa gleich hohen Anteilen Quarz und Schichtsilikate und sind Karbonat führend. Feldspate (vorrangig Albit) sind in geringen Prozentsätzen nachgewiesen. In der Tonfraktion dominiert Smektit, gefolgt von Hellglimmer/Illit und Chlorit, Kalinit liegt nur in Spuren vor. Das Schwermineralspektrum ist durch Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende gekennzeichnet, daneben treten Apatit, Staurolith, Disthen (Kyanit), Turmalin und Andalusit auf (SALVERMOSER, 1999; RUPP, 2008b). Wie bereits von CÍCHA et al. (1973) beschrieben, führen die untersten Oncophora-Schichten, speziell die basalen Pelite, noch marine Mikrofaunen. Kleinwüchsige, durchaus autochthone Foraminiferenfaunen sind vor allem in den basalen Peliten zu finden, gegen das Hangende werden die Foraminiferenfaunen immer ärmlicher und verschwinden schließlich. Ostrakoden sind nicht selten, weiters treten noch Fischreste (Otolithen), Schwammspikel und Seeigelstachel auf. Die zum Teil an Individuen reiche, aber artenarme Molluskenfauna ermöglicht in den meis-

ten Fällen eine eindeutige Zuordnung zu den Oncophora-Schichten, die durch die Assoziation von Brackwas-

serelementen, vergesellschaftet mit der Gattung *Rzehakia*, definiert sind (RUPP, 2008b).

#### 54 Ortenburger Schotter, fluviatil; Oberes Ottnangium

*Kies, Sand*

Der **Ortenburger Schotter** zieht in Bayern obertags von Dommelstadl am Inn über Ortenburg bis Aidenbach und Alkofen. In Österreich ist er nicht nachgewiesen. Er stellt sich als weißlich grauer, gelber bis brauner, sandiger Fein- bis Grobkies dar. Die Geröllspektrn werden von bis zu 70 % Quarz dominiert, untergeordnet treten zentralalpine Gerölle (Granit, Diabas, Quarzit, Lydit) und sehr wenige kalkalpine Gerölle (Kalk, Dolomit) auf. Die Schwermineralspektren sind stark von Granat dominiert, Staurolith, Epidot/Zoisit, Zirkon und Monazit sind nur gering vertreten, sie gestatten eine Zuordnung in die Lithozone L1 (UNGER, 1989). Geröll- und Schwermineralspektren sprechen für eine Schüttung aus dem alpinen Bereich und zeigen trotz der Nähe zum Moldanubikum kaum Anzeichen für einen Sedimenttransport aus dieser Richtung.

Im Ortenburger Schotter wurden neben einer Vielzahl von (umgelagerten) verkieselten Hölzern nur wenige Fossilien gefunden. Eine altersmäßige Einstufung ist somit nur aufgrund seiner Lagerung zu ermitteln. Er liegt mit einer maximalen Mächtigkeit von 50 m entweder erosiv auf Sedimenten des Mittleren Ottnangium oder ohne erkennbare Erosion auf Sedimenten der Unteren Oncophora-Schichten (siehe Nr. 55). In einzelnen Aufschlüssen sind im Hangenden des Schotters Sande und Mergel der Limnischen Süßwasserschichten (Karpatum; siehe Nr. 50) ohne erkennbare Schichtlücke abgelagert worden, wodurch der Ortenburger Schotter in das Obere Ottnangium gestellt werden kann (BAUBERGER & UNGER, 1984; UNGER, 1997).

#### 53 Rittsteiger Schichten (+ limnische Äquivalente der Brackwassermolasse), limnisch-fluviatil; Oberes Ottnangium – Karpatum

*Ton, Schluff, Sand, Kohle*

Bei den Kohletonen der Rittsteiger Braunkohlemulde westlich von Passau (SEITNER, 1977) und anderen Vorkommen nördlich von Passau handelt es sich um bunte (rote, grüne, gelbe, graue, blaue und braune) Tone mit Lagen von tonigschluffigen oder glimmerigen Sanden und selten Feinkies-Einlagerungen. In diese Sedimente sind geringmächtige Braunkohleflöze (bis 1 m mächtig) eingelagert. Die **Rittsteiger Schichten** sind zumeist in eng begrenzten, möglicherweise tektonisch angelegten Senken unter limnischen, seltener fluviatilen Bedingungen abgelagert worden. Ihr Schwermineralspektrum deutet auf eine Schüttung aus dem Moldanubikum hin und gestattet eine Einstufung in die Lithozone L1. Mikro- und Makroflora der Rittsteiger Schichten lassen ein Alter von Oberem Ottnangium (bis Karpatum?) der Phytozone OSM-2 vermuten (BAUBERGER & UNGER, 1984).

Die Rittsteiger Schichten auf österreichischem Gebiet beschränken sich auf wenige Vorkommen östlich von Passau

und nördlich von Münzkirchen. Sie werden von grauen, blauen, seltener rötlichen, tonigen Schluffen, in die häufig gelbliche bis weiße Sande eingelagert sind, gebildet. In älterer Literatur wird auch von geringmächtigen Braunkohleflözen berichtet.

Die Tone bestehen, ähnlich den Sedimenten der Rittsteiger Braunkohlemulde, hauptsächlich aus Kaolinit und Smektit. Die Schwermineralspektren werden von einem Monazit-Zirkon-Maximum charakterisiert und sprechen für eine Sedimentherkunft aus dem Moldanubikum. Die Rittsteiger Schichten erreichen auf österreichischem Gebiet, ähnlich denen in Bayern, maximale Mächtigkeiten von rund 50 m (SALVERMOSER & WALSER, 1991).

Die bunten **Tone von Zwickledt** wurden nach BAUBERGER & UNGER (1984) und entgegen der Meinung von SALVERMOSER & WALSER (1991) mit Vorbehalt ebenfalls zu den Rittsteiger Schichten gezählt.

#### 52 Pitzenbergschotter, Steinbergschotter, Liegendsande, fluviatil; Oberes Ottnangium – Karpatum

*Kies, Sand, Quarzkonglomerat*

Bei Höh östlich von Passau, bei Gersdorf nördlich von Münzkirchen und im näheren Umkreis von Münzkirchen treten im Liegenden des Pitzenbergschotters die sogenannten **Liegendsande** auf. Es handelt sich um weißgraue bis gelbbraune, intensiv geschichtete Mittel- bis Grobsande (glimmerige Quarzsande, lagenweise mit einem hohen Feldspatanteil) mit einem teilweise beträchtlichen Feinkiesanteil, seltener sind Tonlinsen eingeschaltet. Die Schwermineralspektren zeigen extrem hohe Zirkon-Maxima, hohe Werte der Gruppe Monazit-Andalusit-Sillimanit und von opaken Schwermineralen. Die Schwermineralverteilungen sprechen für eine Schüttung aus dem Moldanubikum (SALVERMOSER & WALSER, 1991).

Der **Pitzenbergschotter**, in der Literatur schon länger behandelt („Conglomerat in der Gegend von Münzkirchen“; COMMENDA, 1900, S. 174), ist in mehreren, voneinander getrennten Vorkommen zwischen Passau und Kopfing i. Innkreis anzutreffen. Er liegt zumeist auf dem starken Relief des Kristallins der Böhmisches Masse, fallweise auf den Liegendsanden, NE Hingsham könnte er auf dem ott-nangischen Schlier abgelagert worden sein (FUCHS, 1968). Seine maximale Mächtigkeit liegt um die 60 m (SALVERMOSER & WALSER, 1991). Der Pitzenbergschotter ist ein weißlich grauer bis rötlich braun verfärbter Fein- bis Grobkies in einer mittel- bis grobsandigen, äußerst kaolinreichen Quarzsand-Matrix. Der Kies setzt sich hauptsächlich aus

Quarz- und Quarzitzeröllen zusammen. Nur untergeordnet, vor allem in den unteren Abschnitten der Kiesgruben, sind neben anderen Komponenten stark zersetzte (kaolinitisierte) Gneis-, Granit- und Amphibolitgerölle zu beobachten. Diese stark verwitterten Gerölle zeigen, dass der Pitzenbergschotter aus einem ursprünglichen Vollschothter durch tiefgründige In-situ-Verwitterung zum Restschotter umgewandelt wurde (FUCHS, 1968; SALVERMOSER & WALSER, 1991). Die Kiese sind relativ schlecht geschichtet, Sandlagen und -linsen sind untergeordnet eingeschaltet. Vor allem am Pitzenberg weisen sie eine intensive Durchhäderung mit rot-orangen Bändern auf, die mit der tief greifenden Kaolinitisierung durch saure Wässer und der damit verbundenen Mobilisierung von Eisen in Zusammenhang gebracht werden (SALVERMOSER & WALSER, 1991). Zu beobachtende Setzungs- und Rutschungserscheinungen sind durch die oben erwähnte tief greifende Verwitterung, vor allem aber auch durch eiszeitliche Einflüsse zu erklären (KOHL & SCHILLER, 1963). Die Schwermineralspektren der schluffig-sandigen Matrix der Kiese werden durch Staurolith, Rutil und Disthen (Kyanit) charakterisiert, untergeordnet treten noch Zirkon und Turmalin auf. Die Tonmineralspektren werden stark von Kaolinit dominiert, schwach tritt noch Illit in Erscheinung. Die Schwermineralverteilungen deuten auf eine alpine Herkunft der Pitzenbergschotter hin (SALVERMOSER & WALSER, 1991). Die Umwandlung des Pitzenbergschotter vom Vollschothter zum Restschotter wird von FUCHS (1968) durch eine tief greifende Verwitterung mit deszendenter Kaolinitisierung unter semiariden Bedingungen erklärt. Gleichzeitig wurde die bei der Verwitterung freigesetzte Kieselsäure im (damaligen) Grundwasserhorizont ausgefällt und führte zur Bildung des Quarzkonglomerates im hangendsten Abschnitt der Pitzenbergschotter (s. u.). Bezüglich der Altersstellung des Pitzenbergschotter gibt es unterschiedlichste Angaben. Von FUCHS (1968) werden sie mit dem bayerischen Quarzrestschotter korreliert und in den Zeitraum „Torton – Sarmat“ (= Badenium – Sarmatium; Mittleres Miozän) eingestuft. TOLLMANN (1985) erwähnt einen Fund von *Gomphotherium angustidens* (CUVIER), ohne eine Quelle anzugeben und kommt zur gleichen Einstufung wie W. FUCHS. Demgegenüber stuft ROETZEL

(1994) den Pitzenbergschotter in das „?Obere Ottnangium bis ?Karpatum“. Diese Einstufung wird dann von UNGER et al. (1999) übernommen, obwohl der Pitzenbergschotter von UNGER (1989) in das Badenium (Lithozone L2) gestellt wurde. Aufgrund all dieser Ungereimtheiten wird in der vorliegenden Karte auf die Einstufung von ROETZEL zurückgegriffen.

Die obersten Meter des Pitzenbergschotter sind stark verkieselt und zu einem außergewöhnlich zähen, bankig bis schollig ausgebildeten **Quarzkonglomerat**-Horizont umgewandelt. Daneben findet man auch in den unter diesem Horizont gelegenen Bereichen Partien mit stärkerer Verkieselung. Blöcke dieses Quarzkonglomerates sind noch im weiten Umkreis der Pitzenbergschotter-Vorkommen auf allochthoner Lagerstätte anzutreffen. Alle isoliert vorkommenden Quarzkonglomerat-Blöcke des Innviertels und des Hausruckviertels auf die Bank der Pitzenbergschotter zurückzuführen, wie von KINZL (1927) postuliert, erweist sich jedoch als falsch, da im Hausruck ein fast identes, aber jüngeres Vorkommen von Quarzkonglomerat an der Basis der Grimberg-Subformation und der Ampflwang-Fm. (siehe Nr. 45) nachgewiesen werden konnte und ebenfalls noch weit von seiner autochthonen Lagerstätte entfernt in großen Blöcken zu finden ist (RUPP, 2008b).

Der **Steinbergschotter** bei Steinberg südwestlich von Münzkirchen liegt auf marinen ottnangischen Sedimenten. Es handelt sich um deutlich geschichtete, braune bis graue, schluffig-sandige Fein- bis Mittelkiese mit Restschottercharakter (Quarz, Quarzit, sehr wenig kieselige Sandsteine, Amphibolite und Radiolarite). Er erreicht am Steinberg eine Mächtigkeit von 20 m. Schwermineralanalytisch erweist sich der Steinbergschotter mit einem deutlichen Staurolith-Maximum und hohen Anteilen von Zirkon, Rutil und Disthen (Kyanit) als alpinotypes (ein aus dem alpinen Raum geschüttetes) Sediment. Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeiten mit dem Pitzenbergschotter (Restschotter, ähnliche Schwermineralverteilungen) wird der Steinbergschotter mit diesem gleichgesetzt (SALVERMOSER & WALSER, 1991).

#### 51 „Braunkohlentertiär“ (Bayern), limnisch-fluviatil; Karpatum – Sarmatium

*Ton, Schluff, Sand, Kies, Kohle*

Im Miozän bildete das von Norden kommende Ur-Naab-System in einer Vielzahl von zum Teil tief in das Kristallin des Bayerischen Waldes eingeschnittenen Rinnen und Buchten Kiese, Sande, Schluffe und Tone mit zum Teil mächtigen Kohleflözen. So weist das **Braunkohlentertiär** von Wackersdorf ein 15 m mächtiges Unterflöz und ein bis zu 23 m mächtiges Oberflöz, getrennt durch ein toniges Hauptzwischenmittel, auf. Weiter gegen Südosten, zwischen Regensburg und Passau, sind

geringermächtige Vorkommen wie das Braunkohlentertiär von Hengersberg-Schwanenkirchen anzutreffen, wo auf dem Kristallin über grauen, tonigen Sanden mehrere Meter mächtige Kohleflöze entwickelt sind, die zwischen 1890 und 1960 in mehreren Phasen abgebaut wurden (TILLMANN, 1964). Die vergleichbaren Kohletone im Raum Passau werden nach SEITNER (1977) als Rittsteiger Schichten (siehe Nr. 53) bezeichnet.

#### 50 Süßwasserschichten i. w. S. (Hoisberger Serie u. a.), limnisch-fluviatil; Karpatum

*Feinkies, Sand, Mergel*

Unter dem Begriff **Süßwasserschichten i. w. S.** wird nur der unterste, auf den Oncophora-Schichten und unter den Grobschüttungen abgelagerte, vorwiegend limnische Abschnitt der Oberen Süßwassermolasse zusammenge-

fasst (GRIMM, 1957). Er umfasst die Limnischen Süßwasserschichten und die Fluviatilen Süßwasserschichten. Die Limnischen Süßwasserschichten werden von gelblich- bis grünlichgrauen, selten violetten Schluffen,

Tonen und teils glimmerreichen Mergeln und grauen bis bräunlichen, glimmerreichen Sanden aufgebaut. Die Fluviatilen Süßwasserschichten gliedern sich in die Hoisberger Schotter (graue, sandige Quarz- und Kristallinkiese mit wenig kalkalpinem Anteil), Hoisberger Mergel (grünlich- bis gelblich-graue, schluffige bis sandige Mergel) und Kiessande (feinkiesiger Sand) (**Hoisberger Serie**),

sind aber auch als braune bis rötliche, kiesige Sande vertreten (UNGER, 1984, 1991). Die Süßwasserschichten i. w. S. werden aufgrund ihres Schwermineralgehalts in die Lithozone L1 gestellt. Sie sind fallweise reich an Fossilresten (Mollusken, Vertebraten) und können aufgrund von Säugerresten in das Karpatium gestellt werden (UNGER, 1989).

#### 49 Nördliche Vollschofterabfolge, fluviatil; Badenium

*Kies, Sand, Mergel, Schluff, Quarzrestschotter, Quarzkonglomerat*

Die **Nördliche Vollschofterabfolge** ist ein vorwiegend grobklastischer Sedimentkomplex, in dem graue, teils auch gelbliche Sande, Schluffe, Mergel und Tone beträchtliche Anteile erreichen können (UNGER, 1983, 1989, 1991). Sie wurde aus dem Südosten in das Molassebecken geschüttet („Enns-Schüttung“), die Gerölle der grauen bis bräunlichen, teils stark sandigen Kiese sind in ihrem östlichen Verbreitungsgebiet zum Teil sehr grob und werden gegen Süden, Westen und Norden immer feiner. Im Norden verzahnt der Nördliche Vollschofter mit dem Braunkohletertiär (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996). Nach BLISSENBACH (1957) („Landshuter Schotter“) weist der alpinotype Kies hohe Quarzanteile, geringe Kristallin-Anteile und nicht unbeträchtliche kalkalpine Anteile auf und ist über weite Strecken kalkig verfestigt und konglomeriert. Die Nördliche Vollschofterabfolge wird mit

der Grauen Serie und der Grünen Serie der oberösterreichischen Kohleführenden Süßwasserschichten (ABERER, 1958) korreliert und aufgrund ihrer Schwermineralspektren der Lithozone L2 zugeordnet. Sie erreicht Mächtigkeiten bis zu 200 m und ihre Fossilführung (Säugerreste) ermöglicht eine Einstufung in das Badenium (UNGER, 1989). Der leuchtend weiße, wechselnd sandige, kaolinreiche **Quarzrestschotter** (Mittel- bis Grobkies; Quarz, Kristallin-Restkomponenten sehr selten) im Hangenden der Vollschofter entstand durch In-situ-Verwitterung dieser Vollschofter. Die obersten Partien der Quarzrestschotter wurden durch das während des Verwitterungsvorganges freigewordene SiO<sub>2</sub> verkieselt und zum **Quarzkonglomerat**. Diese Verwitterungs- und Verkieselungsvorgänge dürften unter dem warm-gemäßigten Klima des Sarmatium abgelaufen sein (UNGER, 1984; FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996).

#### 48 Untere und Obere Hangendserie, limnisch-fluviatil; ?Sarmatium – Pannonium

*Kies, Sand, Schluff*

Die **Hangendserie** ist aus braunen, grauen, manchmal grünlichen, oft stark glimmerigen Sanden und Linsen und Lagen von Fein- bis Mittelkiesen, seltener Grobkiesen (Quarz, Quarzit, seltener kalkalpine Gerölle) sowie Schluffen und auch Mergeln aufgebaut. Kies- und Sandlagen sind unbeständig, wechseln einander rasch ab und sind häufig schräggeschichtet. Auch die Schluff- und Mergellagen sind häufig als Linsen und Flasern in Feinsanden ausgebildet (UNGER, 1991). Die

Hangendserie erreicht Mächtigkeiten bis 70 m. Als distaler Fächer der größeren Kobernaußerwald-Fm. (siehe Nr. 44) wurde sie aus dem Südosten geschüttet und verzahnt an ihrer nördlichen Verbreitungsgrenze mit der Misch- und Moldanubischen Serie (s.u.). Das Geröllspektrum wird als alpinotyp beschrieben und die Schwermineralspektren sprechen für eine Zuordnung in die Lithozonen L4 bis L5 (UNGER, 1989; FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996).

#### 47 Misch- und Moldanubische Serie, limnisch-fluviatil; ?Sarmatium – Pannonium

*Kies, Sand, Ton*

Die **Mischserie** wird von gelbgrauen bis bräunlichen, manchmal rötlichen, feldspatreichen, sandig-schluffigen, schlecht sortierten Fein- bis Mittelkiesen (mit bis zu 10 % Grobkiesanteil) und Sanden aufgebaut. Sie entstand durch eine Vermischung von Grobsedimenten aus dem Moldanubikum mit wieder aufgearbeitetem Material aus dem alpinen Bereich. Quarzgerölle dominieren, kalk- und zentralalpine Gerölle (Kalke, Dolomite, Hornsteine, Quarzite etc.) sind schwächer vertreten (BAUBERGER & UNGER, 1984; UNGER, 1984). Mit einer Mächtigkeit von bis zu 20 m wird sie als Beginn der Grobklastika-Schüttung aus dem Moldanubikum betrachtet. Aufgrund ihres Schwermineralgehaltes wird sie in die Lithozone 4 gestellt, die mittels

Großfossilien in das oberste Sarmatium bis Pannonium eingestuft werden kann (UNGER, 1989).

Die **Moldanubische Serie** besteht aus gelbgrauen, braungrauen bis rötlichen, sandig-tonigen, feldspatreichen, gut bis mäßig sortierten Quarzkiesen (Fein- bis Grobkiese), Sanden und grauen Tonen. Das Material wurde nahezu vollständig aus dem Moldanubikum geschüttet, im Geröllspektrum fehlen die kalkalpinen Komponenten gänzlich (BAUBERGER & UNGER, 1984). Sie erreicht eine maximale Mächtigkeit von 40 m. Nach ihrem Schwermineralgehalt stellt sie UNGER (1989) in die Lithozone L4, später in die Lithozone L5 (FREUDENBERGER & SCHWERD, 1996).

#### 46 Obere Süßwassermolasse, ungegliedert (Bayern), limnisch-fluviatil; Karpatium – Pannonium

*Kies, Sand, Schluff, Ton*

Diese Ausscheidung wurde aus der Geologischen Übersichtskarte 1 : 200.000 Passau (UNGER et al., 1999) übernommen. Es handelt sich um miozäne Kiese, Sande, Schluffe und (mergelige) Tone aus dem Raum Neuötting,

Burghausen und zwischen Burgkirchen a. d. Alz und Garching, die keinem der gebräuchlichen Schichtglieder der bayerischen Oberen Süßwassermolasse zugeordnet werden können.

#### 45 Hausruck-Kohleton-Serie, limnisch-fluviatil; Pannonium

*Ton, Sand, Kohle, Quarzkonglomerat*

Neue Bezeichnung: **Ampflwang-Formation** (RUPP, 2008b), Stratotypus: Kohlestraßen-Exkursionspunkt Kaltsberg (BMN 470790 / 325620; ÖK 48 Vöcklabruck).

Die Ampflwang-Fm. in ihrer typischen Ausbildung (Liegendenschichten, Kohletonserie s. str., Hangendtone) ist vor allem östlich der Linie Frankenburg – Prametz im Hausruck anzutreffen. Westlich dieser Linie verzahnt sie intensiv mit der Kobernauberwald-Fm. und wird gegen W immer mehr von dieser ersetzt (RUPP, 2008a).

Die Liegendenschichten 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 Liegendenschichten 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 so genannten „Zwischenmitteln“ – hellgrauen bis braunen Tonen bis Schluffen und teils massigen, teils fein geschichteten Sanden – voneinander getrennt.

Über dem Oberflöz liegen fette, graue bis graublau Töne, die sogenannten Hangendtone.

Die Liegendenschichten sind quarzreich, der Feinanteil wird vor allem aus Kaolinit (kaolinisierter Chlorit), Smektit und

Hellglimmer/Illit aufgebaut. Ihr Schwermineralspektrum schwankt mit dem Grad der Verwitterung, wird aber generell von Staurolith und Epidot/Zoisit dominiert. Die nahezu kalkfreien Sedimente der Zwischenmittel und der Hangendtone unterscheiden sich deutlich von den Liegendenschichten. Sie sind sehr reich an Schichtsilikaten, Quarz und Feldspate 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. Während die Floren nur eine Einstufung in das Obermiozän erlauben, lässt sich das Alter der Ampflwang-Fm. mit Hilfe der Säugerreste auf Pannonium einschränken. Aus Lithologie und Fossilinhalt geht hervor, dass die Ampflwang-Fm. in Altarmen und Seen, periodisch überfluteten Kohlesümpfen und Mooren am Rande eines mäandrierenden Fluss-Systems (Kobernauberwald-Fm., siehe Nr. 44) 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-Fm. gehörige Grimberg-Subformation („Grimbergkies“ N Frankenburg: grauweiße bis braungelbe, gut gerundete Mittel- bis Feinkiese in einer pelitreichen Sandmatrix) und die zur Grimberg-Sfm. gehörige Pramquellen-Bank („Quarzkonglomerat“: kieselig gebundene Quarz- und Quarzitgerölle) (RUPP, 2008b) in der vorliegenden Karte nicht ausgetrennt.

#### 44 Kobernauberwald-Schotter, fluviatil-limnisch; Pannonium\*

*Kies, Konglomerat, Sand, Ton*

Neue Bezeichnung: **Kobernauberwald-Formation** (RUPP, 2008b), Stratotypus: Kiesgrube Schwarzmoos (BMN: 450940 / 325960; ÖK 47 Ried i. Innkreis).

Der Kobernauber Wald wird hauptsächlich von der Kobernauberwald-Fm. aufgebaut (der Munderfinger Schotter wurde aufgrund der großen Ähnlichkeit und der schwierigen Abgrenzung zu der Kobernauberwald-Fm. in der vorliegenden Karte nicht von dieser abgetrennt; s. u.). Sie verzahnt über weite Bereiche mit der Ampflwang-Fm. (siehe Nr. 45) und verliert sich gegen Osten N Frankenburg in dieser. Bei der 2010 begonnenen Neuaufnahme des Kartenblattes Vöcklabruck konnte im Raum Zell a. Pettenfirst eine mächtige Kieseinschaltung in der Ampflwang-Fm. festgestellt werden, die ebenfalls zur Kobernauberwald-Fm. gestellt werden muss. Die grauen bis gelblich-braunen Kiese der Kobernauberwald-Fm. sind Fein- bis Grobkiese in einer sandigen, selten schluffig-tonigen Matrix. Sie sind

häufig horizontal- oder schräggeschichtet, 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-Fm. weist die Kobernauber Wald-Fm. den geringsten Gehalt an Kalkgeröllen auf.

Das Schwermineralspektrum wird von den instabilen Mineralien Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende dominiert, wobei Granat in der kiesigen Fazies stärker 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-Fm. erweist sich als Ablagerung eines mäandrierenden Fluss-Systems, dessen Sedimente stark mit den Stillwasser-, Moor- und Kohlesumpfablagerungen der Ampflwang-Fm. verzahnen.

Der Munderfinger Schotter am Westrand des Kobernauber Waldes wird von MACKENBACH (1984) aufgrund eines geringeren Gehaltes an Kalkgeröllen als separater Schotterzug von den Kiesen der Kobernauberwald-Fm. abgetrennt. Dieser schon sehr früh als „Wurzelzone“ des „Südlichen Vollschotters“ („Peracher Schotter“; BLISSENBACH, 1957) mit den bayerischen Ablagerungen der oberen Süßwassermolasse in Verbindung gebrachte Kies wurde anhand von Pollenanalysen (MEYER, 1956) mit Vorbehalt in das oberste Miozän (damals oberstes Sarmat) gestellt, obwohl schon THENIUS (1952) aufgrund der wenigen Säugetierreste aus dem westlichen Kobernauber Wald (Munderfing) auch eine biostratigraphische Einstufung in das Pannon

für möglich erachtete. BRÜGL (1998) relativiert die Unterschiede zwischen dem Munderfinger Schotter und dem Kobernauberwald-Schotter und subsumiert beide aufgrund der sehr ähnlichen Geröllführung und eines charakteristischen Spektrums von Leitgeröllen (Eklogite, Vulkanite etc.) mit denen der Hausruck-Fm. (Hausruckschotter) und mit dem „Südlichen Vollschotter“ unter dem Begriff „MKH-Schüttungsfächer“ (MKH Fan). Zuvor hatte schon UNGER (1983) diese Kiese aufgrund von Schwermineralanalysen in der Lithozone L4 zusammengefasst. Da der Munderfinger Schotter im Gelände kaum von den Kiesen der Kobernauberwald-Fm. abzutrennen ist, beide Kieszüge auch stratigraphisch nicht sauber voneinander zu trennen sind und offensichtlich einem Schüttungszyklus angehören, wurde der Munderfinger Schotter in vorliegender Karte nicht separat ausgeschieden und mit der Kobernauberwald-Fm. (Kobernauber Wald-Schotter) vereinigt.

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

### 43 Hausruckschotter, fluviatil; Pannonium

*Kies, Konglomerat, Sand*

Neue Bezeichnung: **Hausruck-Formation** (RUPP, 2008b), Stratotypus: Kiesgrube Schernham W Haag a. Hausruck (BMN: 470640 / 337410; ÖK 48 Vöcklabruck).

Die Hausruck-Fm. stellt die jüngste Formation der Hausruckviertel-Gruppe (RUPP, 2008b) dar. Sie liegt diskordant über der Kobernauber Wald-Fm. (siehe Nr. 44) und der Ampflwang-Fm. (siehe Nr. 45) und baut den Kamm des Hausruck- und Kobernauberwaldes auf. Die Hausruck-Fm. 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 der 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 Fläsen anzutreffen. Der Geröllbestand wird von Quarz- und Quarzitgeröllen dominiert, der Anteil an Kristallingeröllen

ist ebenfalls beträchtlich, Kalkgerölle sind untergeordnet, aber stärker vertreten als in der Kobernauberwald-Fm. 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-Fm. sind schon seit dem 19. Jahrhundert bekannt. Funde von Großsäugern wie Nashörnern und Elefanten wurden in neuerer Zeit durch eine reiche Kleinsäugerfauna ergänzt (DAXNER-HÖCK, 2004). 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-Fm. sind von einem nach ENE entwässernden Fluss-System mit relativ hohen Strömungsgeschwindigkeiten (Geröllgrößen, Schwermineralspektren) abgelagert worden.

### 42 Sedimente von Laimbach – Trandorf; limnisch-fluviatil; Pannonium

*Kies, Sand, Silt*

In einer sich von Altenmarkt über Pöggstall nach Trandorf bis nach Spitz (Niederösterreich) erstreckenden Rinne finden sich sehr heterogene, oft miteinander verzahnde Sedimente: Kristallin-Blockschotter, quarzreiche Kiese, feldspatreiche, trogförmig schräggeschichtete Sande, bunte Silte, untergeordnet Tone und auch geringmächtige Kohlelagen. In der Geologischen Karte ÖK 36 Ottenschlag (FUCHS & FUCHS, 1986) wurden diese Sedimente von W. Fuchs als Heiligenbluter Blockschotter, Streitwiesener Schotter, Älterer Melker Sand, Pielacher Tegel und terrestrische Sande und Tone auskartiert und stratigraphisch in

das Untere Egerium gestellt. In den Erläuterungen zu Blatt Ottenschlag konnte ROETZEL zeigen, dass diese Sedimente miteinander verzahnen, faziell zwar sehr unterschiedliche, aber zum größten Teil fluviatile Sedimente eines Donauvorläufers darstellen und aufgrund der Pollenfloren in das jüngere Miozän, wahrscheinlich in das Pannonium zu stellen sind (FUCHS & ROETZEL, 1990). Namentlich wurden die **Sedimente von Laimbach – Trandorf** zuerst in den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niederösterreich 1 : 200.000 erwähnt (SCHNABEL, 2002).



#### 41 Neogen i. Allg., limnisch, fluviatil

*Kies, Sand, Ton*

Diese Ausscheidung wurde als Sammelbegriff für Sedimente verwendet, die in ihrer Ausdehnung von geringer Bedeutung sind und über deren Alter keine genaueren Aussagen möglich sind. Es handelt sich in der Mehrzahl um die sogenannten „**Altlandschotter**“ (SCHADLER, 1952), Schotter- und Sandvorkommen auf dem Moldanubikum zwischen Mühl und Rodl und im Raum Neukirchen a. Walde, in denen sich außer verkieselten, wahrscheinlich umgelagerten Hölzern keine Fossilreste fanden. Sie wurden

(trotz sehr unterschiedlicher Höhenlagen) ohne eine ausreichende Beweisführung mit der Hausruck-Fm. (Pannonium) parallelisiert (KOHL, 1983). Weitere Beispiele wären die **Schotter von Sattlgai** (Jungtertiär?) und die **Tone, sandigen Tone und tonigen Sande von Pehendorf** (Tertiär oder Quartär) auf Blatt ÖK 35 Königswiesen (THIELE, 1984b) sowie **Kiese unbestimmten Alters** auf dem tschechischen Anteil von Blatt ÖK 16 Freistadt (SCHUBERT et al., 2010).

### 4.5.3. Südböhmische Becken

CH. RUPP

In den tektonisch angelegten Becken von Třeboň und České Budějovice sind neben den Sedimenten der kreidezeitlichen Klikov-Fm. (siehe Nr. 198) vor allem miozäne Sedimente anzutreffen. Es sind Reste von ursprünglich großflächig entwickelten Süßwasserablagerungen, die gebildet wurden, als große Bereiche von Böhmen zeitweise in Richtung Molasse, vor allem aber in die Karpatische Vortiefe entwässerten und von dort durch marine Transgressionen beeinflusst wurden (SUK, 1984).

#### 40 Mydlovary-Formation, limnisch-brackisch; Badenium

*Sandstein, Ton, Kohle, Diatomit*

Die bis zu 120 m mächtige **Mydlovary-Formation** wird hauptsächlich von graugrünen Sanden und Sandsteinen, grauen und grünen Tonen, Kohletonen mit Kohleflözen, grünlichen, diatomitischen Tonen und weißgrauen Diatomiten aufgebaut. Im Zuge der marinen Transgression des

Unteren Badenium auf Teile der Böhmischen Masse kam es im Vorfeld der marinen Ablagerungen zur Ausbildung der limnisch-fluviatilen bis brackischen Mydlovary-Fm. (SCHNABEL, 2002; HUBER, 2003).

#### 39 Korosecke-Sand und -Schotter, terrestrisch; Mittel-Miozän

*Sand, Kies, mit Moldaviten*

Die **Sande und Schotter von Korosecky**, rostbraune, schlecht sortierte, sandige Kiese (vorwiegend Quarzkies) und Sande aus dem mittleren Miozän (?Sarmatium; nach anderen Angaben: Pliozän – Pleistozän) sind vor allem als Erosionsrelikte auf dem Kristallin südlich des Beckens von České Budějovice (Budweis) in der Umgebung von Český

Krumlov (Krumau) verbreitet und führen häufig umgelagerte Moldavite (glasiges, aufgeschmolzenes Material vom Auswurf des Meteoriteneinschlages im Nördlinger Ries auf der Schwäbischen Alb im unteren Abschnitt des Mittleren Miozäns) (BOUŠKA, 1972; SCHNABEL, 2002).

## 4.6. Quartär bis oberstes Neogen

(nach der neuen Grenzziehung Neogen/Quartär – GIBBARD et al., 2010: QUARTÄR)

D. VAN HUSEN, mit einem Beitrag von I. DRAXLER (4 Moor, Anmoor)

### Grenze Pliozän-Pleistozän

Die zeitliche Position der Grenze Neogen/Quartär ist mit 2,6 Ma festgelegt (GIBBARD et al., 2010; MASCARELLI, 2009) (siehe auch Stratigraphische Tabelle auf der vorderen Umschlag-Innenseite der Erläuterungen), und ist somit mit der weltweit wirksamen allgemeinen Abkühlung (SHACKLETON, 1997; SUC et al., 1997) um vor 2,6 Millionen Jahren verknüpft, die zu den für das „Eiszeitalter“ typischen Erscheinungen (z. B. periodischer Eisaufbau auf den Landmassen um die Polgebiete und in den Hochgebirgen, Lössablagerungen, Meeresspiegelschwankungen usw.) geführt hat. Im Bereich der Karte sind Spuren aus der Frühzeit des Quartärs hauptsächlich um den Hausruck und den Kobernaußer Wald erhalten geblieben (Abb. 10).

Nach Ablagerung der Hausruckschotter im Pannonium als Abschluss der Sedimentation in der Molassezone herrschten seit dem ausgehenden Miozän 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 dem Zeitraum des frühen Pleistozäns sind auch Reste ehemaliger, wohl ausgedehnter Kiesschüttungen entlang der Gerinne erhalten, die wahrscheinlich frühe Terrassenbildungen darstellen. Wie aus den Sedimentstrukturen (Kreuzschichtung, schlechte Sortierung) ersichtlich, entstanden sie in verwilderten Flusssystemen (braided river) unter dem zunehmenden Einfluss von kühlen oder kalten Perioden, die zu diesen ersten Terrassenbildungen im Alpenvorland führten (VAN HUSEN in RUPP, 2008b).

### **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 Salzach-Enns- und Trauntal, dessen Gletscherzungen sich im Salzachtal als Piedmontgletscher bis weit ins Vorland ausbreiteten, weiter östlich aber am Rand oder innerhalb der Alpen endeten.

Wie aus der Klimakurve der letzten rund 1 Ma zu erkennen ist, sind die einzelnen Kalt- und Eiszeitperioden von jeweils rund 100.000 Jahren durch einen zunehmenden Klimaverfall charakterisiert, der immer wieder durch wärmere Perioden unterbrochen war (Abb. 10). Am Ende der Eiszeitperiode 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 und Niederen Tauern und auf den Plateaus der Kalkalpen Gletscher, die je nach Stärke der Klimaverschlechterung die Nebentäler von Salzach, Enns und Traun 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 in den großen Tälern die Bereiche mit geringem Gefälle erreicht wurden, nahm mit jeder kleinen Absenkung der Schneegrenze das Nährgebiet und damit die Gletscherausdehnung sprunghaft zu (VAN HUSEN, 2000a). So kam es in den vier Perioden mit der stärksten Klimaverschlechterung zur Vollvergletscherung und zur Ausbildung des Eisstromnetzes (Taf. 7 und 8).

### **Eiszeitzyklen, 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 durchwegs gut entwickelt und in den Tälern zu beobachten (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 Sedimente der jüngsten Eiszeit (Vorstoßschotter und Moränen) weit verbreitet und ältere Ablagerungen, wenn überhaupt, nur selten identifizierbar.

Die Klimaverschlechterungen bewirkten neben der Ausbreitung der Gletscherströme auch die Akkumulation der Terrassenschotter entlang der Vorlandflüsse und der Lössbildungen in deren Nachbarschaft, die somit parallel ihren Höhepunkt erreichen. Ebenso zu einem derartigen Eiszeitzyklus gehört die Ausbreitung des Dauerfrostbodens, der um ca. 30–50 m mächtig im Alpenvorland (VAN HUSEN, 1999) und im Kristallin der Böhmisches Masse in jeder der Eiszeiten verbreitet war.

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- sowie der Traun- und Ennsgletscher sind schöne Beispiele für die Entwicklung und Verbreitung übertiefter 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 (von Golling bis nördlich der Stadt Salzburg) die fingerförmigen Zweigbecken von Waller-, Trumer-, Matt- und Waginger See (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Das ebenfalls übertiefte Oichtental ist durch seine direkte Verbindung mit dem Stammbecken wie dieses wieder völlig mit Sedimenten aufgefüllt.

Eine zweite innere Gruppe von übertiefen Talabschnitten ist in den Gletschersystemen nahe den primären Einzugsgebieten zu finden, 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. 10). 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, entstanden durch diese wiederholt aufgetretenen, kleineren Eiszungen (VAN HUSEN, 1979).

Über die exakte 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 Gletschersohle ein lebhaftes Relief mit Kolken und Rinnen entstanden ist.

Salzachtal: Die Bohrungen im Stammbecken südlich der Stadt Salzburg (Taf. 6) 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 präglaziales Salzachtal angesehene Rinne wird neuerdings mit Hilfe geophysikalischer Messungen eine Tiefe von 350 m wahrscheinlich gemacht (BRÜCKL et al., 2010). Von den anderen Zweigbecken sind nur die Seetiefen als Mindestwerte erfassbar, da keine Daten über die Mächtigkeit der spät- und postglazialen Sedimente in den Seebecken vorhanden sind.

Trauntal: Eben solche Werte liegen von den Zungenbecken des Traungletschers vor. Nur südlich des Traunsees weisen seismische Untersuchungen auf Mächtigkeiten von rund 400 m hin (BURGSCHWEIGER & SCHMID, 2001; VAN HUSEN in EGGER, 2007b).

Ennstal: Durchaus derartige Werte haben reflexseismische Untersuchungen aus dem Zungenbecken des Ennstals oberhalb des Gesäuses ergeben. Die hier als Tiefen der Felssohle angegebenen 350–480 m (SCHMID et al., 2005) entsprechen offensichtlich Gletschern dieser Größenordnung. Sie passen auch recht gut zu der Bohrung bei Wörschach, die in 195 m den Felsuntergrund erreicht hat (VAN HUSEN, 1979).

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. 6) sind hier sicher geringer als am Alpenrand anzunehmen, wenn auch nur Seetiefen oder Werte „tiefer als“ angegeben werden können (PESTAL et al., 2009). Wie die Wasserbohrung Koppwinkel 1 (GADERMAYR, 2007) mit einer Endteufe von 214m, ohne den Fels zu erreichen, belegt, beträgt die Übertiefung schon knapp südlich des Ausgangs des Koppentals deutlich über 200 m, sodass für den zentralen Bereich des Hallstätter Sees Werte von 300 bis 400 m nicht überraschend wären. Ob die glaziale Übertiefung im Bereich der Koppwinkel Alm auf den kesselartigen Talschluss beschränkt ist, ist nicht bekannt. Es ist aber anzunehmen, dass auch im Koppental die subglazial druckhaft abfließenden Schmelzwässer aus dem Raum Bad Aussee eine tiefe Rinne erodiert haben, die in das übertiefte Becken mündet.

Kalkalpen: Im Fall der Becken in den Kalkalpen kam es zu überraschend starken Übertiefungen in Bereichen mit leicht wasserlöslichen Gesteinen wie Salz und Gips (z. B. Haselgebirge, Opponitz-Fm.).

Molln: So haben Arbeiten zur Grundwasserprospektion im Becken von Molln überraschend große Mächtigkeiten von knapp 200 m der quartären Füllung ergeben (ENICHLMAYR, 2000). Diese starke Übertiefung muss

in den doch sehr kurzen Zeiträumen während der Eisüberdeckung zum Hochstand der Riß- und schon der Mindeleiszeit erfolgt sein, als die Gletscher im Steyrtal ihre maximale Ausdehnung erreicht hatten. Sie wird aber unter Mithilfe der Gipslösung erfolgt sein, die ja heute noch durch viele Erdfälle dokumentiert ist (VAN HUSEN, 1975).

**Bad Aussee:** Eine noch wesentlich erstaunlichere örtliche Übertiefung ergab eine Erkundungsbohrung im Becken von Bad Aussee. Hier wurde aufgrund einer deutlichen negativen Schwereanomalie und weiteren geophysikalischen Untersuchungen auf einen vermuteten Salzkörper prospektiert. Die Bohrung schloss aber unter der mächtigen würmzeitlichen Moräne bis in 880 m Tiefe nur Lockersedimente einer Seefüllung auf. Sie stellt bottom- und fore-set-Ablagerungen einer Deltaschüttung dar, die den See offenbar in einem Zug verfüllte (VAN HUSEN & MAYR, 2007). Offensichtlich wurde in einer frühen Eiszeit unter dem Gletscher ein Salzkörper durch die Erosion angeschnitten und dann rasch ausgelagert. Der nach dem Abschmelzen der Gletscherzunge (Grundlsee, Traun) entstandene See wurde unmittelbar darauf rasch wieder verfüllt. Nach den seismischen Erkundungen wurde die Untergrenze des vermeintlichen Salzstocks mit ca. 1100 m angenommen, was wahrscheinlich auch die der Seefüllung und damit die Tiefe des ehemaligen Sees sein dürfte.

**Tal-Rinnen:** In dem kleinen Becken von Lofer haben die Thermalbohrung in St. Martin mit 104 m und eine in Lofer mit 100 m grobe Schotter respektive Bänderschluflle 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. Derartige durchgehende Rinnen wären aber nicht überraschend, da in jeder Eiszeit die subglazialen Schmelzwässer durch diese Täler abfließen.

Hinweise auf ähnliche Verhältnisse finden sich auch im Ennstal unterhalb des Gesäuses. So ist bei Hief-lau eine schluffgefüllte Wanne mit 52 m Tiefe (SPAUN, 1964) und weiter talabwärts beim Bau der Kraftwerke Schönau (ROITINGER, 1973) und Weyer (RADLER, 1970) enge Tiefenrinnen von ca. 30 m in der breiten Felssohle erkundet worden. Diese Rinne, auf die es auch unterhalb der Terrassenfelder Hinweise gibt, z. B. in Altenmarkt 45 m unter dem Flussniveau

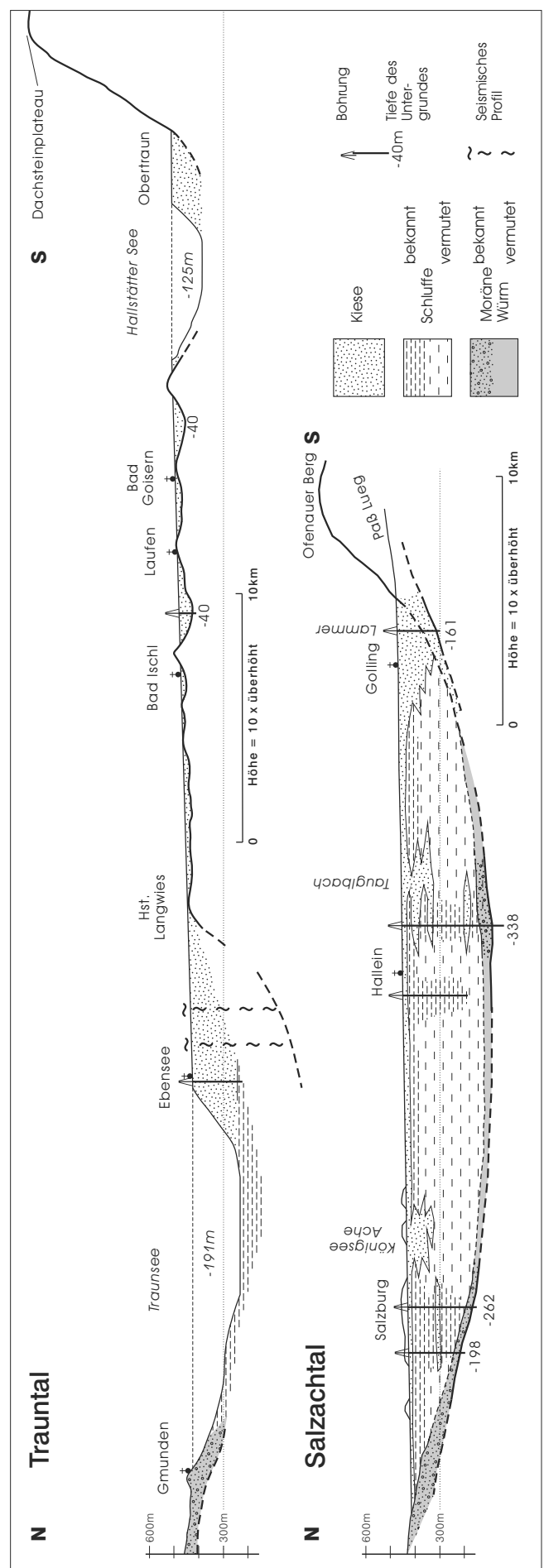


Abb. 11: Gesamtbild der Verfüllung von Trauntal und Salzachtal.

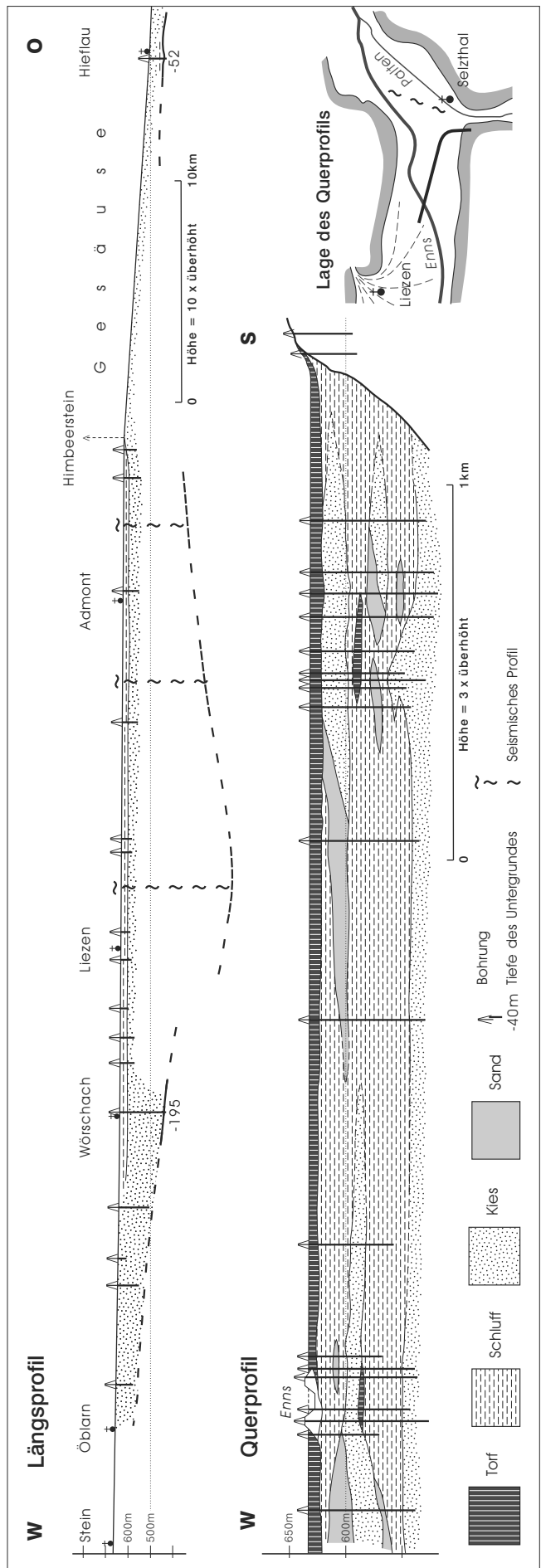
(SPAUN, 1964), ist wohl als subglaziale Rinne unter dem Reißgletscher geformt worden. Die geringe Tiefe kann wohl am ehesten damit erklärt werden, dass der Vorstoß des Reißgletschers bis Großraming (Taf. 7) nur in der kurzen Zeit des Maximums der Eiszeit Bestand hatte. Eine Formung auch bereits zur Mindeleiszeit ist unwahrscheinlich, da damals der Talboden noch wesentlich höher lag (SPAUN, 1964). Ob derartige Rinnen auch in den anderen Tälern (Erzbach, Salza, Ybbs) vorhanden sind, kann nur vermutet werden.

**Hochschwab:** Die Eisabflüsse der Plateauvergletscherung des Hochschwabs haben im Bereich ihrer kurzen Gletscherzungen sehr deutliche Zungenbecken geformt. Bohrungen zur Erkundung der Grundwasserverhältnisse haben im Becken von Tragöß die Felssohle in rund 200 m Tiefe (FABIANI, 1980) und beim Leopoldsteiner See in 160 m (FABIANI, 1984) erreicht und belegen für die kleinen Gletscherzungen bedeutende Übertiefungsbeträge. Interessant ist auch, dass sich im Tragößtal die Übertiefung deutlich über die Position des Endes des Würmgletschers hinaus erstreckte. Eine geringe Übertiefung mit einer Felssohle in 54 m Tiefe zeigt eine Bohrung im Salztal am Ausgang des Brunntales (GAMERITH, 1996). Ob in diesem selbst aber weiter südlich eine stärkere Übertiefung vorliegt, ist unbekannt.

**Verfüllung:** 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 ist dieser 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, 2007b).

Über glazialen Sedimenten entwickelten sich bei der Verfüllung der Seen an den Mündungen der Gerinne mächtige, grobkörnige Deltaablagerungen (fore-set), 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 Salztal (Abb. 11) zwischen Pass Lueg und Salzburg entwickelt (BRANDECKER, 1974; VAN HUSEN, 1979). Eine derartige Sedimentverteilung ist auch im Ennstal unter den Rückstausedimenten (vgl. Nr. 6 Schwemmkegel, Murenkegel und Abb. 12) zu erwarten.

Abb. 12:  
Längs- und Querprofil durch das Ennstal.



## 4.6.1. Pleistozän bis oberstes Neogen

(nach der neuen Grenzziehung Neogen/Quartär – GIBBARD et al., 2010: PLEISTOZÄN)

### 4.6.1.1. Oberstes Neogen bis Altpleistozän

(nach der neuen Grenzziehung Neogen/Quartär – GIBBARD et al., 2010: ALTPLEISTOZÄN)

#### 38 Schotter von Rittsteig, Haarschedl und Königsdobl\*

*Kies, Sand, tonig*

#### 37 Schotter in verschiedenen Höhenlagen (z. B. Eichwaldschotter, Forstholzsotter, Schotter von Reuharting-Schnelling), westl. Amstetten, z. T. nur Verebnungsniveaus.

*Kies, Sand*

#### 36 Schotter, undifferenziert, bei Neumarkt a.d. Ybbs.

*Kies, Sand*

Im Bereich des Kartenblattes finden sich im Alpenvorland und am Südrand der Böhmisches Masse in Bayern häufig terrassenartige Schottervorkommen. Sie bedecken entlang der Donau isolierte Hügel und größere Becken (Eging und N Passau), im Schlierhügelland rund um den Hausruck mehr oder weniger breite Rücken und Riedeln. Im Bereich der Traun-Enns-Platte sind die Schotter von Reuharting-Schnelling nördlich Vorchdorf dazuzurechnen. Diese Terrassenreste liegen in verschiedensten Höhen und weisen auch unterschiedlichste Sockelhöhen auf, die sie als eigenständige Terrassenkörper ausweisen. Gemeinsam ist allen Vorkommen, dass es sich bei diesen Schotterkörpern um Restschotter handelt, die einen sehr hohen Anteil von 85–95 % an Quarz- und Quarzitgeröllen führen.

Im bayerischen Raum sind es fluviatile, sandreiche Kiese, teilweise mit Korndurchmessern bis 25 cm, die durch die starke Verwitterung über die Mächtigkeit von 10–15 m zu braun-rötlicher Verfärbung und einem hohen Schluffgehalt und skelettierten Quarzen führten. Die Geschiebesammensetzung mit den oft gut gerundeten Quarzen und Quarziten, Lyditen, Radiolariten und Hornsteinen weist sie als Kiesschüttungen des Pliozäns aus dem Main- und Naabgebiet aus (UNGER, 1984).

Die Schotterkörper im Schlierhügelland rund um den Hausruck weisen ebenso eine generelle Mächtigkeit um die 10 m auf, wobei aber auch Mächtigkeiten von >30 m (nördlich Taiskirchen) erreicht werden, die möglicherweise alte, aufgefüllte Rinnen darstellen.

Die weit verbreiteten Kiesvorkommen wurden von GÖTZINGER (1935a, 1936a, 1936b, 1936c) allgemein dem Jungpliozän zugeordnet, da sie deutlich über dem Niveau der Älteren Deckenschotter liegen. Eine systematische Erfassung durch GRAUL (1937) führte zu einer Einteilung in 3 Hauptgruppen respektive -niveaus der Aufschüttung (**Geiersberg-Schotter**, **Federnberg-Schotter**, **Aichberg-Geinberg-Schotter**). Dabei sind die Geiersberg-Schotter als älteste Gruppe nahe dem Rücken des Hausruck entwickelt und die am weitesten verbreiteten Federnberg-Schotter greifen hauptsächlich weit nach Norden und Osten aus. Die jüngste ist dann in tieferen Lagen schon in den Rändern des Schlierhügellandes zu den Terrassen des Inn und der Traun entwickelt. Gemeinsam ist ihnen, dass die meist nur 2 m bis 10 m mächtigen, sandigen, schlecht sortierten Fein- bis Grobkiese, mit oft schlecht ausgeprägter Schichtung eine starke Verfärbung durch Verwitterung

(rostbraun – gelb) und häufig Fe/Mn-Ausfällungshorizonte aufweisen. Sie bestehen zu >90 % aus Quarz- und Quarzitgeröllen. Dazu kommen noch vereinzelt Kristallingerölle, die oft stark verwittert als Geschiebeleichen vorliegen. Karbonate oder Sandsteine fehlen fast gänzlich. Die Geschiebeanalysen zeigen eine Zunahme der Quarz- und Quarzitgerölle zu den tieferen (jüngeren) Niveaus, die auf eine Anreicherung durch Verwitterung und Transportauslese zurückzuführen ist. Durch diese oftmalige Umlagerung sind die Kiese der untersten Niveaus, speziell im Süden, auf reine Quarz- und Quarzitkiese reduziert, die sich in den beiden Redlbächen sowie im Ampfelwanger Bach als unterste Terrasse finden, sie füllen auch die alte Rinne im Schlier südlich Vöcklamarkt (Taf. 6).

Neben der petrographischen Zusammensetzung unterscheiden sich die Kiese auch deutlich durch die Sedimentstrukturen von denen in ihrem Liefergebiet. Sind die sandreichen Kiese der Kobernaußerwald-Fm. und der Hausruck-Fm. Ablagerungen ruhig fließender, mäandrierender Flüsse mit zeitweise deutlicher Schichtung und weit aushaltenden Sandbänken, so zeigen die Kiesvorkommen der drei Aufschüttungsniveaus klare Sedimentstrukturen eines braided river, wie sie für die rasche Akkumulation kaltzeitlicher Bäche und Flüsse typisch ist (VAN HUSEN in RUPP, 2008b). Dies würde auf eine Sedimentation der drei Niveaus im Zeitraum nach rund 2,6 Millionen Jahren vor Heute (Gelasium, ab der Isotopenstufe 104) hindeuten, als die raschen Klimaschwankungen im 100.000-Jahresrhythmus bereits mit Kiesakkumulation und Lössbildung die Landschaftsgestaltung beeinflussten (SHACKLETON, 1987, 1997).

Im Schlierhügelland zwischen der Enns und Amstetten stellt die **Oeder Hochflur** die bestimmende, terrassenartige Verebnungsfläche dar, unter der noch 3 etwas tiefer liegende Höhenterrassen über dem Niveau des Älteren Deckenschotters entwickelt sind (FISCHER, 1979). Zu diesen ist wohl auch der Terrassenkörper nördlich Neumarkt a. d. Ybbs zu rechnen. Die die Oeder Hochflur teilweise bedeckenden Kiese führen neben Quarz, Quarzit und Kristallin auch 30 % Flysch sowie 15 % kalkalpine Geschiebe, die auf die geringe Distanz der Liefergebiete zurückzuführen sind.

Das relative Höhenverhältnis dieser Terrassen entspricht in etwa dem der drei Terrassengruppen im Innviertel, was als ein gewisser Beleg einer etwa gleichen Bildungszeit ge-

wertet werden kann, da Hinweise auf große Verstellungen in der Längsachse der Molassezone aus dem Zeitraum der letzten 3 Ma fehlen.

Als deutlich jünger sind dann die **Kiese von Reuharting-Schnelling** im Almtal nördlich Vorchdorf einzustufen. Sie wurden entsprechend ihrer Sedimentstrukturen und der

Führung grober, wenig bearbeiteter Geschiebe in einer Kaltzeit gebildet (KOHL & KRENMAYR, 1997). Sie überragen inselartig die Älteren Deckenschotter der Traun-Enns-Platte und sind demnach älter als diese.

\*siehe auch Errata: Kap. 13.

#### 4.6.1.2. Günz

##### 35 Vorstoßschotter

*Kies, Sand*

##### 34 Grund- und Endmoräne

*Blöcke, Kies, Sand, Schluff unsortiert*

##### 33 Ältere Deckenschotter

*Kies, Sand*

Die Moränen des Siedelberges bei Mattighofen wurden von BRÜCKNER (1886) erwähnt, aber erst von WEINBERGER (1950, 1955) der Günzzeit zugeordnet. Weiter im Osten sind dann derartige Ablagerungen im Vorfeld des Traun- und Kremstalglätschers von KOHL (1955, 1958) und von SPERL (1984) beschrieben worden.

Der **Endmoränenwall** des **Salzachglätschers** bildet den Rücken des Siedelberges, der durch Gelifluktion in den folgenden Eiszeiten heute als sanfte breite Form vorliegt. Entlang der Flanke zum Engelbach zeichnet sich in den Sedimenten des Siedelberges schön die Entwicklung während des weitesten Vorstoßes der Glätscherstirn ab. Die Akkumulation setzt mit sandigen Kiesen ein, die einen hohen Anteil (bis zu 60 %) der gut gerundeten Quarz- und Quarzitgerölle des Untergrundes von weiter südlich führen. Diese finden sich auch in den liegenden Anteilen des Älteren Deckenschotter weiter im Norden, die ja gleichzeitig abgelagert wurden. Zum Hangenden ist der Einfluss der herannahenden Glätscherzunge 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 älteren Untergrund dann zu Gunsten der alpinen 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 matrixreichen dichten, gut verkitteten Teilen reicht. Diese führten früher zur Anlage verschiedener lokaler Entnahmen, so besonders um Uttendorf und Mauerkirchen, wo die Konglomerate für Bauzwecke gewonnen wurden.

Weiter im Osten finden sich an den **Zungen** des **Traunglätschers** bei Frankenmarkt **Vorstoßschotter** und **Grundmoräne** (SPERL, 1984) sowie bei Berg SE Lindach Moränenmaterial des Günz (EGGER & VAN HUSEN, 2007). Das gehäufte Auftreten von „moränennahen, blockreichen Schottern“ um Sattledt und an der Alm bei Vorchdorf, die den weit verbreiteten Älteren Deckenschottern der Traun-Enns-Platte aufliegen, wurden von KOHL (1958) als Endlage des günzzeitlichen Krems- und Almgätschers gedeutet (KOHL & KRENMAYR, 1997). Die umfangreichen, großflächigen

Bauarbeiten im Zuge der Errichtung der Kreuzung der Westautobahn mit der Pyhrnautobahn (Voralpenkreuz) sowie detaillierte Kartierungen im Almtal (EGGER & VAN HUSEN, 2007) haben gezeigt, dass die Glätscherzungen selbst diese Räume nicht mehr erreicht haben. Die im weiteren Glätschervorfeld gehäuft auftretenden groben Blöcke (Driftblöcke oder durch Suspensionstransport bei großen Hochwässern verschleppte Blöcke) in den hangendsten Anteilen des Älteren Deckenschotter belegen aber die Akkumulation zur Zeit des Höhepunktes der Günzzeit.

In den hangenden Teilen der Älteren Deckenschotter ist generell 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 ein bis mehreren Metern Durchmesser den gesamten Terrassenkörper vertikal durchdringen (VAN HUSEN, 1999).

Die heutige Verbreitung der Älteren Deckenschotter zeigt am Zusammenfluss von Salzach und Inn und besonders in der Traun-Enns-Platte sowie im Bereich Haag – St. Peter – Seitenstetten eine sehr breitflächige Entwicklung, die in den östlichsten Teilen keinen Zusammenhang mit dem aktuellen Gewässernetz aufweist (Taf. 6). Die Älteren Deckenschotter der Traun-Enns-Platte werden von groben, sandreichen Kiesen aufgebaut, die generell im Liegenden einen hohen Anteil an gut gerundeten Quarz- und Quarzitgeröllen bis zu einem Durchmesser von 20–25 cm aufweisen (KOHL & KRENMAYR, 1997). Es sind Kiese, die aus den älteren Restschottern (z. B. südl. Hausruck) stammen und stellenweise auch ohne Vermischung mit anderen Geröllen den Sedimentkörper der Älteren Deckenschotter bilden (VAN HUSEN in EGGER, 2007b). Zum Hangenden hin nimmt der Gehalt an kalkalpinem Gestein und Sandsteinen der Flyschzone zu, was einen zunehmenden Einfluss der Schüttung aus den Alpen gegenüber der aus dem Hausruck belegt.

Die Kiese haben stark unterschiedliche Mächtigkeiten, die von rund 15 m bis zu >40 m reichen. Auf Grundlage vieler Bohrungen und Brunnen konnte eine grobe Darstellung des Schlier-Reliefs an der Basis des Schotterkörpers erarbeitet werden (FLÖGL, 1969; 1983). Demnach zeigt das Relief eine primäre Formung durch flache Talzügen



ge, die parallel zum Alpenrand nach NE ziehen. Erst später werden diese durch S-N-ausgerichtete Rinnen überprägt und zerschnitten, die dem heutigen Gewässernetz und dem Terrassenverlauf der jüngeren Eiszeiten entsprechen (KOHL, 2000). Wie Untersuchungen an den Deckschichten zeigten, setzt die endgültige Zerschneidung dann offensichtlich mit dem Ende des Günz ein (VAN HUSEN & REITNER, 2011).

Eine Erklärung für die Ausgestaltung der Älteren Deckenschotter als breit angelegte Fläche und die flachen Rinnen an ihrer Basis liegt am ehesten darin, dass über längere Zeit im Niveau der Älteren Deckenschotter ein Materialtransport in breiter Front nach E bis NE erfolgte. Durch die dabei ein-

getretene Lateralerosion wurde die ausladende Fläche geschaffen, in der sich nur die Kiese von Reuharting-Schnelling als Insel erhalten haben. Dieser Vorgang setzte sich auch östlich der Enns parallel zum N-Rand der Alpen fort. Hier finden sich in den Schottern häufig typische Gesteine der Grauwackenzone des Ennstals oberhalb des Gesäuses, die belegen, dass dessen Abfluss damals südlich des Amstettener Berglandes zur Ybbs hin erfolgte (FISCHER, 1979). Diese Entwicklung und damit die Ausformung des Älteren Deckenschotter war dann bis zum Ende des Günz abgeschlossen (VAN HUSEN, 2000a). Erst dann setzten die ersten Zertalungen ein, in die dann in der folgenden Kaltzeit die Akkumulation der Weißen Nagelfluh erfolgte (VAN HUSEN in EGGER, 2007a; VAN HUSEN & REITNER, 2011).

### 4.6.1.3. Günz/Mindel

#### 32 Weiße Nagelfluh

*Konglomerat*

Im Raum Kremsmünster wurde seit der Römerzeit die **Weiße Nagelfluh** als ein begehrter Baustein gewonnen (ANGERER, 1909). Die Nagelfluhvorkommen erstrecken sich von der Laudach über das Almtal und die Täler des Aiter- und Sipbaches generell bis ins Tal der Kreams bei Kremsmünster. Entlang der Steilufer aller dieser Täler entwickelten sich viele kleine Steinbrüche, die heute alle nicht mehr aktiv sind. Der Grund dafür war, dass die sandreichen Kiese entlang der Talflanken durchwegs als ein dichtes, sehr gut verfestigtes Konglomerat vorlagen. Die matrixreichen Kiese weisen neben wenigen Flyschgeschieben einen sehr hohen Gehalt an triadischen Dolomiten und Kalken auf, wie sie hauptsächlich im Einzugsgebiet der Alm anzutreffen sind und die helle namengebende Färbung bedingen. Die immer wieder in den Konglomeraten zu findenden, gut gerundeten Kristallingeröle (Gneise, Granite, Quarze), die vermehrt in einzelnen, ehemaligen Steinbrüchen zu finden sind (z. B. Egenstein), stammen aus der Gresten-Fm.

des Ultrahelvetikums. Die Schüttung wurde früher als solche eines Voralpenflusses aus dem Traun- Laudach- und Almtal gedeutet (KOHL, 1977b; KRENMAYR, 1996b; KOHL & KRENMAYR, 1997; EGGER, 2007a). 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. Diese erfolgte ihrer Verbreitung entsprechend wohl am ehesten als eine breit gefächerte Schüttung aus dem Almtal, die in Erosionsrinnen in den Älteren Deckenschottern stattfand (VAN HUSEN & REITNER, 2011). Die Abgrenzung der Weißen Nagelfluh zu den liegenden Älteren Deckenschottern und der hangenden Grauen Nagelfluh des Mindel ist durch gut ausgebildete Verwitterungshorizonte markiert (KOHL & KRENMAYR, 1997) und positioniert sie in die Kaltzeit zwischen Günz und Mindel (Abb. 10), worauf auch die neuesten Untersuchungen am Lössprofil in Aschet hinweisen (VAN HUSEN & REITNER, 2011).

### 4.6.1.4. Mindel

#### 31 Vorstoßschotter

*Kies, Sand*

#### 30 Grund- und Endmoräne

*Steine, Kies, Sand, Schluff, unsortiert*

#### 29 Jüngere Deckenschotter, meist unter Löss/Lösslehm-Bedeckung

*Kies, Sand*

Der **Piedmontgletscher des Salzachtales** hat im landschaftsprägenden Rücken Sperledt – Adenberg eine im Sedimentaufbau klassische **Endmoräne** hinterlassen. Er setzt bei Feldkirchen bei Mattighofen an und zieht in weitem Bogen über Handenberg bis zum Weilharter Forst (WEINBERGER, 1955). 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. Unter 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. In den Sedimenten ist zu beobachten, dass bereichsweise einerseits Moränenmaterial mit sehr eintönigen Geschiebeprospekten, offensichtlich aus begrenzten Einzugsgebieten, ohne Durchmischung mit fremden Komponenten zur Ablagerung kam, andererseits Material mit bunter Zusammensetzung und guter Durchmischung aus großen Einzugsbereichen (KOLMER, 2005) zu finden ist. 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 aus der Frühphase der Schüttung 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.

Östlich an die Piedmontgletscherzunge des Salzachgletschers grenzte die Irrseezunge als westliche Zunge des Traungletschers an, wobei das Mattigtal bei Strasswalchen die Grenze zwischen den Eisströmen bildet.

Die 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; RUPP, 2008a). Nördlich von Frankenmarkt, in dem weit gespannten, deutlichen Moränenbogen des Eisstromes aus dem Tal bei Oberwang und St. Georgen finden sich wieder signifikant die gut gerundeten Quarzrestschotter an der Basis der Moränen. Die aus den W-E-verlaufenden Rinnen (Taf. 6) aufgenommenen Kiese bilden oft einen dünnen Teppich unter den Moränenmaterialien (SPERL, 1984; VAN HUSEN in RUPP, 2008b). 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 auch oft sehr große Kalkblöcke.

Unter diesen Moränen, südlich von Frankenmarkt, im Staubereich zwischen der Gletscherzunge im Tal der

Vöckla und der Dürren Ager, erreichen die **Vorstoßsedimente** große Mächtigkeit (mehrere 10er-Meter) und zeigen eine Wechsellagerung mit feinkörnigen, durch die Stausituationen beim Eisaufbau entstandenen Ablagerungen.

Östlich der breiten Gletscherzunge nördlich des Traunsees (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 Rißeiszeit (KOHL, 2000) ist mit den Eisabflussverhältnissen im Enns-Gletscher und deren Auswirkung auch auf die Nachbargletscher zu erklären (VAN HUSEN, 2000a). Die feinstoffreichen Moränen bilden die landschaftsprägenden Höhenzüge zu beiden Seiten des Kremstales zwischen dem Alpenrand und Kremsmünster. Dabei ist die auffällig breite Entwicklung der Wälle auch auf die gelifluidale Umlagerung des feinstoffreichen Materials während der nachfolgenden Eiszeiten zurückzuführen. Die im Kremstal im Liegenden dieser Moränen zu verfolgende **Graue Nagelfluh** stellt die **Vorstoßschotter** im Kremstal dar. Sie überlagert die Weiße Nagelfluh, von der sie durch eine deutliche Verwitterungsschicht getrennt ist (KOHL & KRENMAYR, 1997; KOHL, 2000). An alle Endmoränen schließen die Jüngeren Deckenschotter an, die aber im Gegensatz zu den Älteren Deckenschottern der Traun-Enns-Platte in Begleitung der Flüsse an die Täler gebunden sind. Nur entlang der Alm ist keine Terrasse entwickelt, da damals der Abfluss noch über das Aiterbachtal erfolgte. Ebenso erfolgte damals der Abfluss der Steyr über die Wolfener Rinne (KOHL, 2000) und hat sich erst später nach Osten zur Enns hin entwickelt.

Über die Ausdehnung der Gletscherzungen in den Tälern von Enns, Steyr und Ybbs sind keine Hinweise erhalten geblieben. Nur im oberen Ybbstal nördlich von Lunz a. See sind im Einzugsgebiet des Bodingbaches vielfältige Spuren einer alten Vergletscherung erhalten (RUTTNER & SCHNABEL, 1988). Hier findet sich unter einer bis zu 5 m mächtigen Verwitterungsschicht in dem Hauptdolomitgebiet dicht gelagerter, feinstoffreicher Dolomitgrus mit Kalcken und Lunzer Sandsteinen als Erratika aus dem Süden. Die Verbreitung zeigt, dass damals eine Gletscherzunge aus dem Ybbstal bis in den Talkessel von Pfaffenschlag vorgedrungen war und auch das Kotbergtal erfüllte, wo sie sich mit dem Gletscher aus dem Ybbstal bei Kogelbach wieder vereinigte (RUTTNER, 1987).

Diese Beobachtungen belegen eine deutlich über die rißeiszeitliche Ausdehnung (NAGEL, 1972) hinausgehende ältere Vergletscherung des Oberen Ybbstales. Für eine Ausdehnung dieser Gletscherzunge nach Osten über Kienberg hinaus, wie sie von KOHL (2000, S. 263) postuliert wird, können keine Belege gefunden werden, da sich die vermeintliche Endmoräne als Rutschkörper und das Toteisloch beim Bahnhof Kienberg-Gaming als Erdfall erwiesen haben.

## 28 Eisrandsediment, Kame

*Kies, Sand, Bänderschluft*

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 geschlos-

sener mindelzeitlicher Moränenkranz von rund 550 m Seehöhe nötig gewesen, der aber rasch wieder nahezu gänzlich abgetragen worden wäre. Eine Situation, wie sie auch für einen etwas tiefer gespannten See nach der Rißeis-

zeit konstruiert wurde (GÖTZINGER, 1936a, 1936b, 1936c). 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, 1990). Die durchwegs gut verkitteten, fast überall deltageschichteten foreset-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 Stein-

brüchen (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 Talrandverkittung 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, 1976).

## 27 Limnische Ablagerungen im Raum Schärding

*Schluff, mit einzelnen Kieslagen*

Die südlich Schärding bei Etzelshofen ausgeschiedenen limnischen Sedimente auf der Hochterrasse zeichnen eine längliche Mulde nach, die sich zwischen den damaligen Schwemmkegeln der Pram und des Etzelshofener Baches gebildet hat. Durch die stauende Nässe in dieser Situation dürfte es sich bei den Ablagerungen um stark vergleyte Lehme handeln (UNGER et al., 1999). Die zweite derartige

Ausscheidung bei Neukirchen an der Alz stellen Sedimente über mindelzeitlichen Moränen und Kiesen dar. Sie sind auf dieser Hochzone des Margarthenberger Rückens während der Rißeiszeit entstanden, als am Rand des Gletschers eine Stausituation entstanden war (DOPPLER, 2003). Die limnischen Ablagerungen sind demnach als rißzeitlich anzusehen.

### 4.6.1.5. Mindel/Riß-Interglazial

## 26 Hangbrekzie

*Brekzie, Konglomerat*

Im Bereich des vorliegenden Kartenblattes finden sich, besonders am Südrand der Kalkalpen (Tennengebirge, Dachstein, Grimming, Gesäuse) sowie am Nordrand des Watzmann-Stockes, des Traunsteins bei Gmunden sowie des Warschenecks ausgedehnte mächtige Brekzienvorkommen, die als Reste ehemals weiter verbreiteter Schuttanhäufungen angesehen werden können (CORNELIUS, 1941a). Es ist heute durchwegs gut verfestigter grober Hangschutt, der sehr oft reich an feinkörniger Matrix ist. Die Brekzien zeigen undeutlich grob bankige, hangparallele Schichtung, die durch den unterschiedlichen 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 här-

teren spröderen Kalke unterlagern, wodurch eine starke Schuttbildung, besonders bei tektonischen Bewegungen, ausgelöst wird (VAN HUSEN, 2000a). Durch die fazielle sowie lagemäßige Übereinstimmung wurden diese Brekzien häufig mit der **Höttinger Brekzie** (PENCK, 1921; AMPFERER, 1936) parallelisiert und demnach in den Zeitraum zwischen Mindel- und Rißeiszeit gestellt, was in guter Übereinstimmung mit anderen Indizien tektonischer Aktivität wie starke Erosionsleistungen in den Ostalpen stehen könnte (VAN HUSEN, 2000a). Neuerdings wird für die Brekzie am locus typicus auch eine Stellung im Riß/Würm-Interglazial diskutiert (SANDERS & OSTERMANN, 2006). Ob für die mächtigen, weit ausgreifenden Vorkommen, wie zum Beispiel an der Nordseite des Warschenecks, nicht auch eine ältere Bildung angenommen werden muss, muss einstweilen offen bleiben.

### 4.6.1.6. Riß

## 25 Fluvioglaziale Sedimente (Konglomerat Wallersee)

*Konglomerat*

Im Becken des Wallersees treten weit verbreitet (Ursprung, Reicherting, Nordufer des Wallersees, Tiefensteinklamm) 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, 2009). Es sind durchwegs gut verfestigte, sandige bis sandreiche grobe Kiese, die lagenweise auch nur korngestützt schwach verkittete Lagen aufweisen. Die Komponenten entsprechen in ihrer petrographischen Zusammensetzung dem heutigen Spektrum der Salzach. Sie führen einen hohen Prozentsatz an kristallinen Gesteinen 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 Bereichen eine rasche Akkumulation eines braided river an. Die Schüttung erfolgte 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 bis heute aber NW Neumarkt keine Reste zu finden waren. In allen Bohrungen (Riedelwald) zeigt sich, dass die Konglomerierung nicht nur als Talrandverwitterung 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 Akkumulation in der Vorstoßphase der Rißeiszeit schließen, obwohl ein höheres Alter durchaus möglich ist. Durch die verwitterten Gerölle und matrixarmen Anteile ergibt sich eine hohe Porosität. Am Rand der Platte treten ergiebige Quellen (Ursprung, Tiefenbach, Bayerham) auf, die in den porenreichen Konglomeraten einen einheitlichen Grundwasserkörper belegen (EGGER & VAN HUSEN, 2003, 2009). Die Konglomeratplatte ist nahezu vollständig von der würmzeitlichen Grundmoräne bedeckt, die eine großzügige Drumlinisierung mit SW-NE-Streichen und dazwischenliegenden Wannen zeigt.

#### 24 Vorstoßschotter

*Kies, Sand, Konglomerat*

#### 23 Grund- und Endmoräne

*Blöcke, Kies, Sand, Schluff unsortiert*

#### 22 Hochterrasse, meist unter Löss/Lösslehm-Bedeckung

*Kies, Sand*

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). 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 2 m Kantlänge messenden Blöcke überwiegend Flyschsandsteine sind und nur wenige kalkalpine Blöcke (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 Rißeis-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, die sich dann am orographisch rechten Ufer des Inn bis nach Schärding ohne Unterbrechung verfolgen lässt.

Weiter nach Osten zeigen die **Endmoränen** der Eiszungen des **Traungletschers** bereits eine deutliche Differenzierung der einzelnen Eisströme durch die Flyschberge an. War z. B. nördlich des Attersees zur Mindeleiszeit eine riesige, mehr oder weniger geschlossene 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; VAN HUSEN, 1989). Die Moränen sind generell feinstoffrei-

che Sand-Kiesgemische, die oft große Blöcke führen. Faccettierung und Kritzung sind häufig. Die petrographische Zusammensetzung entspricht gänzlich dem Einzugsgebiet der jeweiligen 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 bestehen fast ausschließlich aus Flyschgesteinsschutt aus dem Einzugsgebiet der Dürren Ager, der während des Eisaufbaues durch die starke Frostschuttbildung in ihrem Einzugsgebiet entstanden und zu einem ca. 10–15 m mächtigen Schotterkörper akkumuliert wurde. Nur in den obersten Teilen, unmittelbar unter dem Übergang in die Moräne, finden sich dann mehr gerundete Kalke, die durch die Eiszunge über St. Georgen in das Einzugsgebiet der Dürren Ager eingebracht wurden, als sie das Becken des Attersees überwunden hatte.

An die Endmoränen der Gletscherzungen von Traun-, Steyr-, Enns- und Ybbsgletscher schließen die **Hochterrassen** an, die in den Tälern 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, 2007b). Im Almtal setzt die Hochterrasse ohne Verbindung mit Endmoränen an und verläuft gerade in der Pettenbachrinne nach Norden (KOHL, 2000). Gegen Ende der Akkumulation überschüttete die Alm aber eine Wasserscheide und verlagerte ihren Lauf nach Westen zur Laudach, den sie bei der folgenden Zerschneidung des Terrassenkörpers beibehalten hat. Auch die Ybbs hat zur Rißeiszeit ihren ehemaligen Lauf zur Enns über den Saurüssel nach Nordosten verlegt und nahm ab dann ihren heutigen Lauf

ein (NAGEL, 1972). Moränenreste und Erratika (EGGER & FAUPL, 1999; EGGER et al., 2011; BRYDA & VAN HUSEN, 2010; SPAUN, 1964) zeigen an, dass die Reißvergletscherung im weiteren Umkreis des Gesäuses zur Reißzeit sehr ausgedehnt war und im Gegensatz zur Würmeiszeit die Täler (Ennstal bis Großraming) mit Eisströmen (Taf. 7) erfüllte, die ein zusammenhängendes Eisstromnetz bis zum Hochschwab entstehen ließen (VAN HUSEN, 2000a).

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 bisher abgrenzbar war.

## 21 Eisrandsediment, Kame

*Kies, Sand, Bänderschluft*

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, 2009). 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 Abflussniveau 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, 1990). Der Internbau ist am klarsten in den Steinbrüchen bei Torren zu erkennen. Hier lagert über den mit rund 25° nach Norden einfallenden Schichten (fore-set) eine einige Meter mächtige horizontal geschichtete Lage (top-set) aus groben, sandigen Kiesen. Die je nach Feinstoffgehalt mehr oder weniger gut verfestigten, löchri-gen Konglomerate wurden 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 Reißzeit 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.

### 4.6.1.7. Würm

## 20 Seeablagerung

*Ton, Schluff, feinsandig*

## 19 Vorstoßschotter, Fluviale Ablagerung

*Kies, Sand, untergeordnet Schluff*

Nach der Reißzeit wurden die damaligen Zungenbecken auf dieselbe Art verfüllt wie die nach der Würmeiszeit, was zu einer beschränkten Lebensdauer der Seen von einigen 10.000 Jahren führte (VAN HUSEN in EGGER, 1996; 2007b). Die dabei gebildeten Sedimentkörper sind dann von den würmzeitlichen Gletscherströmen wieder so gut wie gänzlich erodiert worden. Im Bereich von Mondsee sind aber Ablagerungen eines gegenüber dem heutigen See um 60 m höher gestauten Mondsees erhalten (VAN HUSEN, 2000b). Die feinkörnigen lakustrinen Sedimente erlauben eine lückenlose Rekonstruktion der Klimaentwicklung vom Reiß-Spätglazial über das Reiß/Würm-Interglazial (Eem) bis zum mittleren Würm (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000).

Neben diesen über lange Zeiträume gebildeten **Seeablagerungen** sind im Bereich des vorliegenden Kartenblattes an mehreren Stellen Reste von kurzfristigen, im Zuge des Eisaufbaues bestandenen Seen erhalten geblieben. Diese zeichnen sich durch grobe Deltasedimente in Wechsellaagerung mit feinkörnigen Ablagerungen aus.

Als die Gletscher das Salzachtal bei Bischofshofen zu besetzen begannen, wurde das Tal des Fritzaches 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 Wechsellaagerung mit schluffigen Sanden. Das Material wurde aus dem Fritztal und seinen Nebengräben geschüttet und besteht somit zu einem hohen Prozentsatz aus Gesteinen der Grauwackenzone und der Werfener Schichtfolge. Die Reste dieser Talfüllung liegen den schiefrigen Gesteinen auf, in die der Bach wieder eingeschnitten hat. Die an sich geringe Standfestigkeit der feinkörnigen Ablagerung wird durch diese Basis noch verstärkt, was zu schwierigen Verhältnissen beim Bau und der Erhaltung von Bahn und Autobahn (AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG, 1/81) führte.

Ähnliche Stauseesedimente haben sich in wesentlich geringerem Ausmaß am Almbach (Adnet) und bei Glasenbach entwickelt (GÖTZINGER, 1936b, 1936c), 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 Bänderschluflfe.

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 möglicherweise auch schon früher im Wallersee-Becken auf (vgl. Nr. 25 Fluvio-glaziale Sedimente, Konglomerat Wallersee).

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 (EGGER & VAN HUSEN, 2003, 2009). 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 als Produkte kurzer Seebildungen 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 nur Gerölle aus den Kalkalpen und der Flyschzone (Traungletscher) oder vermengt mit Kristallingeschiebe aus dem Salzachtal (Salzachgletscher) aufweist. Im hangen-

den Bereich sind auch immer wieder große Blöcke eingelagert, die den Übergang zur Grundmoräne an der Oberfläche des Rückens markieren (EGGER & VAN HUSEN, 2003, 2009).

Eine differente Genese weisen die Schotter bei Laufen auf. Es sind dies mächtige, sandige, rein fluviatile Grobkiese, die entlang der Salzach zu beiden Seiten, südlich und nördlich von Laufen mit deutlicher Talrandverklüftung aufgeschlossen sind. Sie wurden früher einer innerwürmzeitlichen „Laufenschwankung“ zugeschrieben (PENCK & BRÜCKNER, 1909; GÖTZINGER, 1936a). Sie entsprechen in ihrer Zusammensetzung dem Spektrum der Salzach und weisen zum Hangenden stellenweise Übergänge in die Grundmoräne des Würm auf. 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; SCHÄFFER, 1982), die früher ebenso der „Laufenschwankung“ zugeordnet wurden (PENCK & BRÜCKNER, 1909; GÖTZINGER, 1935b).

Weitere mächtige Kiesablagerungen unterhalb der letzteiszeitlichen Grundmoränen finden sich am vorliegenden Kartenblatt noch im Ennstal in der Ramsau und am Gröbming Mitterberg.

## 18 Grund- und Endmoräne (inkl. Rückzugsstadien)

*Blöcke, Kies, Sand, Schluff unsortiert*

Wie die Vorstoßsedimente der letzten Eiszeit sind auch deren glaziale Reste am weitesten verbreitet und teilweise besonders im Alpenvorland auch großflächig erhalten geblieben. In ihnen sind wahrscheinlich auch ältere Moränensedimente enthalten, ohne dass sie von den jüngeren Ablagerungen abtrennbar sind, auch wenn manche Hinweise (z. B. stärkere Verwitterung) auf ein höheres Alter hinweisen.

Der **Salzachgletscher** stieß entlang der Salzach bis knapp über Tittmoning hinaus vor. Dabei entstand eine nach NW orientierte Vorlandzunge, die in mehrere Eislappen 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 Ibmermooses 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 gesamte Vorlandzunge, reich gegliedert und fast durchgehend. Sie sind durch ihr vielfältiges Kleinrelief von den gleichmäßigen, durch Gelifluktion deutlich sanfter geformter Wällen der älteren Eiszeiten zu unterscheiden.

Im gesamten Verlauf sind zwei Moränenzüge zu erkennen, die mehr oder weniger parallel verlaufen (EBERS et al., 1966; WEINBERGER, 1955). Es sind dies ein niedrige-

rer, äußerer (Maximalstand) und ein mächtigerer innerer Wall (Hochstand), die jeweils mit einer Terrassenschüttung verbunden sind (VAN HUSEN, 1977). Der von WEINBERGER (1955) als Dritter beschriebene innerste Wallzug mit verbreiteten Kamebildungen ist am deutlichsten im Oberen Weilharter Forst bis zum Oichtental zu beobachten. Jüngste Kartierungen ergaben aber, 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°) eine für **Kamebildungen** typische Ausbildung aufweisen (SALCHER, 2005). Diese Sedimentausbildung, 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 Kamebildungen stark zurück. Alle 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 Kolomannsberges einsetzt und bis Neumarkt am Wallersee zu verfolgen ist (EGGER & VAN HUSEN, 2003, 2009). 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 Großen Plaike ausgelöst wurden (vgl. Nr. 8 Rutschmasse und Nr. 7 Bergsturz, Blockwerk).

Die petrographische Zusammensetzung der Moränen-geschiebe ist naturgemäß abhängig vom Einzugsgebiet des jeweiligen Eisstromes. Darüber hinaus ist aber durch Schmelzwassertransport innerhalb des gesamten Salzachgletschers und durch die Aufnahme von Geröllen aus älteren Flussablagerungen in die jüngsten glazialen Sedimente 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 wider, die entweder noch erhalten sind oder im Zuge von Bauarbeiten gefunden werden (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 rund 3 m<sup>3</sup>), sehr häufig zu finden sind.

Im Osten ist an den 4 Gletscherzungen des **Traungletschers** die gleiche Zweiteilung der Endmoränen in einen Maximal- und Hochstand (VAN HUSEN, 1977) zu beobachten, die auch hier jeweils mit eigenständigen Schüttungen der Niederterrasse verknüpft sind (EGGER & VAN HUSEN, 2003, 2009; VAN HUSEN, 1989; EGGER, 1996, 2007b).

Der Traungletscher erreicht als östlichster Gletscher des Eisstromnetzes den Nordrand der Ostalpen und steht noch im Mitterndorfer Becken mit dem **Ennsgletscher** in Verbindung. Dieser reicht aber nur noch bis zum Gesäuse und ins Windischgarstener Becken (Taf. 8). Die einzige größere noch zusammenhängende Vergletscherung stellt die Plateauvergletscherung des Hochschwabs mit ihren Auslassgletschern im Salzatal, im Tragößtal und am Leopoldsteiner See dar. Alle anderen Täler waren nur noch von isolierten Lokalgletschern erfüllt.

Bei diesen lokalen Vergletscherungen ist im Bereich der Kalkvoralpen eine sehr starke Asymmetrie der Gletschertängen in Abhängigkeit zur Exposition zu beobachten. Abgesehen von Karen mit einer Ausrichtung der Einzugsgebiete nach Norden (Sengsengebirge), entwickeln solche mit einer Orientierung nach Osten wesentlich größere Gletscher als die nach Westen orientierten, was an der Schneeverfrachtung durch die vorherrschenden Westwinde liegt. Am deutlichsten ist das am südlich von Großraming N-S-verlaufenden Kamm Almkogel – Bodenweis (EGGER, 2011) oder in den Göstlinger Alpen (Hochkar) zu erkennen. Hier erreichen die östlichen Gletscher nicht nur den Talboden, sondern überfluten das Lassingtal komplett, obwohl sie wesentlich kleinere Einzugsgebiete als

die nach Westen und Norden abfließenden Eiszungen aufweisen (VAN HUSEN, 2009; BRYDA & VAN HUSEN, 2010). Sonst waren in den Voralpen wahrscheinlich alle Gipfel und Rücken über 1000 m Höhe als Firnkämme mit Schnee und kleinen Eisfeldern in Mulden bedeckt, ohne dass deutliche Spuren erhalten geblieben wären.

Dieses Erscheinungsbild ist auch für die höchsten Erhebungen im Mühlviertel (Plöckenstein, Sternstein) anzunehmen. Abgesehen vom Karsee auf der Nordseite des Plöckensteins sind im Gegensatz zur Auffassung von ERGENZINGER (1967) und NAGEL (1982) keinerlei Spuren vorhanden, die auf würmzeitliche Gletscherzungen schließen lassen. Auf der Südseite sind die ausgedehnten Blockfelder westlich des Plöckensteins (Steinernes Meer) deutliche Reste der Umgestaltung durch den Permafrost (vgl. Nr. 13 Gelifluktionsschutt, Blockgletscher-Ablagerung bei Grünau).

Die **Grundmoränen** der letzten Eiszeit, speziell in den Kalkalpen, sind durchwegs ton- und schluffreiche (bis ca. 50 %) Korngemische, die eine sehr hohe Lagerungsdichte aufweisen. Sie erreichen eine Mächtigkeit von meist nur wenigen Metern, in manchen Beckenlagen aber bis zu 10–20 m (Abtenau, Bad Aussee).

Die Eisflussrichtung wird in den ausgedehnten Grundmoränenlandschaften durch Drumlins nachgezeichnet, die vereinzelt oder in Gruppen auftreten. Derartige Formen finden sich um den Wallersee, den Obertrumer See und bei Lamprechtshausen, östlich und um den Waginger See westlich der Salzach und auch in bescheidenem Umfang südlich des Irrsees sowie am Atter- und Traunsee.

Inneralpin sind Grundmoränen nur als eng begrenzte Vorkommen an Hängen zu finden. Ausnahmen bilden hier nur Vorkommen in kleineren Becken (Abtenau, Bad Aussee, Ischltal) oder auf Terrassenkörpern (z. B. Ramsau bei Schladming, Gröbminger Mitterberg), wo auch über große Flächen Grundmoräne mit Drumlins erhalten geblieben ist. Endmoränen der spätglazialen Gletscherstände (z. B. Gschnitz, Egesen) sind bis auf wenige Ausnahmen (Goiserer-, Ausseer Becken) wegen ihrer geringen Größe in der Karte nicht eingetragene. Sie finden sich in den Tälern um die Kalkplateaus und lassen eine Rekonstruktion der Gletscherentwicklung in diesem Zeitraum zu (PATZELT, 1975; VAN HUSEN, 1977, 2000a).

## 17 Niederterrasse

*Kies, Sand*

Von den Endmoränen beider Gletscherstände des Würm-Hochglazials des **Salzachgletschers** gehen Terrassenschüttungen aus, die als schmale Terrassenfluren im Schwemmbach (Wallersee), Mattigbach (Obertrumerseen, Mattsee), Engelbach und Fillmannsbach entwickelt sind (WEINBERGER, 1955; KOLMER, 2005).

Eine sehr breit entwickelte **Niederterrassenschüttung** stellt die Schwemmebene des Unteren Weilharter Forstes dar, die nach der Eiszeit nicht durch ein Gerinne zerschnitten wurde. Die mächtigen Kiese wurden aus subglazialen Rinnen (WEINBERGER, 1955, 1957) der Salzachgletscherzunge während beider Gletscherstände geschüttet, die bis zum Ende der Ausbildung der Kamesedimente am Südrand

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, Holzöster und sind heute noch bis zu den Endmoränen zu verfolgen.

Neben dieser breiten Niederterrassenschüttung des Unteren Weilharter Forstes entwickelte sich auch eine schmalere im Bereich der Salzach, westlich der Ribmoränen südlich Burghausen. Der Terrassenkörper ist heute durch die Salzach bis ca. 70 m tief in die ribzeitlichen Ablagerungen und den neogenen Untergrund zerschnitten. Bei Duttendorf fand sich in diesem Einschnitt über verwitterten Kiesen der Ribzeit Gelifluktionsschutt und kaltzeitlicher

Löss, der noch von ca. 4 m mächtigen, unverwitterten Kiesen der Niederterrasse überschüttet wurde. Die im Löss enthaltenen Schnecken ergaben ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $21.650 \pm 250 \text{ BP} = \text{cal. } 25.900 \pm 590 \text{ BP}$  (TRAUB & JERZ, 1975), das durch eine OSL-Datierung mit  $21.300 \pm 2.300$  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, 2000a; MONEGATO et al., 2007), welche belegen, dass die Niederterrasse im Würm Hochglazial aufgeschüttet wurde.

An den Endmoränen der Äste des **Traungletschers** (Irsee, Oberwang, Atter- und Traunsee) sowie auch aller Gletscherzungen weiter im Osten schließen die **Niederterrassen** an, die heute in den Tälern noch weitgehend lückenlos zu verfolgen sind (Taf. 8). Auch vor der Front relativ kleiner Gletscherzungen erreichen die Kiesschüttungen in den engen Tälern Mächtigkeiten von mehreren 10er-Metern, wie z. B. in Hiefal die Waag mit rund 100 m.

Die Terrassenkörper werden von groben, sandreichen Kiesen aufgebaut, deren Geröllzusammensetzung anfänglich dem Einzugsgebiet der jeweiligen Gletscherzunge entspricht. Im Verlauf der Terrasse, besonders in den langen Talstrecken der Steyr, Enns und Ybbs sind durch den Einfluss der Nebenbäche die lokalen Geschiebe immer häufiger zu finden. Hier ist an der Mündung des Laussabaches bei Losenstein in die Enns auch die zeitlich unterschiedliche Beeinflussung der Terrassenbildung des Haupt- und Nebentales durch das höhenmäßige Absinken des dadurch immer weiter in die Voralpen ausgreifenden Permafrostes während dieser ablesbar (VAN HUSEN in EGGER, 2011). Die Sedimentstrukturen sind durch kleinräumige Kreuzschichtung und in sich unsortierte, mächtige Lagen als Produkt einer von Hochwässern geprägten raschen Ablagerung in den vegetationslosen Überflutungsbereichen charakterisiert (braided river).

Die Terrassenkörper wurden mit Ende des Würm-Hochglazials von den Flüssen rasch wieder erodiert, wodurch sich enge Täler mit oft senkrechten Flanken ausbildeten, die bis heute erhalten geblieben sind. Die an diesen Flanken durch die Talrandvermittlung gebildeten Konglomerate sind aber auch bei hoher Festigkeit erfahrungsgemäß nur auf die äußersten Meter der Böschung beschränkt.

In den gletschernahen Anteilen finden sich immer wieder große Blöcke von bis zu mehreren  $\text{m}^3$  Größe, die offensichtlich von den Endmoränen durch Eiskörper abtransportiert wurden (vgl. Nr. 35–33 Günz). So wurden in der Schottergewinnung Aupointen an der Traun ca. 6 km nördlich der Endmoränen in Gmunden häufig bis zu  $\sim 10 \text{ m}^3$  (25 t) große Blöcke von Dachsteinkalk und „Traunsteinmarmor“ des Jura gefunden. Sie traten über die gesamte Mächtigkeit des Terrassenkörpers auf und sind offensichtlich zur Zeit des Hochglazials bei starker Schmelzwasserschüttung mit Eisbrocken transportiert worden. In den weiter entfernten Kiesgruben flussabwärts treten dann nur noch wesentlich kleinere Blöcke auf. Größere Blöcke sind im direkten Vorfeld der Gletscherzungen aller Täler in den Terrassenablagerungen zu erwarten.

In der **Niederterrasse** der **Donau** vom Eferdinger Becken bis ins Machland (Taf. 8) finden sich in den groben, sandigen Kiesen ebenso unregelmäßig verteilt große Blöcke von bis zu 1–1,5 m Kantenlänge, die sich so gut wie zu 100 % aus kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse rekrutieren. Sie treten besonders häufig in den Kiesgruben bei Aschach am Feldkirchen am Ausgang des Engtales der Donau auf. Es sind dies Driftblöcke, die zur Mehrzahl aus den Bachbetten der Nebenflüsse stammen und durch Eisschollen bei den Frühjahrshochwässern über weite Strecken transportiert wurden (EPPENSTEINER et al., 1973). Ein schönes Beispiel für einen derartigen Transport ist ein Kinzigitblock, einseitig mit Kolken und Rinnen des ehemaligen Bachbettes versehen, der bei den Aushubarbeiten für das Kraftwerk Melk gefunden wurde. Er ist aus dem Raum St. Oswald bei Freistadt durch die Schwarze Aist und Waldaist zur Donau und weiter nach Osten transportiert worden, bevor er austaute und in den Kiesen eingebettet wurde.

Neben den Terrassenkörpern in den ehemals vergletscherten Tälern sowie der Donau sind auch in Tälern im Alpenvorland (Rott, Vils, Pram, Innbach) korrespondierende **Niederterrassen** entwickelt, die durch die Akkumulation des Gelifluktionsschutts im Einzugsgebiet unter den Klimabedingungen des Hochglazials entstanden sind (VAN HUSEN, 2000a). In den Flüssen aus dem Mühlviertel sind derartige Bildungen durch die steilen, engen Mündungsbereiche nicht erhalten.

## 16 Löss, Lehm, undifferenziert

### 15 Löss und Lösslehm aus verschiedenen Eiszeiten, an der Oberfläche vorwiegend Würm

*Schluff, z. T. tonig*

Entlang der quartären Terrassenlandschaft der Flüsse sind weite Gebiete mit **Löss** bedeckt, der auch den Schlier und das Kristallin randlich verdeckt. Der Löss wurde zu den Kaltzeiten aus den vegetationsfreien Schotterebenen bei der Bildung der Terrassenkörper (zuletzt aus dem der Niederterrasse) ausgeblasen und in der Umgebung wieder abgelagert. Seine Mächtigkeit hängt von den örtlichen Strömungsverhältnissen (Luv, Lee) der vorherrschenden NW-Windrichtung (z. B. NW Welser Heide) ab. In der Karte sind die Lössablagerungen auf den quartären Terrassen (z. B. Traun-Enns-Platte, Inntal) nicht ausgeschieden, sind aber weit verbreitet (KOHL & KRENMAYER, 1997).

Der Löss im Kartenbereich ist durch seine Herkunft aus der kalkreichen Flussfracht (Salzach, Inn, Traun, Enns, Donau) als stark kalkhaltiger, toniger Schluff charakterisiert und durch Verwitterungsvorgänge und Entkalkung weitgehend zu **Lösslehm** umgewandelt worden. Auf älteren Sedimenten (z. B. Deckenschottern) sind in den Lössablagerungen öfter auch Paläoböden (fossile Parabraunerden) eingeschaltet, die eine altersmäßige Gliederung (KOHL, 2000; TERHORST et al., 2002, 2003a, 2003b) und mitunter eine stratigraphische Zuordnung der überlagerten Terrassenkörper zulassen. In den randlich mächtigen Lössablagerungen auf den Älteren Deckenschottern südlich Wels (ehem. Ziegelgrube Würzburger) war es möglich, auch mit



Hilfe paläomagnetischer Untersuchungen (SCHOLGER & TERHORST, 2011) die Klimaentwicklung der letzten 780.000 Jahre zeitlich zu fassen und mit den eiszeitlichen Sedi-

menten und Vorgängen in Einklang zu bringen (VAN HUSEN & REITNER, 2011).

#### 14 Eisrandsediment, Kame

*Kies, Sand, Bänderschluft*

Neben den ausgedehnten **Kameablagerungen** des Oberen Weilharter Forstes sind um diese Zeit im Bereich des Salzachgletschers derartige Sedimente in größerer Verbreitung noch im westlichen Thalgau und um Koppl – Fais-tenau im Kontakt mit dem Traungletscher gebildet worden (EGGER & VAN HUSEN, 2003, 2009). Hier sammelte sich mit dem ersten Zurückweichen der flachen Gletscherzungen von den Endmoränen viel Schmelzwasserschutt, der durch die behinderten Abflussverhältnisse in einer Vielzahl an **Eisrandterrassen** abgelagert wurde. Sie werden von Deltaschüttungen über teilweise mächtigen Bändertonen (bottom-set) aufgebaut und stellen die Verfüllung mehr oder weniger ausgedehnter Eisrandseen dar. Diese markieren keine klimatisch bedingten Unterbrechungen des Abschmelzens, sondern sind das Produkt zufälliger, kurzfristiger und lokaler 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, 2009).

Ausgedehnte **Eisrandterrassen** sind noch im Fritzbachtal und um Lungötz sowie um Saalfelden entwickelt, die auf noch länger bestandene Eiskörper in den Becken von Bischofshofen und Saalfelden hinweisen.

In den großen Zungenbecken des Atter- und Traunsees entstanden ebenso ausgedehnte **Eisrandterrassen** während dieser ersten Abschmelzphasen, die ein ruckartiges Abschmelzen in verschiedenen Randlagen in den Seebecken nachzeichnen, wobei hier auch kommunizierende Wasserstände rekonstruiert werden können (VAN HUSEN in EGGER, 2007).

Die ausgedehnte **Kamelandschaft** des Beckens um Bad Mitterndorf konnte dank <sup>14</sup>C-Datierungen in eine frühe Phase des Spätglazials eingestuft werden (DRAXLER, 1977b; VAN HUSEN, 1977, 2000a).

#### 13 Gelifluktionsschutt, Blockgletscher-Ablagerung bei Grünau

*Schluff, kiesig-sandig, z. T. Blockwerk*

**Gelifluktionsschuttdecken** aus der Zeit des Dauerfrostbodens in den Eiszeiten sind generell auf vielen Hängen außerhalb der ehemaligen Gletscherzungen entstanden. Ihre weiteste Verbreitung haben sie im Kristallin der Böh-mischen Masse, im Tertiärhügelland, Kobernauber Wald und Hausruck des Alpenvorlandes und in der Flyschzone. Sie sind durch das Fehlen der nötigen Aufschlüsse flächig nicht erfassbar 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.

**Blockgletscher:** Eine auffällige, spezielle Form der Bildungen des Permafrostgebietes stellen Blockgletscher-Ablagerungen dar.

**Almtal:** Hier stauten sich nördlich Grünau am Almgletscher durch eine tektonisch bedingte, übermäßige Produktion von Frostschutt am Nordrand des Zwillingkogelzuges in den Gräben (z. B. Hauergraben) mächtige Schuttmassen, die als Blockgletscher noch nach dem Abschmelzen des Almgletschers in das Zungenbecken solange vordrangen, bis sich der Permafrost auflöste (EGGER, 2007a).

**Krumme Steyrling:** Eine ebenso markante mächtige Ablagerung eines Blockgletschers findet sich im Tal der Krummen Steyrling südlich Jaidhaus. Dieser ist aus dem Tal zwischen den beiden Reutersteinen mit einem 60 m mächtigen Schuttkörper ins Haupttal eingedrungen, ohne jedoch dieses zu blockieren (EGGER & FAUPL, 1999; EGGER, 2011).

**Eisenerz:** Aus dem weitläufigen, N-orientierten Kar um den Zwölfkogel in den Eisenerzer Alpen entwickelte sich eine mächtige Gletscherzunge, die auffällig hohe, grobblockige Seitenmoränenwälle, aber keine Endmoräne ausgebildet hat, was auf eine starke Schuttbedeckung (Oberflächenmoräne) hinweist. Aus diesen Schuttmassen entwickelte sich ein Blockgletscher, der das Tal des Ramsaubaches aufgestaut hat (VAN HUSEN, 2009; BRYDA & VAN HUSEN, 2010).

Im Bereich der **Böh-mischen Masse** sind Erscheinungen des Permafrosts recht häufig (KOHL, 2000). Frostschuttdecken und gelifluidale Verfrachtung der tonig-grusigen Verwitterungsprodukte der Granite und Gneise sind aber auf der Karte nicht verzeichnet. In den höchsten Bereichen (Plöckenstein) sind ausgedehnte Blockmeere („Steinerne Meer“) landschaftsprägend verbreitet. Derartige Erscheinungen treten auch in tieferen Lagen an der Südseite höherer Erhebungen (z. B. Teufelsschüssel, Haugstein im Sauwald) weit verbreitet auf, sind aber mit Vegetation bedeckt.

Die im Gegenbach und im obersten Einzugsgebiet des Klafferbaches (Adalbert-Stifter-Quelle) auftretenden Lockersedimente stellen im Gegensatz zur Auffassung von ERGENZINGER (1967) keine Moränenablagerungen, sondern mächtigen Gelifluktionsschutt dar, in dem keinerlei Merkmale glazialer Bearbeitung zu erkennen sind. Das gilt auch für den Sternstein (NAGL, 1967) im Quellgebiet der Großen Rodl und des Dürnaubaches.

## 12 Verwitterungslehm, Lehm überwiegend umgelagert; Würm und älter

*Schluff, tonig z. T. mit Kies und Sand*

Darunter sind mächtige Lehmauflagen vor allem im Alpenvorland (besonders westlich des Inn) zu verstehen, die als

Verwitterungsprodukte der lokalen Gesteine anzusehen sind und nicht auf verwitterten Löss zurückgehen.

### 4.6.2. Spätglazial bis Holozän

## 11 Seeablagerung, Deltasediment

*Meist Seeton, z. T. Sand und Kies*

Nach dem Abschmelzen der Gletscher aus den Zungenbecken entstanden tiefe Seen, die von den einmündenden Flüssen je nach Größe und Geschiebefracht unterschiedlich rasch verfüllt wurden. Dabei spielte offensichtlich auch die Petrographie des Einzugsgebietes eine wesentliche Rolle. So sind die von Flüssen aus dem Kristallin (Salzach, Enns) sehr rasch, die aus den Kalkalpen (z. B. Traunsee) noch nicht verfüllt worden. Im Salzachtal ist zwischen den Entwicklungen des Stammbeckens und der Zweigbecken zu unterscheiden.

**Salzachtal:** Hier trat eine unterschiedliche Entwicklung zwischen den peripheren Zweigbecken und dem Stammbecken ein. So entstanden am Beginn des Abschmelzens des Eiskörpers in dessen Randbereichen die Kamehügel um Ibm und das Os von Hackenbuch (WEINBERGER, 1957) und dann ein flacher See. Er wurde offensichtlich sehr rasch durch die hohe Schwebführung der Schmelzwässer aus dem Stammbecken mit **Bändertonen** verfüllt, die heute die Basis des Ibmer Moores bilden. 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 (top-set) ausbilden konnte.

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 bedeutet hätten.

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., 2010). 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 zurückgeführt, 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 gänzzzeitlichen 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. Es ist wohl nur durch den subglazialen Abfluss wesentlicher Teile der Schmelzwässer zu erklären.

Im Stammbecken selbst entwickelte sich ein tiefer See (Bohrung Vigaun, rund 338 m; Stieglbrauerei, rund 262 m), der über Grundmoräne parallel zu den mächtigen fore-set-Schüttungen an den Mündungen der Gerinne mit den tonigen Beckensedimenten erfüllt wurde (Abb. 11). Sie wurden in kürzester Zeit abgelagert (PREY, 1959; VAN HUSEN, 1979). Diese Bändertone sind flächig von den groben Sedimenten des top-set überdeckt und nur in Bohrungen erschlossen.

Ähnlich rasch (nach dem Abschmelzen des Eises) mit Schluffen verfüllte Becken, die dann nur teilweise mit Kiesen bedeckt wurden, finden sich noch im Mitterndorfer Becken um den Ödensee und bei Rödschitz (VAN HUSEN, 1977).

**Salzkammergut:** In den wesentlich kleineren Seen im Bereich des **Traungletschers** sind ebenso ausgedehnte Deltabereiche entstanden, die schon wesentliche Teile der Seen verfüllt haben. So hat das Zinkenbachdelta schon nahezu zu einer Teilung des Wolfgangsees geführt. Auch die **Deltaschüttungen** der Traun in Hallstätter und Traunsee sind weit fortgeschritten.

Im Traunseedelta bei Ebensee ist aufgrund eines <sup>14</sup>C-Datums in einer Bohrung aus 155 m Tiefe eine Abschätzung des gesamten groben bis heute erfolgten Sedimenteintrags im Becken möglich. Dessen Jahresmittelwert stimmt gut mit den aktuellen Werten des Eintrags durch die Traun überein (GUNZ, 2002). Demnach würde bei gleichbleibenden Verhältnissen das Seebecken in etwa 40.000 Jahren vollständig verfüllt sein (VAN HUSEN in EGGER, 2007b). Im Hallstätter See entwickelte sich parallel zum Abschmelzen der Eismassen nach dem Gschnitz auch das Delta bei Obertraun. Die Wasserbohrung Koppenwinkel 1 in der Talmitte ca. 400 m südlich des Ausgangs des Koppentals (GADERMAYR, 2007) schloss rund 130 m sandige Schotter über einer ca. 25 m mächtigen Grundmoräne auf, die wohl während der Eisbedeckung der letzten Eiszeit bis zum Gschnitz gebildet wurde. Die darüber folgenden, zuerst schluffigen, dann gröber werdenden sandigen Kiese stellen offensichtlich das fore set und bottom set des aktuellen Deltas dar. Welcher älteren Eiszeit die unter der Grundmoräne erschlossenen ca. 50 m hochverdichteten Kiese entstammen kann hingegen nicht gesagt werden.

**Hochschwab:** Eine durchaus vergleichbare Entwicklung ist auch am Leopoldsteiner See im Verhältnis zu Gerinne und Seegröße eingetreten (FABIANI, 1984). Im Tragöbital hinge-

gen wurde das ähnlich große Becken offenbar schon unmittelbar mit Ende des Hochglazials verfüllt (FABIANI, 1980; VAN HUSEN, 2009), was wohl auf die Gesteine der Umrahmung zurückzuführen ist.

**Ennstal:** Zu welchem Zeitpunkt das Zungenbecken der Enns verfüllt war, ist nur zu vermuten, er wird aber ähnlich dem des Salzburger Beckens sein. Im Gegensatz zu diesem kam es aber in der weiteren Folge am Gesäuseeingang durch Massenbewegungen und einem überaus aktiven Schwemmkegel des Geißbaches beim Ort Gesäuseeingang so wie bei denen bei Admont (Lichtmess- und Hallbach) zu oftmaligem Rückstau und Seebildungen, in denen Schluffe und Tone und mächtige Torflagen abgelagert wurden. Ein Vorgang, der bis gegen Ende des Spätglazials andauerte und zu dem auffällig gefällsarmen Talabschnitt zwischen Trautenfels und dem

Gesäuse führte (VAN HUSEN, 1979). So bestehen die obersten 20–25 m der Sedimente im Talboden aus einer Schluffschicht, die randlich mit den gröberen Einschüttungen des Palten- und Pyhrnbaches verzahnt (Abb. 12). Sie weist auf eine ruhige Sedimentation in einem See im Ennstal hin, in dem wahrscheinlich bei wechselnden Wasserständen die seitlichen Einschüttungen verschieden weit ausgreifen konnten. Auf diese wechselnden Wasserstände weisen auch geringmächtige Torflagen im Sedimentkörper hin (Abb. 12). Eine gleiche Beeinflussung ist im Paltental durch den Schwemmkegel bei Rottenmann eingetreten. Diese Ablagerungen sind ebenso wie die Deltabereiche an den Seen des Salzkammergutes wegen ihrer teilweise noch anhaltenden Beeinflussung durch Hochwässer wie die Ausscheidung Nr. 2 ohne Grundfarbe eingetragen.

## 10 Flussablagerung

*Kies, Sand*

Im Becken von Salzburg finden sich bis 10 m über dem rezenten Talboden liegende Kiesschüttungen. Es sind dies in das Becken ausgreifende, flache Schwemmkegel der Seitenbäche der Salzach, die von groben, sandigen Schottern aufgebaut werden und die Ablagerungen des top-set der Verfüllung des Stammbeckens darstellen. Sie wurden später von der Salzach und ihren Nebenbächen wieder zerschnitten (VAN HUSEN, 1979; PLÖCHINGER, 1987, 1990). Sie überspannten als geschlossene Kiesschüttung die Ablagerungen des fore-set und des bottom-set (vgl. Nr. 11 Seeablagerung, Deltasediment) mit abnehmender Mächtigkeit von rund 40 m im Süden bis unter 10 m im Norden (Abb. 11).

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. Nr. 11 Seeablagerung, Deltasediment und Abb. 11) mit ihren Grundwasserkörpern. Diese Situation an der Mündung der Königsseeache ins Salzburger Becken wird ja durch das Grundwasserpumpwerk Grödig-St. Leonhard genutzt. In gleicher Weise ist auch diese Gegebenheit am Süden des Beckens bei Golling als großes nutzbares Trinkwasservorkommen anzusehen, nicht zuletzt, da es mit den Karstwässern der umgebenden Kalkplateaus in Verbindung steht und von ihnen auch alimentiert wird (BRANDECKER & MAURIN, 1982) und dadurch von Oberflächenein-

flüssen der intensiv genutzten Talniederungen weitgehend unbeeinflusst ist.

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), was 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 sehr frühe, rasche Verfüllung des Stammbeckens knapp nach dem Hochglazial hin (VAN HUSEN, 1979), was auch durch die geringe Pollenführung in den liegenden Bändertonen (PREY, 1959) unterstützt wird. Diese belegt, dass sich im Zeitraum der Bändertonablagerung nach dem Eisfreiwerden erst eine sehr schütterere Vegetationsdecke in der Umgebung des Sees ausbilden konnte.

Im Donautal ist ein Terrassenkörper zwischen der Mündung der Isar und Osterhofen, der Terrassengliederung von UNGER et al. (1999) folgend, mit diesen spätglazialen Sedimenten des Salzachtales gleich gesetzt, weist aber ein höheres Alter auf (vgl. Nr. 9 Flugsand, Sandlöss in Dünenform).

## 9 Flugsand, Sandlöss in Dünenform

*Sand, z. T. schluffig*

Im Bereich der Einmündung der Isar in die Donau sind auf der Hoch- und Niederterrasse von UNGER et al. (1999) sowie auf den Flussablagerungen Sanddünen eingetragen. Sie erstrecken sich parallel zur breiten Austufe der Donau bis zur Enge bei Pleinting und stellen durch NW-

Winde aus der Donauniederung ausgeblasene Sande dar, die aus dem Spätglazial (Jüngere Dryas) stammen. Sie bedecken die Terrassen, die heute aber in die letzten 3 Eiszeiten eingestuft werden (SCHELLMANN, 1990).

## 8 Rutschmasse

*Schluff, Sand, Kies, Felsschollen*

## 7 Bergsturzmasse, Blockwerk

*Steine, Blöcke*

Unter den Signaturen wurden alle Erscheinungen von großen Massenbewegungen zusammengefasst. Es war nur selten möglich, im Einzelfall eine Differenzierung nach der Mechanik des Vorganges vorzunehmen, da genauere Informationen und detaillierte Darstellungen nur in wenigen Fällen in der Literatur vorliegen. Auf die Darstellung besonders kleinerer Massenbewegungen sowie solcher, wo die Übersignaturen die Lesbarkeit gestört hätten, wurde in der Karte verzichtet. Hier kann nur auf die zitierte Literatur und Spezialkarten verwiesen werden.

**Molassezone:** Ausgedehnte Massenbewegungen treten in den Hausruckschottern rund um Ampflwang auf. Die hier an der Südseite oft 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, 2008a). Diese Art von Massenbewegungen (POISEL & EPPENSTEINER, 1989) tritt in kleinerem Maßstab (daher in der Karte nicht eingetragen) auch an den Rändern der eiszeitlichen Terrassen über Schlier weit verbreitet auf.

In den feinkörnigen Ablagerungen des Schlierhügellandes sind kleinere und größere Rutschungen weit verbreitet. Eine besondere Häufung von tief greifenden Hangbewegungen, die die gesamten Hänge betreffen, sind östlich und westlich des Innbaches (SCHADLER, 1952, 1964) und im Becken von Gallneukirchen festzustellen. Sie stehen offensichtlich in ursächlichem Zusammenhang mit dem hohen Gehalt an Tonmineralen des Älteren Schliers (vgl. Nr. 76 Älterer Schlier).

**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.

**Große Plaike:** Diese tief greifende, großflächige Bewegung ist direkt auf die Vergletscherungen zurückzuführen. So ist durch die Unterschneidung, durch das periphere Gerinne entlang des würmzeitlichen Salzachgletschers, die Flanke der Großen 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, besonders der Abrissnische, auf eine bis in jüngste Zeit anhaltende Bewegung hinweist (EGGER & VAN HUSEN, 2003; 2009). Eine <sup>14</sup>C-Datierung (VRI 1309 1120 ± 50 BP cal AD 880–980) eines Fichtenstammes in einem Murensediment belegt eine Aktivität bis mindestens ins Mittelalter.

**Mondseeberg:** Tief greifende Auflockerungen sind auch als Folge der Erosion des Traungletschers am Mondseeberg und an der Flanke östlich Mondsee 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.

**Hochplettspitz:** Nördlich Unterach 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 rein gravitative Bewegungen, die die gesamten Flanken entsprechend ihres internen Baues beeinflussten. Die Flyschgesteine sind hier stark verfaultet, wobei die b-Achsen der Großfalten generell WSW–ENE ± parallel zum Hang orientiert sind (VAN HUSEN, 1989). Entsprechend entwickelten sich an der Südflanke eine tief greifende Auflockerung und das Kippen großer Felsteile, was durch die daraus resultierende starke Schuttbildung zu ausgedehnten Schwemmekegeln 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. Derartig großflächige Bewegungen sind rund um den Attersee auch am Buchberg und Häfelberg sowie im Weyregger Bach zu finden (EGGER, 1996, 2007b).

In Gräben mit besonders häufigen Oberflächenrutschungen kommt es zu mächtigen Anhäufungen von wasser-gesättigtem 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 im Bereich Fürweg am Haunsberg dar, der zwischen 1990 und 2000 starke Aktivität zeigte (BRAUNSTINGL, 2000). Weitere derartige gut bekannte 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) und ist nach 1910 in den Jahren 2008/09 wieder aktiv geworden. Aufgrund von <sup>14</sup>C-Daten sind unter den Klimabedingungen des Holozäns durchschnittlich ca. 15 Mio. m<sup>3</sup> Schutt auf dem Kegel abgelagert worden (VAN HUSEN in EGGER, 2007b).

**Kalkalpen:** Neben den in den massigen Karbonatschichtfolgen häufig auftretenden größeren und kleineren Felsstürzen finden sich im Bereich des vorliegenden 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 übertiefen Beckens von Lofer darstellt. Eine <sup>14</sup>C-Datierung an einem Holzfund (VRI 985 mit 10.340 ± 190 BP = cal. 12.130 ± 370 BP) an der Basis erlaubt eine Einordnung ins ausgehende Spätglazial (BRÜCKL, 1986).

Immer wiederkehrende große Felsstürze haben die ausgedehnten Blockfelder gebildet, die z. B. im Saalachtal beim Steinpass (Dachsteinkalk des Achhornzuges über Gosau) sowie am Ostufer des Attersees (Überschiebung der Höllegebirgsdecke über Flysch) landschaftsprägend sind.

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.

Almtal: Nach einem kleineren hochglazialen Bergsturz von der Nordseite des Toten Gebirges ging von derselben Position noch ein großer, spätglazialer Bergsturz 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 kleinere Felsmasse, die sich über den Gletscher ausbreitete. Später, nach dem Abschmelzen des Eises, sind hier 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 dieses über rund 7 km bis nach Grünau in einer Mächtigkeit von 10–15 m verfüllte. Oberflächen-Expositionsaltersbestimmung mit <sup>36</sup>Cl an großen Bergsturzblöcken ergab ein Alter von rund 19.000 Jahren für das kleine Ereignis und 16.000 für das große (VAN HUSEN et al., 2007; EGGER & VAN HUSEN, 2007; EGGER, 2007a).

Hollenstein: Ein großer Bergsturz ereignete sich auch am SW-Teil des lang gestreckten Rückens des Königberges oberhalb Hollenstein an der Ybbs (STEINER, 1968). Hier kam offensichtlich über mächtigen Lunzer Schichten, ähnlich wie die Muschelkalkplatte oberhalb Göstling (RUTTNER & SCHNABEL, 1988), die karbonatische Schichtfolge des Königsberg-Zuges in breiter Front in Bewegung. Die Massen im Bereich der Stirn bildeten einen Sturzstrom, der den Grubbachgraben bis ins Ybbstal erfüllt. Im oberen Teil sind größere, kompaktere Schollen mit extrem aufgelockertem Gefüge erhalten. Über das Alter ist nichts bekannt.

## 6 Schwemmkegel, Murenkegel

### *Schluffig-sandiger Kies, Steine*

Diese allgegenwärtigen, landschaftsprägenden Ablagerungen, an der Mündung von Gräben und Bächen in die Täler der Vorfluter ziehend, werden aus grobem, wenig gerundetem, sandigem Schutt aufgebaut, der durchwegs schlechte Sortierung und oft undeutliche Schichtung zeigt. Besonders große Kegel finden sich am Ausgang von Gräben, die aus verschiedenen Gründen (Massenbewegungen, Eisrandterrassen, stark

Tragöß: Ein weiterer Bergsturz ist südlich des Hochschwabplateaus abgegangen. Im Tragößtal löste sich aus dem Stock der Messnerin eine große Felsmasse (SPENGLER & STINY, 1926b; FABIANI, 1980) und erreichte mit dem grobblockigen Sturzstrom den Talboden beim Grünen See, wo dieser offensichtlich mit Resten von Toteis der Würmvergletscherung in Kontakt trat. Das legt ein Alter von 19.000–18.000 vor heute nahe (VAN HUSEN, 2009; BRYDA & VAN HUSEN, 2010).

Wildalpen: Der massenmäßig größte und morphologisch eindrucksvollste Bergsturz ist der von Wildalpen. Dabei lösten sich ca. 0,5 km<sup>3</sup> Wettersteinkalk und -dolomit im Bereich des Hauptkammes entlang einer Duplexstruktur und senkrechter Störungen (MANDL et al., 2002) und stürzten durch das Siebenseebachtal ab. Der Sturzstrom erreichte das Salzatal, das zwischen Fischerreith im Osten und der Mündung des Lassingbaches im Westen verschüttet wurde (VAN HUSEN & FRITSCH, 2007). Nach einer kurzen Stauphase durchbrach die Salza die Barriere und zerschnitt und terrasierte die Sturzstromablagerrungen. Unmittelbar nach Lösung der Bergsturzmasse wurde durch den Verlust des Widerlagers eine Felsmasse von ca. 0,9 km<sup>3</sup> auf einer heute noch erkennbaren Störungsfläche der Duplexstruktur instabil, zerglitt in viele riesige, völlig zerbrochene Schollen mit aufgelösten Internstrukturen (Blockmeer des Schafwaldes) und bedeckte dabei südlich Teile des Tales von Siebensee mit größtem Blockwerk. Die in den Sturzstromablagerrungen häufig zu findenden Holzreste ergaben ein Alter zwischen 5900 und 5700 Kalenderjahren. Eine dendrochronologische Untersuchung ergab, dass der Bergsturz im Spätsommer erfolgte (VAN HUSEN & FRITSCH, 2007).

Gosau und Kuchel: In den Mergeln der Nierental-Fm. des Hornspitzes in Gosau sowie der Rossfeld-Fm. westlich Kuchl sind zwei großflächige Massenbewegungen entwickelt (VAN HUSEN in PLÖCHINGER, 1982a, 1982b, 1987, 1990). Es sind tief greifende, blockartige Bewegungen, die in beiden Fällen die gesamte Talflanke erfassten und wahrscheinlich synchron mit dem Abschmelzen des Eises in den Becken eingetreten sind.

Am Nordrand dieser großen Schollenbewegung im Salzachtal, an der Ostflanke der Raspenhöhe, löste sich zusätzlich ein kleiner Bergsturz, dessen kurzer Sturzstrom den Fluss überquerte und bis Vigaun vordrang. Hier ist die Talniederung mit kleinen Tomahügeln aus Sandstein und Mergeln der Rossfeld-Fm. überdeckt. Der Sturz erfolgte erst nach der Ausbildung des Talbodens, als der Schwemmkegel des Tauglbaches schon unterschritten war (VAN HUSEN in PLÖCHINGER, 1987, 1990).

tektonisierte Gesteine) große Schuttlieferanten sind. 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 untergeordnet lokalen Straßenbau. Großentnahmen mit regio-

naler Bedeutung sind aus Qualitätsgründen nur in Karbonatgebieten entstanden.

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 (z. B. Ennstal, Paltental; vgl. Nr. 11 Seeablagerung, Deltasediment).

## 5 Hangschutt, Schuttkegel

*Schluffig-sandiger Kies, Steine*

Besonders in Karbonatgebieten sind mehr oder weniger ausgedehnte aktive Schutthalden entwickelt. In der Karte sind nur die größten Flächen, die hauptsächlich in den

Kalkalpen entwickelt sind, eingetragen. Ebenso fehlen die sonst allgegenwärtigen, mit Vegetation bedeckten Schuttvorkommen.

## 4 Moor, Anmoor

*Torf, Schluff und Ton mit organischer Substanz*

I. DRAXLER

### Allgemeiner Überblick

Die auf dem vorliegenden Kartenblatt ausgewiesenen Moor- und Anmoorflächen entsprechen einer bemerkenswert großen Vielfalt an noch vorhandenen Moortypen in Oberösterreich und den angrenzenden Gebieten sowie auch grundsätzlich verschiedenen Substraten. Aufgrund des kleinen Maßstabes konnte nur ein kleiner Teil der Moore und Anmoore in groben Umrissen eingetragen werden. Bei länger zurückliegenden Geländeaufnahmen sind die durch menschliche Eingriffe vielfach veränderten Moore auch nicht immer dem jetzigen Zustand entsprechend flächengenau abgebildet. Viele kleinere Moore und Feuchtfelder wurden nicht berücksichtigt. Daher werden die Feuchtgebiete hier in einem knappen Überblick dargestellt und es wird nur auf die bedeutendsten, größten Moore etwas näher eingegangen. Der geomorphologische Formenschatz, der eine wesentliche Voraussetzung für die Moorbildung ist, wird in den Kapiteln 2. und 4. besprochen.

Für Oberösterreich liegen Mooringventare aufgrund von systematischen Erhebungen und genauen Beschreibungen von KRISAI & SCHMIDT (1983) und im Österreichischen Moorschuttkatalog mit Datenbank von STEINER (1992) vor. Diese Inventare enthalten alle wissenschaftlichen Angaben über Moore, Moorname, Gemeinde, Bezirk, Besitzverhältnisse, Zustand, Meereshöhe und Größe. An Beschreibungen der Pflanzengesellschaften der Moore im Wald- und Mühlviertel sind die Arbeiten von SCHREINER (1970), DUNZENDORFER (1974) und STEINER (1985) zu nennen. Die Pflanzengesellschaften aus dem größten Mooregebiet von Oberösterreich, dem Ibmer Moor, hat KRISAI 1960 eingehend behandelt. Einen Überblick über die Moorkommen von Oberösterreich gibt KRISAI (1980, 2005). Von den Mooren des Bezirks Freistadt liegt eine genaue Erhebung der Vegetationsgesellschaften und eine eingehende Beschreibung aus letzter Zeit vor (HAUBNER, 2008).

Moortiefenpläne mit genauen stratigraphischen Untersuchungen von Moorprofilen mit Angaben über Torfart und Zersetzungsgrad sowie Profilschnitte gibt es von wenigen Mooren (KRISAI, 1961; KRISAI & SCHMIDT, 1983; MUSSIL, 1984; siehe auch Abb. 15 nach KRISAI & Mitarbeiter).

Informationen über die geschützten Moore erhält man auch im Internet durch das FEUCHTGEBIETSINVENTAR ÖSTERREICH des Umweltbundesamtes, dargestellt im Geographischen Informationssystem (GIS). Historischen Wert hat das wesentlich ältere Moorverzeichnis von WILK et al. (1911). Von

den 142 noch erhaltenen Moorflächen Oberösterreichs sind nach STEINER (1992) nur mehr 16 unberührt. Die Moore Oberösterreichs nehmen eine Fläche von etwa 1245 ha ein, nach KRISAI (1980) waren es 3160 ha. In Niederösterreich gibt es 60 Moore, in Salzburg 236, in der Steiermark 398 (MATZ & GEPP, 2008). Moore bedecken in Oberösterreich insgesamt weniger als 0,1 % der Landesfläche und nehmen etwa 5 % der Moorflächen von ganz Österreich ein. Der jetzige Zustand der Moore Oberösterreichs wurde im Rahmen des Projektes „Moorentwicklungskonzept Oberösterreich: Erhalt – Sanierung – Regeneration“ von der OBERÖSTERREICHISCHEN UMWELTANWALTSCHAFT durch Kartierungen seit 2005 systematisch erhoben und alle Daten der Mooregebiete in einer Datenbank gespeichert (siehe auch PÖSTINGER, 2008). Die Ergebnisse sind die erforderliche Grundlage für Moorschutz, Pflege und die Sanierung von noch renaturierbaren Mooren. Nur mehr 11 Moore sind in Oberösterreich aufgrund dieser neuen Erhebungen in natürlichem Zustand. Die meisten Moore sind durch menschliche Eingriffe wie Drainagierung, Entwässerung, land- und forstwirtschaftliche Nutzung, Siedlungs- und Straßenbau und Torfabbau stark beeinträchtigt oder zerstört worden und vollständig verschwunden.

Moore mit Torfschichten sind Lagerstätten und hatten als solche vor allem im 19. und noch bis gegen Ende des 20. Jahrhunderts teilweise regional größere wirtschaftliche Bedeutung. Torf fand Verwendung zunächst vor allem als Heizmaterial für Haushalte und Industrie, später (und noch bis in die jüngste Zeit) im Gartenbau als Torfmull und als Bädertorf für medizinische Zwecke. Dafür mussten die Moore, vor allem Hochmoore, zuerst entwässert werden und wurden damit nachhaltig geschädigt oder zerstört. Die Zerstörung von Mooren setzt Treibhausgase frei, die im Torf in Form von Kohlenstoff gespeichert sind, da bei der Photosynthese der Pflanzen der Atmosphäre CO<sub>2</sub> entzogen wird. Bei der Torfbildung bleiben abgestorbene Pflanzenreste mit ihren Strukturen erhalten. Durch Entwässerung der Moore und Torfnutzung wird Kohlendioxid wieder freigesetzt. Moorschutz gehört daher heute zu den Klimaschutzmaßnahmen eines Landes, wie man erst in den letzten Jahren erkannt hat (NIEDERMAIR & PLATTNER, 2010; GRÜNIG, 2010). Zudem sind Moore von großer Bedeutung für den Wasserhaushalt einer Region, nämlich durch die Fähigkeit, Wasser zu speichern und das Wasser nach Starkregen erst allmählich abzugeben (SUCCOW & JOOSTEN, 2001). Als einer der letzten, vom Menschen

nicht beeinflussten Naturräume sind sie auch unersetzbar für die Artenvielfalt und ein Refugium für seltene, vom Aussterben bedrohte Tiere und Pflanzen. Weiters sind Moore durch die im Torf konservierten Pollen kostbare Archive der nacheiszeitlichen Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte, die durch die Methode der Pollenanalyse, in Verbindung mit Radiokarbondatierungen, entschlüsselt werden können, die aber auch nach einer oberflächlichen Renaturierung von zerstörten Mooren nicht wiederherstellbar sind (KRISAI, 1981; SCHMIDT, 1981a). Das Torfwachstum beträgt durchschnittlich etwa 0,5–1 mm pro Jahr. Gegenwärtig ist das Moorwachstum allerdings fast zur Gänze zum Stillstand gekommen.

### **Begriffe**

**Moor:** Es gibt fachlich verschiedene Definitionen des Moorbegriffs. Für Geologen sind Moore Torflagerstätten von mindestens 30 cm Mächtigkeit. Diese Definition reicht allerdings für das Verständnis der Bedeutung dieser Feuchtlebensräume nicht aus. Nach SUCCOW (1988) sind Moore „Ökosysteme, bei denen durch die Vegetation eine biogene Substratbildung unter hygrischen Bedingungen stattfindet (Torfe, Quellkalke, Mudden)“. Nach dem Oberösterreichischen Natur- und Landschaftsschutzgesetz 2001 (Oö NSCHG, 2001; rechtliche Definition) ist ein Moor eine an der Oberfläche liegende Lagerstätte von Torfen in natürlicher Schichtung, die mit einer typischen Vegetation bedeckt ist oder sein müsste. Ergänzend wird festgehalten: Ein Moor ist ein in seiner Entstehung durch Niederschlags- und Bodenwasser maßgeblich geprägter Lebensraum.

**Torf** ist eine organische Ablagerung, die sich in überwiegend feuchtem bis nassem Milieu, unter Luftabschluss als Folge der Akkumulation unvollständig zersetzter Pflanzenreste entwickelt.

**Anmoore** sind durch Wasser geprägte humusreiche Mineralböden mit bis zu 30 %iger organischer Substanz und stehen nur eingeschränkt oder gar nicht in entwicklungs-genetischem Zusammenhang mit Mooren.

**Sumpf** ist Feuchtvegetation ohne Torfbildung.

### **Moortypen (STEINER, 2005)**

Grundsätzlich lassen sich drei Gruppen von Mooren nach der Herkunft des Wassers unterscheiden:

**Niedermoore** sind minerogene Moore, deren Wasserhaushalt vom Mineralbodenwasser bestimmt wird. Die Unterschiede im Nährstoff- und Kalkgehalt dieser Wässer sind der Grund für die Vielfalt der Niedermoorvegetation. Am Beginn der Moorbildung (Verlandungs-, Versumpfungs-, Überrieselungs-, Überflutungs-, Durchströmungs-, Quellmoore) ist Wasserüberschuss Voraussetzung. Niedermoore sind unabhängig vom Klima. Niedermoor torf setzt sich vorwiegend aus Resten von Schilf, Sauergräsern und Braunmoosen zusammen, ist nährstoffreich und meist stärker zersetzt. Niedermoore wurden vielfach entwässert und in Ackerland umgewandelt.

**Hochmoore** sind ombrogene Moore (vom Regenwasser genährt), deren Wasserhaushalt und Wachstum ausschließlich vom Niederschlagswasser (Regen und Schnee) abhängig ist, und können daher nur in niederschlagsreichen, kühlen Regionen mit geringer Verdunstung entstehen. Hochmoorwasser ist sauerstoffarm und sauer. Die

Pflanzendecke wird hauptsächlich von Torfmoosarten beherrscht, die aufgrund des Zellbaus ein enormes Wasserspeichervermögen haben und die Nährstoffe aus dem Regenwasser aufnehmen und Wasserstoffionen abgeben. Daher ist das Moorwasser stark sauer (pH 3–4). Nur wenige Pflanzenarten sind an diesen Extremstandort angepasst. Hochmoortorf ist wenig zersetzt und konserviert Blütenstaub (Pollen) über Jahrtausende ausgezeichnet, Torfmoose wachsen an der Spitze unaufhörlich weiter und sterben am basalen Ende ab und vertorfen. Hochmoore sind durch das konzentrische Aufwachsen der Torfmoose uhrglasförmig gewölbt (Name!) und lassen im Idealfall eine Hochfläche und ein Randgehänge mit dem Randsumpf (Lagg) unterscheiden. Die Hochfläche zeigt ein Relief aus trockeneren Hügeln (Bulten) und Schlenken (nasse, teils wassergefüllte Vertiefungen) mit unterschiedlicher artenarmer, aber hoch spezialisierter Vegetation. In weniger feuchten Hochmooren fehlen die Schlenken. Hochmoore gibt es in Tallagen bis in höhere Lagen, von ca. 400–1400 m. In manchen Mooren wurden Hochmoortorfe vollständig abgebaut und es haben sich sekundäre Lebensräume mit lockeren Fichten- und Birkenbeständen auf den verbliebenen Niedermoorflächen gebildet.

**Übergangsmoore** sind ombro-minerogene Moore, die ein Gemisch aus Mineralboden- und Niederschlagswasser aufweisen. Ihr Torf setzt sich vor allem aus Resten der Torfmoose (Sphagnum-Arten) sowie Wollgras, Moosbeere, Rosmarinheide, Seggen und Holzgewächsen zusammen.

Im Idealfall sind alle drei Moortypen in einem Moor zu finden. Moore, vor allem in den Hochlagen, sind aber oft nicht eindeutig zuordenbar.

Moore sind, wenn vorhanden, an der Vegetationsdecke und Torfbeschaffenheit zu unterscheiden.

Die noch vorhandenen Moore in Oberösterreich sind Hochmoore (Regenmoore) (46); Niedermoore: Überrieselungsmoore (26), Durchströmungsmoore (8), Verlandungsmoore (18), Überflutungsmoore (9), Versumpfungsmoore (13), Quellmoore (11), Kesselmoore (5); Übergangsmoore (2) und sogar die in Mitteleuropa sehr seltenen Deckenmoore (2) (STEINER, 1992).

### **Entstehung der Moore**

Moore sind vorwiegend im Holozän gebildet worden. Voraussetzung für die Entwicklung von Mooren sind ein feuchtkühles Klima mit hohen Niederschlägen (mindestens 700–1000 mm für Hochmoore) und geringer Verdunstung, genügend bewegtes Grundwasser, wasserstauende Gesteinsschichten und das sanfte Relief des Untergrundes (Verebnungsflächen, Plateaulagen, breite Geländemulden mit geringer Wasserzügigkeit, Sättel, Hangnischen).

Moore bildeten sich in den Moränenlandschaften ehemals vergletschelter Gebiete nach dem Eisrückzug durch Verlandung der Seen oder entstanden durch Versumpfung über Glazialton oder Verwitterungsgrus von Kristallingesteinen. Das Hochmoorwachstum setzte erst viel später unter günstigeren klimatischen Bedingungen vor etwa 8000 Jahren im Atlantikum ein.

### **Moorregionen in Oberösterreich und in den angrenzenden Gebieten**

Die Mooregebiete sind in Oberösterreich aufgrund der geringen Vergletscherung recht ungleichmäßig verteilt und

sind vor allem an den Landesgrenzen im Nordwesten, Nordosten, Südwesten und Süden zu finden.

### Moore des Granit- und Gneishochlandes der Böhmisches Masse

Im Bereich der Böhmisches Masse, zu der ein großer Teil des Mühlviertels sowie der Sauwald gehören, sind Hochmoore, auch Auenmoore genannt, häufig. Sie sind vor allem im Unteren Mühlviertel im Freiwald und Weinsberger Wald im Gemeindegebiet von Sandl und Liebenau und über der Landesgrenze im Waldviertel zu finden und landschaftsprägend. Nach STEINER (1985) gibt es insgesamt 40 Hoch- aber auch Niedermoore (Durchströmungsmoore). Durch das eiszeitliche Klima und das Fehlen einer geschlossenen Vegetationsdecke kam es während der kurzen Sommer zum Tauen der Frostböden, zu Bodenfließen von den Hängen und zur Bildung von Fließerdedecken (KOHL, 2000; VAN HUSEN, dieser Band: Kap. 3, 4), die mit Frostverwitterungsschutt aus den Kristallingesteinen den stauenden Untergrund der Moore bildeten. Darüber entstanden bereits im wärmeren Abschnitt am Ende der letzten Eiszeit (Alleröd-Zeit) vor etwa 12.000–14.000 Jahren Versumpfungsmoore, wie durch pollenanalytische und Großrest-Untersuchungen von Moorprofilen aus dieser Region bekannt wurde (BORTENSCHLAGER, 1969; DRAXLER, 1977a). Aufgrund der kaum vorhandenen eiszeitlichen Vergletscherung gibt es keine natürlichen stehenden Gewässer und daher fehlen auch Verlandungsmoore und daraus hervorgegangene Niedermoore, die sich zu Hochmooren entwickelt hätten. Die Moore des östlichen Mühlviertels liegen etwa in 800–1000 m Höhe. Das Klima der Hochlagen ist rau und niederschlagsreich, subozeanisch unter dem Einfluss von Westwetterlagen (Jahresniederschlag 700–1000 mm, vorwiegend in den Sommermonaten).

### Moore im Oberen Mühlviertel und im Sauwald

Die besterhaltenen Moore sind im NW der Region im Mühlviertler Böhmerwald zu finden, wo für niederschlagsabhängige Moorbildungen sehr günstige klimatische und geländemorphologische Voraussetzungen gegeben sind. In Höhenlagen von 1000–1350 m liegen in den Wäldern des Stiftes Schlägl einige kleinere, mit Gehölzen bewachsene Hochmoore (DUNZENDORFER, 1974; STEINER, 1985), die gut erhalten sind. Das größte (15 ha) und bekannteste Hochmoor ist die mit aufrechten Moor-Spirken bewachsene Bayerische Au im Nordosten des Gemeindegebietes von Schlägl an der tschechischen Grenze (DUNZENDORFER, 1974; KRISAI & SCHMIDT, 1983). Das Pollendiagramm von KRAL (1983) aus dem Zentrum des Moores beweist, dass sich die Spirke erst durch Eingriffe des Menschen (Rodungen und Entwässerungsmaßnahmen) ausgebreitet haben dürfte. Dieses Moor ist für Besucher auf einem Holzknüppelweg mit Informationstafeln gut begehbar und ein beliebtes Ausflugsziel, es ist auf vorliegender Karte jedoch nicht eingetragen. Auch im angrenzenden Nationalpark Böhmerwald auf tschechischer Seite liegen bedeutende Moore. Das Gebiet Böhmerwald und die Mühltäler sind Europaschutzgebiet.

Im Sauwald (400–876 m), in dem Gebiet zwischen Donau, Inn und Pram, wo ebenfalls naturräumlich moorfremde Bedingungen gegeben sind, waren besonders floristisch artenreiche Niedermoore, Quellfluren und kleine Hochmoore weit verbreitet (GRIMS, 1969, 1989). Durch Trocken-

legung und Aufforstung im vorigen Jahrhundert sind heute nur mehr wenige Reste davon erhalten (KRISAI & SCHMIDT, 1983; DERNTL, 2004). Die Feuchtwiesen sind vielfach erst nach den mittelalterlichen Rodungen entstanden.

Das Filzmoos bei Hötzenedt (3,5 ha nach KRISAI & SCHMIDT, 1983), ÖK 30, Gemeinde Kopfung, Bezirk Schärding, ist ein Plateauhochmoor, östlich des Schefberges in 720 m SH und weist nach DERNTL (2004) eine Tiefe von 5 m auf. Das heute dicht mit Föhren bewachsene Moor liegt auf grusigem Sand und ist vor etwa 12.000 Jahren in der Jüngeren Dryas durch Versumpfung entstanden. Die Torfschichten setzen sich aus Niedermoortorf und Hochmoortorf zusammen. Ein ganz anderer Moortyp ist das Ahörndl an der Südseite des Schefberges, ein Birkenbruchwald, der nach DERNTL (2004) durch Versumpfung, vermutlich im Subboreal, entstanden ist (mit 1,7 m Torf und ca. 1,7 ha Größe).

Zahlreiche Niedermoore und Feuchtwiesen wurden durch Drainagierung bis in die heutige Zeit reduziert. Dadurch kommt es in trockenen Sommern im Mühlviertel zu Grund- und Trinkwasserengpässen (STEINER, 1992; PÖSTINGER, 2008). „Am größten waren die Verluste bei den kleinen, aber für den Landschaftswasserhaushalt wichtigen Quellmooren“ (ZECHMEISTER, 1988, zitiert in STEINER, 1992).

### Moore im Unteren Mühlviertel und Waldviertel

Im **Freiwald** und **Weinsberger Wald** sind die Voraussetzungen für die Erhaltung der Moore wegen der Besitzverhältnisse besser (große Waldgüter). Im Weinsberger Wald liegen nach STEINER (2005) noch etwa 30 schutzwürdige Moore. Dazu gehören das Tannermoor und die Donfaltrau (Donnerau) im Mühlviertel/Waldviertel Grenzgebiet. In Niederösterreich befinden sich die Meloner Au mit 13 Teilmooren und das Schönfelder Überländ mit 3 Teilmooren. Zum Freiwald gehören die Grandlau, Sepplau an der Landesgrenze, Lange Au, Lambartau, Königsau, Wirtsau im Mühlviertel und die Hochmoore in der Umgebung von Karlstift. 17 Moore sind noch ungestört erhalten. Die in Fichtenforsten eingeschlossenen Hochmoore sind mit Bergkiefern (Latschen, *Pinus mugo*) bewachsen, da auf diesen kargen Standorten keine Bäume wachsen können oder nur als Kümmerformen (Fichten) vorkommen. Die Moore sind zum Teil beeinträchtigt durch Torfstiche. Am besten erhalten von allen Mühlviertler Mooren ist die **Sepplau**, 13,6 ha groß, ein deutlich gewölbtes Latschenhochmoor, das ca. 4 km nordöstlich von Sandl am Südfuß des Sepplberges am Dreiländereck Böhmen/Oberösterreich/Niederösterreich an der europäischen Hauptwasserscheide in 980 m SH liegt und daher über die Aist zur Donau ins Schwarze Meer und über die Lainsitz zur Elbe und in die Nordsee entwässert. Nach STEINER (2005) ist die Sepplau das schönste und besterhaltene Mittelgebirgsmoor Österreichs.

Auf der vorliegenden Karte eingetragen (siehe auch Abb. 14) ist die **Grandlau** („Grandln“ = Latschen), im Osten von Schloss Rosenhof direkt an der Straße Sandl – Karlstift (ÖK 17, 950 m SH, 24 ha), ein dicht mit gleichmäßig hochwüchsigen Latschen bewachsenes Hochmoor, ohne Schlenken, kaum gewölbt, mit randlichen Entwässerungsgräben, um ein Vordringen des Moores in den Wald zu verhindern (SCHREINER, 1970; KRISAI & SCHMIDT, 1983). HAUBNER (2008) gibt wie bei allen Mooren des Bezirks Freistadt eine genaue Beschreibung des Ist-Zustandes der Moorfläche. Die Torfmächtigkeit beträgt ca. 3,7 m (DRAXLER, 1988). An der Basis liegt Seggentorf mit Torfmoos-



resten. Das bekannteste und zugleich auch das größte Latschenhochmoor ganz Österreichs ist das **Tannermoor** („Tannern“ = Latschen) oder Kienau („Kien“ = Föhre) in einer Sattelverebnung bei Liebenau – Neustift, ÖK 18, mit 122 ha Größe, in 935 m SH, ca. 95 ha Latschenfläche mit ziemlich einheitlicher Hochmoorvegetation ohne Schlenken, von zahlreichen, meist verwachsenen Gräben durchzogen und von anmoorigem Fichtenwald umgeben (HAUBNER, 2008, S. 264, Abb. 39). Nach STEINER (1992) ist das Tannermoor ein sauer-oligotrophes Regenmoor von internationaler Bedeutung. Der Torfabbau konnte durch Ausweisung als Naturschutzgebiet 1983 verhindert werden. Bemerkenswert ist das südlichste europäische Vorkommen von Sumpfporst (*Ledum palustre*), der typisch für kontinentale Hochmoore ist. Im Moor liegen zwei Inseln aus anstehendem Weinsberger Granit mit dazwischenliegenden Fichtenwaldstreifen über Torf. Die pollenanalytische Untersuchung eines geschlossenen Profils im zentralen Teil des Moores durch BORTENSCHLAGER (1969) ergab eine Vegetationsfolge vom ausgehenden Spätglazial durch das ganze Holozän. Das Moorprofil zeigt folgenden Aufbau:

0–3,18 m	<i>Sphagnum</i> -(Torfmoos-)Torf, schwach zersetzt
3,18–6 m	<i>Sphagnum</i> -Torf, mittel zersetzt
3,65–3,75 m	<i>Eriophorum</i> -(Wollgras-)Torf
6,00–6,95 m	<i>Sphagnum</i> Torf, stark zersetzt
6,95–7,30 m	Cyperaceentorf (Seggentorf)
7,30–7,45 m	tonig-sandiges Material
7,45–8,30 m	grober Grus mit Fließerde.

Die organogene Sedimentation begann über Ablagerungen des Spätglazials am Ende der Jüngeren Dryas vor etwa 11.600 Jahren mit Seggentorf (Versumpfungsmoor). Wie das Pollendiagramm zeigt, kam es nach der kräutersteppenartigen, offenen Vegetation mit zunehmender Erwärmung im Präboreal zur Ausbreitung und Bewaldung

mit Föhren und Birken, vereinzelt Fichten, Haseln, Ulmen und Linden (siehe Abb. 13). Darauf breitet sich die Hasel aus (Boreal) und der Eichenmischwald mit Eiche, Linde, Ulme, Esche verdrängten die Föhren und Birken. Unter dem humiden Klima des Atlantikums waren Fichte und Eichenmischwald dominant. Mit der Einwanderung von Tanne und Buche und der folgenden Ausbreitung dieser Gehölze wird der Eichenmischwald im Subboreal verdrängt und im Subatlantikum auch die Fichte. Es entsteht ein Buchen-Mischwald mit Tanne im Älteren Subatlantikum. Die ersten Siedlungszeiger (Getreide, Walnuss, Ampfer) treten auf, die den Einfluss des Menschen auf die weitere Vegetationsentwicklung nachweisen lassen. Wie aus der deutlichen Zunahme dieser Pollenformen im folgenden Abschnitt des Pollendiagramms hervorgeht, haben sich Rodungen ab dem frühen Mittelalter (9–13. Jh.) verstärkt auf die ganze Landschaft ausgewirkt und die Entstehung der Kulturlandschaft mit Wiesen, Äckern und Weiden zur Folge gehabt. Die Fichtenwälder in der Umgebung des Moores gehen auf forstwirtschaftliche Maßnahmen ab dem 18. Jahrhundert zurück. Das Moor ist durch Gräben hydrologisch gestört. Um die Moorfläche zu erhalten, müssen Gräben eingestaut und die umgebenden Fichtenforste in Moorwald umgewandelt werden (PÖSTINGER, 2008).

Ein weiteres Latschenhochmoor ist die **Donfalterau** oder Donnerau, die 2 km südlich des Tannermoores im Grenzgebiet von Oberösterreich/Niederösterreich mit einer Fläche von etwa 9 ha in 930 m SH liegt. Nach HAUBNER (2008) ist das ganze Moor jetzt von Entwässerungsgräben durchzogen und trocken. Der Latschenfilz mit der typischen Hochmoorvegetation wird zunehmend von einem Moorfichtenwald verdrängt. Torfstichflächen wurden mit Fichten aufgeforstet. Im oberösterreichischen Teil wurde ein Profil von 6,3 m gebohrt und pollenanalytisch untersucht (DRAXLER, 1977a). Die basale Torfschicht (Seggentorf) ergab ein <sup>14</sup>C-Alter von 12.220 J.v.h. Die organische Sedimentation und das Moornwachstum begannen im Spätglazial

Radiocarbonjahre calibr. BP	ZEIT-ABSCHNITTE	VEGETATIONSFOLGE		
		Seengebiet im Alpenvorland	inneralpine Gebiete	Gneis- und Granithochland
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)		Fichtenforste Rückgang von Buche und Tanne durch menschliche Eingriffe
		Buchenwälder	Buchen- Tannen- Fichtenwälder 1. Getreidepollen Fichten - Tannen- Buchenwälder	Einwanderung der Hainbuche in tieferen Lagen, Tannen- und Buchenausbreitung
		1. Getreidepollen Buchenausbreitung Eichenmischwälder (Eiche, Linde, Ulme, Esche)	Fichtenwälder	Fichtenwälder in Hochlagen Fichten, Linden, Eichen-Ulmenwälder
		Boreal (frühe Wärmezeit)	Hasel, Ulmen, Erlen	Fichten, Hasel, Ulmen
11600	Präboreal (Vorwärmezeit)	Wälder mit Birken, Föhren, Ulmen	Föhren, Birken, Fichten	Föhren, Birken, Fichten
12800 ca. 14000	P L E I S T O Z Ä N S p ä t g l a z i a l	Jüngere Dryas Auflichtung der Wälder		
		Föhren-Birkenwälder Wacholder, Weiden, Zwergbirken	Föhren-Birkenwälder	Föhren-Birkenwälder
		Älteste Dryas Kältesteppe Pionierv egetation		Kältesteppe

Abb. 13: Vegetationsfolge im Spät- und Postglazial.

zial. Die Basis des Moores bildet grober Verwitterungsgrus aus Weinsberger Granit. Der Hochmoortorf ist in diesem Moorprofil etwa 4 m mächtig, die durchschnittliche Torfmächtigkeit beträgt 3–6 m.

Zu den Mooregebieten von internationaler Bedeutung gehören die Meloner Au mit 13 Teilmooren und die Schönfelder Überländ, die aber vollständig entwässert wurde.

Das Mooregebiet **Meloner und Fichtenbach Au** liegt im SW von Altmelon und nördlich von Fichtenbach in 850–890 m SH (ÖK 35). Der ganze Moorkomplex von etwa 250 ha besteht aus Hochmoor-, Niedermoor- und Übergangsmooranteilen, die durch Mineralbodeninseln voneinander getrennt sind und teilweise auch ineinander übergehen, 100 ha sind reine Moorflächen. Die Moore sind als Versumpfungsmoore in Mulden über Granitgrus entstanden. Die Hochmoore sind von hochwüchsigen Latschen (Moorkiefern) bewachsen. Durch langjährige Torfnutzung ist die Meloner Au teilweise stark degradiert. Das Mooregebiet ist von internationaler Bedeutung und steht unter Naturschutz. Von PESCHKE (1972) wurden drei Hochmoorprofile aus dem Randbereich und zentralen Teil (2 m) der Meloner Au pollenanalytisch ausgewertet. Die Untersuchungen ergaben, dass das Torfwachstum im Präboreal eingesetzt hat. Ein Hangmoor, die „Schwimmende Brücke“, wurde genau dokumentiert und mit Pollenanalysen die Entwicklungsgeschichte dieses Moorteiles erfasst (LASSNER, 1985). Die Fichtenbach Au bildet das Südende der Meloner Au. Durch verschieden alte Torfstiche und Entwässerungsgräben ist von dem ursprünglichen Latschenhochmoor nur mehr ein Teil erhalten geblieben. Die Moorflächen sind nicht in der geologischen Karte eingetragen. In ausgedehnten Wäldern liegt im Süden von Karlstift in einer Hangmulde die **Große Heide** in 875 m SH (ÖK 17). Mit 68,5 ha ist es das größte und schönste Latschenhochmoor des Waldviertels. Es ist eines der fünf Teilflächen des unter Naturschutz stehenden Moorkomplexes der Karlstifter Moore, herzynische Latschenhochmoore (trockene östliche Waldhochmoore ohne Schlenken), die zum Ramsargebiet (Ramsar-Konvention zum Schutz von Feuchtgebieten etc.), Waldviertler Teich-, Moor- und Flusslandschaft im Einzugsgebiet der Lainsitz gehören. Die Moortiefe beträgt 0,5–7 m. Der überwiegende Teil des Moorkörpers besteht aus Moostorf. Dieses Moor ist außer den ziemlich verwachsenen Entwässerungsgräben im Nordteil und einer Schneise zu Jagdzwecken frei von menschlichem Einfluss und kann von einem Hochstand am Nordrand gut überblickt werden. In diesem Hochmoor sind seltene arktische Reliktpflanzen erhalten.

An der Straße Karlstift – Sandl liegt in einer Hangmulde unmittelbar der Großen Heide benachbart die **Durchschnittsau**, ein Latschenhochmoor von ca. 59,7 ha, das durch einen Waldstreifen in eine Ost- und Westhälfte geteilt wird (Name!) und eine Torfmächtigkeit von 0,6–6,4 m aufweist. Durch Gräben und Schneisen ist das Moor stark gestört.

Auf vorliegender Karte sind in der Umgebung von Hellmonsödt und Kirchschatz (ÖK 32) anmoorige Wiesenflächen eingetragen, die bis um die Mitte des vorigen Jahrhunderts im ganzen Mühlviertel häufig waren und durch Entwässerung verschwunden sind. Von KRISAI & SCHMIDT (1983) wird die **Feräu** nordöstlich von Hellmonsödt bzw. östlich von Eckartsbrunn in 800 m SH genannt, die aufgeforstet wurde.

Auf vorliegender Karte ist im südöstlichen Mühlviertel im nördlichen Machland (237 m SH) am Rand der Böhmisches Masse im Bezirk Perg an der Naarn ein großes, heute nicht mehr vorhandenes, Feuchtgebiet ausgewiesen. Es handelt sich um ein Teilgebiet einer ehemals viel größeren (etwa 1600 ha großen) Sumpflandschaft, der Pergerau, die im Westen von der Naarn und im Osten vom Tobrabach durchflossen wird. Zum Schutz gegen die häufigen Überschwemmungen und um Anbauflächen zu schaffen, wurde schon im 18. Jahrhundert unter Maria Theresia das Bachbett der Naarn begradigt, zwei Kanäle gebaut und das Gebiet durch Entwässerungsgräben trockengelegt (GRÜLL, 1960). Durch den Bau von Stauanlagen kam es wieder zu Überschwemmungen und zur Versumpfung. Im 20. Jahrhundert (1968–1972) erfolgte die neuerliche Regulierung der Naarn, die zu einem Kanal umgebaut wurde. Dadurch wurden der Grundwasserspiegel um 1,4 m abgesenkt, große Flächen entwässert und in Ackerland umgewandelt. Die ökologischen Veränderungen hatten Auswirkungen auf die Tier- und Pflanzenwelt (Verschwinden des Brachvogels), die durch abschnittsweise Renaturierung des Bachbettes der Naarn wieder rückgängig gemacht werden sollen (mündl. Mitt. K. Naderer, Stadtamt Perg).

### Moore im Alpenvorland

Würmzeitliche Gletscher (Salzach-, Traungletscher) hinterließen Zungenbecken mit glazigenen Rinnen, Mulden, Wannen und Drumlinrücken, in denen sich, begünstigt durch hohe Niederschläge und kalkreichen Untergrund, Voraussetzungen für die große Vielfalt an Moorbildungen boten: der größte Moorkomplex Österreichs (Abb.14), das Ibmer Moor, Versumpfungsmoore in Flusstälern (Enknachtal) und auch Verlandungsmoore um die Seen (Wallersee, Obertrumer See, Mattsee, Holzösterer See, Grabensee), die sich zu Hochmooren weiterentwickeln konnten (Wenger Moor). In dieser Landschaft liegen weiter im Westen in SE-Bayern der Schönramer Filz, ein ehemaliges Hochmoor, und das große Ainringer Moos mit dem Peracher Moos.

### Salzach-Inn-Niederung

Das Gebiet des eiszeitlichen Salzachvorlandgletschers liegt in Bayern, Salzburg und Oberösterreich mit Seen und moorerfüllten Wannen der sieben Zweigbecken, es wurde von KOHL (2000, S. 107) wie folgt beschrieben: „Die Zungenbecken der eiszeitlichen Salzachvorlandgletscher setzen mit den bei Golling beginnenden und bis gegen Laufen reichenden Salzburger Stammbecken ein, an das im Norden die fächerförmig angeordneten Zweigbecken von Teisendorf, des Waginger-Tachinger Sees mit dem Surtal, von Tittmoning längs der Salzach und östlich davon des Ibmer- und Bürmooses, des Oichtentales, der Trumer Seen, des Wallersees und von Unzing-Kraiwiesen anschließen“. In der Eiszerfallslandschaft, für die Kamebildungen und Oser typisch sind, wurden durch Toteis Seebecken gebildet, in denen der Heratinger See, der Huckinger See und der Wallersee erhalten geblieben sind. Hohe Jahresniederschläge begünstigten die Moorbildungen und das Wachstum der Moore.

### Moorstandorte in Südbayern

Im Waginger Becken, einem Zweigbecken des Salzachgletschers, liegt eines der ehemals größten Hochmoore Südbayerns, der **Schönramer Filz** nahe der Stadt Laufen an der Sur, in 450 m SH. Hochmoore werden in

Bayern Filze genannt, Niedermoore Moos. Der Schönramer Filz entwickelte sich über Seetonen vom Niedermoor zum Hochmoor. Im 20. Jahrhundert wurde das Moor großflächig entwässert, abgetorft und aufgeforstet. Die Torfmächtigkeit betrug 2–5 m. Das Moorgebiet umfasst heute etwa 150 ha, wovon ca. 55 ha Naturschutzgebiet mit Übergangsmoor und Waldhochmoorteilen sind. Restflächen mit lockeren Latschenbeständen und Hochmoorvegetation sind noch erhalten. Durch Verschluss von Entwässerungsgräben versucht man den Hochmoorstandort wiederherzustellen. Das Moor ist auf einem Rundwanderweg mit Schautafeln begehbar.

Das **Ainringer Moos** ist ein Stammbeckenmoor des Salzachgletschers. Auch dieses Moor wurde genutzt, zerstört und renaturiert. Es begann vor etwa 7000 Jahren zu wachsen und ist bis rund 9 m mächtig. Die ehemals 90 ha große Frästorffläche wurde teilweise wieder vernässt; das Moor kann auf einem Moor-Erlebnisweg begangen werden.

#### Moorstandorte in Salzburg und Oberösterreich

Eine Zusammenstellung der wichtigsten Moore in den Becken des Salzachgletschers auf Salzburger Gebiet ist in den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1 : 200.000 (PESTAL et al., 2009) und in den Erläuterungen zu ÖK 64 Strasswalchen (EGGER & VAN HUSEN, 2009) enthalten. In Abbildung 14 wurden die Moore im Großraum Salzburg sowie im Grenzgebiet Unteres Mühlviertel/Waldviertel, wie sie auch auf der Karte zu finden sind, extra hervorgehoben.

Um die Seen (Obertrumersee, Egelsee, Wallersee, Mattsee) sind Verlandungsmoore und Hochmoore zu finden (Zellhofer Moor, Wenger Moor – mit Informationstafeln und Aussichtsplattform), die von KRISAI (1975) und von KRISAI & FRIESE (1986) genau untersucht wurden. Das Naturschutzgebiet Wallersee – Wenger Moor ist eines der ökologisch wertvollsten Moorgebiete des Flachgaus, das Wenger Moor ist Natura 2000-Schutzgebiet. Um die weitere Austrocknung des Moores als Folge der Entwässerungsgräben für frühere Torfnutzung zu verhindern, wurde das Moor in einem Life-Projekt durch Verschluss der Gräben wieder vernässt.

Auf oberösterreichisch/salzburgischem Grenzgebiet liegt das größte Moorgebiet Österreichs, der **Ibmermoos-Weidmoos-Bürmooskomplex**. Es ist Naturschutzgebiet und Natura 2000-Schutzgebiet und umfasst ca. 2000 ha oder 20 km<sup>2</sup>, auf ca. 424–430 m SH.

In den ehemaligen Hochmooren Bürmoos und Weidmoos auf der Salzburger Seite wurde das Torflager von 6–9 m Mächtigkeit seit 1880, teilweise bis zum glazialen Ton, abgetorft und als Brenntorf für die im Moor ansässige Glas- und Ziegelindustrie verwendet. Später wurde es für Torfmüll zur Gartenerde auch industriell bis zum Jahr 2000 abgebaut. Das Moorwachstum begann im Süden in Bürmoos im Spätglazial (<sup>14</sup>C-Datum von 11.790 ±110 Jahre BP; KRISAI, 2005). Eine ausführliche Beschreibung von dem oberösterreichischen Teil des Moorgebietes geben GAMS (1947) und KRISAI & SCHMIDT (1983). Klimatisch liegt das Gebiet im Einflussbereich der Alpen und ist relativ niederschlagsreich, mitteleuropäisch subozeanisch (1000–1200 mm Jahresmittel). Die Moore entstanden in einem der Zungenbecken des würmeiszeitlichen Salzachvorlandgletschers über spätglazialen, kalkarmen Bänder-tonen und Schluffen nach Verfüllung der Schmelzwasser-

seen (siehe Nr. 11 Seeablagerung, Deltasediment). Die Darstellung der geographischen und geologischen Situation des Ibmermoos-Beckens erfolgte durch WEINBERGER (1957), der ein genaues Bild vom Untergrund und der Moränenumrahmung gibt. Auf oberösterreichischer Seite wird das Moorgebiet durch einen mehrteiligen Sand-Schotterücken, den GAMS (1947) als späteiszeitliche Toteisbildung erkannte (Os von Hackenbuch), in zwei Hälften geteilt. Heute führt eine Straße von Hackenbuch nach Ibm. An der Ostseite liegt der Seeleitensee mit dem Verlandungsmoor und dem Pfeiferanger und der südlich anschließende Ewigkeit-Filz. Westlich davon liegen, von Mooren umgeben, der Heratinger See (Ibmer See), das Kellermoos, das Frankinger Möser und das Roßmoos. Es sind Hoch-, Übergangs- und Niedermoorgebiete mit reichhaltiger und seltener Flora (KRISAI, 1960) und Fauna. Die Lebensgemeinschaften dieses bedeutenden Brutgebietes für den Brachvogel und viele andere Arten (SLOTTA-BACHMAYR & LIEB, 1996) wurden eingehend studiert. Trotz großflächigen Entwässerungen und Torfabbau sind noch schützenswerte Reste dieses einst größten zusammenhängenden Moorgebietes Österreichs erhalten geblieben. Der Moorkomplex ist trotz aller menschlicher Eingriffe und der dadurch verursachten Schäden noch immer wegen seiner Vielfalt ein höchst eindrucksvoller Lebensraum, der gerne aus wissenschaftlichem Interesse, aber auch zur Erholung aufgesucht wird und ein beliebtes Ausflugsziel ist.

In der unmittelbaren Umgebung liegt ein Kesselmoor in einem Toteisloch, das aus einem See entstanden ist, das kleine **Jackenmoos** (Jacklmoos; nicht auf der Karte ausgewiesen) auf dem Mühlberg bei Geretsberg (KRISAI, 1972; BRANDS, 2004).

Das **Filzmoos** östlich von Tarsdorf (KRISAI, 1961) ist ein stark gewölbtes, rund 5 m tiefes Latschenhochmoor, ein reines Versumpfungsmoor, von dem noch eine Fläche von rund 7,5 ha im Naturzustand erhalten ist (KRISAI & SCHMIDT, 1983). Die ehemaligen Torfstichflächen sind heute bewaldet.

Der **Heratinger See** liegt in einem Toteisloch am NW-Ende des Ibmer Moores und ist selbst im Süden, Westen (Kellermoos) und Osten von Verlandungsmooren umgeben. Er hat eine Tiefe von 7 m, den Untergrund bilden nach GAMS (1947) ca. 4 m mächtige Seekreideschichten. Aus den Seesedimenten wurde ein Profil pollenanalytisch bearbeitet (PAMMER GRÄFLINGER in GAMS, 1947). Die Seekreideablagerung begann im Südteil im Alleröd.

Das durch Verlandung eines spätglazialen Sees entstandene Moor **Frankinger Möser** (179 ha, ca. 35 ha Latschenfilz) wird im Osten vom Hauptkanal begrenzt und ist dort bis zum Glazialton abgetorft. Mehrere Entwässerungsgräben durchziehen das Moor, die teilweise schon verwachsen sind. Der zentrale Teil der Frankinger Möser ist ein Latschenhochmoor mit den typischen Hochmoorarten und mit Niedermoorteilen. Dieser mittlere Teil (das Graf-Moos) ist Landesbesitz und steht unter Naturschutz. Die Moortiefe beträgt bis zu 6 m.

Den Nordostteil des Ibmermoos-Komplexes nehmen der Seeleitensee und ein Moor, der Pfeiferanger, ein. Der **Seeleitensee** ist ein Moorsee von geringer Tiefe, der fast ganz von Moor umgeben ist. Er ist mit dem Heratinger See durch einen Kanal verbunden. Der **Pfeiferanger** liegt im Gemeindegebiet von Eggelsberg und Moosdorf, Bezirk Braunau am Inn. Er ist größtenteils ein subneutral-meso-



Südlich schließt an den Pfeiferanger der **Ewigkeit-Filz** (180 ha) an, der früher wahrscheinlich ein deutlich gewölbtes Hochmoor war. Davon ist heute eine weite abgetorfte Fläche mit einer Restfläche des Hochmoores von ca. 10 ha erhalten geblieben, die hydrologisch gestört ist. Dieses Moor ist ein sehr altes Versumpfungsmoor. Niedermoor-torf liegt direkt auf dem Spätglazialton. Der Beginn des Moorwachstums war im Alleröd und das Hochmoor ist im jüngeren Atlantikum entstanden. Von KRISAI und Mitarbeitern (KRISAI, 2005) wurde 1994/1995 ein Moortränsprofil erbohrt, es ist in der Torfhütte entlang des Moorlehrpfades ausgestellt (Abb. 15).

Wegen der großen Torflager und Quarzsandvorkommen wurde mitten im Moor, wie im Bürmoos, 1901 von Ignaz Glaser aus Böhmen eine Glasfabrik in Hackenbuch (die „Emmy-Hütte“) errichtet, die bis 1927 bestand. Zu Beginn des 20. Jh. wurden auch Hopfenkulturen im Moor bewirtschaftet. Der private Torfstich, das mühsame, händische „Wasenstechen“ für den Hausbrand, gehört der Vergangenheit an. Torfabbau für Torfmüll findet nur mehr lokal in geringen Mengen nach bestehendem Schurfrecht befristet statt.

Seit 2008 gibt es in Hackenbuch im Ibmermoos ein Moormuseum, das mit Filmen, Photographien und Schaustücken über das Moor, die Entstehung, die besondere Tier- und Pflanzenwelt und die Eingriffe des Menschen informiert. Das Museum wird von der ARGE Kultur „Rund um das Ibmer Moor“ betrieben. Für Gruppen werden Führungen durch das Ibmer Moor angeboten (WIMMER, 2009).

Das **Nordmoor am Grabensee** ist ein Verlandungsmoor mit 2 m Torf über 4 m Seekreide, der Basistorf hat ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $4240 \pm 100$  Jahre vor 1950 (KRISAI, 1975).

#### Moore im Hausruck und Innviertler Hügelland

Die Oichten-Enknachtalfurche im westlichen Innviertel wird von einem durch Drainagen ziemlich beeinträchtigten Moorkomplex aus Niedermoor mit Streuwiesen, Bruchwald- und Hochmoorresten ausgefüllt.

Hausruck und Kobernauber Wald weisen keine Moore mit nennenswerter Torfbildung auf. Weiter östlich, bei Bad Wimsbach – Neydharting liegt eine Niedermoor-Torffläche von ca. 5 ha, die mit den umgebenden Bereichen seit 2005 unter Naturschutz steht. Der Torf des Moores (Heilmoor Neydharting) wird seit dem Mittelalter für medizinische Zwecke und auch für kosmetische Produkte genutzt. Das Moormuseum neben dem Kurhaus musste wegen Hochwasserschäden geschlossen werden.

#### Moore im Traungletschergebiet

Das **Kreuzerbauernmoor** am Südrand des östlichen Kobernauber Waldes in der Gemeinde Pfaffing (520 m SH) war ein Hochmoor, das von Streuwiesen und Erlenbruchwald umgeben war, aber durch Entwässerungsgräben stark verheidet ist. Das Moor umfasst ca. 10 ha und steht unter Naturschutz und wird von der Naturschutzjugend renaturiert. Es ist das einzige Hochmoor außerhalb der würmzeitlichen Moränen in Oberösterreich und liegt in der Mindelmoräne des Atterseezweiges des Traungletschers.

Reich an Mooren ist auch der **Attergau**, besonders das **Irrseebeck**. Am Nord-, Ost- und Südufer des Irrsees gelegene Verlandungsmoore, die **Irrsee-Moore**, die vorwiegend als Streuwiesen genutzt werden, stehen unter Naturschutz und umfassen eine Fläche von 52 ha mit seltenen Tier- und Pflanzenarten. Ein bedeutendes Moor ist das ebenfalls unter Naturschutz stehende **Langmoos** am SE-Fuß des Kolomansberges an der Autobahn Salzburg – Mondsee in der Gemeinde St. Lorenz, 540 m SH, ein Wasserscheiden-Hochmoor mit ca. 5,5 m Torfmächtigkeit und einer Fläche von etwa 23 ha (MUSSIL, 1984). Das Moor ist durch Versumpfung über Glazialton entstanden. Ein gut erhaltendes Wasserscheiden-Hochmoor ist das

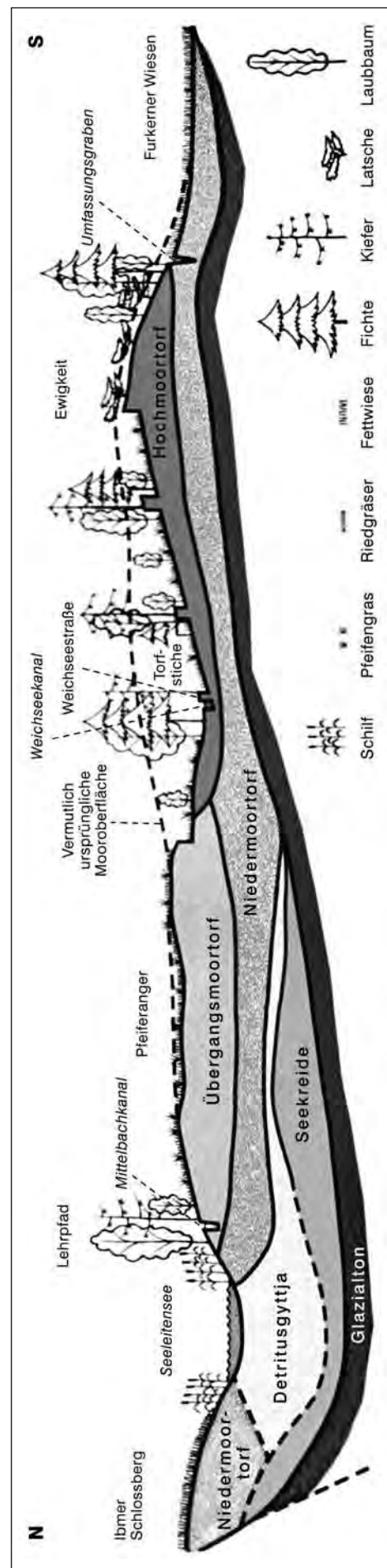


Abb. 15: Moortränschnitt Ibmer Moor von KRISAI und Mitarbeitern.

Naturschutzgebiet **Wiehmoos** am Mondseeberg, 800 m, ÖK 65, 31 ha, ein Latschen-Hochmoor im Nordteil, im südlichen Teil ist es lückig bewaldet.

In der Gemeinde Attersee westlich der Ortschaft befindet sich ein 12 ha großes Feuchtgebiet mit einem Kalkquelluffried von ca. 2 ha im Zentrum, das **Reinthal Moos** mit seltenen Pflanzen (Schwarze Knopfbirse), daher ist es ein Natura 2000-Schutzgebiet. Durch den Austritt von stark kalkhaltigem Wasser kommt es zur Tuffbildung.

Moore im **Ischltal** wurden teilweise entwässert. Restflächen sind noch vorhanden. Die im Mittelgebirge östlich von Bad Ischl gelegenen, kleinen, aber sehr gut erhaltenen Hochmoore sind nicht auf vorliegender Karte eingetragen.

Im Gebiet von **Gosau** (ÖK 95) ist in verschiedenen Höhenlagen eine ganze Reihe von unterschiedlich alten Moortypen aufgrund glazialer Erosionsformen, wasserstauer Schichten (Gosau-Schichten) und hoher Jahresniederschläge von mehr als 1500 mm vorhanden. Die mittlere Niederschlagshöhe im Gosautal beträgt 1600–1800 mm in der Jahresreihe 1901–2000. Ein besonders reizvolles Naturjuwel ist das **Große Leckernmoos oder Löckenmoos** (Abb. 16) in den Bergen westlich des Plassenstockes auf dem Gipfelplateau des Leckernmoosberges in 1400 m Seehöhe (genau zwischen 1403 und 1380 m SH) mit einer Ausdehnung von 7,7 ha. Die Torfauflage über den wasserstauenden Schichten der Ressen-Fm. (Oberkreide) ist nur 1 m bis maximal 2 m mächtig und zieht sich in Streifen ca. 40 m den Hang hinunter. Es handelt sich um den in Österreich ganz seltenen Typ eines atlantischen Deckenmoores (blanket bog), d. h. das Moor von 7,7 ha überzieht den Fels wie eine Decke und folgt der Neigung des Untergrundes. Die Vegetation besteht vor allem aus Latschen und weiteren typischen Hochmoorpflanzen mit einer besonders seltenen Torfmoosart und der Kleinfrüchtigen Moosbeere, ebenfalls einer botanischen Kostbarkeit. Es sind aber auch noch Mineralbodenwasserzeiger wie die Braunsegge vorhanden. Infolge der geringen Torfauflage ist es daher kein reines Hochmoor. In der Moormitte ist eine Blänke (Moortümpel „Löckersee“) von nur 1,5–1,8 m Tiefe ausgebildet.

Ein Deckenmoor kann sich nur bei hohen Niederschlägen und kühlen Temperaturen bilden und wachsen. Das Moorbewuchs begann nach den pollenanalytischen Untersuchungen (SCHMIDT, 1981) im Atlantikum vor etwa 8000 Jahren. Das Moor steht unter Naturschutz und ist von internationaler Bedeutung. Es kann auf einem Holzbretterweg, der an der Blänke vorbeiführt, begangen werden und ist zusammen mit dem nahe gelegenen Schleifsteinbruch ein beliebtes Ausflugsziel geworden (siehe Kap. 11). Unterhalb davon, südlich der Sattelalm, auf einer namenlosen Anhöhe gibt es noch ein zweites, kleineres Deckenmoor, das **Kleine Leckernmoos** (4,7 ha). Westlich des Plassenstockes, östlich des Leckernmoosberges liegt in 1340 m SH bei der Grubalm ein kleines Niedermoor (Überrieselungsmoor, Kalk-Kleinseggenried) mit Quellen an einem vernässenden Hang.

#### Moore in den Oberösterreichischen Kalkalpen

Eines der interessantesten Moore der Alpen ist das **Untere Filzmoos** an der Südostseite des Warscheneckstockes in 1360 m SH, 41 ha, das höchstgelegene Hochmoor der Nordalpen (WEINMEISTER, 1965). Das Feuchtgebiet mit dem Teichboden nimmt eine Fläche von 41 ha ein, davon der Hochmoorbereich 6 ha und das Niedermoor (Durch-



Abb. 16:  
Großes Leckernmoos bei Gosau mit „Löckersee“.

strömungsmoor) 20 ha. Das mit Latschen bestandene Hochmoor ist durch langgezogene Bulte und Schlenken, die treppenartig angeordnet sind, einem skandinavischen Strangmoor ähnlich (KRISAI, 2005) und entstand aus einem See im Atlantikum in einer Karsthohlform (Polje). Nach den pollenanalytischen Untersuchungen von KRAL (1985) ließ sich die Weidewirtschaft durch Weidezeiger (Wegerich, Brennessel, Ampfer und Gänsefuß) schon im Spätneolithikum nachweisen. Das **Obere Filzmoos** in 1395 m SH im Hochtalboden über Moräne ist ein Hochmoor von 9 ha. Beide Moore sind Naturschutzgebiete von internationaler Bedeutung.

#### Moore im Talboden von Windischgarsten

Das Becken von Windischgarsten liegt im Bereich der eiszeitlichen Vergletscherung des Ennsgletschers. Über den wasserstauenden Glazialtonen und Mergeln der Gosauschichten kam es im Talbereich, begünstigt durch den Niederschlagsreichtum (1366 mm Jahresniederschlag), zu ausgedehnten Moorbildungen, von denen durch Drainagierungen für landwirtschaftliche Nutzung, Straßenbau und Torfnutzung nur mehr Reste erhalten sind. Die größten davon sind das Edlbacher Moor und die Radinger Mooswiesen, die als Natura 2000-Gebiet besonders hohen Schutzstatus haben. Das Edlbacher Moor und die Gierer Streuwiesen, eine anmoorige Feuchtwiese, in der die Sibirische Schwertlilie vorkommt, stehen ebenfalls unter Naturschutz.

Das ca. 20 ha große **Edlbacher Moor** befindet sich unmittelbar an der Bahnstrecke der Pyhrnbahn in der Talmulde des Edlbaches im Gemeindegebiet von Edlbach in 630 m SH und ist durch Entwässerungsgräben im und um das Moor für die frühere Torfnutzung stark beeinträchtigt. Der Randbereich ist dadurch trocken und bewaldet und nur im Zentrum gibt es nasse Stellen mit Bulten und Schlenken und die typischen Hochmoorpflanzen (Torfmoose, Rosmarinheide, Moosbeere, Rauschbeere, Weißes Schnabelried, Rundblättrigen Sonnentau). 12 ha sind seit 1994 Naturschutzgebiet. Dazu hat KRAL (1979) ein Pollendiagramm von einem Moorprofil (4 m) veröffentlicht. Das Moor begann vor etwa 10.000 Jahren im Präboreal zu wachsen und ist ca. 4 m tief.

Die **Mooswiesen bei Rading** liegen in der Senke zwischen Radingberg und Gunst im NW von Windischgarsten, Gemeinde Roßleithen, 580 m SH; sie erstrecken sich über

25 ha und sind der Rest einer Moorlandschaft, von der nur mehr 6 ha naturnah sind, im Nordteil Pfeifengraswiesen im Übergang zu Kleinseggenrieden mit seltenen geschützten Pflanzenarten und sekundärer Moorwald, ein Teich und ein Hochmoorrest. Diese Moorflächen stehen unter Naturschutz und sind zusätzlich Natura 2000-Schutzgebiet.

#### **Moore im Ennstalboden und in der Bad Mitterndorfer Senke**

Die Moore im Ennstalboden, die mit Ausnahme des **Pürgschachenmoores** im Selzthaler Becken nur mehr in Restflächen erhalten sind, und die zahlreichen Talmoorbildungen in der Bad Mitterndorfer Moränenlandschaft, wurden in dem neuen Moorbuch der Steiermark von MATZ & GEPP (2008) beschrieben. Das Ennstal war das moorreichste Gebiet der Steiermark (ZAILER, 1910). Die Moore sind in einzelnen Seebecken nach dem Rückzug des Gletschers durch Verlandung entstanden und haben sich nach einem Niedermoorstadium und darauffolgenden Erlenbruchwäldern zu Hochmooren entwickelt. Eines der wichtigsten Moore der Steiermark ist das **Wörschacher Moos** mit einer Fläche von 178 ha. Da auch dieses Moor im 19. Jahrhundert bis zur ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts große Bedeutung als Torflagerstätte hatte (nach ZAILER, 1910: 12,2 m Torfmächtigkeit), wurde es durch umfangreiche Entwässerung und z. T. industriellen Torfabbau geschädigt. Heute ist es ein Heide- und Waldmoor mit einzelnen wertvollen, verheideten Latschenhochmoor- und Niedermoor-Restflächen. Die Torfmächtigkeit ist auf ca. 7 m gesunken. Seit 1982 sind 25 ha im Osten des Moores Naturschutzgebiet. Seit 2006 gehört es mit den umliegenden Streuwiesen wegen der Besonderheiten der Tier- und Pflanzenwelt (z. B. Wachtelkönig, Duft-Mariengras) zu den Natura 2000-Schutzgebieten der EU.

Das **Pürgschachenmoor** südlich von Ardning in 630 m SH ist ein noch weitgehend intaktes Hochmoor, dessen Fläche von etwa 60 ha die typischen Pflanzen der Latschenhochmoorgesellschaft einnehmen. Es ist das am besten erhaltene Talhochmoor im inneralpinen Raum und von internationaler Bedeutung. Das Moor litt im vorigen Jahrhundert unter Entwässerungsmaßnahmen im Umland und den tiefen Gräben um das Moor. Mit Hilfe eines Life-Projektes wurde das Moor gerettet. Durch das Moor führt ein Erlebnispfad mit Schautafeln.

In der Bad Mitterndorfer Senke wurden durch Zweige des Ennsgletschers und lokale Gletscher des Grimming-Dachsteinmassivs sechs Seebecken ausgeschürft, in denen sich Hochmoore gebildet haben, die von MATZ & GEPP (2008) genannt und beschrieben werden. Durch pollenanalytische Untersuchungen unterstützt mit <sup>14</sup>C-Datierungen von Moorprofilen in der Bad Mitterndorfer Senke und im übrigen Traungebiet (DRAXLER, 1977b) wurde die stratigraphische Zuordnung der durch Kartierung erfassten spätglazialen Gletscherstände versucht (VAN HUSEN, 1977) und die Abfolge der Vegetations- und Klimaentwicklung dieser Region im Spät- und Postglazial in den Grundzügen festgestellt (DRAXLER, 1977b; SCHMIDT, 1981). Im **Rödschitzer Moor** ergaben Pflanzenreste aus den Schluffen in 7 m Tiefe ein <sup>14</sup>C-Alter von 15.400 ± 470 Jahren vor 1950 aus einer frühen Phase der Klimabesserung mit Eisrückzug im Spätglazial. Die holozäne Vegetationsentwicklung hat KRAL (1979) in einem Pollendiagramm aus einem Torfprofil erfasst. In diesem Moor wird heute noch in geringem Ausmaß Torf für den Kurbetrieb in Heilbrunn gestochen.

### 4.6.3. Holozän

#### **3 Schotter der höheren Austufe und Äquivalente, oft mit Schluffüberlagerung**

*Kies, Sand, Schluff und Auelehm*

#### **2 Austufe, Flussablagerung und Wildbachschutt**

*Kies, Sand, Schluff und Auelehm*

Entlang der Gerinne, Bäche und der größeren Flüsse 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 mit stärkeren Wasserschwankungen in breiten, vegetationslosen Flächen (z. B. Taugl, Alm) von ständiger Umlagerung beeinflusst. In den drei Donauebene (Eferdinger Becken, Linzer Donauebene, Machland) ist über der Austufe noch eine höhere Austufe ausgeschieden, welche die beiden Hochflutfelder (KOHL, 1968) zusammenfasst. Diese wurde von den ganz großen Hochwässern noch erreicht und trägt ebenso wie die tiefere Stufe eine Auelehmdecke. Durch die rege Bautätigkeit (Donaukraftwerke) und Kiesgewinnung stellte sich heraus, dass an der Basis dieser Kieskörper Baumstämme und große Blöcke weit verbreitet sind. Die Terrassen wurden als (durch Klima und Rodungen gesteuerte) Akkumulationen in der Donauebene

nach der spätglazialen Erosion angesehen und über die <sup>14</sup>C-Alter der Baumstämme datiert (KOHL, 2000). Ergebnisse aus anderen Donauabschnitten (z. B. FINK, 1977) legen aber nahe, dass die Austufen der Donau das Produkt der steten Umlagerung der Kiese der Niederterrasse durch den mäandrierenden Strom sind. Dabei werden die großen Driftblöcke (vgl. Nr. 17 Niederterrasse) sowie manche Baumstämme der Auwälder an der Basis, besonders in Kolken der ehemaligen Mäanderschlingen, kondensiert. Diese können Tiefen von bis zu 38 m (Bohrarchiv DOKW Bereich Aschach) erreichen.

Diese Umlagerungsprozesse haben im oberösterreichischen Abschnitt der Donau und noch im Tullner Feld (PIFFL, 1971) zu unterschiedlichen Terrassen geführt, im Osten, im Marchfeld aber nicht mehr. Der Grund dafür dürfte darin liegen, dass mit Ende des Hochglazials die Zerschneidung der Niederterrassekörper unterhalb der Zungenbeckenseen einsetzte. Diese Schotter wurden von den großen Alpenflüs-

sen ins Donautal transportiert und hier von der Donau weiter verfrachtet. Dieser Transport erfolgte durch den mäandrierenden Strom unter Durcharbeitung des Schotterkörpers,

ohne dass anfänglich eine Tieferlegung erfolgen konnte (VAN HUSEN, 2000a). Diese setzte erst später ein, als die Hauptmasse der Schotter abtransportiert war.

## **1 Anthropogene Ablagerung**

*Deponie, Bergbauhalde, Aufschüttung i. Allg.*

Darunter fallen größere Bereiche, die durch Ablagerungen oder Baumaßnahmen verändert wurden (z. B. Voralpenkreuz der Autobahn, Flugfeld Wels, Ziegelgrube Würzbur-

ger und die Abklärbecken des Kaolinbergbaues Kriechbaum) und auf der vorliegenden Karte vermerkt werden konnten.



## 5. Tiefbohrungen

(vorwiegend nach Schlumbergerteufen)

CH. RUPP

Um dem Anwender auch abseits des Profilschnittes einen Einblick in den geologischen Aufbau des Untergrundes zu geben, sind auf der Geologischen Karte 39 ausgesuchte Tiefbohrungen der Firmen RAG (Rohöl-Aufsuchungs AG), OMV AG und des Landes Oberösterreich ausgewiesen. Die angeführten Bohrungen sind auf dem Kartenblatt numerisch von NW nach SE sortiert. Die abgekürzten, offiziellen Bohrungsbezeichnungen sowie die durchführenden Unternehmen stehen in Klammer. Die Lage der Bohrungen ist in Gauß-Krüger-Koordinaten (GKÖ, re. = Rechtswert, ho. = Hochwert) und mit der jeweiligen Seehöhe (SH) angegeben.

Sowohl RAG als auch OMV erteilten in dankenswerter Weise die Genehmigung zur Publikation der von ihnen bereitgestellten Bohrprofile. Hier sei besonders den Kollegen Dr. W. Tschelaut (RAG) und Dr. K. Hösch (OMV) aufrichtiger Dank für ihre Bemühungen ausgesprochen.

Da die alten, in den Bohrprofilen verwendeten, originalen Schichtglieder-Namen in einigen Fällen in den Erläuterungen anders geschrieben oder gar mit anderen, neueren Namen versehen sind, ist hier eine Auflistung dieser Schichtglieder und ihrer Synonyme sowie weiterführende Erklärungen angeführt; gültige oder in der neueren Literatur gebräuchliche Formationsnamen sind fett gedruckt.

Atzbacher Sand (Atzbacher Sande, <b>Atzbach-Formation</b> )	Nummulitensandstein (wird auch als Ampfinger Sandstein bezeichnet)
Bändermergel ( <b>Eggerding-Formation</b> )	Obere Puchkirchen Serie ( <b>Obere Puchkirchen-Formation</b> )
Braunauer Schlier ( <b>Braunau-Formation</b> )	Obere Süßwassermolasse (siehe Kap. 4.5.2.)
Buntmergelschichten (Buntmergel-Serie)	Oberpliozän (früher – und auf der Karte – Oberstes Neogen, jetzt Quartär; siehe Kap. 4.6.1.)
Cerithienschiefer (Cerithien-Schichten)	Oncophora Schichten (Oncophora-Schichten)
Discocyclinenmergel ( <b>Perwang-Formation</b> )	Opponitzer Schichten ( <b>Opponitz-Formation</b> )
Glaukonitische Serie (umfasst Mehrnbach-Formation, Braunau-Formation und Treubach-Formation)	Ottnanger Schlier ( <b>Ottang-Formation</b> )
Grestener Schichten ( <b>Gresten-Formation</b> )	Partnachschiefer ( <b>Partnach-Formation</b> )
Haller Schlier ( <b>Hall-Formation</b> )	Reichenhaller Schichten ( <b>Reichenhall-Formation</b> )
Haller Serie ( <b>Hall-Gruppe</b> , umfasst in Oberösterreich die Hall-Formation, Lukasedt-Formation und Lindach-Formation)	Reiflinger Schichten ( <b>Reifling-Formation</b> )
Hausruckschotter ( <b>Hausruck-Formation</b> )	Rieder Schichten ( <b>Ried-Formation</b> )
Heller Mergelkalk (Dynow-Mergel, <b>Dynow-Formation</b> )	Robulusschlier (Robulus-Schlier)
Innviertler Serie (besteht ursprünglich aus Vöckla-Formation, Atzbach-Formation, Ottang-Formation, Ried-Formation, Mehrnbach-Formation, Braunau-Formation, Treubach-Formation und Oncophora-Schichten und deckt sich ungefähr mit der <b>Innviertel-Gruppe</b> )	Robulusschlier i. w. S. (umfasst Vöckla-Formation, Atzbach-Formation und Ottang-Formation)
Kobernauberwaldschotter ( <b>Kobernauberwald-Formation</b> )	Sand-Schottergruppe ( <b>Wachtberg-Formation</b> )
„Lattorf“-Fischschiefer ( <b>Schöneck-Formation</b> )	Sandsteinserie („Rupel-Sandstein“)
Limnische Serie ( <b>Voitsdorf-Formation</b> )	Sandsteinstufe (wird heute in einen marinen Ampfinger Sandstein und eine nicht-marine <b>Voitsdorf-Formation</b> unterteilt)
Lithothamnienkalk (ist Teil der Perwang-Gruppe)	Tonmergelstufe (Rupel-Tonmergel, entspricht ungefähr der <b>Zupfing-Formation</b> )
Lunzer Schichten ( <b>Lunz-Formation</b> )	Untere Puchkirchen Serie ( <b>Untere Puchkirchen-Formation</b> )
Mehrnbacher Sande ( <b>Mehrnbach-Formation</b> )	Vöcklaschichten ( <b>Vöckla-Formation</b> )
Mergelkalkserie ( <b>Blassenstein-Formation</b> )	Wettersteinschichten (Wettersteinkalk)
Nummulitenkalk (siehe Nummulitensandstein)	

Nr. 1: **Raab 1** (Raa 1; RAG)

GKÖ: re.: 22502, ho.: 5357591; SH: 377 m  
-4 m: Quartär  
-171 m: Ottnangium (-171 m: Innviertler Serie)  
-229 m: Egerium-Kiscellium (-211 m: Tonmergel;  
-229 m: Basissand)  
-250 m (ET): Kristallin

Nr. 2: **Eggerding W 1** (Egdg W 1; RAG)

GKÖ: re.: 9955, ho.: 5356418; SH: 396 m  
-2 m: Quartär  
-188 m: Ottnangium (-188 m: Robulusschlier)  
-474 m: Egerium (-353 m: Obere Puchkirchen Serie;  
-474 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-626 m: Kiscellium (-610 m: Tonmergelstufe; -621  
m: Bändermergel; -624 m: Heller Mergelkalk;  
-626 m: Basissand)  
-670 m (ET): Kristallin

Nr. 3: **Utzenaich 1** (U 1; RAG)

GKÖ: re.: 10404, ho.: 5348444; SH: 448 m  
-1 m: Quartär  
-405 m: Ottnangium (-65 m: Rieder Schichten; -405 m:  
Robulusschlier)  
-861 m: Egerium (-685 m: Obere Puchkirchen Serie;  
-861 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1181 m: Kiscellium (-1116 m: Tonmergelstufe; -1158 m:  
Bändermergel; -1170 m: Heller Mergelkalk;  
-1181 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-1198 m: Obereozän  
-1297 m: Oberkreide  
-1432 m: Jura  
-1461 m (ET): Kristallin

Nr. 4: **Senftenbach 1** (Sen 1; RAG)

GKÖ: re.: 6066, ho.: 5346705; SH: 411 m  
-6 m: Quartär  
-450 m: Ottnangium (-80 m: Rieder Schichten; -450 m:  
Robulusschlier)  
-485 m: Eggenburgium (-485 m: Haller Schlier)  
-983 m: Egerium (-761 m: Obere Puchkirchen Serie;  
-983 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1170 m: Kiscellium (-1127 m: Tonmergelstufe; -1166 m:  
Bändermergel; -1170 m: Heller Mergelkalk)  
-1204 m: Obereozän (-1204 m: Lithothamnienkalk)  
-1983 m: Oberkreide  
-2202 m: Jura  
-2215 m (ET): Kristallin

Nr. 5: **Zupfing 1**: (Zupf 1; RAG)

GKÖ: re.: 21949, ho.: 5346625; SH: 421 m  
-288 m: Ottnangium (-288 m: Innviertler Serie)  
-773 m: Egerium (-549 m: Obere Puchkirchen Serie;  
-773 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-974 m: Kiscellium (-912 m: Tonmergelserie; -944  
m: Bändermergel; -961 m: Heller Mergelkalk;  
-974 m: „Lattorf“-Fischschiefer)

-980 m: Obereozän  
-1149 m: Oberkreide  
-1262 m: Jura  
-1294 m (ET): Kristallin

Nr. 6: **Altheim Thermal 1** (Al TH 1; Land Oberösterreich)

GKÖ: re.: -7580, ho.: 5345565; SH: 358 m  
-11 m: Quartär  
-412 m: Ottnangium (-412 m: Innviertler Serie)  
-601 m: Eggenburgium (-601 m: Haller Serie)  
-1290 m: Egerium (-944 m: Obere Puchkirchen Serie;  
-1290 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1592 m: Kiscellium (-1525 m: Tonmergelstufe; -1567 m:  
Bändermergel; -1577 m: Heller Mergelkalk;  
-1592 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-1612 m: Obereozän (-1606 m: Lithothamnienkalk;  
-1608 m: Cerithienschichten; -1612 m: Limni-  
sche Serie)  
-2144 m: Oberkreide  
-2456 m: Jura  
-2472 m (ET): Kristallin

Nr. 7: **Wendling 1** (WN 1; RAG)

GKÖ: re.: 22869, ho.: 5343850; SH: 421 m  
-409 m: Ottnangium (-27 m: Ottnanger Schlier; -71 m:  
Atzbacher Sande; -409 m: Vöcklaschichten)  
-438 m: Eggenburgium (-438 m: Haller Serie)  
-1021 m: Egerium (-716 m: Obere Puchkirchen Serie;  
-1021 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1224 m: Kiscellium (-1162 m: Tonmergelstufe; -1199  
m: Bändermergel; -1208 m: Heller Mergelkalk;  
-1224 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-1232 m: Obereozän  
-1388 m: Oberkreide  
-1388-1485 m: Jura  
-1485-1506 m (ET): Kristallin

Nr. 8: **Wels U 6** (WU 6; OMV) (KOHL & KRENMAYR, 1997)

GKÖ: re.: 53897, ho.: 5344218; SH: 366 m  
-70 m: Ottnangium (-70 m: Robulusschlier)  
-180 m: Eggenburgium (-180 m: Haller Serie)  
-420 m: Egerium (-275 m: Obere Puchkirchen Serie;  
-420 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-490 m: Kiscellium (-476 m: Tonmergelstufe; -489 m:  
Bändermergel, -490 m: Heller Mergelkalk)  
-530 m: Oberkreide  
-558 m (ET): Kristallin

Nr. 9: **Ried Ost 1** (R E 1; RAG):

GKÖ: re.: 19280, ho.: 5340214; SH: 529 m  
-2 m: Quartär  
-536 m: Ottnangium (-54 m: Rieder Schichten; -536 m:  
Robulusschlier i. w. S.)  
-796 m: Eggenburgium (-796 m: Haller Schlier)  
-1252 m: Egerium (-1015 m: Obere Puchkirchen Serie;  
-1252 m: Untere Puchkirchen Serie)

-1481 m: Kiscellium (-1479 m: Tonmergelstufe; -1481 m: Bändermergel)  
-1486 m: Obereozän (-1485 m: Lithothamnienkalk; -1486 m: Sandsteinstufe)  
-1714 m: Oberkreide  
-1724 m (ET): Jura

Nr. 10: **Schwand 1** (Schw 1; RAG)

GKÖ: re.: -28036, ho.: 5339651; SH: 410 m  
-53 m: Quartär  
-538 m: Ottnangium (-121 m: Oncophora Schichten; -193 m: Braunauer Schlier; -260 m: Mehrnbacher Sande; -338 m: Rieder Schichten; -538 m: Robulusschlier i. w. S.)  
-1067 m: Eggenburgium (-1067 m: Haller Schlier)  
-1590 m: Egerium (-1238 m: Obere Puchkirchen Serie; -1590 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1847 m: Kiscellium (-1791 m: Tonmergelstufe; -1834 m: Bändermergel; -1839 m: Heller Mergelkalk; -1847 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-1894 m: Obereozän (-1866 m: Lithothamnienkalk; -1894 m: Sandsteinstufe)  
-2165 m: Jura  
-2183 m (ET): Kristallin

Nr. 11: **Renging 1** (Rng 1; RAG)

GKÖ: re.: 6900, ho.: 5339515; SH: 497 m  
-2 m: Quartär  
-555 m: Ottnangium (-555 m: Innviertler Serie)  
-892 m: Eggenburgium (-892 m: Haller Serie)  
-1465 m: Egerium (-1180 m: Obere Puchkirchen Serie; -1465 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1722 m: Kiscellium (-1658 m: Tonmergelstufe; -1703 m: Bändermergel; -1711 m: Heller Mergelkalk; -1722 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-1744 m: Obereozän (-1744 m: Lithothamnienkalk)  
-2427 m: Oberkreide  
-2675 m: Jura  
-2700 m (ET): Kristallin

Nr. 12: **Fernbach 1** (Fer 1; OMV)

GKÖ: re.: 77745, ho.: 5338849, SH: 305 m  
-15 m: Quartär  
-85 m: Ottnangium (-85 m: Innviertler Serie)  
-247 m: Eggenburgium (-247 m: Haller Serie)  
-802 m: Egerium (-480 m: Obere Puchkirchen Serie; -802 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1025 m: Kiscellium (-992 m: Tonmergelstufe; -1000 m: Bändermergel; -1015 m: Heller Mergelkalk; -1025 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-1049 m: Oberkreide  
-1069 m (ET): Kristallin

Nr. 13: **Treibach 1** (Tr 1; RAG)

GKÖ: re.: -8573, ho.: 5338379; SH: 437 m  
-4 m: Quartär

-627 m: Ottnangium (-104 m: Braunauer Schlier; -183 m: Mehrnbacher Sande; -253 m: Rieder Schichten; -627 m: Robulusschlier)  
-1057 m: Eggenburgium (-1057 m: Haller Schlier)  
-1619 m: Egerium (-1318 m: Obere Puchkirchen Serie; -1619 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1777 m: Kiscellium (-1760 m: Tonmergelstufe; -1769 m: Bändermergel; -1775 m: Heller Mergelkalk; -1777 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-1832 m: Obereozän (-1807 m: Lithothamnienkalk; -1829 m: Limnische Serie; -1832 m: Transgressionshorizont)  
-2270 m: Oberkreide  
-2278 m (ET): Jura

Nr. 14: **Haag TH 1** (HA TH 1; Land Oberösterreich)

GKÖ: re.: 22589, ho.: 5337409; SH: 566 m  
-470 m: Ottnangium (-39 m: Rieder Schichten; -470 m: Robulusschlier i. w. S.)  
-1000 m: Eggenburgium (-1000 m: Haller Serie)  
-1432 m: Egerium (-1152 m: Obere Puchkirchen Serie; -1432 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1593 m: Kiscellium (-1593 m: „Rupel“)  
-1610 m: Obereozän (-1610 m: Lithothamnienkalk)  
-1883 m: Oberkreide  
-2053 m: Jura  
-2056 m (ET): Kristallin

Nr. 15: **Kemating Nord 1** (Ktg N 1; RAG)

GKÖ: re.: 8414, ho.: 5335369; SH: 554 m  
-661 m: Ottnangium (-5 m: Mehrnbacher Sande; -42 m: Rieder Schichten; -661 m: Robulusschlier)  
-1172 m: Eggenburgium (-1172 m: Haller Serie)  
-1728 m: Egerium (-1349 m: Obere Puchkirchen Serie; -1728 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1975 m: Kiscellium (-1902 m: Tonmergelstufe; -1953 m: Bändermergel; -1964 m: Heller Mergelkalk; -1975 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-1982 m: Obereozän (-1982 m: Lithothamnienkalk)  
-2016 m: Oberkreide  
-2034 m (ET): Jura

Nr. 16: **Offenhausen 1** (Of 1; RAG)

GKÖ: re.: 38331, ho.: 5334449; SH: 431 m  
-1 m: Quartär  
-288 m: Ottnangium (-54 m: Atzbacher Sande; -288 m: Vöcklaschichten)  
-885 m: Eggenburgium (-885 m: Haller Serie)  
-1283 m: Egerium (-1020 m: Obere Puchkirchen Serie; -1283 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1512 m: Kiscellium (-1446 m: Tonmergelstufe; -1494 m: Bändermergel; -1503 m: Heller Mergelkalk; -1512 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-1522 m: Obereozän  
-1541 m: Jura  
-1557 m (ET): Kristallin

Nr. 17: **Hochburg 1** (Ho 1; RAG)

GKÖ: re.: -35011, ho.: 5331947; SH: 451 m

- 58 m: Quartär
- 121 m: Badenium–Sarmatium (-121 m: Obere Süßwassermolasse)
- 790 m: Ottnangium (-245 m: Glaukonitische Serie; -365 m: Sand-Schottergruppe; -440 m: Rieder Schichten; -790 m: Robulusschlier)
- 1541 m: Eggenburgium (-1541 m: Haller Serie)
- 2099 m: Egerium (-1826 m: Obere Puchkirchen Serie; -2099 m: Untere Puchkirchen Serie)
- 2313 m: Kiscellium (-2255 m: Tonmergelstufe; -2298 m: Bändermergel; -2303 m: Heller Mergelkalk; -2313 m: „Lattorf“-Fischschiefer)
- 2383 m: Obereozän (-2353 m: Lithothamnienkalk; -2383 m: Sandsteinstufe)
- 2998 m: Jura
- 3374 m (ET): prä-Malm Ton-Sandsteine

Nr. 18: **Maria Schmoln 1** (MS 1; RAG)

GKÖ: re.: -7833, ho.: 5331985; SH: 504 m

- 2 m: Quartär
- 102 m: Sarmatium–Pannonium (-102 m: Obere Süßwassermolasse)
- 711 m: Ottnangium (-141 m: Mehrnbacher Sande; -197 m: Rieder Schichten; -711 m: Robulusschlier)
- 1245 m: Eggenburgium (-1245 m: Haller Schlier)
- 1840 m: Egerium (-1707 m: Obere Puchkirchen Serie; -1840 m: Untere Puchkirchen Serie)
- 2094 m: Kiscellium (-2060 m: Tonmergelstufe; -2081 m: Bändermergel; -2084 m: Heller Mergelkalk; -2094 m: „Lattorf“-Fischschiefer)
- 2165 m: Obereozän (-2147 m: Lithothamnienkalk; -2165 m: Limnische Serie)
- 2261 m: Oberkreide
- 2690 m: Jura
- 2720 m (ET): Kristallin

Nr. 19: **Piberbach Ost 1** (PIB O 1; OMV)

GKÖ: re.: 68196, ho.: 5331209; SH: 367 m

- 20 m: Quartär
- 124 m: Ottnangium (-124 m: Innviertler Serie)
- 524 m: Eggenburgium (-524 m: Haller Serie)
- 908 m: Egerium (-758 m: Obere Puchkirchen Serie; -908 m: Untere Puchkirchen Serie)
- 1168 m: Kiscellium (-1120 m: Tonmergelstufe; -1145 m: Bändermergel; -1158 m: Heller Mergelkalk; -1168 m: „Lattorf“-Fischschiefer)
- 1175 m: Obereozän (-1175 m: Sandsteinstufe)
- 1362 m: Oberkreide
- 1406 m (ET): Kristallin

Nr. 20: **Mattighofen 1** (Ma 1; RAG)

GKÖ: re.: -16597, ho.: 5329843; SH: 435 m

- 28 m: Quartär
- 54 m: Sarmatium–Pannonium (-54 m: Obere Süßwassermolasse)
- 648 m: Ottnangium (-105 m: Mehrnbacher Sande; -164 m: Rieder Schichten; -648 m: Robulusschlier)
- 1333 m: Eggenburgium (-1333 m: Haller Schlier)
- 2066 m: Egerium (-1823 m: Obere Puchkirchen Serie; -2066 m: Untere Puchkirchen Serie)
- 2320 m: Kiscellium (-2274 m: Tonmergelstufe; -2309 m: Bändermergel; -2315 m: Heller Mergelkalk; -2320 m: „Lattorf“-Fischschiefer)
- 2432 m: Obereozän (-2391 m: Lithothamnienkalk; -2412 m: Sandsteinstufe; -2432 m: Limnische Serie)
- 2535 m: Jura
- 2574 m: Oberkarbon
- 2579 m (ET): Kristallin

Nr. 21: **Sattledt 1** (Sa 1; RAG)

GKÖ: re.: 53721, ho.: 5327182; SH: 406 m

- 35 m: Quartär
- 270 m: Ottnangium (-270 m: Robulusschlier i. w. S.)
- 980 m: Eggenburgium (-980 m: Haller Serie)
- 1504 m: Egerium (-1259 m: Obere Puchkirchen Serie; -1504 m: Untere Puchkirchen Serie)
- 1676 m: Kiscellium (-1638 m: Tonmergelstufe; -1665 m: Bändermergel; -1668 m: Heller Mergelkalk; -1676 m: „Lattorf“-Fischschiefer)
- 1690 m: Obereozän (-1690 m: Sandsteinstufe)
- 1820 m: Oberkreide
- 1826 m: Jura
- 1845 m (ET): Kristallin

Nr. 22: **Atzbach 12** (Atz 12; RAG)

GKÖ: re.: 26820, ho.: 5326871; SH: 472 m

- 2 m: Quartär
- 430 m: Ottnangium (-120 m: Atzbacher Sande; -430 m: Vöcklaschichten)
- 500 m (ET): Eggenburgium (-500 m: Haller Serie)

Nr. 23: **Mühlberg 1** (Mlbg 1; RAG)

GKÖ: re.: -28045, ho.: 5326577; SH: 471 m

- 79 m: Quartär
- 197 m: Badenium–Pannonium (-197 m: Obere Süßwassermolasse)
- 795 m: Ottnangium (-337 m: Glaukonitische Serie; -399 m: Rieder Schichten; -795 m: Robulusschlier)
- 1416 m: Eggenburgium (-1416 m: Haller Serie)
- 2345 m: Egerium (-1903 m: Obere Puchkirchen Serie; -2345 m: Untere Puchkirchen Serie)
- 2578 m: Kiscellium (-2535 m: Tonmergelstufe; -2569 m: Bändermergel; -2573 m: Heller Mergelkalk; -2578 m: „Lattorf“-Fischschiefer)

-2671 m: Obereozän (-2644 m: Lithothamnienkalk; -2669 m: Nummulitenkalk + Sandstein; -2671 m: Limnische Serie)  
-2998 m: Oberkreide  
-3527 m (ET): Jura

Nr. 24: **Tarsdorf 1** (Tdf 1; RAG)

GKÖ: re.: -38640, ho.: 5326001; SH: 416 m

-27 m: Quartär  
-154 m: Badenium–Pannonium (-154 m: Obere Süßwassermolasse)  
-726 m: Ottnangium (-236 m: Glaukonitische Serie; -443 m: Sand-Schottergruppe; -726 m: Robulusschlier)  
-1449 m: Eggenburgium (-1449 m: Haller Serie)  
-2588 m: Egerium (-2076 m: Obere Puchkirchen Serie; -2588 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-2740 m: Kiscellium (-2740 m: Tonmergelstufe)  
-2800 m: Obereozän (-2765 m: Lithothamnienkalk; -2800 m: Sandsteinstufe)  
-2859 m (ET): Oberkreide

Nr. 25: **Munderfing 1** (Mu 1; RAG)

GKÖ: re.: -8794, ho.: 5325245; SH: 515 m

-96 m: Pannonium (-96 m: Kobernaußerwaldschotter)  
-600 m: Ottnangium (-118 m: Rieder Schichten; -600 m: Robulusschlier i. w. S.)  
-1286 m: Eggenburgium (-1286 m: Haller Schlier)  
-2412 m: Egerium (-1873 m: Obere Puchkirchen Serie; -2412 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-2605 m: Kiscellium (-2601 m: Tonmergelstufe; -2605 m: Bändermergel)  
-2705 m: Obereozän (-2677 m: Lithothamnienkalk; -2705 m: Sandsteinstufe u. Limnische Serie)  
-2782 m: Jura  
-2814 m (ET): Kristallin

Nr. 26: **Redtal 1** (Rdtl 1; RAG)

GKÖ: re.: 4312, ho.: 5324774; SH: 694 m

-190 m: Pannonium (-15 m: Hausruckschotter; -190 m: Kobernaußerwaldschotter)  
-785 m: Ottnangium (-377 m: Atzbacher Sande; -785 m: Vöcklaschichten)  
-1471 m: Eggenburgium (-1471 m: Haller Serie)  
-2522 m: Egerium (-2125 m: Obere Puchkirchen Serie; -2522 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-2704 m: Kiscellium (-2701 m: Tonmergelstufe; -2704 m: Bändermergel)  
-2745 m: Obereozän (-2745 m: Lithothamnienkalk)  
-2783 m: Oberkreide  
-3156 m: Jura  
-3170 m (ET): Kristallin

Nr. 27: **Haidermoos 1** (Hd 1; RAG)

GKÖ: re.: 39315, ho.: 5322998; SH: 404 m

-24 m: Quartär  
-255 m: Ottnangium (-255 m: Vöcklaschichten)  
-906 m: Eggenburgium (-906 m: Haller Serie)  
-1986 m: Egerium (-1805 m: Obere Puchkirchen Serie; -1986 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-2172 m: Kiscellium (-2120 m: Tonmergelstufe; -2160 m: Bändermergel; -2165 m: Heller Mergelkalk; -2172 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-2203 m: Obereozän (-2203 m: Lithothamnienkalk)  
-2337 m: Oberkreide  
-2439 m: Jura  
-2476 m: Oberkarbon  
-2496 m (ET): Kristallin

Nr. 28: **Perwang 1 + 1a** (Per 1+1a; RAG)

GKÖ: re.: -19960, ho.: 5320913; SH: 512 m

-53 m: Quartär  
-730 m: Ottnangium (-730 m: Sand-Schottergruppe)  
-1205 m: Eggenburgium (-1205 m: Haller Schlier)  
-1605 m: Egerium (-1605 m: Obere Puchkirchen Serie)  
-1696 m: Kiscellium (-1615 m: Tonmergelstufe; -1658 m: Bändermergel; -1665 m: Heller Mergelkalk; -1696 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-1699 m: Obereozän (-1699 m: Lithothamnienkalk)  
-1750 m: Egerium (-1750 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-1995 m: Kiscellium (-1957 m: Tonmergelstufe; -1982 m: Bändermergel; -1989 m: Heller Mergelkalk; -1995 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-2138 m: Obereozän (-2138 m: Lithothamnienkalk u. Discocyclinenmergel)  
-2287 m: Oberkreide  
-2410 m: Obereozän (-2410 m: Lithothamnienkalk; u. Discocyclinenmergel)  
-2481 m: Oberkreide  
-2490 m: Obereozän (-2490 m: Lithothamnienkalk)  
-2559 m: Kiscellium (-2494 m: Tonmergelstufe; -2538 m: Bändermergel; -2543 m: Heller Mergelkalk; -2559 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-2586 m: Obereozän (-2586 m: Lithothamnienkalk u. Discocyclinenmergel)  
-2661 m: Oberkreide  
-2829 m: Egerium (-2829 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-3215 m: Kiscellium (-3130 m: Tonmergelstufe; -3180 m: Bändermergel; -3187 m: Heller Mergelkalk; -3215 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-3301 m: Obereozän (-3254 m: Lithothamnienkalk etc.; -3285 m: Discocyclinenmergel etc.; -3301 m: Sandsteinstufe)  
-3531 m (ET): Trias–Perm

Nr. 29: **Wegscheid 1** (W 1, RAG)

GKÖ: re.: 23795, ho.: 5321090; SH: 530 m

-4 m: Quartär  
-22 m: Oberpliozän

-496 m: Ottnangium (-27 m: Atzbacher Sande; -496 m: Vöcklaschichten)  
-1167 m: Eggenburgium (-1167 m: Haller Schlier)  
-2557 m: Egerium (-1978 m: Obere Puchkirchen Serie; -2557 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-2653 m: Kiscellium (-2647 m: Tonmergelstufe; -2652 m: Bändermergel; -2653 m: Heller Mergelkalk)  
-2684 m: Obereozän (-2677 m: Lithothamnienkalk; -2684 m: Limnische Serie)  
-3161 m: Oberkreide  
-3167 m (ET): Jura

Nr. 30: **Voitsdorf 39** (V 39; RAG)

GKÖ: re.: 52096, ho.: 5321293; SH: 416 m  
-16 m: Quartär (-16 m: Deckenschotter)  
-798 m: Haller Serie (-798 m: Haller Schlier)  
-1858 m: Egerium (-1644 m: Obere Puchkirchen Serie; -1858 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-2045 m: Kiscellium (-2003 m: Tonmergelstufe; -2026 m: Bändermergel; -2034 m: Heller Mergelkalk; -2045 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-2079 m: Obereozän (-2050 m: Lithothamnienkalk; -2079 m: Sandsteinstufe)  
-2114 m: Oberkreide  
-2142 m: Jura  
-2165 m (ET): Kristallin

Nr. 31: **Sierning 1** (Sier 1; RAG)

GKÖ: re.: 73346, ho.: 5320907; SH: 373 m  
-59 m: Quartär  
-324 m: Flysch  
-442 m: Helvetikum u. Molasse verschuppt  
-1852 m: Molasse verschuppt  
-2083 m: Oberkreide  
-2108 m (ET): Kristallin

Nr. 32: **Frankenmarkt 1** (F 1; RAG)

GKÖ: re: 7696, ho.: 5316782; SH: 555 m  
-59 m: Quartär  
-435 m: Ottnangium (-435 m: Innviertler Serie)  
-1202 m: Eggenburgium (-1202 m: Haller Serie)  
-2923 m: Egerium (-1985 m: Obere Puchkirchen Serie; -2923 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-3247 m: Kiscellium (-3027 m: Sandsteinserie; -3247 m: Tonmergelstufe)  
-3249 m: Obereozän (-3249 m: Lithothamnienkalk)  
-3263 m (ET): Kristallin

Nr. 33: **Kirchham 1 + 1b** (Kh 1; RAG)

GKÖ: re.: 43552, ho.: 5313261; SH: 479 m  
-14 m: Quartär  
-1370 m: Flysch u. Helvetikum verschuppt  
-1605 m: Obere u. Untere Puchkirchen Serie verschuppt

-2785 m: Egerium (-1853 m: Obere Puchkirchen Serie; -2785 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-2952 m: Kiscellium (-2920 m: Tonmergelstufe; -2945 m: Bändermergel; -2949 m: Heller Mergelkalk; -2952 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-3030 m: Obereozän (-2995 m: Lithothamnienkalk; -3030 m: Sandsteinstufe + Limnische Serie)  
-3075 m: Oberkreide  
-3227 m: Jura  
-3244 m (ET) Kristallin

Nr. 34: **Regau 1** (Reg 1; RAG)

GKÖ: re.: 29290, ho.: 5312212; SH: 602 m  
-1 m: Quartär  
-1847 m: Flysch u. Helvetikum verschuppt  
-2096 m: Obere u. Untere Puchkirchen Serie verschuppt  
-3347 m: Egerium (-2498 m: Obere Puchkirchen Serie; -3347 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-3584 m: Kiscellium (-3568 m: Tonmergelstufe; -3578 m: Bändermergel; -3581 m: Heller Mergelkalk; -3584 m: „Lattorf“-Fischschiefer)  
-3626 m: Obereozän (-3611 m: Lithothamnienkalk; -3615 m: Cerithienschichten; -3626 m: Limnische Serie)  
-3685 m: Oberkreide  
-3949 m: Jura  
-3971 m (ET): Kristallin

Nr. 35: **Oberhofen 1** (Obhf 1; RAG)

GKÖ: re.: 00390, ho.: 5310523; SH: 789 m  
-5 m: Quartär  
-2237 m: Flysch u. Helvetikum verschuppt  
-2676 m: Gestörte Molasse (-2676 m: Obere u. Untere Puchkirchen Serie verschuppt)  
-3688 m: Schuppenmolasse (-2745 m: Kiscellium: -2712 m: Tonmergelstufe; -2721 m: Bändermergel; -2731 m: Heller Mergelkalk; -2745 m: „Lattorf“-Fischschiefer; -2838 m: Obereozän; -2957 m: Oberkreide; -3070 m: Untere Puchkirchen Serie; -3111 m: Obereozän; -3688 m: Untere Puchkirchen Serie)  
-4391 m: Autochthone Molasse (-4337 m: Egerium bis Kiscellium: -4255 m: Sandstein und Tonmergel; -4284 m: Bändermergel mit Lithothamnien; -4337 m: „Lattorf“ Kalkstein mit Lithothamnienkalkdetritus; -4391 m: Eozän: -4383 m: Kalkmergel; -4391 m: Basissandstein)  
-4579 m (ET): Jura

Nr. 36: **Aurach 1** (Aur 1; RAG)

GKÖ: re.: 28076, ho.: 5309717; SH: 811 m  
-2 m: Quartär  
-2574 m: Flysch u. Helvetikum verschuppt  
-3694 m: Egerium (-3694 m: Obere u. Untere Puchkirchen Serie verschuppt)  
-3781 m: Egerium-Kiscellium (-3781 m: Untere Puchkirchen Serie und Tonmergelstufe verschuppt)

- 3921 m: Kiscellium (-3921 m: Tonmergelstufe und Bändermergel verschuppt)
- 4021 m: Kiscellium (-3994 m: Tonmergelstufe; -4021 m: Äquivalente des Bändermergels)
- 4060 m: Obereozän
- 4100 m (ET): Kristallin
  
- Nr. 37: **Grünau 1** (Grü 1; OMV) (EGGER, 2007a)  
 GKÖ: re.: 46610, ho.: 5299418; SH: 535 m
  - 112 m: Quartär
  - 1960 m: Höllengebirgsdecke (Tirolikum) (-1322 m: Hauptdolomit (Nor); -1808 m: Opponitzer Schichten (Karn); -1864 m: Reiflinger Schichten (Ladin); -1960 m: Reichenhaller Schichten (Anis))
  - 1969 m: Kalkalpen u. Klippenzone verschuppt
  - 2704 m: Klippenzone (Ultrahelvetikum) (-2490 m: Serpentin; -2631 m: Mergelkalkserie (Malm); -2704 m: Grestener Schichten (Dogger-Lias))
  - 3147 m: Helvetikum (-3147 m: Buntmergelserie (Oberkreide))
  - 3445 m: Helvetikum u. Molasse verschuppt
  - 4888 m: Autochthone Molasse (-4126 m: Egerium: -4126 m: Puchkirchen Serie; -4849 m: Kiscellium: -4776 m: Tonmergelserie; -4849 m: Fischschiefer; -4888 m: Obereozän: -4861 m: Lithothamnienkalk; -4888 m: Grobsandstein + Kohle)
  - 4941 m: Kreide
  
- 5173 m: Jura
- 5209 m (ET): Kristallin
  
- Nr. 38: **Molln 1** (MOL 1; OMV) (KRÖLL et al., 2006b)  
 GKÖ: re.: 78809, ho.: 5296776; SH: 589 m
  - 39 m: Quartär
  - 4671 m: Kalkalpen (ohne Flysch und Helvetikum)
  - 5277 m: Autochthone Molasse
  - 5604 m: Autochthones Mesozoikum
  - 5618 m (ET): Kristallin
  
- Nr. 39: **Vordersee 1** (Vor 1; OMV) (EGGER & VAN HUSEN, 2009)  
 GKÖ: re.: -7688, ho.: 5290711; SH: 756 m
  - 32 m: Quartär
  - 3704 m: Tirolikum (-3608 m: Trias: -1228 m: Hauptdolomit (Nor); -1668 m: Opponitzer Schichten (Karn); -1726 m: Lunzer Schichten (Karn); -2630 m: Wettersteinschichten (Ladin); -2890 m: Partnachschichten (Ladin); -3608 m: Wettersteinschichten (Ladin); -3704 m: Perm (-3704 m: Haselgebirge))
  - 3929 m: Inneralpine Molasse (-3929 m: Paläogen)
  - 4030 m: Tektonische Scherzone
  - 4264 m (ET): Bajuvarikum (-4180 m: Kreide; -4264 m: Jura)





## 6. Mineralische Rohstoffe

M. HEINRICH, G. LETOUZÉ-ZEZULA, B. ATZENHOFER, B. MOSHAMMER, S. PFLEIDERER, A. SCHEDL & I. WIMMER-FREY

### 6.1. Erze

Im Vergleich zum Salz- und Kohlenbergbau spielte der Erzbergbau in Oberösterreich eine weitgehend untergeordnete Rolle. Der Bergbau- und Haldenkataster für das Bundesland Oberösterreich (SCHEDL et al., 2000) verzeichnet insgesamt 35 Erzbergbaue, wobei es sich dabei zumeist um kleindimensionierte Abbaue von regionaler Bedeutung handelt. Als lokale Rohstoffressourcen hatten sie aber für die Entwicklung der metallverarbeitenden Industrie eine nicht unwesentliche Bedeutung. Einen umfassenden Überblick über die bergbauliche Gewinnung von Erzrohstoffen in Oberösterreich geben die teils monographischen Arbeiten von COMMENDA (1904), FREH (1949), OTRUBA & KROPF (1969), WERNECK (1980), OTRUBA (1988), KOHL (1984), GRUBER (1998), KÖSTLER (1994), WEBER (1997) und REITER (1999).

Die im Bundesland Oberösterreich in historischer Zeit gewonnenen Erzvorkommen liegen zum überwiegenden Teil in verschiedenen stratigraphischen Einheiten des Ostalpins. Erzvorkommen im Bereich des Moldanubikums (z. B. Molybdänglanz) besaßen hingegen meist nur mineralogische Bedeutung.

#### 6.1.1. Eisen und Stahlveredler

Die stratigraphisch ältesten Eisenvererzungen befinden sich an der Kalkalpenbasis in den Werfener Schieferen. Hierher gehört der kleine Eisenerzbergbau auf der Reinfaizalm bei Ischl, der bereits im 16. Jahrhundert für die Eisen- und Vitriolerzeugung in Abbau stand (WERNECK, 1980).

Abbaue auf limonitische Eisenerze sind im Raum Arzberg/Reichraming (16. Jahrhundert) und Wendbachgraben (17. Jahrhundert bis 1. Hälfte 19. Jahrhundert) bekannt, die hier an Karsthorizonte des obersten Wettersteinkalks (siehe Kap. 4, Nr. 131–133) gebunden sind. Letzterer war wirtschaftlich der Bedeutendste aller oberösterreichischen Eisenerzbergbaue (FREH, 1949).

Linsen bzw. Reste von manganreichen Eisenerzen sedimentärer Herkunft sind auch in den Klauskalken (siehe Nr. 114) des mittleren Juras eingeschaltet, wo Ausfällungen von Eisen- und Manganoxiden auf einer korrodier-

ten Sedimentoberfläche (Dachsteinkalk, siehe Nr. 120–122) als Ursache der Anreicherung angenommen werden (WERNECK, 1980). Vertreter dieser Art von Vorkommen ist der zwischen 1858 und 1884 betriebene Manganerzbergbau auf der Glöcklalm/Rotgsoll im Bodinggraben bei Molln.

Wegen seines hohen Fe-Anteiles (in den bohnerreichen Partien bis zu 45 %) wurde das Vorkommen Unterlaussa vor der Zeit der Bauxitgewinnung mehrfach auch als Eisenerzbergbau (Blahberg, Sandl) betrieben (GRUBER, 1998). Genetisch hängen diese Eisenerzvorkommen mit den Bauxit führenden Gosausedimenten zusammen.

Hingegen waren häufig auftretende, konkretionäre Sideritbildungen in der Steinkohle des Pechgrabens ebenso wie Karsteisenerze auf Karsthochflächen und in Höhlensystemen der Nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs als Rohstoffressource ohne Bedeutung.

#### 6.1.2. Blei

Der Abbau von Bleierzen in Oberösterreich beschränkte sich im Wesentlichen auf kleinere Schurfaktivitäten im 18. und 19. Jahrhundert.

Blei-/Zinkvererzungen treten in zwei unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus auf. Die älteren anisischen Bleiglanz-/Zinkblende-Mineralisationen sind an Dolomite der Gutenstein-Formation (siehe Kap. 4, Nr. 142) gebunden und treten dort in Klüften an tektonisch vorgezeichneten Bereichen auf. Ein Vertreter dieses Vererzungstyps befindet sich am Arikogel. Häufige Begleitparagenesen sind Kupferkies und Pyrit.

Die meisten Blei-/Zinkvererzungen in Oberösterreich sind an die Hangendfazies des Wettersteinkalkes (siehe Nr. 131–133) gebunden. Nennenswerte Vorkommen befinden sich in Kaltau bei Steyerling, Ennsberg bei Weyer, Gaisberg bei Molln, Hutkogel bei Scharnstein, Hetzau, im oberen Reichraminggraben östlich Gröstenberg sowie am Anzenberg bei Lauffen, die aber alle keine wirtschaftliche Bedeutung erlangten (WERNECK, 1980).

#### 6.1.3. Bauxit

Die wirtschaftlich bedeutendste Erzlagerstätte des 20. Jahrhunderts in Oberösterreich ist die Bauxitlagerstätte in Unterlaussa, der wichtigste Bauxitabbau in den Ostalpen. Die Bauxitlagerstätte ist wie alle anderen Bauxitvorkommen der Ostalpen an die Basis der Gosauablagerungen geknüpft. Bei den in Unterlaussa auftretenden Bauxiten handelt es sich um einige Meter mächtige allochthone

Karstbauxite, die durch Umlagerungen lateritisierter Klastika aus einem höher gelegenen Einzugsgebiet sowie durch chemische Ausfällung in schwach alkalischem Milieu entstanden sind (RUTTNER, 1970). Hauptminerale sind vor allem Böhmit, Hämatit, Goethit und Kaolinit. Im Revier Gräser sind höhere Urangelhalte bemerkenswert, die hier auf sekundäre Uranminerale zurückzuführen sind.

Nach ersten Versuchsabbauen, beginnend im Jahr 1920, wurden von 1946 bis zur Schließung 1964 in den Revieren Gräser, Präying, Sonnberg und Schwarza insgesamt rund 258.000 t Bauxit gewonnen, die je zur Hälfte an die Tonerdeindustrie nach Schwandorf (Bayern) sowie an die heimische Eisenhütten-, Zement- bzw. Schleifmittelindustrie gingen (KÖSTLER, 1994).

#### 6.1.4. Gold

Die Goldführung der Flusssedimente der Donau und ihrer Nebenflüsse mit Einzugsgebieten in den Zentralalpen und Hohen Tauern war auch der Anlass für eine bescheidene Gewinnung von Flussgold vom Hochmittelalter bis in die

Neuzeit. Waschgoldgewinnungen sind in verschiedenen Bereichen der Donau, im Salzach-Inn-Gebiet sowie aus dem unteren Ennstal bekannt (FREH, 1950).

## 6.2. Energierohstoffe (exklusive Kohlenwasserstoffe)

Aufgrund ihrer besonderen Bedeutung für Oberösterreich wird den Kohlenwasserstoffen ein eigenes, umfangreicheres Unterkapitel gewidmet (siehe 6.5).

### 6.2.1. Kohle

In Oberösterreich sind Kohlenvorkommen aus mehreren geologischen Formationen seit dem tieferen Karn bekannt. Von wirtschaftlicher Bedeutung waren dabei vor allem die im oberösterreichischen Teil der Molassezone auftretenden Braunkohlenlagerstätten des Hausruck- sowie des Salzach-Kohlenreviers. Eine umfassende Zusammenschau über die Kohlenlagerstätten in Oberösterreich findet sich bei GRUBER (1984), WEBER & WEISS (1983) und WEBER (1997).

*Lunz-Formation* (siehe Kap. 4, Nr. 130)

Die Lunz-Formation enthält im hangenden Schiefer-ton-Komplex an zahlreichen Stellen Kohlenflöze mit hochwertiger Steinkohle, die in Oberösterreich aber nur geringe Mächtigkeiten erreichen. Der Inkohlungsgrad der Lunzer Kohlen nimmt von Osten gegen Westen deutlich ab. Die Vorkommen westlich der Enns in Oberösterreich entsprechen im Wesentlichen Glanzbraunkohlen (SACHSENHOFER, 1987). Kleinere Schurfbaue auf Lunzer Kohle bestanden bei Lindaugraben, Reichraming, Molln, Leonstein und Windischgarsten.

*Gresten-Formation*

Die meist geringmächtigen und häufig stark gestörten Flöze treten im unteren Abschnitt der Gresten-Formation auf. Die im 19. Jahrhundert im Pechgraben abgebaute Kohle entspricht hinsichtlich Inkohlung einer Flammkohle (SACHSENHOFER, 1987).

*Gosau*

Geringmächtige Kohlenflöze treten auch an der Basis verschiedener Gosaubecken (ab Turon) in Oberösterreich auf, die vor allem im 19. Jahrhundert in Schwarzenbach-St. Wolfgang, St. Gilgen-Plombenberg, Randograb, Roßleithen, Eisenau und Kiliansgraben-Bad Ischl abgebaut bzw. beschürft wurden. Ein Kohlenbergbau bestand auch in Unterlaussa (Revier Sandl) in den Jahren 1919–1927 (KÖSTLER, 1994). Kurzzeitig wurden hier nach dem 2. Weltkrieg

(1945–1949) ebenso wie in Schwarzenbach Glanzbraunkohlen gefördert (WERNECK, 1980).

Während des Mittelalters und der frühen Neuzeit wurde als Besonderheit in diesen Kohle führenden Gosauschichten auch Gagat als Schmuckstein in großer Menge abgebaut. Gagat kommt in meist kleinen, bis zu einigen Dezimetern großen Linsen im Liegenden und Hangenden der Kohlenflöze vor. Die beiden wichtigsten Gagatabbaue in Oberösterreich befanden sich ab 1524 in Unterlaussa und ab 1478 in Roßleithen bei Windischgarsten (FREH, 1954).

#### **Autochthone Molasse**

*Kiscellium – Egerium*

Die ältesten obertags erschlossenen Glanzbraunkohlen der Molasse sind innerhalb der oligozänen Pielacher Tegel (siehe Kap. 4, Nr. 78) entwickelt. In den meisten Fällen lagern die Kohlen dem stark alterierten kristallinen Untergrund auf und erreichen in Oberösterreich nur geringe Mächtigkeiten. Kleinere Schurfbaue des 19. Jahrhunderts befanden sich in Mursberg-Walding, Haizing-Hartkirchen, Oberberg, Wachsreith, Wolfing und Pleßnerhof bei Mauthausen (WERNECK, 1980).

*Karpatium – Unter-Pannonium*

Die transgressiv über Schottern und Sanden der Innviertel-Gruppe sowie den Oncophoraschichten abgelagerten limnisch-fluviatilen Kohleführenden Süßwasserschichten (Karpatium–Unter-Pannonium) enthalten im Raum Wildshut – Trimmelkam in drei Flözhorizonten die Braunkohlen des Salzachkohlenreviers. Im Raum Trimmelkam folgt über dieser Flözserie noch ein weiterer Kohlenhorizont (Radegunder Flöz). Der Braunkohleabbau wurde in Wildshut bereits 1756 begonnen, wegen der unüberwindlichen Wasserhaltungsprobleme aber 1853 wieder eingestellt. Nach kurzen Abbauersuchen anfangs des 20. Jahrhunderts und einer weiteren Abbauperiode (1919–1923) im Bereich des Radegunder Flözes setzte der moderne großtechnische Untertageabbau in Trimmelkam erst nach der Gründung der Salzach-Kohlenbergbau-Ges.m.b.H. (SA-

KOG) im Jahre 1947 ein. Trotz laufender Modernisierung des Abbaues und der Erweiterung der Abbaufelder im Bereich Tarsdorf/Ostermiething bzw. Weilhart war die endgültige Schließung des Bergbaues 1993 aus betriebswirtschaftlichen Gründen nicht mehr zu verhindern.

Zwischen Salzbachkohlenrevier und den Kohlenvorkommen des Hausruckreviers liegen die zahlreichen Vorkommen von Braunkohle im Kobernauber Wald (Schneegattern – Gasteig, Parz – Kollming, Munderfing, Siedelberg, Höring, Ozigen – Edt, Außerhögersteig). Aufgrund meist ungünstiger Lage unter der Talsohle und zu geringer Mächtigkeit erlangten diese Flöze keine wirtschaftliche Bedeutung.

*Pannonium – Hausruck-Kohle-ton-Serie (Ampflwang-Formation)* (siehe Kap. 4, Nr. 45)

Von großer wirtschaftlicher Bedeutung war hingegen das sogenannte Hausruckrevier, das zweitgrößte Braunkohlenrevier in Österreich. Es besteht aus einer Vielzahl kleiner bis größerer Bergbaue, die auf einem Lagerstättenareal von rund 80 km<sup>2</sup> verteilt sind und die Lagerstätte sowohl im Untertage- als auch im Obertageabbau erschlossen. Die wichtigsten Abbaue waren Schmitzberg, Hinterschlagen, Überacker, Hamingerfeld, Waclaviczekfeld und in der Abschlussphase Wörmansedt, Innerleiten und Lukasberg.

Die unterpannonen Braunkohlen des Hausruck sind an die Kohleführenden Süßwasserschichten der Ampflwang-Formation gebunden, die sich zumeist zwischen marinen Schliersedimenten bzw. Oncophorasanden im Liegenden

und der mächtigen Konglomeratplatte der Hausruckschotter im Hangenden befinden (POHL, 1968). Die bis über 60 m mächtige, meist sählig bis leicht geneigte Ampflwang-Formation mit drei bauwürdigen Flözhorizonten liegt diskordant auf dem Erosionsrelief des Untergrundes auf, wobei die Flözmächtigkeit in Abhängigkeit vom Liegendrelief variiert. Die Hausruckkohle ist eine stückige Weichbraunkohle mit einem Heizwert von ca. 12.000 kJ/kg, bis zu 40 % Wassergehalt und bis zu 10 % Asche (GROIS, 1989).

Im Hausruckwald wurde nach ersten Kohlenfunden im Jahr 1760 bereits seit 1785 Braunkohle abgebaut. Nach der Gründung der Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks- und Eisenbahngesellschaft im Jahr 1855 konnte 1870 schließlich fast das gesamte Hausruckrevier in einer Gesellschaft vereinigt werden (STARKE, 1991). Nach den wirtschaftlichen Schwierigkeiten im Jahr 1927 ging die Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks AG (WTK) in den vollständigen Besitz des Landes Oberösterreich über. 1946 erfolgte die Verstaatlichung des Hausruck-Kohlenbergbaues. Alle Betriebe im Ostrevier wurden infolge der weitgehenden Auskohlung bis Anfang der 70er Jahre geschlossen, der Untertageabbau im Westfeld schließlich 1994. Bis zum Konkurs der WTK Anfang 2007 wurde am Lukasberg noch in geringen Mengen Hausbrandkohle tagbaumäßig gewonnen; auch nach 2007 wurde der Tagbau Lukasberg, mit Unterbrechungen, weiter betrieben, der Abbau und die nachfolgende Rekultivierung des Geländes sollen bis spätestens 2017 endgültig abgeschlossen sein. Die Gesamtförderung im Hausruckrevier betrug von 1947 bis 2007 rund 32,6 Mio. t Braunkohle.

## 6.2.2. Torf

Nach KOHL (2000) ist in der Zwischenkriegszeit und auch noch nach dem 2. Weltkrieg Torf in zahlreichen kleinen

Mooren und in großem Ausmaß im Ibmer Moor (siehe Kap. 4, Nr. 4) gestochen worden.

## 6.3. Industriemineralien und -gesteine

### 6.3.1. Alaun

Als Begleitprodukt zur frühen Braunkohlengewinnung wurde 1818 bis 1824 am Mursberg in Walding auch

Alaun gewonnen (COMMENDA, 1888).

### 6.3.2. Graphit

Im oberösterreichischen Teil des Moldanubikums ist, an migmatitische Paragneise gebunden, eine Reihe von kleineren Graphitvorkommen bekannt, die hinsichtlich der Genese mit den wirtschaftlich bedeutenden Graphitmineralisationen im Bayerischen Wald (Kropfmühl) vergleichbar sind (WEBER, 1997). Das größte und einzige Graphitvorkommen, das in Oberösterreich jemals wirtschaftliche Bedeu-

tung erlangte, liegt im Herzogsdorf-Komplex. Zwischen 1914 und 1925 fand nördlich Herzogsdorf mit kleineren Unterbrechungen ein bescheidener Abbau statt (HOLZER, 1964). Unbedeutende Schurfbaue gab es auch östlich von Passau zwischen Haibach und Freinberg, in Esternberg, Klaffer, Sarleinsbach und Ramersdorf.

### 6.3.3. Hochwertige Karbonate und Zementrohstoffe (Festgesteine)

Hierzu werden chemisch sehr reiner Kalkstein, der die Eignung für eine Branntkalk-Erzeugung aufweist, und Dolomit, der als Rohstoff für die Feuerfestindustrie in Frage käme, gestellt. Wenn bei diesen Rohstoffen zusätzlich ein hoher Weißegrad auftritt, dann rücken sie auch ins Blickfeld des Interesses für hochwertige Füllstoffzwecke. Ver-

wendet werden für derlei anspruchsvolle Verwendungen nur gewisse Kalksteinvorkommen, wobei nicht primär über Aufmahlung weiße Füllstoffe erzeugt werden, wie z. B. von weißen Marmoren, sondern Calcit über den Weg des gebrannten Produktes synthetisiert wird (präzipitiertes Calciumcarbonat PCC). Geologisch handelt es sich

um Wettersteinkalk (mittlerer Teil; siehe Kap. 4, Nr. 131), Dachsteinkalk (oberer Teil, siehe Nr. 120) und Plassenkalk (siehe Nr. 104). Die Abbaue im Wettersteinkalk umfassen Pfaffenboden / Molln und Steyring. In Ersterem beinhaltet die vielfältige Verwendung u. a. Branntkalk, Glaserzeugung, Rauchgaswäsche, Futter- und Düngemittelproduktion, Baustoff-, Bitumen- und Asphaltindustrie. Im Abbau Steyring hingegen wird bei entsprechend hohen Förderaten schwach magnesiumhaltiger Kalkstein als Rohstoff zur Eisen- und Stahlerzeugung in Linz verwendet. Chemische Ähnlichkeit mit Letzterem weist der Wettersteinkalk im Steinbruch am Westufer der Enns bei Küpfern auf, der in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts betrieben wurde. Der Rohstoff wurde damals für die Stickstoffwerke und die VÖEST in Linz verwendet, für die Papiererzeugung und als Wasserbaustein für den Kraftwerksbau bei Losenstein (Kieslinger, unveröffentlichtes Manuskript TU Wien). Chemisch hochreine Vorkommen im Dachsteinkalk werden am Starnkogel / Bad Ischl (MOSHAMMER et al., 2007) für ähnliche Zwecke, die beim Wettersteinkalk vom Pfaffenboden aufgezählt wurden, abgebaut sowie am Schützenkogel / Pyhrnpass, dessen Material für Wasserbaustein und Brecherprodukte, aber auch zur Herstellung von Branntkalk verwendet wird. Plassenkalk, der überregional einen der hochwertigsten Kalkrohstoffe bildet, wird im Steinbruchgebiet Karbach abgebaut und in Ebensee verarbeitet (bis 2005 vorwiegend Soda-Produktion, seither PCC-Produkte). Dolomitvorkommen stehen für hochwertige Zwecke zurzeit nicht in Verwendung. Der Hauptdolomit (siehe Nr. 119) vom Steinbruch Kienberg / Göritz wird jedoch zur Erzeugung von Düngemittel und Bodenkalk verwendet und wäre als Glasrohstoff geeignet.

Die beiden Zementwerke in Oberösterreich nützen als Hauptkomponenten zum einen im Fall des Zementwerkes Gmunden Mergel und Siliziklastika der Altlenzbach-Formation (siehe Nr. 185) vom Steinbichl in Kombination mit

Dachsteinkalk (siehe Nr. 120) vom Pfeiferkogel, zum anderen beim Zementwerk Kirchdorf die Mischung aus Lunzer Schichten (siehe Nr. 130) und Opponitzer Kalk (siehe Nr. 127) vom Standort Micheldorf, versetzt mit Dachsteinkalk (siehe Nr. 120) vom Schützenkogel.

Der gute Kenntnisstand über die hochwertigen oberösterreichischen Kalkstein- und Dolomitvorkommen fußt auf einem der Raumplanung dienenden Rohstoffprojekt, in dem die hochwertigen Vorkommen Oberösterreichs eruiert und geologisch-geochemisch kartiert wurden (POSCHER, 1993; POSCHER & MOSTLER, 1991; POSCHER et al., 1987). In weiteren Rohstoffprojekten kam es zur gesetzesorientierten Eignungsfestlegung der aktiven Abbaue nach dem Chemismus und zur weiteren chemisch-weißmetrischen Charakterisierung ausgewählter Vorkommen (MOSHAMMER & MALECKI, 1994; MOSHAMMER & LOBITZER, 1999).

Aufgrund eingehender chemischer Untersuchungen oder ehemaliger Verwendung sind neben den bereits angeführten Steinbrüchen folgende Vorkommen bzw. die geologischen Schichtglieder im jeweiligen Teilbereich als Träger potentiell hochwertiger Karbonatrohstoffe anzusehen:

Gutenstein-Formation (siehe Nr. 142): Rastgrub, ehemals Zusatz für Zucker- und Papiererzeugung.

Wettersteinkalk, mittlerer Abschnitt (siehe Nr. 131): Gaisberg und Preblerkogel / Molln, Wieseralm / Welchau, Reichraming-Rastgrub, Hutkogel / Steinbach a. Z., Küpfers / Enns.

Vilser Kalk (siehe Nr. 102, 114 partim): Roßleithen / Windischgarsten, ehemals für chemische und eisenverarbeitende Industrie ausgebeutet.

Plassenkalk (siehe Nr. 104): Jainzen / Bad Ischl, Russbach-Radau, Stubwieswipfel / Wurzeralm.

Wettersteindolomit (siehe Nr. 134): Weißenbach – Lauffen / Bad Ischl, Mühlkogel / Bad Goisern, Weißenbachtal (vom Attersee bis Steinbachgraben).

#### 6.3.4. Kieselgur

Bekannt ist ein Diatomitvorkommen bei Wallern (SCHERMANN et al., 1979), dessen nähere Untersuchung allerdings ein negatives Ergebnis brachte. Die Geometrie des Vor-

kommens wurde als kleinräumig und ungünstig angesehen und auch die Qualität als nicht verbesserungsfähig erachtet (SCHERMANN, 1984).

#### 6.3.5. Kaolin

Der Kaolinbergbau Kriechbaum – Weinzierl liegt in der bedeutendsten Kaolinlagerstätte Österreichs (BMWfJ: Österreichisches Montan-Handbuch, 2010). Die Firma KAMIG mit Hauptsitz in Aisthofen bei Perg ist seit neunzig Jahren mit der Gewinnung und Aufbereitung von Kaolin beschäftigt. Die Kaolinvorkommen sind an die fossile, präoligozäne Landschaftsoberfläche gebunden, die an Brüchen eingesenkt wurde. Sie sind als tiefgründige Verwitterungsschwarten von Mauthausener Granit (siehe Kap. 4, Nr. 206) in primärer Lagerstätte erhalten (LOBITZER, 1988).

Überlagert werden sie von Pielacher Tegel (siehe Nr. 78), Linzer Sand (siehe Nr. 77) und Älterem Schlier (siehe Nr. 76). Der Kaolin wird hauptsächlich als Füllstoff in der Papierherstellung sowie in der Keramik- und Farbenindustrie eingesetzt. Der bei der Produktion anfallende Quarzsand findet in der Bauindustrie, vorrangig im Sportstättenbau Verwendung. Die überlagernden Tone des Älteren Schliers sind in der Herstellung von Lehmputzen und als mineralisches Abdichtungsmaterial gefragt und in der Landwirtschaft werden sie zur Bodenregenerierung genutzt.

#### 6.3.6. Mühl- und Schleifsteine

Hinweise auf Verwertungen als Mühl- und/oder Schleifsteine (Archiv der Geologischen Bundesanstalt) finden sich im Moldanubikum beim Peuerbacher Granit (siehe Kap. 4, Nr. 233) bei Oberndorf östlich Münzkirchen, bei Mauthausener Granit beziehungsweise Feinkorngraniten (siehe Nr. 206) im Raum Mauthausen und Gloxwald,

bei Gesteinen der Vorlandmolasse bezüglich Sandstein von Perg (siehe Nr. 77) und Dachsberg, in den Nördlichen Kalkalpen bei Gesteinen der Ressen-Formation (siehe Nr. 91) im Dachsteingebiet und im Rhenodanubikum bei Gesteinen der Altlenzbach-Formation (siehe Nr. 185).

### 6.3.7. Quarzsand, Quarzkies

Quarz führende Sande äquivalent der niederösterreichischen Melk-Formation treten in Oberösterreich entlang des Randes der Böhmisches Masse von der Landesgrenze im Osten bis in den Raum Waizenkirchen auf. Auf der Karte sind sie unter der Signatur Linzer Sand mit Melker Sand, Sandstein von Wallsee und Perg (siehe Kap. 4, Nr. 77) zusammengefasst. Eine rohstoffgeologische Bearbeitung der Vorkommen erfolgte durch HEINRICH (1979, 1982). Ihre Genese als klastische Litoralfazies (ROETZEL & KRENMAYR, 1996) an einer gegliederten Küste mit fluviatilen Schüttungen aus dem Hinterland der Böhmisches Masse bedingt Inhomogenitäten sowohl in der Korngrößenverteilung mit schwankenden Schluff- und Kiesgehalten als auch in der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung mit SiO<sub>2</sub>-Gehalten nur lokal über 88 Gew.-%, verursacht v. a. durch einen wechselnden, aber immer vorhandenen Feldspatgehalt. Vielfach wurden und werden die Linzer Sande deshalb nur als Bausande genutzt, da für eine höherwertige Verwendung eine intensive Aufbereitung notwendig ist. In St. Georgen an der Gusen werden durch ein mehrstufiges Verfahren Sande für die Glasindustrie (Weißglas)

und Feldspat produziert. Quarzsande (und Ton) fallen auch im Kaolinbergbau Schwertberg der Firma KAMIG als Nebenprodukt an. Insgesamt wurden in Oberösterreich im Jahr 2009 in 21 Betriebsstätten etwa 415.000 t Quarzsand produziert (BMWFJ: Österreichisches Montan-Handbuch, 2010). Erwähnt sei die Standfestigkeit der Linzer Sande, welche die Errichtung eines verzweigten Stollen- und Hohlraumnetzes im Raum Linz ermöglicht hat, das heute noch zugänglich ist.

Sandige Quarzkiese werden im Raum Münzkirchen aus den Pitzenbergschottern (siehe Nr. 52) gewonnen und industriell verarbeitet.

Liegendschichten und Zwischenmittel der Hausruck-Kohle-Serie (siehe Nr. 45) bergen Vorkommen von feuerfesten Sand-Ton-Gemischen bis hin zu kaolinitreichen Tonen in breiter qualitativer Streuung auf engem Raum (vgl. HEINRICH, 1984). In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts fanden sie Verwendung für verschiedene keramische und feuerfeste Produkte.

### 6.3.8. Phosphat

Phosphoritknollen führende glaukonitische Sande (Plesching-Formation, siehe Kap. 4, Nr. 67) treten zwischen Trefflinger Sattel und Peuerbach auf, eine moderne sedimentologische Bearbeitung erfolgte durch FAUPL & ROETZEL (1990). Die insbesondere an der Basis horizontweise angereicherten, metallisch glänzenden Phosphoritknollen sind zwischen 2 und 8 bzw. lokal bis 15 cm groß und werden als Aufarbeitung von Phosphoritlagen und -konkretionen des liegenden Älteren Schliers gedeutet. Intensive Untersuchungen der oberösterreichischen Phosphoritvorkommen im Hinblick auf Düngemittelleinsatz begannen in

den 1930er Jahren durch SCHADLER (1932, 1934a). Nach WERNECK (1980) zeigen die Vorkommen Mächtigkeiten bis zu 5 Meter bzw. bis zu 300 kg Phosphorit pro 1 m<sup>3</sup> Sand mit einem P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Gehalt von 13 %. Das Vorkommen von Prambachkirchen soll während und nach dem WK II kurzzeitig abgebaut worden sein.

Während des WK I und kurzfristig von 1945 bis 1947 sollen auch Phosphatanreicherungen in Höhlenlehm in der Lettenmayrhöhle bei Kremsmünster abgebaut worden sein.

### 6.3.9. Seekreide

Bei St. Agatha und Mitterweißenbach wurde Seekreide, ein feinkörniges wärmzeitliches Stausediment (siehe Kap. 4, Nr. 14) abgebaut. Es handelt sich um karbonatische Tonsilte, die als Dichtungsmittel, Farbfüllstoff und Glaserkitt verwendet wurden. Die Vorkommen wurde auch bei der Welt-

ausstellung 1873 in Wien, im Catalog der Ausstellungen des k. k. Ackerbau-Ministeriums, der k. k. Staats-Salinen und der k. k. öst. Tabak-Regie (K.K. ACKERBAU-MINISTERIUM, 1873) angeführt.

### 6.3.10. Steinsalz, Gips und Anhydrit

Die hier angesprochenen Lagerstätten werden von GÖTZINGER & WEBER (1997, S. 364) als Teil des Evaporitbezirks Salzkammergut i. w. S. zusammengefasst. Auf oberösterreichischem Gebiet stehen bzw. standen für die Steinsalz- und Solegewinnung in Abbau: Die Lagerstätten Hallstatt (ca. 1400 v. Chr. bis heute) und Bad Ischl (Förderung von 1563 bis 2011), das obertägig betriebene Sondenfeld Bad Ischl-Sulzbach (seit 1967) sowie die Lagerstätte Michlhallbach (?römerzeitlich bis 1560). Größere Reserven an Steinsalz befinden sich westlich von Bad Ischl (ARNDT & MAYR, 2003), südöstlich des Ischler Salzberges bzw. im größeren Umfeld von Bad Goisern sowie westlich vom Salzberg bei Hallstatt (MAYR, 2003). Eine außerhalb der angeführten Salzvorkommen fündige Salzbohrung wurde in Windischgarsten abgeteuft (SCHAU-

BERGER, 1986, Tab. 2; PREY, 1992, S. 574). Solequellen wurden aus diesem Gebiet ebenfalls dokumentiert, z. B. die Maria-Luisen-Quelle in Pfandl (BUSCHMANN, 1909). In der Forschung zur Geologie der Salzlagerstätten wurden ausgehend von diesem Raum grundlegende Arbeiten geschaffen: SCHAUBERGER (1931) erstellte eine Gliederung des Alpenen Haselgebirges anhand des Hallstätter Salzlagere und befasste sich überregional mit dessen Genese (SCHAUBERGER, 1955, 1986). Separate Vorstellungen anhand des Ischler Salzberges entwickelte MAYRHOFER (1955). Diese wurden in den modernen umfassenden Bearbeitungen von SPÖTL (1987, 1989), um nur einige zu nennen, aufgegriffen und die genetischen Modelle angepasst. Auch das durch Pollen nachgewiesene klassische Alter (KLAUS, 1953, 1965) konnte durch Isotopenstratigra-

phie untermauert und verfeinert werden: Hauptbildungszeitraum der Alpenin Haselgebirgsformation im Oberperm (siehe Kap. 4, Nr. 147), schwächer ausgeprägte Evaporitbildung in der Reichenhall-Formation (oberste Untertrias, siehe Nr. 142, 143), und – in Oberösterreich nicht ausgebildet – in der Opponitz-Formation (Karn, siehe Nr. 127). Die tektonische Komplexität um die Salzlagerstätten bildet Schlüsselstellen für die palinospastische Auflösung der jeweiligen Gebiete (MANDL, 2000, 2009). Da aber z. B. die Basis des Haselgebirges in Hallstatt bisher in keiner Bohrung erreicht wurde, steht der geologische Bau nach wie vor unter Diskussion (vgl. ARNBERGER, 2006, S. 90).

Die Steinsalzlagerstätten begründeten die überregionale Bedeutung des Salzkammergutes. Mit dem Hallstätter Salzbergwerk weist Oberösterreich den ältesten heute noch betriebenen Salzbergbau weltweit auf. Als ältester Fund wurde ein Beil aus Geweih mit 7000 BP datiert (Jungsteinzeit). Vor dem ersten historischen Bergbau in der Bronzezeit (ca. 1400 v. Chr.) gewann man das Salz allein aus Solequellen (KOWARIK & RESCHREITER, 2008). Aufgrund der überragenden archäologischen Bedeutung des am Salzberg entdeckten Hallstätter Gräberfeldes wur-

de der Begriff Hallstattkultur namengebend für die ältere Eisenzeit (ca. 50 bis 400 v. Chr.; KERN, 2008). Aus dieser Historie vermag das Schaubergwerk in Hallstatt zu schöpfen. Mit der Bergbauentwicklung verbunden war die Soleeindampfung, die zuerst in den Sudhäusern in Hallstatt und Bad Ischl stattfand und ca. 1607 wegen des Holzbedarfes nach Ebensee verlagert wurde (seit 1979 Großsaline in Steinkogl). Die längs des Traunales errichtete Soleleitung ist seit dem 17. Jahrhundert in Betrieb. Diese Ingenieurleistung wurde als UNESCO Weltkulturerbe gewürdigt (URSTÖGER, 2008b).

Der größte Abbau von Gips-Anhydrit bestand auf der Hintersteiner Alm/Pyhrnpass (1971 bis 2010) und diente vorwiegend der Gipskartonplatten-Produktion. Kleinere Gipsabbauere waren am Salzberg bei Bad Ischl und in Edelbach/Mitterweng südöstlich Windischgarsten bis etwa in die Mitte des 20. Jahrhunderts aktiv. Für kleine Gipsmühlen am nordöstlichen Traunufer wurde im Gschlifgraben geschürft (WEIDINGER, 2001). Hinweise auf weitere Vorkommen von Gips-Anhydrit beziehen sich u. a. auf Perneck, Siriuskogel, Jainzen, Fuchsalml (Lagerstättenarchiv Geologische Bundesanstalt).

### 6.3.11. Tone und Lehme

In Oberösterreich stehen derzeit zwölf Ziegelwerke in Betrieb und über zwanzig Tongruben in Abbau (BMWFJ: Österreichisches Montan-Handbuch, 2010). In der Produktion werden spätglaziale Seetone, die quartären Deckschichten auf den fluvioglazial gebildeten pleistozänen Terrassenfolgen, die marine Schlierabfolge des Ottnangium und der Ältere Schlier des Oligozäns eingesetzt.

Die Seetone (siehe Kap. 4, Nr. 11) bei Tarsdorf werden als Zusatztone für die Ziegelindustrie genutzt. Es handelt sich um Tonsilte, die aufgrund ihrer niedrigen Grobschluffanteile und ihrer sonst hohen Ton-, Mittel- und Feinschluffanteile gezielt zum Auffetten von mageren Tonen eingesetzt werden.

Verwitterungslehme und Lösslehme (siehe Nr. 15, 16) werden in der Tongrube Freudenstein abgebaut. Die Lösslehme auf Älteren Deckenschottern (siehe Nr. 33) werden bei Ottensheim in der Tongrube Niederottensheim, bei Utten-dorf in den Tongruben Erlach-Pischelsdorf und Freihub Ost und im Raum Neuhofer in der Tongrube Schallauer/Hillingeder gewonnen. In Neundling im Bezirk Ried im Innkreis befinden sich die Lösslehme auf Jüngeren Deckenschottern (siehe Nr. 29) im Abbau. Im Großraum Wels werden die Lösslehme auf den Jüngeren Deckenschottern in der Tongrube Mayr/Wels herangezogen und bis vor wenigen Jahren wurden auch die Lösslehme auf der Hochterrasse abgebaut.

Die Korngrößenverteilungen der quartären Lösslehme zeigen nahezu unabhängig von ihrer geographischen Lage und ihrer Altersstellung ein sehr einheitliches Bild. Im Winkler-Diagramm (WINKLER, 1954) mit den Parametern  $<2 \mu\text{m}$ ,  $2\text{--}20 \mu\text{m}$  und  $>20 \mu\text{m}$  fallen sie überwiegend in die Felder für dünnwandige Hohlwaren bzw. für Dachziegel. Die Lösslehme sind karbonatfrei und weisen hohe Anteile an Schichtsilikaten auf. Feldspate pendeln in ihren Mittelwerten um 10 Gew.-%. Die Durchschnittswerte für den freien Quarz, der in höheren Gehalten zu Kühlrisen führt, liegen über 30 Gew.-%. Nach BIEHL (1995) liegen die Kennwerte für freien Quarz für Dachziegel bei  $<30 \text{ Gew.-%}$ , für Hinter-

mauerwerk bei  $>50 \text{ Gew.-%}$ . Für alle Proben gilt, dass das Verhältnis von der  $<2\text{-}\mu\text{m}$ -Fraktion zum Schichtsilikatanteil zugunsten der Schichtsilikate verschoben ist, d. h. dass auch im Schluffbereich mit höheren Schichtsilikatanteilen zu rechnen ist. Die in der Schlufffraktion zu erwartenden Schichtsilikate sind, wie aus der Tonmineralogie der Fraktion  $<2 \mu\text{m}$  abzuleiten ist, die Glimmer- und, quantitativ untergeordneter, die Chloritgruppe, die, je grobkörniger sie entwickelt sind, bei der Formgebung ungünstige Preßstrukturen ergeben können. Die Smektitgruppe, als Vertreter der quellfähigen Tonminerale, ebenso wie die Vermiculitgruppe, die, in größeren Quantitäten vorhanden, ein empfindliches Trocknungsverhalten bewirken, sind absolut betrachtet mit  $<15 \text{ Gew.-%}$  bzw. mit  $<5 \text{ Gew.-%}$  vertreten. Kaolinit ist in allen Deckschichten, wenn auch nicht in allen Proben anzutreffen. Die höchsten Mittelwerte sind in den Deckenlehmen auf den Älteren Deckenschottern nachgewiesen.

Die Hausruck-Kohleton-Serie (siehe Kap. 4, Nr. 45) weist das Potential für höherwertige, über den grobkeramischen Bereich hinausgehende Qualitäten auf. Die Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks AG vertrieb die unterschiedlichsten Tonhandelssorten, die als Nebenprodukte bei der Kohleförderung anfielen, wie in einem Tonsortenverzeichnis aus dem Jahre 1951 nachzulesen ist (WTK, 1951). Insbesondere die Liegendschichten zeichnen sich aufgrund ihrer hohen Kaolinitanteile durch hohe Feuerfestigkeit aus (HEINRICH et al., 1981, 1984). Sie wurden als Form- und Klebsande bis vor Kurzem noch für die Herstellung von feuerfesten Stampfmassen gewonnen. In kleinem Ausmaß werden sie heute noch bei Wolfharting abgebaut und beim Bahnhof Hausruck zu Feuerfestmaterial aufbereitet (WEBER & WEIDINGER, 2006). Zwischenmittel und Hangendschichten hingegen sind nur von mäßiger Feuerfestigkeit und scheinen im Tonsortenverzeichnis der WTK (1951) als mindere, rotbrennende Keramiktone auf.

Die pelitischen Vertreter der Rittsteiger Schichten (siehe Nr. 53) waren wirtschaftlich als Bleistifttone bedeutend.

In größerem Ausmaß wurden sie bis 1938 zwischen Freinberg und Esternberg abgebaut und u. a. von der KOH-I-NOOR Bleistiftfabrik in Budweis und Attnang-Puchheim verarbeitet.

Die marine Schlierabfolge des Ottngium, die derzeit in Oberösterreich der Ziegelherstellung dient, umfasst die Rieder Schichten (siehe Kap. 4, Nr. 60), den Ottnanger Schlier (siehe Nr. 63) und den Robulus-Schlier (siehe Nr. 66).

Die Rieder Schichten befinden sich bei Straß Eberschwang im Tagbau Kirchsteig, bei Ried im Tagbau Rabenberg und nördlich von Senftenbach in der Tongrube Flotzinger/Mörswang in Abbau.

Der Ottnanger Schlier wird derzeit in den Tongruben Peuerbach/Bruck, Waasen, Watzing, Rebhan/Weibern und in der Tongrube Oberfreundorf z. T. mit den auflagernden Lösslehm gewonnen.

Der Robulus-Schlier wird konzentriert in mehreren nördlich von Wels gelegenen Tongruben, namentlich Haiding, Hartberg, Freimüller-Buchkirchen, Buchkirchen-Grabmayr, z. T. gemeinsam mit den auflagernden Lösslehm abgebaut.

Der Ältere Schlier (siehe Nr. 76) des Oligozäns wird im Raum Eferding in der Tongrube Polsenz und in der Grube Finklham als Ziegelrohstoff herangezogen.

Die Kornspektren der Rieder Schichten und des Ottnanger Schliers sind ebenso wie die des Robulus-Schlier durch hohe Siltanteile charakterisiert. Die Sandanteile schwanken stark, die Tonanteile sind generell niedrig bei Werten um 20 Gew.-% und darunter. Im WINKLER-(1954)-Diagramm sind sie mit hohen Anteilen an der 2–20-µm-Fraktion vorwiegend im Vollziegelfeld zu finden. Im verlehmt Zustand sind sie durchschnittlich um 10 Gew.-% tonreicher, liegen petrographisch als +/- sandige Tonsilte vor und fallen im WINKLER-(1954)-Diagramm, wenn auch nicht zur Gänze, in die Felder für Dachziegel und für dünnwandige Hohlwaren.

Gesamtmineralogisch sind die Rieder Schichten, der Ottnanger Schlier und der Robulus-Schlier durch hohe Karbonatanteile mit Durchschnittswerten von knapp unter 30 Gew.-% charakterisiert. Calcit ist immer die vorherrschende Karbonatkomponente. Karbonate sind unter geeigneten Voraussetzungen in der Ziegelproduktion nicht unerwünscht. Feinkörnig und gleichmäßig verteilt nehmen sie beim Brand günstigen Einfluss auf Scherbenfestigkeit, Brennschwindung und Rohdichte des Scherbens. Höhere Karbonatgehalte bewirken eine deutliche Aufhellung des Scherbens. Die ästhetischen Kriterien eines traditionellen Ziegelrots werden nicht oder nur durch gezielte Mischung

mit ihren verlehmt Anteilen bzw. mit den karbonatfreien Decklehm erreicht. Außerdem tragen Karbonate durch eine verstärkte Bindung von Fluor und Schwefeldioxid im Scherben zu einer Verminderung der Emission von Schadstoffen bei (STEIN, 1982). In der aktuellen Diskussion um gesetzliche Bedingungen zur notwendigen Reduzierung der CO<sub>2</sub>-Emission könnten karbonatischen Ziegelrohstoffen zukünftig jedoch Nachteile erwachsen. Aufgrund der Karbonatführung wurden die Schliersedimente auch als kostengünstiger Karbonatdünger zur Bodenverbesserung in der Landwirtschaft eingesetzt und bis nach dem 2. Weltkrieg in zahlreichen, kleineren und größeren Gruben abgebaut.

Der Quarzanteil beträgt im Mittel ca. 20 Gew.-%, die Schichtsilikatanteile sind mit etwas über 40 Gew.-% ausgewiesen, während sie in den verlehmt Anteilen als Folge der geringen bzw. fehlenden Karbonate zu deutlich höheren Werten verschoben sind.

Die Tonmineralogie der Fraktion <2 µm ist, wie für die gesamte Abfolge des oberösterreichischen Jüngeren Schlier gültig, durch das Fehlen der Kaolinit-Gruppe charakterisiert. In der Fraktion <2 µm überwiegen die quellfähigen Dreischichtminerale der Smektitgruppe. Sie liegen immer deutlich über 50 Gew.-%. Gefolgt werden sie von der Hellglimmer/Illit-Gruppe, deren Mittelwerte zwischen 20 und 30 Gew.-% schwanken. Die Chlorit-Gruppe liegt stets unter der 10-Gew.-%-Marke. In den verlehmt Anteilen sind teilweise in höheren Prozentsätzen vermiculitische und smektitische Strukturen unterschiedlicher Schichtladungen als Verwitterungsbildungen von Glimmer und Chlorit anzutreffen.

Die quellfähigen Tonminerale fördern einerseits die Bindefähigkeit eines Tonrohstoffes und sind somit ein wichtiger Faktor seiner Plastizität, wirken sich jedoch andererseits in höheren Prozentsätzen stark negativ auf die Trockenempfindlichkeit bzw. die Trockenbiegefestigkeiten aus (LORENZ & GWOSDZ, 1997). Die auf die Gesamtmineralogie bezogenen, zulässigen Höchstwerte von <15 Gew.-% werden bei den Schlierproben nicht überschritten.

Der Ältere Schlier des Oligozäns aus dem Raum Eferding weist geringe Sandgehalte auf und der Siltanteil dominiert gegenüber dem Tonanteil. Die WINKLER-(1954)-Kennwerte lassen auf eine Eignung für Dachziegel und dünnwandige Hohlware schließen. Die Gesamtmineralogie zeichnet sich durch geringe Karbonatführung und hohe Schichtsilikatanteile aus. Die Tonmineralogie der Fraktion <2 µm ist smektitbetont und weist im Gegensatz zum Jüngeren Schlier höhere Prozentsätze der Kaolinit/Fireclay-Gruppe auf.

## 6.4. Baurohstoffe

### 6.4.1. Bau-, Werk- und Dekorsteine

*Moldanubikum (Kristallin der Böhmisches Masse)*

Von überregionaler Bedeutung, zumindest für Ostösterreich, sind die Pflaster- und Leistensteine sowie Stufen, Grabsteine und -einfassungen aus den gut spaltbaren fein- bis mittelkörnigen Feinkorngraniten, mit ihrem Hauptvertreter Mauthausener Granit (siehe Kap. 4, Nr. 206). Nach KIESLINGER (1969) wurden im Jahre 1811 die ersten Großpflastersteine für Wien geliefert, die ab 1910 dann allmäh-

lich vom Kleinsteinpflaster verdrängt wurden. Daneben wurden Bausteine für zahlreiche Donau- und Autobahnbrücken sowie Kraftwerksbauten aus den Graniten gebrochen, dies auch im Konzentrationslager Mauthausen unter menschenverachtenden Beweggründen (siehe <http://www.mauthausen-memorial.at/>). Vor Kurzem wurden die Wiener Fußgängerzonen Am Graben und Kärntnerstraße

teils mit Feinkorngranit von Neuhaus-Plöcking neu ausgelegt und auch für Denkmäler und Skulpturen werden die fein- und mittelkörnigen Granite häufig verwendet. Wichtige Vorkommen der Feinkorngranite liegen bei Mauthausen, Perg, Neuhaus-Plöcking, Aschach, Aigen-Schlägl und zwischen St. Oswald und Sandl. Unter den vielen nutzbaren Gesteinsarten sind weitere praktisch wichtige Gesteinsvorkommen mit heute aktiven Abbauen anzuführen: Freistädter Granodiorit (siehe Nr. 204, 205), Diorit (siehe Nr. 224) bei Julbach, Weinsberger Granit (siehe Nr. 222, 223) mit den Großkalifeldspaten, Schärddinger Granit (siehe Nr. 232) mit charakteristischen dunklen Restitschollen, Peuerbacher Granit (siehe Nr. 233), Schlierengranit (siehe Nr. 235) und schließlich der „Perlgneis“ (Paragneis-Migmatite, siehe Nr. 238, 239).

#### *Vorlandmolasse*

Nach KOHL (2000) steht die häufige Verwendung von Kalktuffen an gotischen Sakralbauten in Gegensatz zu den heute nur noch sehr spärlichen Vorkommen in Oberösterreich; er nimmt an, dass sie einst viel weiter verbreitet waren und schon im Mittelalter weitgehend abgebaut wurden. Nach KIESLINGER (1969) lagen die meisten Abbaustellen am Ufer der Salzach, sie wurden – für die Gegend typisch – für viele romanische und gotische Sakralbauten im Innviertel verwendet.

Seit der Römerzeit genutzt und von landschaftsprägendem Baueinsatz im Bereich ihres Vorkommens ist die Weiße Nagelfluh von Kremsmünster (siehe Kap. 4, Nr. 32), die zwischen Almtal, Kremstal und nördlich des Alpenrandes bis knapp vor Sattledt vorkommt. Eine ausführliche Beschreibung liegt von KOHL (1986, 2000) vor. Das Gestein und seine vielseitige Verwendbarkeit kann insbesondere im Kloster von Kremsmünster eingehend studiert werden. Letzte Abbautätigkeit erfolgte bis in die 1980er Jahre.

KIESLINGER (1969) weist auch auf den Dachsberger Sandstein (siehe Nr. 77) hin, aus dem Römersteine gefunden wurden und der Material für gotische bis barocke Bauwerke und Tür- und Fenstergewände lieferte. Auch bei Steyregg und Gassolding bezeugen Reste unterirdischer Einbauten die Gewinnung von Sandstein. Auch die in verschiedenen Niveaus lokal entwickelten

Quarz- und Quarzitkonglomerate (siehe z. B. Pramquellen-Bank, in Nr. 45) wurden früher als Bausteine genutzt.

#### *Rhenodanubische Flyschzone*

Bruchstein und Material für Pflasterplatten, Stufen, Sockelsteine, Grabsteine und Steinmetzarbeiten wurde früher häufig aus den Sandsteinen der Altenglach-Formation (siehe Kap. 4, Nr. 185) gewonnen. Nach KIESLINGER (1969) gab es früher nicht wenige Brüche, die das Material für die Kirchen, Klöster und Stifte (z. B. Mondsee, Schlierbach) lieferten.

#### *Südhelvetikum*

Eine Besonderheit ist nach KIESLINGER (1969) der rotgelbe Nummulitenkalksandstein (Kressenberg-Formation; siehe Kap. 4, Nr. 194) von Reitsham ENE Mattsee, der in einem kleinen Bruch abgebaut wurde.

#### *Nördliche Kalkalpen*

Im Gegensatz zu Salzburg ist in Oberösterreich die Werk- und Dekorsteingewinnung in den Kalkalpen nahezu gänzlich zum Erliegen gekommen. Zurzeit wird gerade noch allfällig in einem Bruch bei der Grafenalm am Schwarzensee (südöstlich Schafberg) ein liassischer Brekzienkalk, sogenannter Schwarzenseer Marmor, abgebaut. Eine moderne sedimentologische Bearbeitung erfolgte durch MOSHAMMER & LEUPRECHT (2003). Ehemals wurden weitere polierfähige Kalksteine verschiedener jurassischer Niveaus (siehe Kap. 4, Nr. 102–114) abgebaut, unter anderen bei Grünau, Kastenreith, Losenstein, Reiterndorf, Karbach und Weißenbach. Eine kalkige, bunte Gosaubrekzie (sogenannter Spitaler Marmor) wurde bei Spital am Pyhrn gebrochen. Gosau-Sandsteine (siehe Nr. 93) wurden nach KIESLINGER (1969) seit dem Mittelalter am Rieplsberg abgebaut, Verwendungsbeispiele sind die Kirchen von Windischgarsten, Bad Hall und das Stift von Spital am Pyhrn. Dort soll auch Kalk der Gutenstein-Formation (siehe Nr. 142) gewonnen worden sein. Am Pötschenpass wurde grauer Bankkalk des Norium (siehe Nr. 124) für Platten, Stufen, Türen- und Fenstersimse gebaut und bei Bad Ischl gibt es Hinweise auf die Gewinnung von Dachsteinkalk (siehe Nr. 120) als Bau- und Bruchstein.

## 6.4.2. Wasserbau- und Wurfsteine

Als Wasserbau- und Wurfsteine kommen sowohl Gesteine aus dem Kristallin der Böhmisches Masse als auch aus den Kalkalpen in Frage. Die sicher nicht vollständige Auflistung umfasst Vorkommen beziehungsweise Betriebe in folgenden geologischen Einheiten und Orten:

#### *Moldanubikum (Kristallin der Böhmisches Masse)*

Freistädter Granodiorit (siehe Kap. 4, Nr. 204): Hammern-Gurhof

Feinkorngranit i. Allg. (siehe Nr. 206): Weinbergholz-Florenthein, Königswiesen-Maissauerreut

Schärddinger Granit (siehe Nr. 232): Gopperding

Schlierengranit (siehe Nr. 235): Oberlandshaag-Unterhart

„Homogenisierter Perlgneis“ (siehe Nr. 238): Enzenkirchen-Hintersberg, Grafenau

Weitere Vorkommen sind bekannt aus:

Engerwitzdorfer Granit (siehe Nr. 220), Weinsberger Granit (siehe Nr. 222) und Peuerbacher Granit (siehe Nr. 233).

#### *Nördliche Kalkalpen*

Jurakalk i. Allg. (siehe Kap. 4, Nr. 102): Schönau a. d. E.-Schiffend

Jura-Schwellenfazies (siehe Nr. 114): Großraming-Pechgraben

Hauptdolomit (siehe Nr. 119): Weißenbach a. A.

Dachsteinkalk (siehe Nr. 120): Starnkogel, Schützenstein

Wettersteinkalk (siehe Nr. 131): Weißenbach a. A.

Wettersteindolomit (siehe Nr. 134): Zwieselbachalm

Gutenstein-Formation (siehe Nr. 142): Reichraming-Rastgrub

Weitere Vorkommen sind bekannt aus:

Oberalm-Formation (siehe Nr. 103) und Plassenkalk (siehe Nr. 104).



### 6.4.3. Natursteine für Brecherprodukte

Bei der Gewinnung von Brecherprodukten für den Einsatz vor allem im Straßen- und Wegebau hat sich in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, wie in vielen anderen Branchen, ein erheblicher Konzentrationsprozess ergeben. In der „Steinbruchkartei“ der Geologischen Bundesanstalt stehen Aufzeichnungen von knapp 690 außer Betrieb stehenden Abbauen rund 130 Betriebsstätten gegenüber, die in den letzten 30 Jahren aktiv oder bei Bedarf aktiv waren.

Heute für den Straßen- und Wegebau wichtige Abbaugebiete liegen im Moldanubikum in folgenden Gesteinen: Freistädter Granodiorit (siehe Kap. 4, Nr. 204, 205), Mauthausener Granit und Feinkorngranite (siehe Nr. 206), Weinsberger Granit (siehe Nr. 222, 223), Schärdingener Granit (siehe Nr. 232), Schlierengranit (siehe Nr. 235) und „Perlgneis“ (siehe Nr. 238, 239). Dabei wird neben speziellen Gewinnungsstätten für Brecherprodukte, z. B. der Mühlviertler Schotterindustrie bei Schenkenfelden, Lasberg-Gunnersdorf und Königswiesen oder der Mineral Abbau GmbH bei Altenfelden und Sandl, auch das

Abfallmaterial aus den großen Werksteinbrüchen gebrochen. Andererseits wird für den allfälligen lokalen Bedarf auch die Verwitterungsschwarte der Granite als lockerer Grus („Flins“) abgebaut. Das Pendant dazu sind in den Nördlichen Kalkalpen zahlreiche Bedarfsabbau in stückig verwitternden, meist dolomitischen Schichtgliedern wie Hauptdolomit (siehe Nr. 119) und Wettersteindolomit (siehe Nr. 134). Der Hauptdolomit liefert aber auch Material für regional und teilweise überregional bedeutende Steinbrüche, z. B. bei Micheldorf und Gaflenz. Dachsteinkalk (siehe Nr. 120) für Edelsplitt zur Verarbeitung in Asphaltmischanlagen wird im Abbau Schützenstein in Spital am Pyhrn gewonnen, Wettersteinkalk (siehe Nr. 131) wird in großem Stil in dem bereits erwähnten Trichterabbau mit Stollenbandförderung Pfaffenboden bei Molln abgebaut, die jährliche Abbaumenge beträgt hier etwa 350.000 Tonnen und der Standort ist auf 90 Jahre ausgelegt. Weitere Brüche im Wettersteinkalk liegen bei Weißenbach am Attersee. Karbonate der Gutenstein-Formation (siehe Nr. 142) werden bei Windischgarsten und Rastgrub nördlich Reichraming gewonnen.

### 6.4.4. Kiese und Sande

Rohstoffgeologische Grundlagenstudien über Kiessande in Oberösterreich liegen von LETOUZÉ-ZEZULA et al. (1999), REITNER & LETOUZÉ-ZEZULA (2002) und HEINRICH et al. (2004) vor.

Flächenmäßig am weitesten verbreitet sind die Kiessande der Niederterrasse (siehe Kap. 4, Nr. 17), der Hochterrasse (siehe Nr. 22) und der Deckenschotter (siehe Nr. 29 / 33). Höchste Qualität als Baurohstoffe besitzen aufgrund ihrer Korngröße, Sortierung, ihres Rundungsgrads und Mineralbestands die Kiessande der Niederterrasse (siehe Nr. 17) und der spätglazialen Terrassen (siehe Nr. 10). Es handelt sich hierbei um gut sortiertes und gerundetes Grobkorn und Sand mit regional verfestigten Lagen und einzelnen Feinkorneinschlüssen bzw. -bedeckungen. Das Material weist einen hohen Anteil an kalkalpinen Komponenten auf, entlang der Donau überwiegen jedoch kristalline und Quarz-Gerölle. Diese Kiessande finden hochwertige Verwendung als Betonkies oder Frostkoffer. Die nächstbeste Qualität besitzen holozäne Flussablagerungen (siehe Nr. 2) in breiten Tälern, Hochterrassenschotter (siehe Nr. 22), Deckenschotter (siehe Nr. 29 / 33), Quarzrestschotter (siehe Nr. 37) und neogene Kiese (siehe Nr. 41, 43, 52). Als qualitativ hochwertige Sande werden die Linzer und Melker Sande (siehe Nr. 77) z. B. in der Feuerfest- und Glasindustrie verwendet (HEINRICH, 1982).

In der Molassezone gewinnen die meisten heute noch aktiven Kiessandabbau Material aus der Niederterrasse (siehe Nr. 17), seltener aus holozänen Flussablagerungen (siehe Nr. 2) und Quarzrestschottern (siehe Nr. 37). Hochterrasse (siehe Nr. 22), Deckenschotter (siehe Nr. 29 / 33) und neogene Kiese (siehe Nr. 41, 43, 52) werden nur noch vereinzelt abgebaut. Im Bergland gibt es ebenso viele Kiessandabbau in der Niederterrasse (siehe Nr. 17) wie in Vorstoßschottern (siehe Nr. 24, 31, 35) und Hangschuttkörpern (siehe Nr. 5). Anhand von Daten über Betriebsstatus, Größe und regionale / lokale Bedeutung von Kiessandab-

bauen kann eine rohstoffgeologisch hohe Bedeutung für folgende Kiessandvorkommen festgestellt werden:

#### *Molassezone:*

Niederterrasse (siehe Nr. 17) (z. B. Enknach, Mattig, Inn, Eferdinger Becken, Linzer Feld, Mitterkirchner Feld)

Jüngste Talfüllungen (siehe Nr. 2) breiter Flusstäler (Ager, Alm, Traun, Enns, Donau)

#### *Böhmische Masse:*

Schwemmfächer (siehe Nr. 6)

#### *Flyschzone und Nördliche Kalkalpen:*

Schwemmfächer (siehe Nr. 6)

Vorstoßschotter (siehe Nr. 24, 31, 35) (z. B. bei Frankensmarkt)

Spätglaziale Terrassen (siehe Nr. 10) (z. B. Trauntal)

Niederterrasse (siehe Nr. 17)

Leitet man aus der Qualität und Bedeutung grobkörniger Lockergesteinsvorkommen eine rohstoffgeologische Eignung ab (PFLEIDERER et al., 2007; WEBER, 2007), ergibt sich die beste Eignung für die letzte Kaltzeitlichen Terrassenschotter (Niederterrasse - siehe Nr. 17, spätglaziale Terrassen - siehe Nr. 10) und für holozäne Talfüllungen (siehe Nr. 2) breiter Täler, gefolgt von Hochterrassenschottern (siehe Nr. 22) und Linzer Sanden (siehe Nr. 77). Deckenschotter (siehe Nr. 29 / 33), Quarzrestschotter (siehe Nr. 37), Hausruckschotter (siehe Nr. 43) sowie gletschernaher Schüttungen (siehe Nr. 14, 19) und Schwemmkegel (siehe Nr. 6) im Bergland liegen im Mittelfeld. Weniger geeignet sind Moränenmaterial (siehe Nr. 18, 23, 30, 34), Hangschutt (siehe Nr. 5) und Talfüllungen (siehe Nr. 2) schmaler Täler, während Konglomerate (siehe Nr. 32) und Brekzien (siehe Nr. 26), Gleitschollen, Rutsch- und Sackungsmassen und Material aus Massenbewegungen (siehe Nr. 8) am wenigsten geeignet sind.

## 6.5. Kohlenwasserstoffe

### 6.5.1. Zur Geschichte der Kohlenwasserstoff-Suche und -Gewinnung in Oberösterreich

Schon seit 1852 war Erdgas als flüchtiger Bestandteil der Bad Haller Jod- und Bromwässer bekannt. 1891 wurden die Welser (Methan-)Gasfelder anlässlich von Brunnengrabungen entdeckt. Der erst 1991 eingestellte „Erdgasbergbau II“ des Klosters der Schwestern vom Heiligen Kreuz wurde zur ergiebigen dieser Lagerstätten (VETTERS, 1936). Aus dem Bad Haller Grubenfeld „Johannes“ wurde zwischen 1925 und 1940 Gas produziert.

In Leoprechting bei Taufkirchen an der Pram gelang es 1906, wieder im Zuge einer Wasserbohrung, zähflüssiges Bitumen aus basalen oligozänen Sanden am Top des Kristallins der Böhmisches Masse zu erschließen (GRILL, 1949). Die Förderung dieses asphaltischen Schweröls gelang erst 1946 durch Zufuhr von Dampf. Bis 1952 wurden von der Pram-Erdöl-Explorations-Gesellschaft m.b.H. (PRAM) 4.311,5 Tonnen dieses Bitumens zu Tage gebracht (SOMMER in BRIX & SCHULTZ, 1993). Die geologische Betreuung dieses Vorhabens oblag – genauso wie die während des zweiten Weltkrieges vor allem im Innviertel unternommenen Tiefbohrversuche auf Kohlenwasserstoffe in seichten Beckenteilen – dem GBA-Geologen Rudolf Grill (LETOUZÉ-ZEZULA, 1999).

Eine aus dem KW-Archiv der GBA stammende Freischurf-Übersichtskarte von Oberösterreich (Abb. 17) mit Stand

13. März 1938, dem Tag der Okkupation Österreichs, weist 29 Besitzer von Freischurfen auf. Zu erkennen ist die fast vollständige Abdeckung der Molassezone mit damals frei veräußerbaren Freischurfen auf Kohle und Kohlenwasserstoffe auf Rechtsgrundlage des Allgemeinen Berggesetzes 1854. Die Aufsuchungsrechte auf Bitumen in existenten Freischurfen nach dem Allgemeinen Berggesetz 1854 erloschen allerdings nach Einführung des Bitumengesetzes vom 01.08.1938 entschädigungslos mit Ablauf des 31.07.1940.

Während der Kriegsjahre 1939–1945 waren oberösterreichische Konzessionen (nach dem KW-Archiv der GBA, Arch. Nr. 494, Konzessionskarte von Österreich) an die (Gewerkschaft) Elwerath, D.E.A., G.S.D., Deutag, Preussag und F. Koller & Sohn verliehen (Letztere führte die Aufschlussarbeiten z. T. in Zusammenarbeit mit der RAG durch; BRAUMÜLLER, 1948).

Ab dem Jahr 1947 wurde die damalige Rohöl-Gewinnungs AG (RAG) in Oberösterreich tätig, zuerst noch ohne Gewinnungsrechte, aber gestützt auf Forschungstitel, welche die Geologische Bundesanstalt auf Basis des neuen Lagerstättengesetzes erteilte (BRAUMÜLLER et al., 1985). Der erste Forschungsauftrag für das Gebiet zwi-

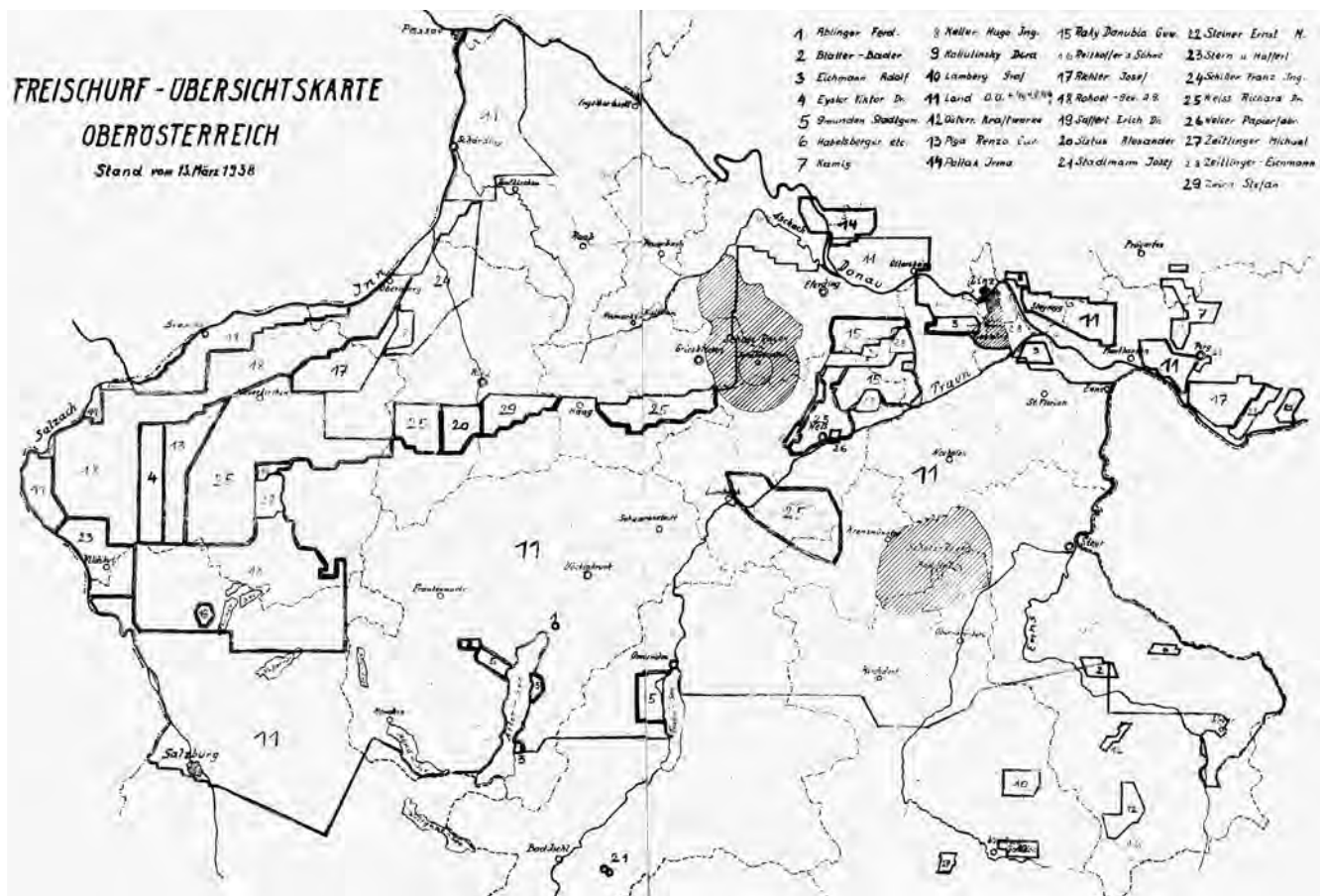


Abb. 17: Freischurf-Übersichtskarte Oberösterreich, Stand 13. März 1938 (KW-Archiv der GBA).

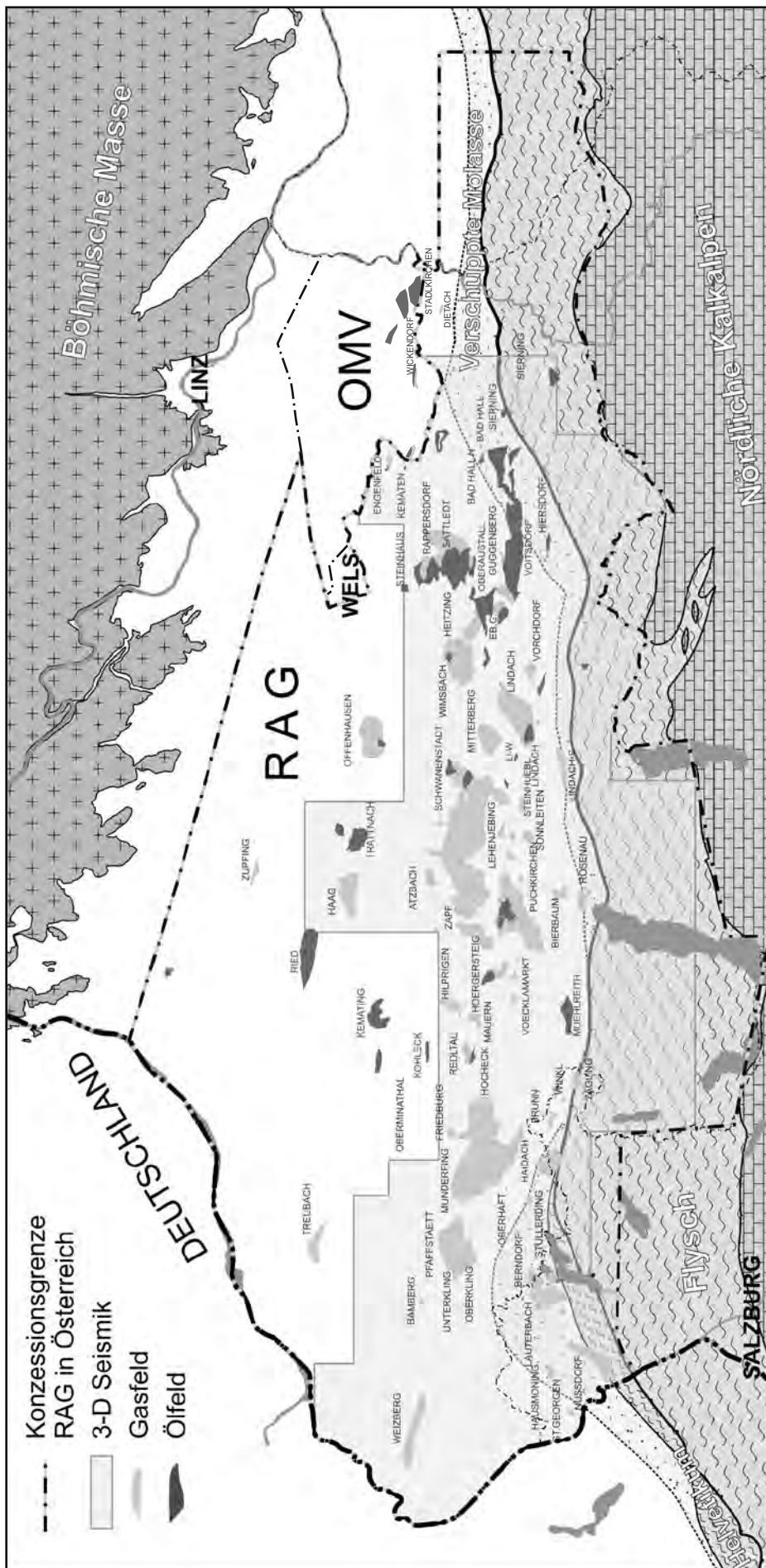


Abb. 18: Karte der Konzessionsgebiete und KW-Felder in Oberösterreich unter Eintrag der existierenden RAG 3-D Seismik, Stand 31. 12. 2009 (verändert nach Hmsch, 2011a).

schen Salzburg und Braunau wurde in enger Kooperation der RAG (für die RAG waren die Geologen Ferdinand Aberer und Erhard Braumüller maßgeblich beteiligt) mit der „Flysch-Arbeitsgruppe“ der GBA (getragen von Rudolf Grill, Rudolf Noth, Gustav Götzinger, Sigmund Prey, Hellmut Becker; ab 1948 auch von Heinrich Küpper) abgewickelt. Die abgeteufelten Counterflush-Bohrungen wurden an der GBA mikropaläontologisch untersucht. Weitere GBA-Forschungsaufträge folgten für die Gebiete Bad Hall (RAG, 1949), Ried (RAG, 1951) und Taufkirchen (PRAM, 1951) und schließlich für Pettenbach und Wels (RAG, 1960).

Ab 1955, nach Unterzeichnung des Staatsvertrages, wurde auf Basis von §2 des Bitumengesetzes die Verleihung von Konzessionen und damit eine Gewinnung möglich.

Seither ist das oberösterreichische Gebiet in wechselndem Ausmaß von Aufsuchungsgebieten, hauptsächlich der RAG, abgedeckt (derzeit RAG-Oberösterreich: 4.859 km<sup>2</sup> mit 138 Gewinnungsfeldern). Im Grenzland zu Niederösterreich hält die OMV E&P das Aufsuchungsgebiet OMV Oberösterreich I (derzeit 321 km<sup>2</sup> mit 4 Gewinnungsfeldern). Zwischen 1967 und Jänner 1970 war auch die MESA Petroleum AG im Bereich Schärding explorativ tätig.

Bereits die erste RAG-Bohrung „Puchkirchen 1“ wurde 1956 in einer Tiefe von 2.700 Metern in eozänen Sandsteinen ölförmig. Im Jahre 2009 förderten in Oberösterreich 42 Erdöl- und 111 Erdgassonden je Tubingstrang (BMWfJ, 2010).

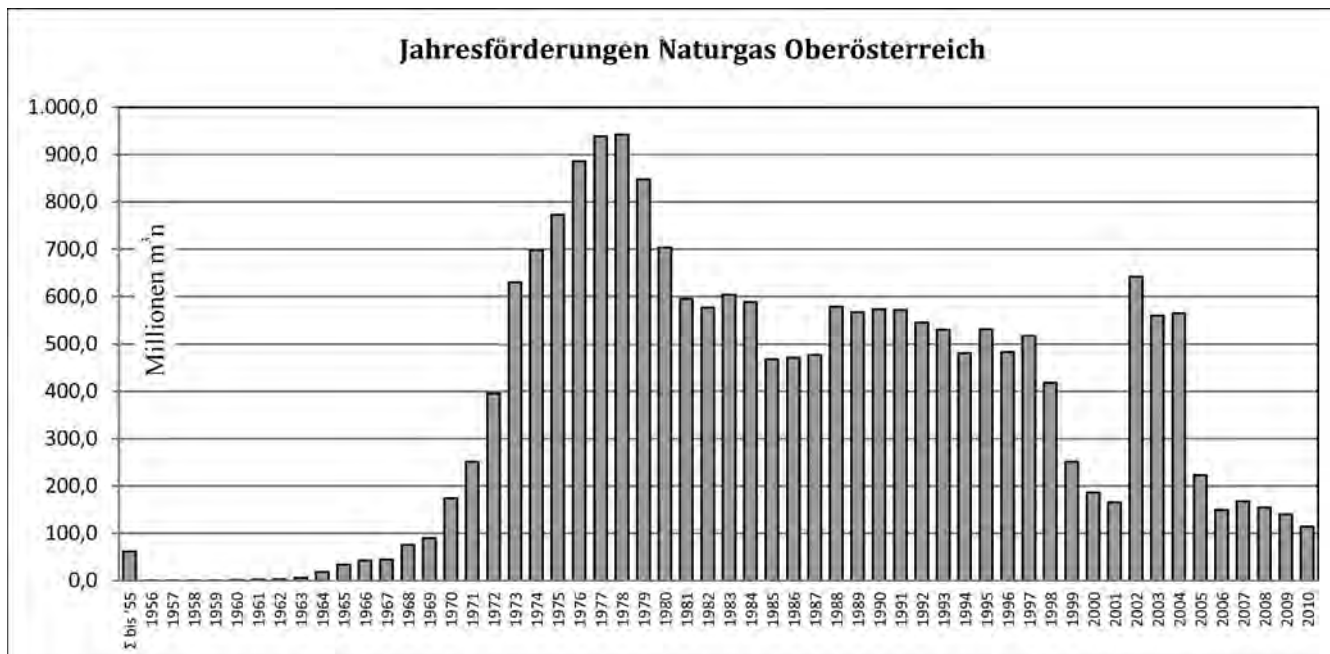


Abb. 19: Kumulative Naturgasproduktion (inkl. Inerte) in Oberösterreich 1891–2010, 1891–1955 in eine Zelle summiert (Quelle: OMV-AG, 2002; RAG-Nachträge eingearbeitet).

Mit Stand 31.12.2010 hat die GBA detaillierte Kenntnis von 1249 jemals in Oberösterreich abgeteuften KW-Bohrungen, 799 Bohrungen davon sind nach von der RAG der GBA zur Verfügung gestellten Daten (Ablenkungen aus einem bestehenden Bohrloch sind bei der RAG als eigene Bohrung gezählt) der RAG in Molasse und Flysch zuordenbar. Weitere 114 Bohrungen davon sind der OMV Explorations- u. Produktions-GmbH (OMV E&P) in Molasse und den OÖ Kalkalpen zuzuordnen (laut von der OMV E&P der GBA zur Verfügung gestellten Daten) (Abb. 18). Vor 1946 wurden 331 Bohrungen von verschiedenen, z. T. heute nicht mehr existenten Firmen, vor allem im Innviertel abgeteuft (KOLMER, 2009). Zusätzlich wurde eine nicht ausreichend genau rekonstruierbare, wohl dreistellige Anzahl von seichten (Produktions-)Bohrungen der PRAM im Raum Taufkirchen/Leoprechting abgeteuft.

Ebenfalls nicht in diese Summe inkludiert sind die alten Gasbohrungen rund um Bad Hall und im Bereich Wels, wo bereits bis 1945 über 100 Bohrungen mit durchschnittlichen Bohrteufen zwischen 200 und 300 Metern verzeichnet wurden (GRILL, 1947).

Im OÖ-Bohrkataster (Kolmer, 2009) liegen weitere 17.462 seismische Schussbohrungen der RAG und 454 seismische Schussbohrungen der OMV E&P vor.

Die kumulierte oberösterreichische Naturgasförderung beläuft sich auf 18.975.775.801 Normalkubikmeter Erdgas

und 1.546.133.433 Normalkubikmeter Erdölbegleitgas. Abb. 19 fasst die Förderung des EGWB Wels, aus Bad Hall, von RAG und OMV E&P, inkl. der Erdölbegleitgasförderung aus Grünau jahresweise zusammen. Auffällig ist das in den 70er Jahren aufgebaute Hoch, das vor allem aus den damals aufgefundenen und umgehend entwickelten Lagerstätten Offenhausen, Lindach-Süd, Atzbach, Oberminathal, Munderfing und Friedburg stammt. Der Abfall der Produktion am Ende der 90er Jahre wurde von der 2002–2004 in Produktion gegangenen, sich auch auf Salzburger Territorium erstreckenden Großlagerstätte Haidach aufgefangen. Mit der Neuorientierung der RAG zum Speicheranbieter werden die verbleibenden Lagerstätteninhalte in Haidach ab 2005 geschont und mit fortschreitendem Speicherausbau als Arbeitsgas genutzt.

Die kumulierte oberösterreichische Erdölförderung beläuft sich auf 9.036.180,7 Tonnen Erdöl und 15.163,3 Tonnen Ligroin. Abb. 20 fasst die Förderung von PRAM, RAG und OMV E&P inkl. der Erdölförderung aus Grünau jahresweise zusammen. Der Anstieg der Förderung in den 60er Jahren auf fast 350.000 t Jahresförderung ist eine Folge der Aufwindung und Entwicklung der Felder Ried, Kohleck, Voitsdorf, Piberbach, Sattledt und Trattnach, der Produktionsabfall bis zum Jahr 2000 spiegelt die Erschöpfung dieser Felder wider. Der in den Jahren 2006–2010 zu verzeichnende Förderanstieg liegt in der ölpreisbedingt wieder in Gang geratenen Exploration, z. B. der Entwicklung des Feldes Hiersdorf, begründet.

## 6.5.2. Vorkommen, Lagerstätten und Speicherung von Kohlenwasserstoffen in Oberösterreich

Als gesicherte Muttergesteine des Erdöls (und des thermalen Gases) der Molassezone gelten die unteroligozänen Tonmergel, Tonsteine, Siltsteine und Mergelsteine der Schöneck-Formation (ehemals „Lattorf“-Fischschiefer),

Dynow-Formation (ehemals Heller Mergelkalk) und Eggerding-Formation (ehemals Bändermergel). Die oberoligozänen bis untermiozänen Fischschiefer der Ebelsberg-Formation (ehemals „Aquitane“-Fischschiefer) wer-

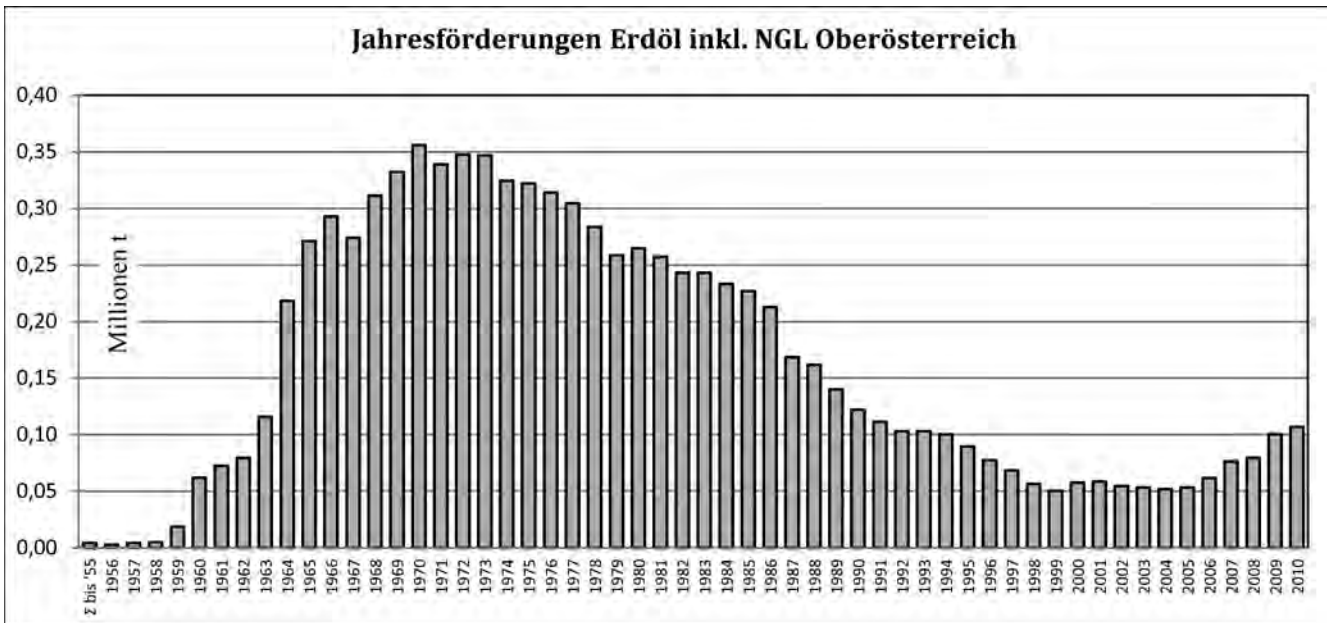


Abb. 20: Kumulative Erdölproduktion (Erdöl und NGL) in Oberösterreich 1956–2010, 1951–1955 in eine Zelle summiert (Quelle: OMV-AG, 2002; RAG-Nachträge eingearbeitet).

den als Quelle des bakteriellen Gases, das heute in den oligo- und miozänen Turbiditen und Sanden lagert, verantwortlich gemacht. Eine Beteiligung meso- und jungpaläozoischer Gesteine des Untergrundes an der Ölbildung wird nur für die östliche Molassezone erörtert (HAMILTON et al., 2000).

Die potentiellen Erdöl-Muttergesteine der Schöneck-Formation, Dynow-Formation und Eggerding-Formation sind im näheren Umfeld der Speichergesteine unreif, sie errei-

chen ihre Reife erst unter den Decken des Alpenorogens. Daraus leitet sich eine Fern-Migration des Erdöls in die Speichergesteine mit Distanzen bis über 50 km ab (GRATZER et al., 2011).

Die wichtigsten Erdöl-Speichergesteine stellen obereozäne Sandsteine und mesozoische Gesteine des Molasseuntergrundes dar, während die oligozänen bis untermiozänen Gesteine der Puchkirchen-Formation und der Hall-Gruppe die Speicher des biogenen Erdgases sind.

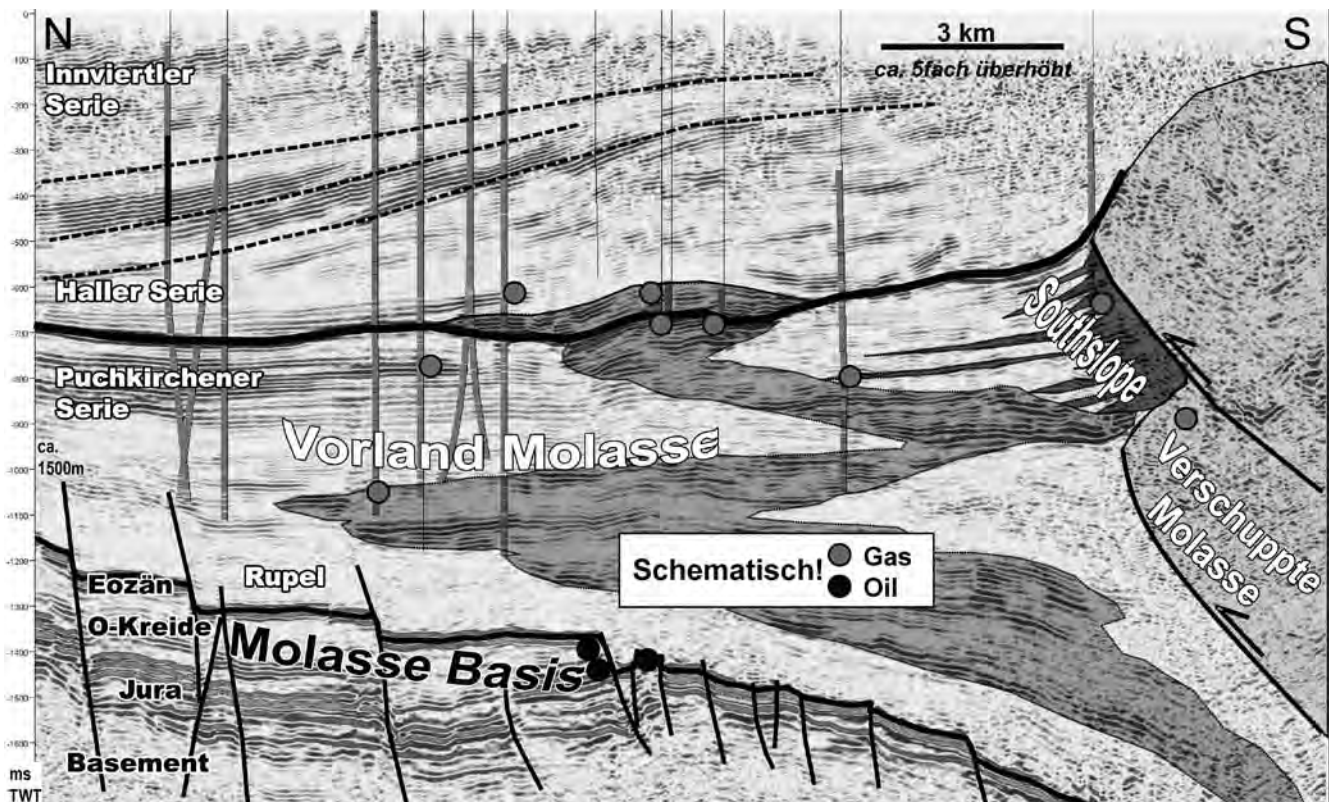


Abb. 21: Typusprofil der OÖ-Molasseregion mit schematischer Situierung von KW-Plays (HINSCH, 2011b).

Aktuelle Hauptexplorationsziele (siehe Abb. 21) sind

1.: die Molassebasis (obereozäne Deltasandsteine) und die mesozoische Plattform (Jura und Kreide) – hauptsächlich auf Öl

2.: die Schüttungsfächer der Vorlandmolasse (Haller Serie des Eggenburgien, Puchkirchener Serien des Ottnangien) über den Nordrand des alpinen Deckenstapels hinweg – hauptsächlich auf Gas

3.: der Molasse South Slope und die verschuppte Molasse (Imbricated Molasse) am Nordrand der Alpen – hauptsächlich auf Gas.

Derzeit steht eine Reihe geeigneter oberösterreichischer Gaslagerstätten sowohl für eine kurzfristige als auch die saisonale kommerzielle Vorratshaltung von Erdgas zur Verfügung: so hat die RAG (BMWFJ, 2010 und RAG-website <http://www.rag-austria.at/unternehmen/daten-und-fakten.html>)

1.: die Erweiterung des ursprünglich aus 1982 stammenden Erdgasspeichers Puchkirchen/Haag im Jahr 2010 abgeschlossen (Arbeitsgasvolumen ca. 1,1 Mrd m<sup>3</sup>n)

2.: die Umwidmung der Erdgaslagerstätte Haidach in eine Speicherlagerstätte (Haidach 5) vorgenommen (Arbeitsgasvolumen ca. 14 Mio m<sup>3</sup>n)

3.: in technischer Alleinverantwortung die Erweiterung des (anteilig auch in Salzburg gelegenen) Speichers Haidach

so weit vorangetrieben, dass eine Inbetriebnahme der Ausbaustufe II mit April 2011 möglich wird (Arbeitsgasvolumen ca. 2,7 Mrd m<sup>3</sup>n, Betrieb zusammen mit Gazprom export, und der Wingas GmbH & Co. KG)

4.: die Absicht, die erste Ausbaustufe des RAG- Erdgasspeichers „7 Fields“ im 1. Halbjahr 2011 in Betrieb zu nehmen (Arbeitsgasvolumen ca. 2,0 Mrd m<sup>3</sup>n, Betrieb zusammen mit E.ON Gas Storage GmbH)

5.: im Jahr 2010 den Erdgasspeicher Aigelsbrunn inklusive einer Speicheranbindungsleitung errichtet (Arbeitsgasvolumen ca. 100 Mio m<sup>3</sup>n, Inbetriebnahme für April 2011 vorgesehen).

Die OMV Gas Storage GmbH betreibt seit 1977 in der Lagerstätte Thann einen Erdgasspeicher (Speichervolumen 250 Mio m<sup>3</sup>n).

Abschließend soll noch auf das Österreichische Montan-Handbuch (BMWFJ, 2010, S. 55–59) verwiesen werden, wo detailliertere Angaben zur Erdöl- und Erdgas-Förderung in Oberösterreich (Fundjahr, Status und Förderregion, geologisch-/stratigraphische Zuordnung der KW führenden Horizonte unter Angabe der kumulativen Produktion mit Vermerk der Förderperiode etc.) zu finden sind.

Dank: Der Dank der Autoren gilt den in Oberösterreich tätigen Erdöl- und Erdgasbetrieben, insbesondere Dr. Ralph Hinsch von der RAG, für die Zurverfügungstellung von Daten und Erstellung von Abbildungen.

# 7. Hydrogeologie

CH. KOLMER

Als grundlegende Darstellung der Hydrogeologie von Oberösterreich gilt die gleichnamige Publikation von VOHRZYKA (1973), in der die Grundwasservorkommen des Landes sowohl hinsichtlich der landschaftsgeschichtlichen Genese und hydrogeologischen Prozesse als auch der charakterisierenden Grundparameter beschrieben wurden.

Mit Erscheinen der Hydrogeologischen Karte von Oberösterreich 1 : 200.000 (BERKA & SCHUBERT, 2007) wurden die hydrogeologischen Verhältnisse der oberflächennahen Grundwässer im Überblick dargestellt. Diese Karte baut auf der Geologischen Karte von Oberösterreich 1 : 200.000 auf und kategorisiert generalisierend die hier getroffenen geologischen Ausscheidungen nach hydrogeologischen Gesichtspunkten. Weiters zeigt die Karte auch wesentliche Nutzungselemente, wie Thermalwasseranlagen, Entnahmefrühen und Quellen.

Eine grundsätzliche, wenn auch nicht abschließende Gliederung erfuhren die Grundwasservorkommen mit der Bestandsaufnahme nach den Gesichtspunkten der EU-Wasserrahmenrichtlinie (BMLFUW, 2005). Hier erfolgte eine Ausweisung von abgegrenzten Grundwasserkörpern und – wo eine klare Abgrenzung aufgrund der hydrogeologischen Verhältnisse nicht möglich war – eine Zusammenfassung in Gruppen von Grundwasserkörpern. Eine zusammenfassende Beschreibung dieser Grundwasserkörper erfolgte durch SCHUBERT (2003) im Vorfeld der Bestandsaufnahme, eine Arbeit, auf die im Zuge der Erstellung dieser Übersicht immer wieder zurückgegriffen wurde.

In Anlehnung an die Ausweisung der Grundwasserkörper sollen die Grundwasservorkommen folgendermaßen charakterisiert werden:

## 7.1. Tiefengrundwässer

### **Das Thermalwasservorkommen im Untergrund des niederbayerischen-oberösterreichischen Molassebeckens**

Der Thermalwasseraquifer erstreckt sich von den obertägig anstehenden Jurakalken der Fränkischen Alb (Kreidehorst von Schierling), die gegen Osten unter die Molasse abtauchen, entlang des Südrandes der Böhmisches Masse bis zum Eferdinger Becken. Die Thermalwässer sind dabei an verkarstete Kalke des Oberen Juras („Malm  $\delta$ “ bis „Malm  $\zeta$ “) mit einer Mächtigkeit von bis zu 200 m sowie an bis zu 40 m mächtige Cenoman-Sandsteine gebunden; dem Grundwasserleiter sind dabei auch am Molassenorrand auftretende Sande der Molassezone (alttertiäre Basissande und Linzer Sande) zuzuordnen. Die Mächtigkeit des Oberen Juras nimmt gegen Osten hin deutlich ab und wird hinsichtlich der Funktion als Grundwasserleiter von den am Kristallinrand aufliegenden Sanden abgelöst. Als Grundwasserstauer dienen die mergeligeren Ablagerungen des „Malm  $\alpha$ “ bis „Malm  $\delta$ “ (BAUJARD, 2009).

Wesentliche Elemente der Bilanzierung stellen dabei die Versickerung in den obertägigen Verbreitungsgebieten des Oberen Juras, seitliche Randzuflüsse, wie beispielsweise aus dem Kristallin, Leakage-Prozesse im Rottal und die Discharge-Prozesse im Eferdinger Becken in der Größenordnung von 490 l/s dar (HUBER, 1999). Für den Thermalwasseraquifer werden von HUBER  $k_f$ -Werte in der Größenordnung von  $3,9 \times 10^{-7}$  bis  $1 \times 10^{-5}$  m/s angegeben, die im Bereich von Störungen bis zu zwei Zehnerpotenzen (ca.  $5 \times 10^{-3}$  bis  $1,2 \times 10^{-2}$  m/s) höher liegen können. Nicht zu vernachlässigen ist neben der Permeabilität des Karst-Kluft-Systems dennoch der Anteil der Matrix-Porosität an der Gesamtdurchlässigkeit.

Hydrochemisch ist im Thermalaquifer zwischen der „Nordgruppe“ und der „Südgruppe“ – nahe am Alpenrand in den

Oberjurakarbonaten erschlossene stagnierende Na-Cl-Wässer – zu unterscheiden. Die „Nordgruppe“ zeigt gering mineralisierte Na-HCO<sub>3</sub>-Cl-Wässer (1,3 g/l), deren meteorische Herkunft durch Deuterium- und Sauerstoff-18-Untersuchungen belegt ist (GOLDBRUNNER, 2000).

Die Thermalwassertemperaturen zeigen dabei Einflüsse der Tiefenlagen und der lateralen Zuflüsse; während im deutschen Bäderdreieck Temperaturen zwischen 50 und 65 °C vorherrschen, steigen diese mit zunehmendem Absinken des Aquifers in Richtung Osten auf bis zu 105 °C in Altheim und Geinberg. Südlich des Sauwaldes treten aufgrund der Zuflüsse aus dem Kristallin geringere Temperaturen auf. In Richtung der Discharge-Zone im Eferdinger Becken nimmt die Grundwassertemperatur wieder kontinuierlich ab (Bad Schallerbach, 35 °C).

Die Nutzung des Thermalwasseraquifers erfolgt sowohl zu balneologischen (Bad Birnbach, Bad Griesbach, Bad Füssing, Geinberg, Bad Schallerbach) als auch zu geothermischen Zwecken (Simbach/Braunau, Altheim, St. Martin). Im Sinne einer nachhaltigen Grundwasserbewirtschaftung sind rein thermisch genutzte Thermalwässer in den Entnahmehorizont zu reinjizieren.

### **Das Thermalgrundwasservorkommen von Bad Hall**

Die jodhaltigen Thermalwässer von Bad Hall, zuletzt zusammenfassend beschrieben von SCHUBERT (2004), sind an die grobklastischen Lagen und Linsen der Puchkirchner Serie und der basalen Haller Serie gebunden. Hier handelt es sich – gestützt durch Analysen der Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte (GOLDBRUNNER, 1988) – im Wesentlichen um nicht erneuerbare, stark mineralisierte Formationswässer (Na-Cl-Wässer) mit hohen Brom- und Jodgehalten.

## **Die Grundwasservorkommen in den Sanden am Molassenordrand**

Der externen Randfazies der Molassesedimentation (FAUPL & ROETZEL, 1990) sind die Linzer Sande, die Phosphoritsande und fossilreichen Grobsande (Plesching-Formation) sowie die Enzenkirchner Sande zuzuordnen. Obwohl genetisch-faziell und stratigraphisch zu unterscheiden, stellen diese Sandvorkommen am Nordrand des Molassetroges die wesentlichen Grundwasserleiter mit vergleichbarer hydrogeologischer Charakteristik in diesem Raum dar. Von besonderer Bedeutung sind dabei die mit Molassesedimenten aufgefüllten Buchten und Becken im Kristallin, wie die Rainbacher Bucht, die Natternbacher Bucht und das Gallneukirchner Becken, für die Trinkwassergewinnung.

Die obertägige Verbreitung der Linzer Sande – teils überlagert von Sanden der Plesching-Formation – ist zwischen Waizenkirchen und Grein nachgewiesen; westlich schließen in ihrer Position am Kristallinrand die Plesching-Formation mit den Natternbacher Sanden sowie die Enzenkirchner Sande an (HEISS et al., 2005). In Richtung Süden tauchen die Sande unter die feinkörnigen Sedimente der Beckenfazies (Ottner Schlier, Älterer Schlier) ab, so dass hier gespannte bzw. artesisch gespannte Druckverhältnisse auftreten. Die Grundwasserneubildung erfolgt aus dem Kristallin, über die Infiltration und vor allem auch durch Versickerung von Oberflächengewässern bzw. Leakage-Prozessen von oberflächennahen Grundwasservorkommen, wie im Gallneukirchner Becken. Aus einzelnen Brunnenbohrungen wurden Durchlässigkeitsbeiwerte in der Größenordnung von  $4 \times 10^{-4}$  bis  $1 \times 10^{-6}$  m/s im Gallneukirchner Becken und in St. Georgen an der Gusen (HEISS & SPENGLINGWIMMER, 1996; SPENGLINGWIMMER, 1997; SPENGLINGWIMMER, 2009) und  $1,25 \times 10^{-4}$  m/s in der Natternbacher Bucht ermittelt.

Hydrochemisch zeigen diese Wässer eine geringe Mineralisierung. Lange Verweilzeiten und die dichte Überlagerung mit Sedimenten der Beckenfazies führen zu reduzierenden Verhältnissen, beobachtbar an einer Abnahme der Nitratkonzentrationen und steigenden Ammoniumgehalten im Grundwasser.

Aufgrund der Ergiebigkeit dieser Grundwasservorkommen und den natürlichen Schutzbedingungen durch die Überlagerung mit mächtigen Deckschichten werden diese durch eine Reihe von Brunnenanlagen zur Trinkwasserversorgung genutzt. Hervorzuheben sind hier die Anlagen von Schärding, Natternbach, Gallneukirchen, Engerwitzdorf und St. Georgen an der Gusen.

## **Die Grundwässer der Atzbacher Sande und der Sande der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation**

Als durch Gezeitenströmungen verfrachtete Sande aus dem Mündungsbereich der Ur-Salzach zeigen die Atzbacher Sande und die Sande der Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation eine Wechselfolge von Fein- bis Mittelsanden mit Silt-Zwischenlagen und stärker schluffigen, schlierartigen Schichtpaketen (HEISS et al., 2005).

Zwischen Vöcklamarkt und Grieskirchen sind die beiden Formationen an der Oberfläche weit verbreitet, tauchen unter den Ottner Schlier ab und sind im Untergrund weit nach Norden zu verfolgen. SCHMID (2001) zufolge erreicht die Atzbacher Sandabfolge eine Gesamtmächtigkeit von etwa 200 m. Die Atzbacher Sande sind dabei gebietsweise aus mehreren Sandhorizonten aufgebaut, die Grundwasser unterschiedlicher hydrochemischer Beschaffenheit und Druckverhältnisse führen (vgl. BURGSCHEWAGER et al., 1997). HEISS & JUNG (2010) führen hier Eisenkonzentrationen von bis zu 1 mg/l, Mangankonzentrationen von bis zu 0,06 mg/l und Ammoniumgehalte von bis zu 5,2 mg/l an.

Im Raum Haag – Rottebach – Taufkirchen/Tr. – Hofkirchen/Tr. – Grieskirchen treten die an sandreiche Horizonte der Atzbacher Sande gebundenen Grundwässer als Arteser auf. Die Grundwasserströmungsverhältnisse sind anhand von Druckspiegelkarten (vgl. SCHMID, 2001) dokumentiert und zeigen ein Abströmen des Grundwassers aus den Alimentsgebieten in Richtung Norden und auf Höhe Hofkirchen/Tr. ein Absinken in Richtung Osten ins Trattnachtal. In den zentralen Artesergebieten kann von Durchlässigkeitsbeiwerten in der Größenordnung von  $1 \times 10^{-4}$  bis  $1 \times 10^{-6}$  m/s und artesischen Schüttungen in der Größenordnung von 0,1 bis 3,2 l/s ausgegangen werden (vgl. HEISS & JUNG, 2010).

## **Die Grundwässer der Mehrnbacher Sande**

Die Mehrnbacher Sande als Elemente der Glaukonitischen Serie (ABERER, 1958) sind westlich von Ried weit verbreitet und tauchen unter den Braunauer Schlier gegen Westen ab. Hinsichtlich ihrer Kornzusammensetzung sind sie als schluffige Sande bzw. sandige Schluffe zu charakterisieren. Die Ausbissflächen der Grundwasser leitenden Schichten innerhalb der Glaukonitischen Serie dienen als Alimentsbereiche der einzelnen Aquifere, wobei hier zumeist ein hydraulischer Kontakt zu den kiesigen Ablagerungen des Quartärs sowie den Kohleführenden Süßwasserschichten bzw. den jüngeren neogenen Ablagerungen besteht.

Aus Korngrößenanalysen der Sande abgeleitete Durchlässigkeitsbeiwerte ergeben Größenordnungen von  $5 \times 10^{-5}$  m/s bis  $1 \times 10^{-6}$  m/s (GOLDBRUNNER, 1988). Da die Sedimentation der Sandlagen immer wieder von Tonmergeln unterbrochen wurde, ist die Gebietsdurchlässigkeit der einzelnen Formationen wesentlich geringer anzusetzen.

GOLDBRUNNER (1988) zieht aus einer Analyse der Druckspiegellagen den Schluss, dass der Inn als Vorflut für die Tiefengrundwässer der Glaukonitischen Serie wirksam ist. Aus der hydrochemischen Differenzierung von Tiefenwässern der Glaukonitischen Serie gegenüber jenen äquivalenter Formationen im angrenzenden Bayerischen Raum leitet er ab, dass der Inn hier ein trennendes hydraulisches Element darstellt.



## 7.2. Oberflächennahe Grundwasserkörper und Gruppen von Grundwasserkörpern

### Die Grundwasservorkommen in der Böhmisches Masse

Verschiedentlich werden die Oberösterreichischen Anteile an der Böhmisches Masse (Mühlviertel und Sauwald) aufgrund des Fehlens großräumig zusammenhängender Grundwasservorkommen als Wassermangelgebiete bezeichnet. Dennoch kann die Wasserversorgung in weiten Teilen auch in Trockenzeiten, wie beispielsweise dem Katastrophenjahr 2003, aus den lokalen Grundwasserressourcen gedeckt werden. Grundwässer treten sowohl in den Verwitterungsdecken der Festgesteine als auch in deren Klüften in lokal unterschiedlichen Ergiebigkeiten auf. Aufgrund der karbonatfreien Einzugsgebiete zeigen die Grundwässer aus dem Kristallin eine geringe Härte und teilweise auch freie Kohlensäure. Weiters bedingt das zumeist saure Milieu eine erhöhte Lösung von Eisen aus dem Grundwasserleiter.

Die Verwitterungsschichten weisen dabei zumeist eine lehmig-grusige Zusammensetzung mit Mächtigkeiten von mehreren Metern auf und werden lokal als „Flinz“ bezeichnet (VOHRZYKA, 1973). Die Wasserführung erfolgt dabei, insbesondere bei umgelagertem Flinz, vorwiegend linear; diese Grundwässer werden zumeist über sohloffene Schachtbrunnen und Quellen geringer Ergiebigkeit gefasst.

Die an das Störungs- und Kluftsystem des kristallinen Grundgebirges gebundenen Grundwässer werden zumeist über Bohrungen erschlossen und weisen in der Regel begrenzte Ergiebigkeiten sowie gespannte bis artesische Druckverhältnisse auf. Aus Pumpversuchen lassen sich die hier anzutreffenden Durchlässigkeiten aufgrund der problematischen Zuordnung der permeablen Bohrstrecken nur schwer rechnerisch ableiten. STÖBER (1995) geht bei seinen Untersuchungen an metamorphen und granitischen Gesteinen im Schwarzwald von Durchlässigkeitsbeiwerten aus, die zwischen  $5 \times 10^{-10}$  m/s und  $8,7 \times 10^{-5}$  m/s schwanken. Die Hauptdurchlässigkeit ist dabei an Trennflächen wie Störungen, Störungszonen und Mylonitzonen, an den Grenzbereich verschiedener kristalliner Gesteine sowie an „alte Zirkulationswege“ wie hydrothermal umgewandelte oder beanspruchte Zonen, Erzgänge, offene Klüfte mit Mineralbesatz bzw. Mineralgänge gebunden. So treten die Sulzbergquellen am Sulzberg-Bärensteinkamm entlang einer NW-SE-streichenden Quarzlinse aufgrund deren erhöhter Klüftigkeit mit einer Schüttung von 10 bis 25 l/s aus (VOHRZYKA, 1973).

Tertiäre Beckenfüllungen, beispielsweise am Molassenorrand (s. o., Gallneukirchner Becken, Klamer Becken etc.) oder im Raum Freistadt – Kefermarkt bilden die einzigen größeren, zusammenhängenden Grundwasservorkommen im Kristallin. Letztere werden als fluviatile Ablagerungen mit Sanden, Quarzschottern und tonig-schluffigen Lagen und einer Mächtigkeit von bis zu 56 m südlich Freistadt (VOHRZYKA, 1973) beschrieben. Aus Pumpversuchen an einzelnen Versuchsbrunnen im Raum Kefermarkt – Lest sind Durchlässigkeitsbeiwerte in der Größenordnung von  $5 \times 10^{-5}$  m/s abzuleiten (WIESER, 1977).

### Die Nördlichen Kalkalpen und ihre Tal- und Beckenlandschaften

Die Nördlichen Kalkalpen (NKA) samt ihren einzelnen, zum Teil übertieften Becken werden in der Gruppe von Grundwasserkörpern Nördliche Kalkalpen zusammengefasst, die damit sowohl die Karst- und Kluftgrundwässer im Festgestein als auch die Porengrundwässer in den Tälern abdeckt. In der Beschreibung der Hydrogeologie gehen SCHUBERT (2003) und VOHRZYKA (1973) detailliert auf die tektonischen und petrographischen Verhältnisse der Festgesteine der NKA ein.

In der Hydrogeologischen Karte von Oberösterreich (BERKA & SCHUBERT, 2007) erfolgt eine Differenzierung der verkarstungsfähigen Grundwasserleiter hinsichtlich ihrer räumlichen Erstreckung und Ergiebigkeit. Konkret werden Kalke der großen Karbonatplattformen (Trias- und Jurakalke) als sehr ergiebig klassifiziert; Dolomiten dagegen wird zwar eine weite räumliche Verbreitung, jedoch nur durchschnittliche Ergiebigkeiten zugeordnet. Hinter dieser Klassifizierung stehen zwei grundlegende Prozesse der Grundwasserführung innerhalb der Festgesteine der NKA.

Verkarstete Kalke der oberen und mittleren Trias bilden in weiten Bereichen das Einzugsgebiet der ergiebigsten Quellen in Oberösterreich. Hervorzuheben ist hier der Gebirgsstock des Warschenecks mit verkarstem Dachsteinkalk, welcher von Grundwasser stauenden Werfener Schichten und Haselgebirge unterlagert wird. Die Entwässerung des Karststockes nach Norden erfolgt vorwiegend über die Großquelle Pießling-Ursprung mit einer durchschnittlichen Schüttungsmenge von 2200 l/s, aber auch ins Steyrtal, wo südlich von Hinterstoder einzelne Quellen genutzt werden.

Vergleichbare hydrogeologische Verhältnisse mit verkarstem Dachsteinkalken weisen auch das Tote Gebirge und das Dachsteinmassiv auf; im Hölleengebirge, Sengengebirge und am Hochschwab stellen verkarstete Wettersteinkalke die Grundwasserleiter dar. Auch hier erfolgt die Entwässerung vorwiegend über einzelne oder wenige Großquellen, welche hohe Schüttungsmengen (durchschnittliche Schüttung Rettenbachquelle/Sengengebirge: 1145 l/s, Waldbach-Ursprung/Dachstein: 3100 l/s, Kläffer Quelle/Hochschwab: 5500 l/s, Wallerquelle im Almsee/Totes Gebirge: 1000–1500 l/s), aber auch hohe Schwankungsbreiten der Schüttung aufweisen, wie der Pießling-Ursprung mit minimal 37 l/s und maximal  $34,3 \text{ m}^3/\text{s}$ . An Hand von zahlreichen Markierungsversuchen wurden hohe Abstandsgeschwindigkeiten im Karstsystem des Dachsteingebietes zwischen 14 und 319 m/h abgeleitet (BAUER, 1989; HERLICKA & HOBIGER 1991; zusammengestellt in SCHUBERT, 2003).

Auf Grund der Kleinklüftigkeit und der geringeren Verkarstungsfähigkeit im Vergleich zum Kalk unterliegen Grundwässer im Dolomit anderen Gesetzmäßigkeiten als Karstwässer. Die Grundwasserführung ist neben dem englumigen und an Kleinklüfte gebundenen Hohlraumnetz auch abhängig von Störungen und Großklüften im Festgestein. Die Quellen aus dem Dolomit – vorwiegend Wettersteindolomit oder Hauptdolomit – zeigen bei vergleichbaren Einzugsgebieten geringere Schüttungen als

Karstquellen und auch wesentlich geringere Schüttungsschwankungen. SCHUBERT (2003) spricht auch von deutlich erhöhten mittleren Verweilzeiten, die er an einzelnen Quellen aus Sauerstoffisotopenuntersuchungen ableitet. Generell können Dolomitaquifere nur selten isoliert betrachtet werden; oftmals alimentiert ein hangendes Karstgrundwasservorkommen darunter liegende Dolomite.

Teilweise übertiefte und mit quartären Sedimenten gefüllte Täler innerhalb des Kalkalpenkörpers stellen einen weiteren charakteristischen Grundwassertyp innerhalb der Nördlichen Kalkalpen dar. Beispiele dafür sind das Trauntal bei Obertraun, Bad Goisern und Ebensee, das Weißenbachtal bei Weißenbach am Attersee, das obere Almtal bei Grünau und das Mollner Becken. Die hier auftretenden Grundwasservorkommen stehen großteils über weite Strecken in Wechselwirkung mit Oberflächengewässern; so infiltriert die mittlere Traun im Bereich Lahnstein massiv ins Grundwasser und stellt gemeinsam mit der Infiltration aus dem Frauenweißenbach die wesentlichste Bilanzgröße des Grundwasservorkommens im Ebenseer Becken dar. Weitere maßgebliche Rechargeprozesse können auch durch die Einspeisung von Karstwässern in den Porenaquifer gegeben sein. Grundwasser leitend wirken die postglazialen Schotter (top- und fore-set) mit einer Gesamtmächtigkeit im zentralen Beckenbereich von 155 m. An Durchlässigkeitsbeiwerten sind Größenordnungen von  $5 \times 10^{-3}$  m/s zu erwarten, wobei BAUMGARTNER (mündl. Mitteilung) hier im Bereich des Top-sets aus der Kornverteilung deutlich höhere Durchlässigkeiten ableitet. Das Grundwasservorkommen exfiltriert in Ufernähe zum Traunsee in die Oberflächengewässer (Traun, Alte Traun u. a.).

Vergleichbare Verhältnisse finden sich auch im Mollner Becken: Versickerungen – teilweise auch vollständige – von Krummer Steyrling und Roßbach stellen hier die wesentlichen positiven Bilanzgrößen dar. Die Mächtigkeit der Sedimentfüllung liegt im zentralen Beckenbereich bei Au in der Größenordnung von 45 bis 50 m, wobei Grundwasser leitende Schotter immer wieder von Konglomeratbänken abgelöst werden. Dies führt zu einer Ausbildung zweier Grundwasserstockwerke, welche lokal keinen hydraulischen Zusammenhang besitzen. Sowohl der Chemismus dieser Grundwässer als auch deren hydraulische Leitfähigkeit ( $2 \times 10^{-3}$  m/s) zeigen keine wesentlichen Unterscheidungen (LOHBERGER, 1988). Ebenfalls zwei lokal getrennte Grundwasserstockwerke zeigt auch das Grundwasservorkommen im Weißenbachtal, wobei hier eine bis zu 35 m mächtige spätglaziale Ton-Schluff-Lage die hydraulische Trennschicht darstellt (SCHNEIDER & STRAKA, 2000).

### Die Flyschzone

Bei der Beschreibung von Grundwasserressourcen kommt der Flyschzone aufgrund der geringen Ergiebigkeit der einzelnen Wasserspender und deren Verkeimungsanfälligkeit in der Regel eine untergeordnete Rolle zu. Die hier anzutreffenden Gesteine weisen lediglich geringe Speichervermögen auf und die Überdeckung mit feinkörnigen Verwitterungssedimenten wie auch die hohe Reliefenergie halten die Versickerungs- bzw. Grundwasserneubildungsraten gering; HACKER & JUNG (2001) gehen von einer Grundwasserneubildungsrate von maximal 16 % aus. Grundwasser ist vorwiegend an durchlässigere Sedimentkörper der Verwitterungsdecke, Hangschutt oder Rutschmassen, gebunden und tritt dabei in Form gering ergiebiger Quellen mit starken Schüttungsschwankungen aus.

Auch Detailuntersuchungen an einzelnen Quellen (HACKER & JUNG, 2001) charakterisieren diese Grundwasservorkommen als oberflächennahe, kleinvolumige Aquifere mit kleinräumigen Einzugsgebieten und geringem Rückhaltevermögen der Speichergesteine. Die Schüttungsmengen der Quellen liegen dabei generell unter 1 l/s, wobei die Schüttungen rasche Reaktionen auf Niederschläge zeigen und auch hydrochemische Verdünnungseffekte den raschen Einfluss von Niederschlagswässern zeigen.

### Hausruck und Kobernauber Wald

Der marinen Entwicklung im Molassebecken, den Ablagerungen der Innviertler Serie (sensu PAPP et al., 1968) folgen diskordant aufliegend die Sedimente der Hausruckviertel-Gruppe (RUPP, 2008b).

Im Kobernauber Wald stellen die Rieder Schichten, Mehrnbacher Sande und der Braunauer Schlier den Grundwasserstauer dar, über dessen Relief in Ermangelung an ausreichend vorhandenen Bohraufschlüssen nur wenige Informationen vorliegen. Als Grundwasserleiter sind die Schotter der Kobernauberwald-Formation, oftmals durchbrochen von horizontal gelagerten Schluff-Feinsandlagen, die als lokale Stauer wirken, anzusprechen. Daraus resultiert eine Vielzahl von Quellaustritten in verschiedenen Höhenlagen, welche die einzelnen Schotterkörper entwässern (SCHRAMM, 1989; WIMMER, 1990; RUPP, 2008b). An einzelnen Bohrungen konnten anhand von orientierenden Pumpversuchen Durchlässigkeitsbeiwerte in der Größenordnung von  $1 \times 10^{-4}$  m/s abgeleitet werden.

Im Bereich des Hausruck stellen vor allem die Tonhorizonte der Ampfelwang-Formation („Hausruck-Kohle-ton-Serie“) den Grundwasserstauer dar; die sandigen Schotter der Hausruck-Formation („Hausruckschotter“) als Grundwasserleiter weisen Durchlässigkeiten zwischen  $1 \times 10^{-4}$  bis  $1 \times 10^{-5}$  m/s auf. Mit Ausnahme des Haager Rückens sind die hydrogeologischen Verhältnisse im Hausruck durch den Kohlenbergbau geprägt, da die Gewinnung vorwiegend untertags im Strebabbauverfahren erfolgte. Während vor der Kohlengewinnung Grundwasser aus dem Schotterkörper über Quellen an der Grenze zur liegenden Ampfelwang-Formation in die Oberflächengewässer austrat, wurden in Folge des Bruchbaues die Grundwasser stauenden Tonhorizonte durchbrochen und die Entwässerung erfolgt nunmehr in weiten Teilen über alte Stollen- und Drainagesysteme.

### Das Schlierhügelland

Neben den oben beschriebenen Sand-Formationen im Molassebecken führen auch die – zusammengefasst als „Schlier“ bezeichneten – Beckenablagerungen Grundwasser, wobei hier die Kornverteilung, insbesondere der Sandanteil, aber auch die Klüftigkeit von Bedeutung ist. Als Formationen, deren Sandanteil für die hydraulische Durchlässigkeit verantwortlich ist, gelten vor allem der Ottnanger Schlier und die Vöcklaschichten; hier ist eine Abgrenzung zu den Atzbacher Sanden – aus der Betrachtung der hydrogeologischen Eigenschaften – oftmals schwierig (vgl. HEISS & JUNG, 2010). Vor allem für Einzelwasserversorgungsanlagen haben diese Wässer eine wesentliche Bedeutung, da sie oftmals die einzige Möglichkeit zur Wasserversorgung in Streulagen darstellen.

K. VOHRZYKA (1973) beschreibt die Wasserführung im geklüfteten Schlier („Stehenden Schlier“) und führt dabei die Ausbildung der Klüftigkeit auf verschiedene tektonische

Prozesse, wie einem „Durchpausen“ des Störungsmusters im Beckenuntergrund, zurück; weiters sind auch Klüftungen entlang von Talrändern mitzubedenken. An Schlierklüfte gebundene Quellen können Schüttungen in der Größenordnung mehrerer Liter pro Sekunde aufweisen. E. ENICHLMAYR (2001) führte Untersuchungen an der Quelle Senftenbach, einer weitgehend konstant 5 bis 7 l/s schüttenden Schlierluftquelle in den Rieder Schichten, durch und konnte mit geophysikalischen Methoden das Klüftmuster im Nahbereich des Quellaustrittes darstellen. Die Einzugsgebiete dieser Aquifere sind nur prozesshaft zu beschreiben; es ist davon auszugehen, dass die vertikale Klüftigkeit eine hydraulische Verbindung zu oberflächennahen Grundwasservorkommen bis hin zu den oberen Bodenschichten darstellt. Insbesondere im Nahbereich der Austrittsstellen von Schlierluftquellen muss mit einer Verbindung zur Geländeoberfläche – oftmals belegt durch bakterielle Einträge ins Grundwasser – gerechnet werden.

### **Die Grundwasservorkommen zwischen Salzach/Inn und Mattig**

Zwischen Salzach und Inn im Westen und Norden sowie dem Mattigtal liegt ein flächenhaft verbreitetes und generell in nördliche Richtung abfließendes Grundwasservorkommen, welches über Quellen und Vorflutgerinne in die genannten Flüsse austritt.

Als Grundwasserleiter dienen hier einzelne Schotterhorizonte innerhalb der Kohleführenden Süßwasserschichten, wie auch die liegenden Anteile der quartären Überdeckung. Gegen Norden keilen die Sedimente der Kohleführenden Süßwasserschichten auf Höhe der Linie Albrechtsberg – Neukirchen – Schwand – Burghausen sowie im Bereich der Erosionsrinne des Unteren Weilhartsforstes aus. Im Übergangsbereich bis zu dieser Verbreitungsgrenze bilden neogene und quartäre Schotter, insbesondere Vorstoßschotter, Hoch- und Niederterrassen gemeinsam den Aquifer (KOLMER et al., 2008).

Grundwasser stauend wirken zwischengeschaltete Ton-Schluff-Horizonte innerhalb der Süßwassermolasse und letztendlich die Glaukonitische Serie (Braunauer Schlier) im Liegenden der Kohleführenden Süßwasserschichten gemeinsam mit den distal zu ihrem Liefergebiet gelegenen, feinkörnigen Anteilen der Sand-Schottergruppe. Zwischengeschaltete Stauer in den neogenen Serien und innerhalb der quartären Überdeckung führen zur Ausbildung kleinräumiger, oft schwebender Aquifere in den quartären Ablagerungen. Die Grundwasserneubildung wird im Bereich der Deckenschotter durch Erosion der Deckschichten begünstigt. Vor allem im Bereich von Tälern und Gräben, die die Deckschichten dieser Schotter- und Konglomeratkörper durchschneiden, wurden großflächig Eintragswege für versickernde Niederschlagswässer geschaffen. Weite Niederterrassenbereiche wie der untere Weilhartsforst oder der Lachforst sind zudem frei von oberflächlichen Abflüssen, sodass hier hohe Anteile des Niederschlages die Grundwasserneubildung bedingen.

Wie an einer Reihe von Bohrungen und Brunnen zu beobachten ist, sind die an die Kohleführenden Süßwasserschichten gebundenen Grundwässer hydrochemisch stark reduziert (ENICHLMAYR, 2003). Hier treten vor allem in den liegenden Horizonten neben hohen Eisen- und Mangengehalten auch Reduktionsprodukte des Nitrats wie Ammonium und Nitrit auf. Eine Sauerstoffanreicherung erfolgt erst mit zunehmendem Frischwasseranteil infolge der Versi-

ckerung von Niederschlagswässern, wodurch oftmals das gleichzeitige Auftreten anthropogener Beeinflussungen der hydrochemischen Zusammensetzung dieser Grundwässer und Indikatoren für reduzierte Bedingungen beobachtet werden kann.

Auf Grund der unterschiedlichen petrographischen Zusammensetzung der neogenen und quartären Anteile des Aquifers ergeben sich auch verschiedene hydraulische Kennwerte. Die neogenen Schotter weisen Durchlässigkeitsbeiwerte in der Größenordnung von  $6 \times 10^{-5}$  m/s auf, wohingegen in den Niederterrassen des Unteren Weilhartsforstes hydraulische Leitfähigkeit in der Größenordnung von  $3 \times 10^{-3}$  m/s (ENICHLMAYR, 1997) bzw. des Lachforstes mit einem Wert von  $1,5 \times 10^{-3}$  m/s (BLASCHKE, 1970) ermittelt wurde. Diese Gebiete entwässern in Richtung Salzach und Inn, wobei hier einzelne Großquellen, beispielsweise in Überackern, austreten.

### **Das Vöckla-Ager-Traun-Alm-Gebiet**

Im Vöckla-Ager-Traun-Alm-Gebiet prägen quartäre Ablagerungen, vorwiegend Moränen und Schotter des Traungletschers, das Landschaftsbild. Räumlich wird der Grundwasserkörper mit den Gesteinen der Flyschzone im Süden, den neogenen Ablagerungen im Norden und Westen sowie gegen Osten mit dem Lauf der Alm begrenzt. Grundwasser ist dabei an die verschiedenen Schotterkörper (Vorstoßschotter, Ältere und Jüngere Deckenschotter, Hoch- und Niederterrassenschotter u. a.), unterlagert von Vöcklaschichten und Gesteinen der Flyschzone als Grundwasserstauer, gebunden. Die Mächtigkeiten der Schotter variieren nach Relief und Tiefenlage des Vöckla-Schliers und können Mächtigkeiten von bis zu 143 m erreichen (SCHUBERT, 2003).

Über den Älteren und Jüngeren Deckenschottern sowie auf den Hochterrassen sind flächenhaft verbreitet Deckschichten aus Löss bzw. Lösslehm mit einer mittleren Mächtigkeit von 4 m ausgebildet (SCHUBERT, 2003); ebenso ist die Überlagerung Grundwasser leitender Vorstoßschotter durch Moränenablagerungen als Deckschicht anzusprechen.

Die ergiebigsten Grundwasservorkommen innerhalb des Vöckla-Ager-Traun-Alm-Gebietes sind an Rinnensysteme des Grundwasserstauers gebunden (vgl. VOHRZYKA, 1973). So verläuft die Randrinne im Schlier, angelegt entlang der Flysch-Molasse-Überschiebungslinie, von Weißenkirchen im Attergau nach Schörfling, wo sie in die Obere-Ager-Rinne und die Dürre-Aurach-Rinne einmündet. Aus der südlich gelegenen Flyschzone führen kleinere Seitenarme zur Hauptrinne, die Breiten von 800 m bis 3 km aufweist; gegen Norden steigt der Schlier bis zu einer Höhendifferenz von 40 m zur Rinnenachse an. Die Grundwassermächtigkeit erreicht so Werte von bis zu 60 m (VOHRZYKA, 1973). Am Brunnen Aumühle wurden Durchlässigkeitsbeiwerte von  $1,2 \times 10^{-3}$  m/s ermittelt. Die Grundwasserneubildung erfolgt vorwiegend aus der Versickerung von Oberflächengewässern wie der Freudenthaler Ache oder der Dürren Sprengl aus dem Hinterland der Flyschzone und über die flächenhafte Versickerung (HÖFER-ÖLLINGER & RUNZE, 2010a). Die Dürre-Aurach-Rinne führt anschließend weiter von Schörfling nach Rutzenmoos, um hier in die Untere-Ager-Rinne einzumünden. Im Zentralen Rinnenbereich werden damit Grundwassermächtigkeiten zwischen 20 und 25 m erreicht; die Rinnenfüllung aus Quarz-Kristallin-Schottern weist einen Durchlässigkeitsbeiwert von  $1,5 \times$

$10^{-3}$  m/s im Brunnen Grafenbuch auf. Alimentiert wird dieses Grundwasservorkommen im Bereich nördlich des Attersees aus der Randrinne, lateral aus dem Raum Lenzing durch eine untergeordnete Schlierrinne, durch die Versickerung der Dürren Aurach und die flächenhafte Grundwasserneubildung (HÖFER-ÖLLINGER & RUNZE, 2010b). Gegen Osten setzt sich dieses Rinnensystem mit der Unteren-Ager-Rinne und der Traun-Rinne fort; ein alter Traunlauf führt von Oberweis über Kirchham nach Vorchdorf und mündet dort in die Alm-Rinne ein (VOHRZYKA, 1973).

Im Bereich der Gemeinden Pöndorf, Weißenkirchen im Attergau, Frankenmarkt und Straßwalchen sind die Quarz-Kristallin-Schotter, die als Rinnenfüllungen bereits beschrieben wurden, flächenhaft im Liegenden der quartären Überdeckung verbreitet. HÖFER-ÖLLINGER & RUNZE (2010c) geben zu diesem Grundwasservorkommen Mächtigkeiten von 50 bis 75 m und einen Durchlässigkeitsbeiwert von  $2,4 \times 10^{-3}$  m/s, ermittelt am Brunnen Frankenmarkt, an. Die Grundwasserneubildung wird neben den bekannten Prozessen der Versickerung von Oberflächengewässern und aus der flächenhaften Versickerung von Niederschlägen auch durch Zuflüsse aus dem Kobernauber Wald angenommen. Mit einer Größenordnung von 600 bis 700 l/s erfolgt der Grundwasserabstrom in Richtung Osten.

### Die Traun-Enns-Platte

Die Traun-Enns-Platte als Landschaftsraum umfasst das von den Flüssen Alm, Traun und Enns bis zur Flyschzone im Süden reichende Gebiet; die hydrogeologische Definition der Gruppe von Grundwasserkörpern der Traun-Enns-Platte folgt dieser Abgrenzung weitgehend, scheidet jedoch die an die Hoch- und Niederterrassen gebundenen Begleitgrundwässer der Enns als eigenen Grundwasserkörper Unteres Ennstal aus. Von dieser Gebietsdefinition sind damit vor allem die Grundwässer der vorwiegend günz- und mindelzeitlichen quartären Ablagerungen sowie jene im tertiären Untergrund, soweit oberflächennah, umfasst.

STRAKA (2008) differenziert hier zwischen talgebundenem Grundwasser entlang den großen Entwässerungssystemen Alm, Krens und Traun samt deren Zubringern (1), Grundwasser im nicht talgebundenen Quartär der günz- und mindelzeitlichen Ablagerungen (2) und Grundwasser der Molasse (3).

Die Grundwässer der Kategorien (1) und (2) sind hinsichtlich ihrer Strömungsverhältnisse vorwiegend an die Lage und die morphologische Ausprägung der Oberfläche der tertiären Ablagerungen, hier des Robulus-Schliers, gebunden. Diese zeigt ein strukturiertes Rinnensystem im Liegenden der Deckenschotter (Wolfener Rinne, Pettenbach-Rinne) und zeigt darüber hinaus die tiefer greifende Erosion der einzelnen Gerinne ab dem Mindel-Riß-Interglazial.

Die nicht talgebundene Grundwasserführung (1) in den quartären Ablagerungen, also vorwiegend in Vorstoßschottern und Deckenschottern, erfolgt flächenhaft, jedoch bevorzugt in einzelnen Rinnensystemen. Hier können die hydraulischen Durchlässigkeiten in einer Größenordnung von  $7 \times 10^{-4}$  m/s (Kremsmünster, Droißinger Wald) bis  $4 \times 10^{-3}$  m/s (Pettenbach-Rinne, Sierning) angegeben werden. STRAKA (2008) schließt aus einem generellen Gefälle der Schlieroberfläche in Richtung Nord bzw. Nordost von 5 ‰ auf ein vergleichbares Grundwassergefälle. Zur Grundwasserneubildung bestehen generelle Vorstellungen, die

sich vorwiegend auf Lücken in der flächenhaft verbreiteten und gering durchlässigen Lößlehmedecke, bedingt durch erosive Prozesse, beziehen (vgl. MOSER, 2005). In erster Linie sind hier Bereiche von Entwässerungsmulden oder -gräben zu nennen, die hier infolge einer Erosion und Umlagerung der Deckschichtsedimente erhöhte Durchlässigkeiten und damit Versickerungsraten aufweisen können. Die Entwässerung der Deckenschotter erfolgt durch eine Vielzahl von Überlaufquellen an der Schlieroberkante oder an Schlierkluftquellen, die an den teils tief eingeschnittenen Vorflutgerinnen (Sipbach, Feyreggerbach, Sulzbach, Ipfbach, Krasteinerbach u. a.) austreten.

Detailuntersuchungen erlauben eine nähere Betrachtung jener Grundwässer, die an Molassesedimente gebunden sind, wobei hier zwischen jungem Porengrundwasser, jungem Kluftgrundwasser und Formationswässern (s. o., „Das Thermalgrundwasservorkommen von Bad Hall“) unterschieden wird (HÄUSLER & STRAKA, 1998; STRAKA, 2008). Es wird davon ausgegangen, dass Erstere über die Aquifere der quartären Überdeckung alimentiert werden. Maßgeblich sind dabei vor allem Schlierkluftsysteme, die mit hohen Schüttungsmengen Vorflutfunktion für weite Teile der Aquifere in der quartären Überdeckung übernehmen.

Radiometrische Altersbestimmungen an Grundwasserproben ergaben an zwei Messstellen eine mittlere Verweilzeit von >30 a, an fünf Messstellen von 15 bis 30 a und an neun Messstellen von <15 a; ein Zusammenhang zwischen der mittleren Verweilzeit und der Nitratbelastung konnte nicht belegt werden (KRALIK, 2008).

### Die Welser Heide und das Linzer Becken

Die Welser Heide als Grundwasserkörper und Landschaftsraum erstreckt sich mit einer Länge von etwa 37 km linksufrig der Traun von Lambach bis zum Linzer Becken. In Richtung Nordwesten geht die Welser Heide ins Hügelland der Molasse über. Grundwasser leitende Hoch- und Niederterrassenschotter mit Mächtigkeiten von bis zu 40 m sowie Austufensedimente bilden hier – unterlagert vom Robulus-Schlier – den Grundwasserleiter. Die Morphologie der Oberfläche des Grundwasserstauers zeigt eine etwa 2,5 km breite Rinnenstruktur, deren Tiefenlinie großteils westlich des heutigen Traunbettes liegt und die eine asymmetrische Ausformung aufweist; während sie rechtsufrig steil ansteigt und dieser Rand nur durch seitliche Zuflüsse durchbrochen wird, geht sie linksufrig flach ins Schlierhügelland über. Dabei weist diese Berandung in die Rinne hereinragende Schliersporne (Hart) und einmündende Rinnen (Gunskirchen) auf (VOHRZYKA, 1973).

Die Grundwasserneubildung folgt mehreren Prozessen: In Edt bei Lambach infiltriert die Traun bei Kropfing und zeigt über den gesamten Lauf – abhängig von der Lage der Staueroberkante und der einzelnen anthropogenen Faktoren wie Uferabdichtungen und Stauräumen – eine Wechselwirkung mit dem Grundwasserkörper. Von wesentlicher quantitativer Bedeutung sind die Heidbäche, die im Übergangsbereich zur Niederterrasse versickern (Zeilinger Bach, Grünbach u. a.). Randliche Zuströme erfolgen auch aus dem Hinterland.

Der Sedimentkörper weist eine hohe Durchlässigkeit auf, die im Mittel mit  $1 \times 10^{-2}$  m/s (LOHBERGER, 1997) angegeben wird, wobei auch Spitzenwerte von bis zu  $1 \times 10^{-1}$  m/s bekannt sind. Entsprechend hoch sind hier auch die Abstandsgeschwindigkeiten, die in der Größenordnung von

10 m/d im zentralen Rinnenbereich liegen. Insgesamt ist in der Welser Heide ein Grundwasserdurchsatz von 2 bis 4 m<sup>3</sup>/s anzusetzen (vgl. SCHUBERT, 2003).

Das Grundwasservorkommen der Welser Heide geht in den zentralen Bereich des Linzer Beckens über; hierzu zählen auch jene Grundwässer, die aus der Donau zwischen der Linzer Altstadt und der Autobahnbrücke infiltrieren. Dieser Teil des Grundwasservorkommens tritt – mit Hilfe von Anlagen zur Grundwasserhaltung mit einer Kapazität in der Größenordnung von bis zu 2,5 m<sup>3</sup>/s – in den Stauraum des Donaukraftwerkes Abwinden-Asten aus. Während im zentralen Bereich  $k_f$ -Werte in der Größenordnung von 1 bis  $5 \times 10^{-3}$  m/s charakteristisch sind, nimmt die Durchlässigkeit entlang der Donau zu und erreicht hier Werte zwischen  $5 \times 10^{-3}$  und  $1 \times 10^{-2}$  m/s.

Dem Linzer Becken sind auch jene Grundwässer, die aus der Traun im Bereich von Ebelsberg infiltrieren und in Richtung Pichling dem Mitterwasser als Vorflut zuströmen, sowie die Grundwasservorkommen in Urfahr zuzuordnen. Letzteres wird im Wesentlichen aus infiltrierenden Oberflächengewässern, aus der Donau oberhalb der Eisenbahnbrücke und den Gerinnen aus dem Kristallin, wie dem Diesenleitenbach, dem Haselbach und dem Katzbach alimentiert. Auf Grund der verschiedenen Einzugsgebiete sind hier hinsichtlich der Kornverteilung und der hydraulischen Durchlässigkeit (zwischen  $1 \times 10^{-4}$  und  $5 \times 10^{-3}$  m/s) sehr heterogene Sedimentkörper ausgebildet.

Im Linzer Becken wurden im urbanen Umfeld von der LinzAG die Wasserwerke Scharlinz im Übergangsbereich der Welser Heide ins Linzer Becken sowie die Wasserwerke Heilham und Plesching errichtet.

### Das Untere Ennstal

Der Grundwasserkörper Unteres Ennstal ist im Süden und Osten durch Steyr und Enns begrenzt; die Westgrenze wird durch den Übergang von den Deckenschottern der Traun-Enns-Platte zur Hochterrasse bzw. den hier ausbeißenden Robulus-Schlier definiert, welcher in weiterer Folge als Grundwasserstauer die Grundwasser leitenden Schotter der Hoch- und Niederterrassen unterlagert. Die Alimentation dieses zusammenhängenden Grundwasserkörpers erfolgt neben dem Niederschlag einerseits durch Infiltration aus der Enns im Bereich Steyr und zwischen Haiderhofen und Maria im Winkl sowie andererseits aus der Traun-Enns-Platte über Quellen und mit diesen im Zusammenhang stehenden Oberflächengewässern, wie dem Stallbach samt seinen Zubringern. Nördlich des Kraftwerkes Staning erfolgt mit Ausnahme der Umströmung des Kraftwerkes Kronstorf eine Exfiltration in die Enns (HÖFER-ÖLLINGER, 2007).

Die Strömungsverhältnisse sind vorwiegend durch das Relief des Grundwasserstauers geprägt; hervorzuheben sind hier die Rinnensysteme Dietacher Holz – WVA Steyr – Winkling und nördlich des Schlierrückens Hart – Kottlingrat – Hiesendorf. Von HÖFER-ÖLLINGER (2007) werden zusammenfassend die Durchlässigkeitsbeiwerte dargestellt, die im Bereich der Dietacher Bucht zwischen  $1 \times 10^{-2}$  und  $6 \times 10^{-6}$  m/s, im Bereich Winkling zwischen  $2 \times 10^{-3}$  und  $6 \times 10^{-3}$  m/s sowie im Einzugsgebiet der Wasserversorgung Enns mit  $2 \times 10^{-3}$  und  $6 \times 10^{-3}$  m/s angegeben werden. Die Abstandsgeschwindigkeiten variieren in Abhängigkeit von den lokalen Durchlässigkeiten und dem Grundwasserge-

fälle zwischen 1 m/d in Winkling und 13 m/d im Bereich der Schlierrinne nördlich Kottlingrat. Die natürliche Schwankungsbreite der Grundwasserspiegellagen liegt bei etwa 2 bis 3 m im Jahresgang.

### Das Eferdinger Becken

Das Eferdinger Becken – geteilt durch die Donau in einen Nord- und einen Südteil – wird im Norden, Westen und im Bereich des Kürnberger Waldes im Osten durch die Gesteine der Böhmisches Masse sowie im Süden von jenen der Molassezone umrahmt. Bei Letzteren handelt es sich vorwiegend um Linzer Sande und Älteren Schlier, welche auch in weiten Teilen des Beckens den (relativen) Grundwasserstauer darstellen. Als Grundwasserleiter dienen Niederterrassenschotter und Austufensedimente mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 9 m (SCHUBERT, 2003).

Die Grundwasserverhältnisse sind vorwiegend durch die Wechselbeziehungen mit Oberflächengewässern, allen voran der Donau, aber auch den Gerinnen Aschach, Innbach und Sandbach im Süden bzw. Pesenbach und Große Rodl im Süden geprägt. Die Donau ist oberhalb der Staustufe Ottensheim bis kurz unterhalb Aschach abgedichtet; Begleitgerinne übernehmen hier die Vorflutfunktion für das Grundwasser. Neben dem Niederschlag sind der Zustrom aus der Beckenumrahmung und die Infiltration der genannten Oberflächengewässer maßgeblich für die Grundwasserneubildung, wobei die Donau auf Höhe Aschach rechts- wie linksufrig deutlich ins Grundwasser einspeist. Zum Grundwasserdargebot gibt VOHRZYKA (1973) Größenordnungen von 550 l/s für das Nördliche Eferdinger Becken sowie 900 l/s für das Südliche Eferdinger Becken an. Oberhalb Wilhering und im Raum Ottensheim erfolgt, bedingt durch den Durchbruch der Donau durch das Kristallin auf Höhe des Kürnbergerwaldes, die Exfiltration in die Donau bzw. die Einmündung der Nebengerinne ins Unterwasser des KW Ottensheim.

LOHBERGER (1997) geht hier von einer mittleren Durchlässigkeit von  $1 \times 10^{-3}$  m/s aus; konkrete Pumpversuchsauswertungen ergaben bei Hartheim Durchlässigkeiten von  $2 \times 10^{-3}$  m/s und in Goldwörth von  $6 \times 10^{-3}$  m/s. Diese nehmen zu den Beckenrändern hin, insbesondere im Nordwesten bei Hartkirchen, deutlich ab.

Während der Wasserverband Eferding aus dem Südlichen Eferdinger Becken aus Brunnen bei Puppung den regionalen Wasserbedarf deckt, versorgen der Fernwasserverband Mühlviertel und die Linz AG aus dem Nördlichen Eferdinger Becken weite Teile des Umfeldes von Linz und des nördlich anschließenden Mühlviertels.

### Das Nördliche Machland

In vergleichbarer Position wie das Eferdinger Becken liegt das Machland am Südrand der Böhmisches Masse. Neben dem Kristallin bilden auch hier die Beckensedimente der Molasse den Grundwasserstauer; Niederterrassen mit Mächtigkeiten von bis zu 20 m und Austufensedimente stellen den Grundwasserleiter dar. Die Alimentation des Grundwasserkörpers erfolgt vorwiegend aus dem Hinterland über Gerinne wie Aist und Naarn sowie eine Reihe kleinerer Bäche, die teilweise am Beckenrand versickern (VOHRZYKA, 1973). Entsprechend der Position im Becken und der Genese der einzelnen Schotterkörper ergibt sich auch ein differen-

ziertes Bild der Durchlässigkeiten des Grundwasserleiters. Während die Donauschotter Durchlässigkeitsbeiwerte in der Größenordnung von  $5 \times 10^{-3}$  m/s aufweisen, zeigen jene der Naarn-Schotter Werte in der Größenordnung von  $5 \times 10^{-4}$  m/s. An einzelnen Brunnen in hoch durchlässigen Bereichen bei Baumgartenberg und Perg wurden  $k_f$ -Werte von  $7 \times 10^{-3}$  bzw.  $1 \times 10^{-2}$  m/s ermittelt.

Vorflutfunktion für das Grundwasser übernehmen oberhalb des Kraftwerkes Wallsee-Mitterkirchen die Gerinne Aist-Mühlbach, das Mitterwasser und der Hüttinger Altarm; unterhalb des Kraftwerkes die Schwemmnarn.

Ein Charakteristikum der aus dem Kristallin zuströmenden Grundwässer und versickernden Oberflächengewässer stellt deren hoher Eisengehalt dar. Aus dem Einzugsgebiet der Naarn stammende Wässer wiesen hier Konzentrationen von bis zu 3 mg/l auf.

### **Klimaentwicklung und Grundwasserressourcen**

Mit der Studie „Anpassungsstrategien an den Klimawandel für Österreichs Wasserwirtschaft“ (BLASCHKE et al., 2010) wurde u. a. versucht, die aus Modellen der künftigen klimatischen Entwicklung ableitbaren Auswirkungen auf die Grundwasserverhältnisse und die bestehende wasserwirtschaftliche Nutzungsstruktur darzustellen. Wesentliche Entwicklungsszenarien sind dabei eine erwartbare Erhöhung der Lufttemperatur, eine Abnahme des Schneeeinerschlags und der Schneedeckendauer, eine Veränderung der Niederschlagscharakteristik und eine Zunahme der Verdunstung. Dabei wird regional für Oberösterreich eine Zunahme der Grundwasserneubildung und der Grundwassertemperatur erwartet. Die Auswirkungen auf die bestehende wasserwirtschaftliche Struktur erscheinen daher vorwiegend aufgrund der erwarteten Erhöhungen der Lufttemperatur im Bereich der landwirtschaftlichen Bewässerung und der Kühlwassernutzung von Relevanz.

# 8. Naturgefahren und Ingenieurgeologie

CH. KOLMER & D. VAN HUSEN

Grundlage jeglicher Beurteilung von möglichen geogenen Naturgefahren und zu erwartenden ingenieurgeologisch relevanten Gegebenheiten ist die Erfassung der geologischen Situation und ihre morphologische Geschichte.

Die durch die Entstehung der Gesteine gegebenen Eigenschaften wie Festigkeit, Anisotropie und Verwitterungsverhalten, gemeinsam mit den Lagerungsverhältnissen, überprägt durch die tektonische Entwicklung (Verstellung, Faltung, Klüfte und Störungen), sind Ursache und Ausgang vieler Erscheinungen und Naturgefahren, die durch die morphologische Formung und Überprägung durch Erosion und Talbildung für Infrastrukturvorhaben und ökonomische Entwicklung relevant werden.

Nach der primären Talbildung und Ausbildung des Gewässernetzes im Neogen und Quartär haben die jüngsten, kurzfristigen und markanten Klimaschwankungen des „Eiszeitalters“ (siehe Kap. 4.6) die heutigen Verhältnisse geschaffen. In den Alpen war es die wiederholte Ausbildung des Eistromnetzes und vieler großer Lokalgletscher, besonders während der jüngsten Eiszeit vor ~20.000 Jahren, die das heutige Bild der Täler und Becken weitgehend prägte. Die Eisströme formten nicht nur die steilwandigen Täler, deren Flanken oft im Sinne der Gebirgsfestigkeit übersteilt sind, sondern auch die übertieften Becken, die entweder mit Sedimenten gefüllt oder als Seebecken integrierte Bestandteile des Reliefs im System der Täler darstellen. Ebenso beeinflussen die beim Aufbau der Eismassen und noch mehr bei deren sehr raschem Verschwinden an den Rändern entstandenen Lockersedimente den alpinen Lebensraum. Sie stellen, mehr oder weniger konsolidiert, oft nahezu unerschöpfliche Schuttreservoirs und Murenherde dar. Die hauptsächlich durch die letzten Eiszeiten entstandenen Ungleichgewichte sind Ursache für viele Massenbewegungen unterschiedlichster Dimension und Auflockerungszonen als Herde für Instabilitäten.

Die starken Klimaschwankungen des „Eiszeitalters“ führten im Alpenvorland im Rhythmus der Vergletscherungen zur Akkumulation und Erosion der Terrassenkörper. Dadurch entstanden auch am Fuß der Hänge durch die sich rasch ändernden Verhältnisse Ungleichgewichte und Instabilitäten, die bis heute nachwirken. Dazu kommt noch eine latente Auflockerung der Böschungen durch die Wirkung des Permafrostes, der bestehende Klüfte im Hangbereich erweiterte, Erscheinungen, die durch die Lössanwehungen und gelifluidalen Fließerden kaschiert sind. Am geringsten ist das Gebiet der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse durch die Klimaschwankungen geformt worden. Hier sind es vor allem die durch die Gelifluktion verfrachteten neogenen Verwitterungsprodukte, die mächtige, feinkörnige Muldenfüllungen bilden, und die bis in geringe Seehöhe herabreichenden Blockmeere und Blockanhäufungen, die durch die jüngste Umgestaltung entstanden sind.

Die folgenden Erwähnungen und kurzen Beschreibungen von Naturgefahren und ingenieurgeologischen Gegebenheiten bei großen Bauvorhaben kann nur ein knapp gehaltener Überblick sein. Für detailliertere Angaben muss auf die Literatur und die Spezialkarten verwiesen werden.

## 8.1. Bergstürze

Die durch die eiszeitlichen Veränderungen ausgelösten Ungleichgewichte entluden sich in raschen sowie langsamen, lang andauernden Massenbewegungen von unterschiedlicher Größenordnung, die oft bis heute nachwirken und den Lebensraum beeinflussen.

Große Bergstürze als singuläre Ereignisse sind in den Kalkalpen an mehreren Stellen erfolgt. So hat der Zusammenbruch einer Flanke von ~500 Mio. m<sup>3</sup> Dachsteinkalk und Hauptdolomit am Nordrand des Toten Gebirges das Tal der Hetzau-Straneggbach durch seinen Sturzstrom sowie das Almtal bis Grünau mit einem dadurch ausgelösten Murenstrom verwüstet (EGGER, 2007a; EGGER & VAN HUSEN, 2007). Die bis heute aus dem Abrissgebiet angelieferten Schuttmassen, die zu groß angelegten Verbauungsmaßnahmen führten, sind aber weniger als Erbe des

spätglazialen Bergsturzes denn als Folge der starken Tektonisierung der Mitteltriasdolomite am Fuß der Plattform des Toten Gebirges anzusehen (siehe unten).

Ebenso keine nachhaltigen Folgen hatte der Bergsturz mit nachfolgender Großgleitung am Hochschwab (Ebenstein und Brandstein), wo insgesamt annähernd 1,5 km<sup>3</sup> an Dolomit und Kalk der Mitteltrias in Bewegung gerieten (BRYDA & VAN HUSEN, 2010; BRYDA et al., in Vorber.). Der Sturzstrom erfüllte das Salzatal bei Wildalpen über eine Länge von rund 8 km und staute kurzfristig die Salza, die sich aber bald wieder ihren Lauf ohne weitere Beeinträchtigungen des Tales schuf. Im Gegensatz zu den vorher Genannten trat dieses Ereignis vor knapp 6000 Jahren, lang nach dem Ende der letzten Eiszeit, unter annähernd heutigen Klimaverhältnissen auf. Das zeigt, wie auch an anderen

Lokalitäten in den Ostalpen, dass derartige Großereignisse auch lange nach dem Abschmelzen der Gletscher bis in die allerjüngste geologische Vergangenheit und bis in den Zeitraum der Besiedlung auftreten können.

Ebensolche singulären spätglazialen Bergstürze erfolgten einerseits noch im Bereich der Messnerin (Hochschwab) und andererseits an der Nordflanke des Grimmings, wo offensichtlich große Teile der nahezu vertikal einfallenden,

## 8.2. Felsstürze

Immer wiederkehrende kleine Bergstürze und größere Felsstürze (Größenordnung  $10^5$ – $10^4$  m<sup>3</sup>) sind am Kartenblatt an Bereiche gebunden, wo eine großflächige tektonische oder stratigraphische Unterlagerung von massigen Kalken durch Tonsteine und Mergel oder auch Haselgebirge vorliegt. Dabei sind die weicheren, plastisch verformbaren, liegenden Gesteine dafür verantwortlich, dass die hangenden, starren, spröde reagierenden Kalkkörper zerbrechen und in differenziellen Bewegungen zergleiten. Besonders stark ist dieser Vorgang in den Randbereichen zu beobachten, wo durch die eindringenden Wässer die tonigen Gesteine aufgeweicht und im Fall des Haselgebirges zusätzlich durch Auslaugung noch wesentlich plastischer werden.

So ist die einige 100 m mächtige Jurakalkplatte des Sandling (SCHÄFFER, 1982) von deutlichen Gräben und Zerrstrukturen durchzogen, die teilweise ältere Störungen benutzen. Sie zeigen ein anhaltendes Zergleiten der Platte nach Norden, besonders aber nach Süden und Südosten hin an (LOTTER & ROHN in MANDL et al., in Vorber.). Am weitesten fortgeschritten ist diese Zerlegung entlang der südlichen und westlichen Flanke. Hier brach 1929 ein ca. 200 m vom Hinterland getrennter Turm, das „Pulverhörndl“, zusammen und löste den Murenstrom im Michelhallbach aus (siehe unten). Entlang der Südflanke des Sandlingstocks ist hingegen eine langgestreckte, schmale Schutthalde entwickelt, die die vorderste Abrisskante darstellt. Durch die auch hier anhaltenden Bewegungen entstand zum Bergbau durch konzentriert zusitzende Wässer 1977 ein Wasser führender Niederbruchkamin von 300 m<sup>2</sup> Querschnitt und rund 340 m Höhe, der durch eine zweistufige Injektionsplombe saniert werden konnte (DONEL & FEDER, 1981). Als einen Hinweis auf die in diesem Bereich der Flanke anhaltenden Bewegungen kann das ständige Nachbrechen in den exponiertesten beiden Laugwerken über 40–50 Jahre, das dann in dem Ausbruchkamin gipfelte, angesehen werden (WIMMER, 1982). Am Südrand des Sandling sind noch in den Hallstätter Kalken der an Kluffflächen gelöste Felsturm des „Unsinni Kira“ östlich des Michelhallbachs und der „Brochene Kogl“ westlich Altaussee als ein völlig zerlegter, zergleitender Körper zu erwähnen.

Ebenso über zum Teil ausgelaugtem Haselgebirge liegt die ca. 100 m mächtige Tressenstein-Kalkplatte der Zwerchwand, die durch deutliche Zerrstrukturen geprägt wird, auf die auch der Flurname Wetterlöcher hinweist. An der Zwerchwand erfolgten in kurzer Folge 3 Felsstürze in den Jahren 1978, 1980, 1981 (jeweils 30.000–60.000 m<sup>3</sup>), wodurch der alte Schuttstrom des Stammbaches reaktiviert wurde (s. u.) (LOTTER & ROHN in MANDL et al., in Vorber.).

Vergleichbare Ablösungserscheinungen mit starker Grobschuttbildung sind unmittelbar westlich davon noch am Predigtstuhl zu beobachten, ohne dass es hier zu größeren

dickbankigen Dachsteinkalke das Tal bei Klachau bis an den Gegenhang verschütteten, ohne dass eine weitere Beinträchtigung von diesen Ereignissen ausging.

Ein altersmäßig unbestimmtes Großereignis betraf noch die N-Flanke des Königsberges südlich Hollenstein a. d. Ybbs (STEINER, 1968), wo großräumig Lunzer und Opponitzer Schichten in Bewegung gerieten und deren Trümmerstrom sich bis ins Ybbstal ausbreitete.

Felsstürzen gekommen wäre (SCHÄFFER, 1982). Die Tressenstein-Kalkplatte zeigt ebenso wie die Hallstätter Kalke des Raschberges über den Zlambachmergeln vielfältige Zerrstrukturen, die deutliche Bewegungen belegen, die aber offenbar langsamer und weniger spektakulär als über dem auslaugbaren, mobileren Haselgebirge ablaufen.

Eine ebenso starke Zerlegung, möglicherweise unter Benützung alter Störungen (SCHÄFFER, 1982), erfährt der Kalkstock des Plassen. Dabei ist ein Zergleiten und zunehmendes Zerlegen des Körpers in Richtung Osten zu erkennen, das sich erst im Lösen großer kompakter Körper, dann in Toppling der dickbankigen Kalke und letztlich in völliger Auflösung in freistehende Türme (Rote Kögl) und Blockwerk manifestiert. Die hier 1–10 cm/Jahr betragenden Bewegungen führten offensichtlich zu immer wiederkehrenden Zusammenbrüchen der Türme wie zuletzt 1985, als die Forststraße verschüttet wurde (LOTTER & ROHN in MANDL et al., in Vorber.) und alte Schuttstromsedimente in Bewegung gerieten (s. u.).

Neben den beiden bekanntesten und gut untersuchten Örtlichkeiten (Sandling, Plassen) sind derartige Felsauflösungen mit Felsstürzen über Haselgebirge auch an anderen Stellen zu beobachten. So ist z. B. eine weit fortgeschrittene Auflockerung an der Westflanke des Rötelssteins entwickelt, von der drei Blocksturzströme ausgingen, die bis zur heutigen Straße Bad Aussee – Kainisch reichen (SCHÄFFER, 1982).

Eine durchaus vergleichbare Zone derartig rascher Bewegungen und Landschaftsveränderungen stellt die Überschiebung der Kalkalpen auf die Flyschzone im Bereich des Atter- und Mondsees dar. So lösten sich aus der Steiflanke des Schobersteins und der Mahdlschneid immer wieder Felsstürze wie 1945 und 2004 (jeweils ca. 5000 m<sup>3</sup>) bei der Villa Roth und ca. 20.000 m<sup>3</sup> 1994 im Mahdlschneidergraben. Diese stellen nur die Fortsetzung der Bildung der bis zum Seeufer reichenden Blockhalde (Flurname „Gmauert“) dar. Aber auch weiter nördlich zeugen mächtige blockreiche Schuttströme von anhaltenden Felssturzaktivitäten im Einzugsgebiet des Dürrenbaches (VAN HUSEN, 1989). Auch weiter westlich sind die mächtigen, groben Schutthalden nördlich des Schafberges und bis zum Schoberstein (EGGER & VAN HUSEN, 2003; 2009) auf starke Auflockerung und Steinschlag aufgrund der Unterlagerung der starren Karbonate mit duktileren Mergeln der Kreide zurückzuführen. Beispiele dafür sind der Kreuzstein im Mondsee als ehemaliger großer Felssturzblock und die Gefährdung der Straße am Fuß des Kienberges, die zur Verlegung in den Tunnel zwang (SCHÖBER, 2003).

Eine stete Quelle kleinerer Felsstürze stellen die verfestigten Terrassenböschungen mit ihren Konglomeratbänken und Halbhöhlen dar. Diese durch die Talrandverkit-



tung entstandenen Konglomerate ermöglichen sehr steile, oft bis vertikale Terrassenböschungen der Niederterrasse, obwohl die Konglomerierung durchwegs nur einige Meter in den Terrassenkörper eingreift. Durch Ausbildung von böschungsparellen Klüften und Unterschneidung durch den Fluss oder beim Wegebau lösen sich dann immer wieder bis zu mehrere 10er m<sup>3</sup> große Konglomeratblöcke, wodurch die Unterlieger ebenso wie Gebäude im verbauten Gebiet auf der Terrassenfläche gefährdet sind. Schöne Beispiele dafür sind der Einschnitt der Enns unterhalb des KW Ternberg oder der Traun unterhalb des Traunfalls, aber auch entlang der Steyr, wo bei Molln der Zugang zur Rin-

nenden Wand aus diesen Gründen gesperrt werden musste und ein derartiges Ereignis letztlich zur Einstellung der Steyrtalbahn führte.

Neben der Steinschlaggefährdung an den steilen Flanken in den Kalkalpen, die besonders nach Sturmschäden am Waldbestand gefördert wird, ist eine derartige auch in den scharf eingeschnittenen Tälern entlang der größeren Nebenflüsse der Donau zu beachten, wie z. B. 2010 an der Aist nahe der Ruine Reichenstein, wo ein 20 bis 50 m<sup>3</sup> großer Block, wohl durch die Wollsackverwitterung von seinem Hinterland gelöst, in Bewegung geriet (freundl. Mitteilung von H. Wimmer).

### 8.3. Schuttströme

Das Niederbrechen größerer Felsmassen auf den oft stark wasserhältigen, aufgeweichten Untergrund und die damit verbundene Belastung ohne entsprechende Entwässerung löste oft große Schuttströme aus, die sich dann weit in die Gräben oder ins Vorland ausbreiteten, bis sie durch Entwässerung zur Ruhe kamen.

Ein Paradebeispiel ist dafür am Sandling der Schuttstrom im Michelhallbach, der sich, ausgelöst durch den Niederbruch des Pulverhörndls (EHRET in KERN et al., 2008), knapp 4 km ausbreitete und nach der erstaunlich kurzen Zeit von einem Monat mit einer 10 m hohen, 40 m breiten Stirn zur Ruhe kam (BAMMER, 1984).

Auch die wiederholten Felsstürze (s. o.) um das Jahr 1980 von jeweils 30.000–60.000 m<sup>3</sup> aus der Zwerchwand initiierten einen großen Schuttstrom im Einzugsgebiet des Stambaches, der im Jahr 1982 bis nahe an die Häuser von Bad Goisern heran kam (BAMMER, 1984). Dass das kein singuläres Ereignis war und im Mittelalter schon öfter aufgetreten war, soll der Lindwurm im Wappen von Bad Goisern belegen (LOTTER & ROHN in MANDL et al., in Vorber.). Als weiterer Beleg kann auch der grobblockige Pfropfen bei Riedln am Ausgang des Stambachgrabens gesehen werden, der auf hier ebenso stecken gebliebene große Schuttströme des Spätglazials bis Holozäns hinweist (SCHÄFFER, 1982; MANDL et al., in Vorber.).

Derartige Schuttströme, wenn auch wesentlich kleiner, haben sich offensichtlich auch wiederholt im Vorfeld östlich des Plassen entwickelt und sind entlang des Mühlbaches bis ins Hochtal des Salzberges vorgedrungen. Durch zwei Ereignisse wurde der prähistorische Salzbergbau der Bronzezeit um 1245 v. Chr. und der Eisenzeit wieder um 311 v. Chr. durch Verschüttung der Abbaue vernichtet (KERN et al., 2008; EHRET & ROHN, 2009).

In der vergleichbaren geologischen Situation an der Kalkalpennordfront sind in jüngster Zeit aktive Schuttströme nördlich des Schober (Schwandbauer) und weiter östlich entwickelt, für die aber keine unmittelbar damit verknüpfbaren Felssturzereignisse bekannt sind. Ebenso an der Kalkalpenüberschiebung hat offensichtlich das Absacken eines großen Gesteinskörpers (WEIDINGER et al., 2007) aus der Nordflanke des Traunsteins wieder eine Bewegung

des Gschlifgrabens (Rhythmus von jeweils rund 100 Jahren) ausgelöst (RUDOLF-MIKLAU & MOSER, 2009; WEIDINGER, 2009, WEIDINGER et al., 2011), die nur unter großem technischen Aufwand knapp vor Zerstörung des besiedelten Uferbereichs des Traunsees gestoppt werden konnte.

Dieser hauptsächlich aus den sehr verwitterungsanfälligen Buntmergeln des Ultrahelvetikums gebildete Schuttstrom stellt das bekannteste Beispiel derartiger Formen in der Flyschzone dar, bei denen nach längeren Perioden von Verwitterung der Mergel und Tonsteine bei Vorliegen einer ausreichenden Schuttmächtigkeit und entsprechendem Wassergehalt Fließbewegungen eintreten und ausgedehnte Schuttströme entstehen lassen. Ein weiteres schönes Beispiel ist hier noch der Trambach südwestlich Scharnstein. Er entwickelt sich aus einer ebenso stark tektonisierten Zone dieser Gesteine, erreicht aber kein besiedeltes Gebiet, ebenso wie der Schuttstrom im Abfluss des Laudachsees (EGGER, 2007a; EGGER & VAN HUSEN, 2007). Weiters zu nennen wäre noch der Schuttstrom bei Fürweg am Haunsberg nördlich Salzburg, wo die Infrastruktur (Straße, Bahn, Gasleitung) zwischen 1990 und 2000 stark gefährdet wurde (BRAUNSTINGL, 2000).

Derartige Erscheinungen sind über die ganze Flyschzone verbreitet, zeigen aber um den Attersee eine besondere Häufung (EGGER, 1996; VAN HUSEN, 1989).

Die besonders an der Ostseite des Sees, begünstigt durch die glaziale Übersteilung der Flanke, nahezu durchgehend auftretenden Bewegungen zeigten seit Beginn der Aufzeichnungen der Wildbach- und Lawinerverbauung im ausgehenden 19. Jahrhundert immer wieder mehr oder weniger starke Bewegungen (JARITZ, 1995; WINKLER, 1996). So zwang in Kaisigen 1985 ein Schuttstrom unterhalb Zwieselmahd zur kurzfristigen Evakuierung mehrerer Häuser, während 1959 durch ein derartiges Ereignis bei Jägermais ein Bauernhaus zerstört wurde und die Seeuferstraße monatelang unterbrochen war. Auch im Rohrleitengraben, der schon einmal während der begonnenen Sanierungsarbeiten 1896 gemeinsam mit einem neuen Ausbruch am Gahberg aktiv wurde und bis in den See abfloss, sind 2006 wieder bedeutende Bewegungen aufgetreten.

### 8.4. Rutschungen

In allen Bereichen treten kleinere Rutschungen in Abhängigkeit vom Wassergehalt in der Verwitterungsschicht, besonders über feinkörnigen Ausgangsgesteinen, aber

vorzugsweise in der Molasse- und Flyschzone auf. Hier weisen an eher flachen Hängen die mächtigen gelifluidalen Schuttdecken eine deutliche Labilität auf. Förderlich dabei

ist die hangparallele Strukturierung der ehemaligen Fließ-erden, die oft Ursache für die Auslösung flachgründiger Rutschungen ist.

Besonders anfällig sind dabei die obertägigen Verbreitungsgebiete des Älteren Schliers, der aufgrund seines hohen Smektitgehaltes von bis über 40 % eine hohe Neigung zur Ausbildung langsamer Kriechbewegungen in der Auflockerungs- und Verwitterungszone zeigt. Die dadurch eindringenden Wässer (Starkniederschläge und Schneeschmelze) lösen dann die Bewegungen mit Bewegungshorizonten um die 10 m Tiefe aus. Betroffen von diesen Prozessen sind vor allem die Gemeinden Fraham, Schar-ten und Alkoven, wie auch Teile der Gemeinde Engerwitz-dorf im Gallneukirchner Becken. Hier zeigten sich im Zuge des Trockenjahres 2003 Kriechbewegungen in bislang nicht als gefährdet betrachteten Bereichen, wo infolge von Trockenrissen Niederschlagswasser in tiefere Bodenschichten eindringen konnte und so zur Ausbildung von Bewegungszonen führte.

Abgesehen von den Bergschäden durch den Kohlenbergbau um Ampflwang – Thomasroith – Wolfsegg mit großflächigen Setzungen und Pingen, sind am Südrand des Hausruck in der Umgebung von Ampflwang ausgedehnte Rotationsgleitungen in der Hausruck-Formation entwickelt (ROETZEL in RUPP, 2008a). Die über weite Bereiche gut konglomerierten, groben Schotter über den duktilen Tonen und Sanden der Ampflwang-Formation reagieren mit Auflösung in grobe Blöcke, die sich vom Hinterland lösen und abwandern. Entlang der Höhenrücken (bes. Göbelberg, Pettenfirst) zeigen Spalten und Abrissnischen (Bergzerrei-ßung) durch ihre frischen Formen fortwährende Bewegungen und Auflösung an, die lokal auch durch den ehema-ligen Bergbau besonders angeregt worden sein könnten.

## 8.5. Großflächige Bewegungen mit tief greifender Felsauflockerung

Neben den mehr/minder flachgründigen Rutschungen und Schuttströmen aus der Verwitterungsschicht und dem oberflächennahe aufgelockerten Fels sind in der Flyschzone auch große und tiefgreifende aktive Hangbewegungen entwickelt, welche bis heute anhaltende Bewegungen zeigen.

So erzeugen die Bewegungen SE des Wallersee, ange-regt durch den peripheren Gletscherabfluss in der Flanke der Großen Plaike, einen mehrere 10er-Meter hohen, frischen Anriss (EGGER & VAN HUSEN, 2003, 2009). Oder am Hang des Mondseeberges, wo eine derartige Bewe-gung den Bau der Autobahn stark beeinflusste (BRAND-ECKER, 1968). Um den Attersee sind in diesem Zusammen-hang noch die Südflanke des Hochpletzspitzes zwischen Mond- und Attersee mit ihrer bis heute andauernden star-ken Schuttlieferung (s. unten) und die des Buchberges nördlich Attersee zu nennen, von dem immer wieder Mu-

## 8.6. Geschiebeherde

Die für die menschliche Nutzung der Landschaft relevan-ten Geschiebeherde unterschiedlichster Größenordnung sind besonders in den Alpen sehr häufig, treten aber auch im Vorland und der Böhmisches Masse auf. So kann bei lokalen intensiven Niederschlagsspitzen der Schutt jedes Grabens zu größeren und kleineren Beeinträchtigungen führen. Die hier angeführten Beispiele im Bereich der Kar-

Aber auch die älteren, bereits weiter abgewanderten Blö-cke zeigen Erscheinungen anhaltender, langsamer Bewe-gungen, obwohl sich die Körper zum distalen Bereich des Verbreitungsareals immer stärker abbauen und morpholo-gisch weniger in Erscheinung treten. Sie sind von mächtigem gelifluidalen Schutt bedeckt, der aus den Kaltzeiten mit Permafrost der letzten und älteren Eiszeiten stammt (RUPP, 2008a; VAN HUSEN in RUPP, 2008b).

Neben dieser langsamen, tiefgründigen Bewegung treten in der Schuttdecke, begünstigt einerseits durch den ho-hen Tongehalt sowie andererseits durch Wasser führende, sandig-kiesige Zwischenlagen, auch spontan wesentlich rascher ablaufende klein- und großflächige Rutschun-gen auf, wie z. B. 1979 unterhalb Göbelberg oder 1980 westlich des Hofberges. Ähnliche Erscheinungen des Ab-wanderns konglomerierter Kiese im wesentlich kleineren Maßstab sind immer wieder an den Terrassenkanten zu beobachten, wo die Kiese durch feinkörnige Molassesedi-mente unterlagert und durch die Erosion der Flüsse un-terschnitten wurden (N-Rand der Traun-Enns-Platte, z. B. westlich Thalheim).

Im Zuge der Starkniederschläge des Jahres 2002 kam es auch in weiten Bereichen des Mühlviertels zur Ausbildung von Rutschungen, die hier überwiegend an die sandig-schluffigen Verwitterungsdecken gebunden waren. Als auslösende Faktoren sind dabei vor allem der rasche An-stieg des Porenwasserüberdrucks und der vorwiegend li-nearen Wasserführungen zu nennen. Betroffen von diesen Rutschungen war eine Vielzahl von Gemeinden, darunter St. Leonhard b. Freistadt (Rutschung KG. Herzogreith), Unterweikersdorf (Rutschung Pferdebahnstüberl Obern-dorf), Rottenegg, St. Nikola und Lasberg.

ren bis auf die Straße am Seeufer abgehen (VAN HUSEN, 1989). Ebenso zu nennen wäre hier noch die Bewegung am Häfelberg bei Schörfling und die am Richtberg, die den Weyregger Bach und damit den besiedelten Talbereich be-einflusst (EGGER, 1996).

Weiter im Osten betreffen auch die großflächige Bewe-gung bei St. Ulrich südlich Steyr oder die am Wurbauer-kogel bei Windischgarsten besiedeltes Gebiet. In St. Ul-rich bei Steyr sind vor allem Kriechbewegungen, aber auch Großhangbewegungen in den aufgelockerten Gesteinen der „Zementmergelserie“ und der Altlengbach-Formation bzw. deren Verwitterungsdecken bekannt. Die Verwitte-rung kann dabei mehrere Zehnermeter in den Untergrund reichen (SAUSGRUBER, 1997). Bekannte Lokaltäten sind hier der Freisinggraben, der Rahofergraben, in Gmain und der Kohlergraben.

te können somit nur exemplarisch sein und auf besonders große Gefährdung aufgrund der geologischen Gegeben-heiten hinweisen.

Der Schutz vor diesen Bedrohungen – als klassisches Ar-beitsgebiet der 1884 gegründeten forsttechnischen Abtei-lung für Wildbachverbauung (BMLF, 1984) – führte als ers-

te Aktivität im Bereich der Karte schon 1884 zum Projekt im Mühlbach oberhalb Hallstatt, eine Verbauung, die erst heute nach 130 Jahren erneuert werden muss. Die Bedrohung besteht hier in den Schuttmassen aus dem Plasenstock und Moränenablagerungen, vermengt mit dem feinkörnigen Schutt aus dem ausgelaugten Haselgebirge, die ja schon den Bergbau dramatisch beeinflussten (siehe oben).

Als gleichartige Herde sind auch die hauptsächlich in Schichten der Zlambach-Formation tief eingeschnittenen Gräben des Stambachs und des Kl. und Gr. Zlambachs anzusehen, wo massive Verbauungen nötig waren (BAMMER, 1984). Die leicht verwitternden tonigen Mergel mit einer z. T. mächtigen Auflage von Moränen und unkonsolidierten glazigenen Sedimenten bieten die Grundlage für unzählige Rutschungen (SCHÄFFER, 1982).

Ebenso gering bis nicht konsolidierte glazigene Sedimente als Geschiebeherde wurden durch die beiden katastrophalen Hochwasserereignisse von 1897 und 1899 im Trauntal schlagend (BMLF, 1984). Die Geschiebemengen aus den größeren Nebenbächen (Langbath-, Frauenweißen-, Mitterweißenbach) verwüsteten damals das Trauntal zwischen Bad Ischl und dem Traunsee. Die folgenden Verbauungen des Langbathbaches und des Frauenweißenbaches sind bis heute erhalten, während die im Mitterweißenbach nach 100 Jahren nicht mehr wirksam war und erneuert werden musste.

Am Offenseebach, als einem der Zubringer des Frauenweißenbaches, wurden durch Erosion und ob der riesigen Schuttmengen aus dem Grieseneckbach später noch große Verbauungen nötig. Der Gimbach hingegen, als zweiter

großer Zubringer, ist aufgrund der großen Mengen unkonsolidierter glazigener Sedimente trotz vieler Verbauungsversuche, die in den letzten 100 Jahren immer wieder zerstört wurden, noch immer hoch aktiv.

Weitere sehr wirksame Geschiebeherde finden sich in Arealen mit tektonisch stark beanspruchten triadischen Dolomiten. Ein Beispiel dafür ist der Weißenbach (Bad Goisern), dessen Schutttransport den Stauraum der 1809–1819 errichteten Chorinskyklause bereits weitgehend erfüllt hat und bei starken Hochwässern (z. B. 2002) bis ins Trauntal wirksam wurde.

Ebenso große Mengen von Dolomitschutt haben die großzügigen Verbauungen mit ausgedehnten Stauräumen in der Hetzau und Hungerau-Sandbauergraben und Ötzweißenbach am Nordrand des Toten Gebirges oder des Dürrenbachs bei Weyer geführt, die heute aber völlig aufgefüllt sind.

Im Zuge von großen Massenbewegungen mit tiefgreifender Felsauflockerung kommt es auch in der Flyschzone zur Ausbildung besonders aktiver Geschiebeherde. Ein schönes Beispiel ist der Zug Höblingkogel – Hochpletzspitz – Höllberg zwischen Mond- und Attersee, wo durch ausgedehnte Kippbewegungen (Toppling) große Mengen an Schutt anfallen. Sie dokumentieren sich in den riesigen, steilen Murenkegeln und mächtigen älteren Murenkörpern westlich Unterach (VAN HUSEN, 1989).

Nicht unerwähnt soll bleiben, dass es durch die Konzentration der Abflüsse (durch Melioration) und Bodenverdichtung aus den weit gespannten Mulden des Mühlviertels in die tief eingeschnittenen Gräben (z. B. Haselgraben) zu verstärkter Erosion im Verwitterungsgrus kommt.

## 8.7. Tunnelbauten

Der erste große Tunnelbau in Oberösterreich war im Zuge des Ausbaues des Eisenbahnnetzes die Auffahrung des 5765 m langen Bosrucktunnels in den Jahren 1901–1906. Die Durchführung des Baues mit den damaligen technischen Möglichkeiten und Erfahrungen war mit sehr großen Schwierigkeiten konfrontiert. Diese reichten von verheerenden Wassereinbrüchen mit bis zu 1100 l/sec mit dabei entstandenem Verbruch des Sohlstollens über 80 m und einem 22 m hohen Aufbruch mit rund 700 m<sup>3</sup> Kubatur, sowie dem Austritt von Methangas aus bituminösen „Schwarzen Kalken“ und der dadurch bedingten verheerenden Explosion mit dem Verlust von 16 Menschenleben. Dadurch kam es zu monatelangen Bauunterbrechungen. Darüber hinaus wurde durch die Wassereinbrüche der „Schreiende Bach“, der mit 200 l/sec zur Energieversorgung (Druckluft, Bewetterung und Werkstätte) der Baustelle an beiden Baulosen im Norden und Süden diente, zum Versiegen gebracht (BLODNIK, 1906).

Aufgrund dieser Erfahrungen wurde vor dem Bau der ersten Röhre des Bosruck-Straßentunnels (Pyhrnautobahn) ein durchgehender Erkundungsstollen aufgefahren, der im Mittelteil als Entwässerungsstollen an beiden Enden später als Lüftungsstollen diente. Er wurde zwischen den beiden späteren Röhren des Vollausbauens angelegt, um ähnlichen Schwierigkeiten wie beim Bau des Eisenbahntunnels zu entgehen (NOWY & LEIN, 1984).

Der Vortrieb des Sondierstollens wie auch der Hauptröhre erfolgte den Erwartungen entsprechend, da einerseits die

Erfahrungen des Eisenbahntunnels einfließen, andererseits offensichtlich die Entwässerung der Karbonate durch diesen weitgehend wirksam war. Nur an einer Stelle, wo im Sondierstollen 280 l/sec auftraten, wurde ein eigenständiger Wasserkörper angefahren. Möglicherweise war durch den Eisenbahntunnel auch eine erneute Ansammlung von Methan, die beim Vortrieb des Eisenbahntunnels nur ganz kurz zum ungeeignetsten Zeitpunkt aufgetreten war (BLODNIK, 1906), verhindert worden (NOWY & LEIN, 1984). Der folgende Ausbau der Pyhrnautobahn zog noch weitere Tunnelbauten wie den nur im Hauptdolomit aufgefahrenen Lainberg-Tunnel bei St. Pankraz und die Tunnelkette Klaus bis Micheldorf nach sich, bei deren Errichtung aber keine nennenswerten Schwierigkeiten auftraten.

Beim Eisenbahntunnel Lambach wurden erstmals mächtige Deckenschotter durchörtert, wobei das geomechanische Verhalten der unkonsolidierten Kiese und der Verwitterungserscheinung der Geologischen Orgeln von großer Bedeutung war (VAN HUSEN, 1999). Es zeigte sich in diesem, wie im westlich gelegenen Tunnel Breitenschützing, dass sich in den Kiesen wie auch im tonig-sandigen Schlier parallel zu steileren Erosionsböschungen tief reichende Klüfte mit Öffnungsweiten von bis zu 10–20 cm vorhanden sind. Sie sind als Entlastungsklüfte anzusehen, die während der Eiszeiten durch Eiskeilbildung aufgeweitet wurden (VAN HUSEN, 1999).

## 8.8. Wasserkraftwerke

Der Beginn der Nutzung der Wasserkraft zur Erzeugung von Elektrizität in Oberösterreich ist eng mit dem Salzkammergut, dem Fremdenverkehr und dem öffentlichen, schienegebundenen Lokalverkehr verbunden.

So entstanden 1902 das Laufkraftwerk am Traunfall und 1903 sowie 1908/09 die kleinen Speicherkraftwerke am Wolfgangsee und auch die leistungsstärkeren Druckanlagen am Offen- und Schwarzensee, die alle zur Abdeckung lokalen Bedarfs dienten. Ein bereits komplexeres Vorhaben war die Errichtung der Kraftwerke am Vorderen Gosausee und in Steeg in den Jahren 1909 bis 1914.

Die Erhöhung des Wasserspiegels am Vorderen Gosausee um 13 m sollte nicht nur der Energiegewinnung, sondern auch als Retentionsraum zum Schutz vor großen Hochwässern wie 1897 und 1899 dienen (MARCHETTI, 2003). Zur Errichtung dieser Werke waren erstmals auch das Auffahren von Stollen am Gosausee und von einem rund 4900 m langen Lehnstollen samt tiefliegendem Stollen von Klaushof nach Steeg und somit sicherlich eine intensivere Beachtung der Felsverhältnisse nötig.

In die Zeit vor dem 1. Weltkrieg fielen auch schon erste Pläne zur Nutzung der Wasserkraft von Flüssen wie Inn und Enns, die aber erst nachher weiter verfolgt werden konnten.

**Inn:** So sahen die ersten Planungen am Inn 1908, 1919, 1921 und in den 1930er Jahren dem damaligen Stand der Technik entsprechende Ausleitungskraftwerke zwischen dem Zusammenfluss von Inn und Salzach bis Schärding und nördlich Wernstein mit bis über 50 km langen Kanälen oder eine Kette von mehreren Kraftwerken mit kurzen Ausleitungskanälen vor (STÖCKL, 1967). Wegen der größeren Wirtschaftlichkeit und geringerer Eingriffe in die Landschaft kamen dann die Pläne für 5 Laufkraftwerke, von denen die Stufen Ering-Frauenstein 1942 und Egging-Obernberg 1944 noch während des 2. Weltkriegs errichtet wurden. Die Restlichen wurden dann von der ÖBK bei Braunau-Simbach 1954, Schärding-Neuhaus 1959 und Passau-Ingling 1962 verwirklicht. Dabei erfolgte die Gründung der nördlichsten Stufe auf Kristallin der Böhmischen Masse, das einerseits aus festem, wenig zerlegtem, kompaktem Granit unter den Wehrpfeilern bestand, andererseits aber aus stark gestörten, kleinstückig zerlegten Graniten und Gneisen sowie tonigen Myloniten aufgebaut wurde, was zu zusätzlichen Gründungsmaßnahmen zwang.

**Enns:** Auch an der Enns wurde nach verschiedensten Projekten erst während und nach dem 2. Weltkrieg die heutige Kraftwerkskette verwirklicht.

Das großzügigste der älteren Projekte (1929) sah vor, die Enns auf Höhe der Mündung der Palten zu fassen und über einen großen Speicher an der Krumpfen Steyrling zum Krafthaus bei Ternberg zu leiten. Ein ähnliches Projekt wurde in den 1970er Jahren mit einer Fassung der Steyr bei Klaus und einem Speicher in der Breitenau sowie dem Krafthaus bei Trattenbach verfolgt, das neben der Erzeugung von Spitzenenergie auch zur Trinkwasserversorgung aus dem Speicher Breitenau dienen sollte. Verwirklicht davon wurde aber nur der Aufstau der Steyr mit einem Laufkraftwerk bei Klaus.

In der Zeit des 2. Weltkrieges wurden Kraftwerksbauten 1939 bei Ternberg (BMVverst.B., 1955a), 1941 bei Mühl-

radung (BMVverst.B., 1956a), Stanig (BMVverst.B., 1955b), Rosenau (BMVverst.B., 1955c) und 1942 auch in Großbraming (BMVverst.B., 1956b) begonnen, die aber alle erst nach dem Krieg fertiggestellt wurden und den Betrieb aufnahmen. Die Gründungen in den Kalkalpen erfolgten auf Hauptdolomit (Großbraming, Ternberg), wobei beim Letzteren die engräumige Verschuppung mit Tonsteinen und Gips auf die Situierung des Kraftwerkes großen Einfluss hatte. Die Staustufen Rosenau und Garsten – St. Ulrich (ROITINGER, 1968) wurden auf Flysch, die nördlich davon einschließlich des Ausleitungskraftwerks St. Pantaleon (ÖZE, 1965) konnten problemlos auf Schlier gegründet werden. Beginnend beim KW Ternberg trat bei allen Kraftwerken im nach Norden breiter werdenden Ennstal die Frage der Einbindung des Bauwerks in die eiszeitlichen Kiese und die in diesen mögliche Umläufigkeit in den Vordergrund. Sie wurde, dem damaligen Stand der Technik entsprechend, durch teils ausgedehnte Oberflächenabdichtungen (bis 500 m Länge) der Uferböschung mit Beton gelöst, wobei die restliche Umläufigkeit, z. B. 100 l/sec auf rund 500 m Länge in Ternberg, durch Selbstabdichtung abklang (BMVverst.B., 1955a).

Nach Klärung des langwierigen Streits zwischen den Ländern Oberösterreich und Steiermark um den Bau des Speicherkraftwerks bei Kastenreith, das mit einer Fallhöhe von 90 m an einer dafür günstigen Stelle die Möglichkeit geschaffen hätte, die Schmelzwässer und die hohen Sommerabflüsse zu speichern und im Winter abzarbeiten, wurden dann in Oberösterreich noch die kleinen Stufen Weyer (ÖZE, 1970) und Schönau (ÖZE, 1973) errichtet.

**Donau:** Nach der Errichtung der Staustufe Jochenstein (1952–1956) als erstes Kraftwerk an der österreichischen Donautrecke wurde dann in Oberösterreich das Kraftwerk Aschach (1959–1969) erbaut. Nach den Erfahrungen beim Bau der Staustufen Jochenstein und Ybbs-Persenbeug wurde zur Erkundung der Aufstandsfläche eine Horizontalbohrung in der Werkachse erstellt. Die 300 m lange, 8 m unter der Stromsohle verlaufende Bohrung ermöglichte hauptsächlich durch die Untersuchung mit einer optischen Bohrlochsonde einen genauen Aufschluss über Klüftigkeit und Störungen, die die nötigen Erkenntnisse über den Zustand der Aufstandsfläche für eine erfolgreiche Bau durchführung brachten. Eine wesentliche Änderung in dieser ergab sich durch einen in den Kiesablagerungen der Donau oft auftretenden Horizont großer Driftblöcke, die die Errichtung der Trennpfeiler zwischen Wehranlage und Krafthaus in Strommitte mit Caissons ohne künstliche Insel unmöglich machten. Die damit verbundene Einengung des Stromquerschnittes konnte aber kompensiert werden.

Die Staustufe Wallsee-Mitterkirchen (1965–68; insgesamt die Dritte in Österreich) wurde als erstes Donaukraftwerk im Schlier gegründet. Die durch die Gründung der Kraftwerke an Inn und Enns gewonnenen Erfahrungen konnten als Grundlage für die Planung herangezogen werden. Trotzdem waren für die Baugrube dieser bis dahin nicht erreichten Größenordnung viele Voruntersuchungen nötig und Fragen zu klären.

Das Kraftwerk wurde erstmals im Trockenen neben einem markanten Bogen des Stromes errichtet, der nach Fertigstellung und Umleitung zu einem Altarm wurde. Die Erfassung der generellen Lagerungsverhältnisse des Schliers

zur Situierung des Kraftwerkes ergab, dass eine Störung, die Schlier von Quarzsanden trennt, das Maschinenhaus des Projekts gekreuzt hätte, was zu unterschiedlichen Setzungsverhältnissen geführt hätte. Die durch die nahe Aufragung des kristallinen Untergrundes (Wallsee) bedingte Bruchlinie zwang so zu einer Verlegung von 300 m stromaufwärts (MAKOVEC, 1969).

Zur Feststellung der Eigenschaften des Schliers in Bezug auf chemische Zusammensetzung (Sulfate), Verformung (Entlastung), Verwitterungsanfälligkeit und Scherfestigkeit wurde ein ausgedehntes Untersuchungsprogramm abgewickelt, das bis zu In-situ-Großversuchen in einem Stollen auf dem Niveau der tiefsten Bauwerksteile führte.

Ein großes Problem bei der Baudurchführung war der Umstand, dass durch den großmaschinellen Aushub die Struktur des Schliers und damit seine Festigkeit gestört wurde, was zu einem händischen, kleinflächigen Endaushub zwang. Der raschen Reaktion des Baugrundes gegen Austrocknen wurde mit einer unmittelbar der Feinausformung folgenden Versiegelung mit Spritzbeton und Schutzbeton entgegengewirkt, deren Stärke je nach Exposition und Standzeit variiert wurde. Zusätzlich wurden die Schutzschichten bei Bedarf mit Planen und Strohmatten abgedeckt und auch feucht gehalten.

An den Aushubböschungen kam es zum Ausbrechen kleinerer und größerer Schlierkörper entlang vorgegebener

Trennflächen, die sogar weit hinter dem Böschungsfuß lagen. Im größten Ereignis führte der durch Nässe hervorgerufene Reibungsverlust auf den vorgegebenen Trennflächen zum Zusammenbruch einer 80 m langen Böschung, als die abgelöste Masse so schwer geworden war, dass die Gesteinsfestigkeit überschritten wurde und ein progressiver Bruch im massigen Schlier entstand. Die Aushubarbeiten konnten letztendlich nur durch Stützblöcke und mit Beton verfüllten Brunnen bewerkstelligt werden (MAKOVEC, 1969).

Der Stauraum musste bei einem Donaukraftwerk erstmalig mit Dämmen und einer Einbindung bis in den Schlier abgedichtet werden, was damals noch mit einer Leichtspundwand bewerkstelligt wurde.

Die nachfolgenden Staustufen Ottensheim-Wilhering (1970–1974) und Abwinden-Asten (1976–1979) wurden auf Basis dieser Erfahrungen errichtet. Sie wurden aber bereits mit horizontalen Rohrturbinen ausgestattet, durch die sich eine wesentlich geringere Bauhöhe und damit ein geringerer Eingriff in den Untergrund ergab. Die Abdichtung der Stauräume erfolgte dann mit Schmalwänden.

Dank: Wir möchten uns bei den Gebietsbauleitern der „Wildbach“-Sektion Oberösterreich DI F. Puchinger, DI M. Schiffer, DI M. Strauß, DI K. Weisser sowie ihren Mitarbeitern für wichtige Hinweise bedanken, die wesentlich zur Substanz dieser Übersicht beigetragen haben.



## 9. Geophysik

G. BIEBER, K. MOTSCHKA, A. RÖMER & P. SLAPANSKY

Die Untersuchung der physikalischen Eigenschaften erlaubt Rückschlüsse auf die Zusammensetzung und den Aufbau des Untergrundes. Es können geophysikalische Modelle des Untergrundes erstellt werden, die Hilfestellung bei der Beurteilung des geologischen Aufbaues, bei Fragen von Grundwasser- und Rohstoffvorkommen bis hin zu Problemen des Umweltschutzes geben können.

Flächendeckende geophysikalische Untersuchungen im Bundesland Oberösterreich liegen in Form der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; SEIBERL, 1991) vor. Im Rahmen der AMVÖ wurde das gesamte österreichische Bundesgebiet in den Jahren 1977 bis 1982 geomagnetisch mittels eines Flächenflugzeugs, je nach Topographie in Flughorizonten zwischen 800 und 4000 m Höhe, in einem groben Raster mit Messprofilabständen von etwa 2 km vermessen. Ziel der Untersuchungen war vor allem die Rohstoffsuche.

Noch vor Abschluss dieser überregionalen aeromagnetischen Vermessung wurde 1982 mit einer regionalen aerogeophysikalischen Vermessung Österreichs mittels Hubschraubermessungen in kleineren Messgebieten begonnen. Die Flughöhe beträgt dabei 80 m über Grund, die Messprofilabstände sind zumeist 100 bis 200 m. Parallel dazu wurden bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung der geologischen Kartierung sowie von hydrogeologischen und rohstoffrelevanten Projekten durchgeführt.

Im Rahmen einer nachhaltigen Datenbearbeitung werden die seit mehr als 20 Jahren gewonnenen Ergebnisse aus den aero- und bodengeophysikalischen Messkampagnen in Österreich unter Verwendung der ARC/GIS-gestützten Metadatenbank GEOPHYSIS (GEOL. BUNDESANST., 2011) erfasst (Abb. 22).

In 9.1. findet sich eine Übersicht über die von der Geologischen Bundesanstalt durchgeführten geophysikalischen Untersuchungen in Oberösterreich, die alle in der Metadatenbank GEOPHYSIS erfasst sind.

9.2. gibt eine geologische Interpretation der Ergebnisse der AMVÖ für den Bereich der Geologischen Karte von Oberösterreich 1 : 200.000.

### 9.1. Geophysikalische Untersuchungen der Geologischen Bundesanstalt in Oberösterreich

#### 9.1.1. Aerogeophysik (Hubschraubermessungen)

Aerogeophysikalische Untersuchungen auf regionaler Ebene werden im Bundesland Oberösterreich seit 1983 (SEIBERL & HEINZ, 1986a) im Rahmen der Mittel des Vollzuges des Lagerstättengesetzes durchgeführt. Als Übersichtskarte ist in der Abbildung 22 die Lage der aerogeophysikalischen Messgebiete dargestellt.

Im Laufe der Jahre haben sich die Anwendungsgebiete der Aerogeophysik über die Rohstoffprospektion hinaus wesentlich erweitert. Die Ergebnisse der aerogeophysikalischen Vermessungen werden für Fragestellungen in der Rohstoffgeologie, als Unterstützung der Geologischen Landesaufnahme, Hydrogeologie, Bodenkunde, für die Bearbeitung geogener und anthropogener Risiken und im Strahlenschutz eingesetzt. Mit einer Methodenkombination aus Magnetik, Elektromagnetik, Gammastrahlenspektrometrie und Messungen der Bodenfeuchte mittels L-Band-Sonde werden wichtige (geo)physikalische Para-

meter relevanter Locker- und Festgesteinsserien erfasst und hinsichtlich ihrer geologischen Bedeutung interpretiert.

Im Zeitraum 1983 bis 2010 wurden in Oberösterreich 20 Messgebiete mit einer Gesamtfläche von ca. 4000 km<sup>2</sup>, dies entspricht in etwa einem Drittel der Landesfläche, aerogeophysikalisch vermessen. Die Metadaten der jeweiligen aerogeophysikalischen Befliegungen sind mit dem Hinweis auf das betreffende Literaturzitat in Tabelle 1 zusammengefasst. Neben der Bezeichnung des Messgebietes und der Lage auf dem jeweiligen ÖK-Blatt 1 : 50.000 ist das Jahr der Befliegung, die vermessene Fläche und der Profilabstand der Fluglinien vermerkt. Befindet sich das Befliegungsgebiet auf mehreren Kartenblättern, so ist die Nummer des Kartenblattes mit dem größten Anteil des Befliegungsgebietes unterstrichen angezeigt.

#### 9.1.2. Bodengeophysik

In Tabelle 2 sind die bodengeophysikalischen Projekte, die von der Fachabteilung Geophysik der Geologischen Bundesanstalt im Bundesland Oberösterreich durchgeführt

wurden, tabellarisch angeführt. Dabei handelt es sich zum allergrößten Teil um bodengeoelektrische Messungen, die als Ergebnis eine 2-dimensionale Verteilung des elektri-

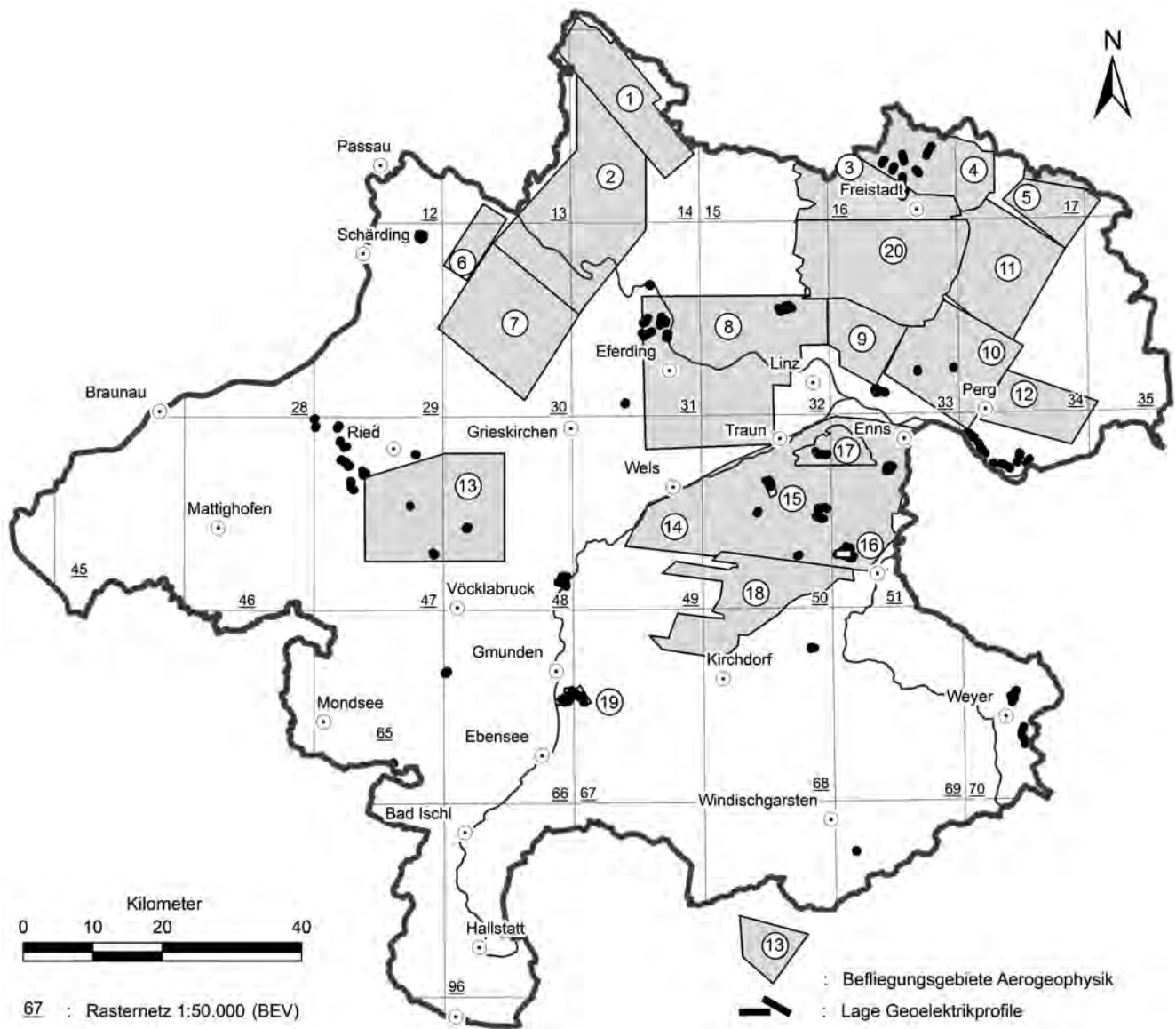


Abb. 22: Übersicht über die Lage aerogeophysikalischer und bodengeophysikalischer Messgebiete.

sehen Widerstandes des Untergrundes (bis zu einer max. Erkundungstiefe von 180 m) in Form eines Profilschnitts liefern. Diese Messungen werden seit Anfang der 1990er Jahre entweder im Rahmen des Vollzuges des Lagerstättengesetzes oder als Messungen in anderen Forschungsprojekten bzw. als Auftragsforschung durchgeführt. Auf 16 ÖK-Blättern 1 : 50.000 wurden bisher 196 geoelektrische Profile mit einer Gesamtlänge von 65 km vermessen. Die Bezeichnung der Lage der Profile auf dem jeweiligen ÖK-Blatt bezieht sich auf die Nähe zur nächstgrößeren

Ortschaft. Neben der Anzahl der Messprofile wird die jeweilige Fragestellung der Messkampagne in einer eigenen Spalte dargestellt. In der letzten Spalte befindet sich das Literaturzitat des jeweiligen Berichts, der die Ergebnisse der bodengeophysikalischen Untersuchungen enthält. Alle von einem Balken markierten Fragestellungen sind entsprechend dem Balken in der Spalte „Lage der Profile“ für unterschiedliche Projekte und geoelektrische Profile gültig.



Messgebiet	ÖK Blatt 1 : 50.000	Jahr der Befliegung	Fläche [km <sup>2</sup> ]	Profil- abstand [m]	Literaturzitat
① Ulrichsberg	14	2008	158	200	MOTSCHKA et al., 2008
② Westliches Mühlviertel	13 <u>14</u> 30 31	1983	437	200	SEIBERL & HEINZ, 1986a
③ Lest	15 <u>16</u>	2009	155	100	GBA, 2011
④ Rainbach im Mühlkreis	<u>16</u> 17	2008	191	100	MOTSCHKA et al., 2009a
⑤ Weinsberger Wald	17	1985	75	200	SEIBERL & HEINZ, 1986b
⑥ Scheffberg	30	1988	42	200	SEIBERL et al., 1995
⑦ Peuerbach	30	1988	233	200	SEIBERL et al., 1995
⑧ Eferdinger Becken	31 <u>32</u> 49 50	2007	477	100	MOTSCHKA et al., 2009b
⑨ Gallneukirchen	32 <u>33</u>	1991	235	200	SEIBERL et al., 1996
⑩ Pregarten	33 34	1987	211	200	SEIBERL & HEINZ, 1988a
⑪ Kefermarkt	16 17 <u>34</u>	1986	244	200	SEIBERL & HEINZ, 1988b
⑫ Perg	34 52	1987	102	200	SEIBERL & HEINZ, 1988c
⑬ Hausruck	47 48	1990	291	200	SEIBERL & PIRKL, 1991
⑭ Steyr	49 <u>50</u> 51	2002	600	200	BIEBER et al., 2004
⑮ Neuhofen a. d. Krems	50	2002	2	25	BIEBER et al., 2004
⑯ Sierning	51	2002	2	25	BIEBER et al., 2004
⑰ Ansfelden	50 51	2009	44	100	GBA, 2011
⑱ Vöcklabruck	<u>50</u> 67 68	2009	195	100	GBA, 2011
⑲ Gschlifgraben	66 67	2009	7	50	GBA, 2011
⑳ Lest 2010	33	2010	295	200	GBA, 2011

Tab. 1:  
Metadaten der aerogeophysikalischen Vermessung in Oberösterreich.

ÖK Blatt 1 : 50.000	Lage der Profile	Profile Anzahl	Fragestellung	Literaturzitat
16 Freistadt	<input type="checkbox"/> Rainbach im Mühlkreis	8	Anomalienverifizierung Kartierung	SUPPER et al., 2009 MOTSCHKA et al., 2009a
29 Schärding	<input type="checkbox"/> Münzkirchen	15	Rohstoffgeologie, <i>Kiessandmächtigkeit</i>	HÜBL et al., 1998 BIEBER et al., 2005
31 Eferding	<input type="checkbox"/> Hartkirchen <input type="checkbox"/> Aschach a.d. Donau <input type="checkbox"/> St. Marienkirchen a. d. Polsenz	8 3 2	Kartierung, Hydrogeologie Massenbewegung Massenbewegung	RÖMER et al., 2005a JOCHUM et al., 2006a HÜBL & RÖMER, 1998
32 Linz	<input type="checkbox"/> Lichtenberg	3	Anomalienverifizierung Aerogeophysik	SUPPER et al., 2007
33 Steyregg	<input type="checkbox"/> Statzing <input type="checkbox"/> St. Georgen <input type="checkbox"/> Nöbling-Ruhstetten <input type="checkbox"/> Schwertberg	3 2 1 3	Rohstoffgeologie <i>Quarzsandvorkommen</i> Massenbewegung	RÖMER et al., 2004a RÖMER et al., 2004b RÖMER et al., 2004c JOCHUM et al., 2006b
47 Ried	<input type="checkbox"/> Gurten <input type="checkbox"/> Magetsham <input type="checkbox"/> Ried/Gurten <input type="checkbox"/> Lohnsburg/Ried/Ampfelwang	4 3 9 9	Kartierung Kartierung Kartierung Kartierung	RÖMER et al., 2001 RÖMER et al., 2003 RÖMER et al., 2004d RÖMER et al., 2006
48 Vöcklabruck	<input type="checkbox"/> Schwanenstadt <input type="checkbox"/> Schwanenstadt <input type="checkbox"/> Ottnang a. Hausruck	4 2 2	Hydrogeologie Hydrogeologie Massenbewegung	RÖMER et al., 2006 GBA, 2011 GBA, 2011
50 Bad Hall	<input type="checkbox"/> Ansfelden <input type="checkbox"/> Dambach <input type="checkbox"/> Kematen a.d. Krems <input type="checkbox"/> Waidern <input type="checkbox"/> Weichstetten	4 4 1 1 6	Anomalienverifizierung Aerogeophysik, Rohstoffgeologie, Hydrogeologie	BIEBER et al., 2004 GBA, 2011
51 Steyr	<input type="checkbox"/> Wolfern <input type="checkbox"/> Kottlingrat	23 5	Aero.-A. / R / H Untergrunderkundung	BIEBER et al., 2004 RÖMER et al., 2005b
52 St. Peter i. d. Au	<input type="checkbox"/> Naarn i. Machlande – Mitter- kirchen	25	Untergrunderkundung <i>Hochwasserschutzdamm</i>	JOCHUM & BIEBER, 2009
65 Mondsee	<input type="checkbox"/> Unterach am Attersee	2	Hydrogeologie	JOCHUM et al., 2004
66, 67 Gmunden & Grünau i. Almtal	<input type="checkbox"/> Weyregg a. Attersee <input type="checkbox"/> Gmunden <i>Gschlifgraben</i>	6 13	Massenbewegung Massenbewegung	JOCHUM & ITA, 2007 GBA, 2011
68 Kirchdorf a. d. Krems	<input type="checkbox"/> Schlierbach <input type="checkbox"/> Steinbach an der Steyer	1 6	Massenbewegung Massenbewegung	JOCHUM & LOTTER, 2008 JOCHUM et al., 2007a
70 Waidhofen a. d. Ybbs	<input type="checkbox"/> Weyer <i>Gafleztal</i> <i>Dürrenbachtal</i>	5	Rohstoffgeologie, Hydrogeologie	RÖMER et al., 1999
98 Liezen	<input type="checkbox"/> Windischgarsten	10	Massenbewegung	LOTTER et al., 2007
99 Rottenmann	<input type="checkbox"/> Oberweng	3	Massenbewegung	JOCHUM et al., 2007b

Tab. 2:  
Metadaten der bodengeoelektrischen Vermessungen in Oberösterreich.

## 9.2. Geologische Interpretation der Aeromagnetik (AMVÖ)

Die Befliegung von Oberösterreich erfolgte entsprechend den topographischen Gegebenheiten in unterschiedlichen Flughöhen von 1000 m, 1400 m und 3000 m. Die Auswertung der Messwerte teilte sich in die Bearbeitung der einzelnen Flughorizonte unabhängig voneinander und die anschließende Zusammenführung zu einer gemeinsamen Darstellung aller Horizonte in Form von Isanomalienkarten der magnetischen Totalintensität (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; HEINZ et al., 1987a, 1987b; SEIBERL, 1991; MOTSCHKA et al., 2006).

Die Abbildung 23 zeigt die Anomalien der magnetischen Totalintensität, das heißt die Feldabweichung des gemessenen Magnetfeldes vom globalen Erdmagnetfeld, welches durch das „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) definiert wird. Die Ursachen dieser Anomalien sind zumeist in den Eigenschaften der oberen Erdkruste zu suchen. Die magnetische Totalintensität  $\Delta T$  (Delta T) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in [nT] (Nano-Tesla) angegeben. Die wesentlichen ferrimagnetischen Minerale, die derartige magnetische Anomalien verursachen können, sind die Mischkristallreihe Magnetit – Titanomagnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$  bis  $\text{TiFe}_2\text{O}_4$ ), Maghemit ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) und Pyrrhotin ( $\text{FeS}$  bis  $\text{Fe}_7\text{S}_8$ ).

Die hier dargestellte Karte von Oberösterreich ist insofern neu, als die Anomalien der magnetischen Totalintensität polreduziert dargestellt sind. Das heißt, dass die Messwerte unter der Annahme eines hypothetisch mit  $90^\circ$  einfallenden Magnetfeldes (die Inklination des magnetischen Hauptfeldes beträgt in Österreich etwa  $63^\circ$ ) berechnet werden. Dadurch kommen die Maxima der Anomalien im Allgemeinen direkt über den Zentren der magnetischen Störkörper zu liegen und sind somit mit kartierten geologischen Strukturen wesentlich besser korrelierbar.

Wellenlänge und Amplitude, aber auch die Auflösung der Anomalien sind abhängig vom Abstand des Messgerätes zur Quelle des Störfeldes, also von der jeweiligen Flughöhe sowie vom Messpunkt- bzw. Messlinienabstand. Für die vorliegende Anomalienkarte wurden die unterschiedlichen Flughorizonte deshalb auf zwei Niveaus dargestellt. Der südliche Abschnitt entspricht großteils dem Flughorizont 3000 m, im nördlichen Abschnitt wurden die Flughorizonte 1400 m und 1000 m feldfortgesetzt in einem Flughorizont 1400 m zusammengefasst dargestellt. Bei einer Feldfortsetzung auf einem einheitlichen Horizont von 3000 m wären viele Details kleinräumiger Anomalien im nördlichen Anteil der Karte Abbildung 23 verloren gegangen. Die Nordgrenze des Messniveaus 3000 m wurde so gelegt, dass die gesamte Berchtesgadener Anomalie in einem einzigen Horizont erfasst ist.

Die Karte der magnetischen Totalintensität ist deutlich in drei Teilbereiche gegliedert.

Der durch kleinräumige Anomalien strukturierte Nordbereich der Karte im Mühlviertel, westlichen Waldviertel, Sauwald und östlichen Bayerischen Wald wird vom Moldanubikum (überwiegend Bavarikum und Südböhmischer Batholith, am E-Rand auch Anteile der Moldanubischen Decken) aufgebaut.

Der Zentralbereich der Karte ist bestimmt von der großräumigen Berchtesgadener Anomalie, welche die Bereiche von der Molassezone bis zu den Nördlichen Kalkalpen do-

miniert, mit einem langgestreckten etwa E-W-streichendem Maximum von Kufstein bis an die Enns.

In der Südostecke des Kartenblattes tritt eine Zone mehrerer relativ kleiner, aber z. T. sehr starker Anomalien im Bereich der Grauwackenzone sowie im nördlichen Randbereich des Ostalpinen Kristallins (Ennstaler Phyllitkomplex, Wölz-Komplex und Bösenstein-Pletzen-Decke) auf.

### Moldanubikum (Kristallin der Böhmisches Masse)

Die magnetische Suszeptibilität  $\kappa$  (Kappa), die überwiegend vom Gehalt stark ferrimagnetischer Minerale wie Magnetit und Pyrrhotin abhängt und als Größe der Magnetisierbarkeit eines Gesteins betrachtet werden kann, ist für die sauren Intrusiva klein (um  $0,17 \times 10^{-3}$  SI), großteils kleiner als für die Paragneise (um  $0,23 \times 10^{-3}$  SI). Allerdings ist die Variationsbreite der Werte bei einigen Gesteinstypen sehr hoch. Diorite weisen im Bereich des Südböhmischen Plutons für diesen Gesteinstyp vergleichsweise geringe magnetische Suszeptibilität auf (um  $0,55 \times 10^{-3}$  SI). Hohe Suszeptibilität findet sich sehr häufig bei sekundär bzw. hydrothermal mineralisierten Graniten (maximal bis zu  $6 \times 10^{-3}$  SI), aber auch Amphiboliten (um  $0,67 \times 10^{-3}$  SI, maximal bis zu  $46 \times 10^{-3}$  SI) und natürlich in Serpentiniten (um  $20 \times 10^{-3}$  SI) (STEINHAUSER et al., 1988a, 1988b; MEURERS et al., 1990; DUMA & JILG, 1991; JILG, 1992; LENZ et al., 1996).

Großräumig betrachtet zeigt sich eine niedrige Magnetisierung im Bereich des Südböhmischen Plutons und der Migmatite und eine leicht höhere in den Paragneisarealen des Bavarikums im Nordwesten und der Moldanubischen Decken am Ostrand der Karte (Abb. 23). Dieses einfache Muster ist durch eine Anzahl lokaler Anomalien überlagert.

Die Richtungen (nicht die exakte Lage an der Oberfläche) des konjugierten Störungssystems der Böhmisches Masse sind im magnetischen Muster nachvollziehbar. Das Einschwenken von der WNW-ESE- in die NW-SE-Richtung des dextralen Systems (Pfahl- und Donau-Störungsszone) und das SW-NE- bis SSW-NNE-Streichen des sinistralen Systems (Rodl und Vitiser Störungsszone) spiegeln sich in den Richtungen der Isolinien und Isolinienscharungen wider. Ebenso finden sich die Richtungen der vielfach tektonischen Begrenzungen verschiedener Granitintrusionen z. B. bei Intrusionen von Feinkorngraniten oder des Karlstifter Granits.

Die Störungslinie des Bayerischen Pfahls wird über weite Strecken von einem bis zu 6 km breiten Gesteinszug begleitet, der aus einer Wechsellagerung von lithologisch höchst variablen syenitischen Gesteinen und Amphibolitlinsen besteht (CHRISTINAS, 1982). Diese werden mit einer Lokalbezeichnung als „Palite“ bezeichnet. Sie sind reich an Magnetit und somit stark magnetisch. Die Palite ziehen im Bayerischen Wald von Waldkirchen über Freyung gegen Westnordwest (BABUREK et al., 1999). Die Magnetik im südöstlichen Bayerischen Wald lässt deutliche N-S- bis NE-SW-streichende Querstrukturen zur Pfahlstörung vermuten.

Das zweigeteilte langgestreckte Maximum in der Nordwest-Ecke der Karte, das direkt über der Pfahlzone liegt, ist offensichtlich auf solche Gesteine zurückzuführen. Die beiden sehr starken Minima südlich davon sind hingegen derzeit nur schwer zu interpretieren. Der anstehende Hau-

zenberger Granit ist durch geringe Magnetisierung charakterisiert.

Unklar ist auch die Zuordnung der dritten starken positiven Anomalie in diesem Bereich, die etwas weiter südlich (westlich von Julbach) liegt. Es könnten sowohl die gehäuft auftretenden basischen Gesteine (Amphibolite, Diorite) eine höhere Magnetisierung bewirken wie auch die graphitreichen Horizonte der Paragneise der Kropfmühl-Serie, die stellenweise beträchtliche Gehalte an Pyrrhotin aufweisen (FELBER, 1991).

Eine kleine magnetische Anomalie bei Schwarzenberg nahe der Dreiländerecke wurde mittels Hubschrauber-geophysik exakt lokalisiert (MOTSCHKA et al., 2008). Sie konn-

te von KNOP et al. (2008) auf palitähnliche Gesteine zurückgeführt werden, die in möglichem Zusammenhang mit Durbachiten (Biotit-Amphibol-Syenite) gesehen werden.

Im Großteil des Mühlviertels lassen die sehr flachen magnetischen Gradienten eine direkte Korrelation der Magnetik mit einzelnen Gesteinstypen kaum zu.

Im Südböhmischen Pluton finden sich lokale magnetische Maxima oft am Kontakt von jüngeren Intrusivkörpern wie Eisgarner Granit, Mauthausener Granit und anderen Feinkorngraniten sowie Freistädter Granodiorit mit Weinsberger Granit. Sie korrelieren oft mit Alterationszonen, mit denen eine Neubildung von sekundärem Magnetit verbunden ist (GÖD & KOLLER, 1987; HEINZ, 1991; GNOJEK &

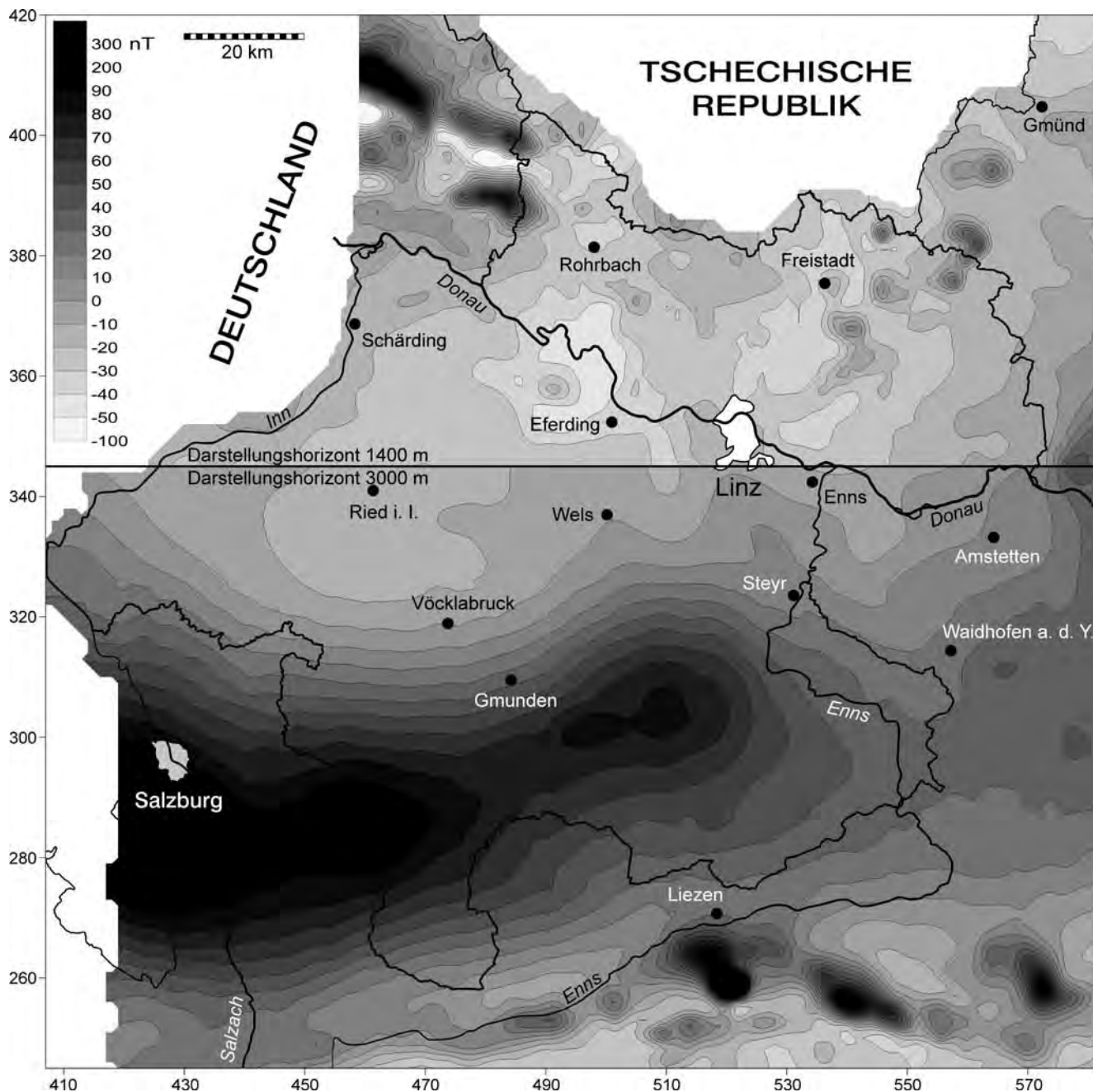


Abb. 23: Karte der Anomalien der magnetischen Totalintensität  $\Delta T$  basierend auf den Daten der AMVÖ, neu ausgewertet und polreduziert dargestellt (Berechnung A. AHL). Das Koordinatensystem ist BMN M31. Der südliche Anteil der Karte entspricht weitgehend dem Messhorizont 3000 m, der nördliche ist z. T. von 1000 auf 1400 m feldfortgesetzt dargestellt. Die Flughöhen sind im Wesentlichen durch die Topographie des Geländes bedingt. Die Auflösung ist im tieferen Darstellungshorizont 1400 m wesentlich höher als im Horizont 3000 m. Zur zusätzlichen Orientierung sind die Landesgrenze von OÖ, die größten Flüsse und einige Orte eingetragen.

PŘICHYSTAL, 1997; ARIC et al., 1997). Es sind z. T. aber auch größere Granitkörper durch deutliche Magnetitführung und somit höhere Magnetisierung charakterisiert, wie z. B. der Karlstifter Granit.

Magnetische Anomalien an Intrusionskontakten liegen im Bereich SE Gmünd bis S Freistadt vor (Anomalien von Weitra, Nebelstein, Liebenau, Sandl, St. Oswald, Pregarten und Tragwein). Diese Anomalien sind durch Hubschraubermessungen (SEIBERL & HEINZ, 1986b, 1986c, 1988a, 1988b; MOTSCHKA et al., 2009a) und bodenmagnetische Messungen ( $\Delta T$  und  $\Delta k$ ; GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997) detailliert erfasst (zur Lage der Hubschrauber messgebiete siehe Abb. 22). Die Ergebnisse erzmikroskopischer Untersuchungen in stärker magnetischen Kontaktbereichen wurden von PŘICHYSTAL & LOSOS (in HEINZ, 1992, 1993, 1994) sowie GNOJEK & PŘICHYSTAL (1997) dargestellt. Maxima der Totalintensität der magnetischen Anomalien korrelieren oft bestens mit Maxima der Suszeptibilität, was zeigt, dass die magnetischen Störkörper hier vielfach an der Oberfläche anstehen.

2D-Modellrechnungen (Talwani-Verfahren) zeigen ebenfalls, dass die magnetischen Störkörper bis an die Oberfläche oder nahe an die Oberfläche reichen, maximal wenige 100 m tief liegen, und variables Einfallen aufweisen. Die Untergrenze der Störkörper konnte je nach Modellparametern mit 600 bis 800 m, maximal 2000 m unter der Oberfläche berechnet werden (HEINZ et al., 1986; HEINZ, 1992, 1993; HÜBL, 1993; GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997). Durch die Kombination einer Reihe von 2D-Profilen der Anomalie von Liebenau (HÜBL, 1993) entstand eine 3D-Modellvorstellung. Diese zeigt einen relativ schmalen Störkörper, der dem Grenzbereich zwischen Karlstifter und Weinsberger Granit folgt, und von knapp unter der Geländeoberfläche bis in etwa 1000 m Tiefe verfolgbar ist.

Die Verteilung von  $\Delta T$ , der magnetischen Suszeptibilitäten und die Modellrechnungen legen nahe, dass es sich bei den Anomalien von Weitra und Liebenau um die Wurzelzone einer ehemals deutlich größeren magnetischen Struktur handelt (GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997). Aufgrund der geologischen Position, der Art der Vererzung und geochemischer Kriterien kamen GÖD & KOLLER (1987) zu demselben Schluss.

Die oft hakenförmige, fast hufeisenförmige Form einiger Anomalien folgt lithologischen Grenzen, die z. T. durch WNW-ESE- und SSW-NNE-streichende Störungen bedingt sind (GNOJEK & PŘICHYSTAL, 1997).

Das Maximum nordöstlich von Amstetten (zwischen Grein und Pöchlarn) ist dem Moldanubikum zuzuordnen. In diesem Bereich taucht die überkippte Antiform der Ostrong-Einheit gegen SSW bis SW ab. Darauf folgen tektonisch höhere, aufgrund der überkippten Lagerung darunter einfallende Granulite, die die Fortsetzung des Granulits von Wieselburg darstellen (FUCHS, 2005). Mit den Granuliten vergesellschaftet sind Serpentinite und Granatpyroxenite, die als magnetische Störkörper unter der Ostrongeinheit wirken könnten. Als Störkörper in Frage kommen eventuell auch bis zu hunderte Meter mächtige Amphibolitserien der Gföhler Einheit, die hier ebenfalls überkippt unter die tektonisch tieferen Einheiten einfällt (MATURA, 2003; FUCHS, 2005).

### Berchtesgadener Anomalie und Molasseuntergrund

Der zentrale Bereich der Karte wird von der großräumigen Berchtesgadener Anomalie beherrscht. Diese magne-

tische Anomalie erstreckt sich von Kitzbühel, Kufstein unter den Nördlichen Kalkalpen gegen Osten bis an die Enns. Sie weist ein W-E- bis WSW-ENE-streichendes Maximum im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (Berchtesgadener Alpen, Tennengebirge, Salzkammergut, Totes Gebirge) auf.

Mittelwerte der magnetischen Suszeptibilitäten für die an der Oberfläche anstehenden geologischen Großeinheiten dieses Gebiets wurden von ZYCH (1985) ermittelt (Tab. 3).

Geologische Einheit	Magnetische Suszeptibilität
Kristallin (Molasseuntergrund)	$0,5 \times 10^{-3}$ (SI)
Molassezone	$0,06 \times 10^{-3}$ (SI)
Flyschzone	$0,07 \times 10^{-3}$ (SI)
Nördliche Kalkalpen	$0,02 \times 10^{-3}$ (SI)

Tab. 3: Mittelwerte der magnetischen Suszeptibilität, die anhand von 2100 gemessenen Gesteinsproben errechnet wurden (ZYCH, 1985). Die angegebenen Werte sind von cgs- in SI-Einheiten umgerechnet.

Aufgrund der tiefen Lage des magnetischen Störkörpers von mindestens 13 km unter der Oberfläche (zur quantitativen Modellierung siehe unten) verschiebt sich die Position der magnetischen Anomalie gegenüber der nicht polreduzierten Berechnung um etwa 20 km gegen Norden. Die Anomalie entzieht sich aufgrund dieser Tiefenlage einer direkten Interpretation anhand von bekannten kartierten oder eventuell durch Bohrungen erfassten geologischen Strukturen.

Die magnetische Großstruktur der Berchtesgadener Anomalie ist seit den 30er Jahren aus der Erdölexploration bekannt und wurde von GRAENGER (1954) erstmals detailliert bearbeitet, wobei die Ursache der Anomalie im kristallinen Untergrund unter den Ostalpinen Deckenkörpern und der subalpinen Molasse vermutet wurde. Bereits in den ersten veröffentlichten Interpretationen (REICH, 1949, zitiert nach GRAENGER, 1954) wurden „von den Alpen überfahrende mächtige gabbroide Tiefengesteinsmassen“ als Verursacher der magnetischen Anomalie vermutet.

Weitere Bearbeitungen zogen entweder basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmisches Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken, oder ophiolitische Gesteine einer Suturzone, eventuell Reste eines alten Ozeanbodens am Südrand der Europäischen Platte oder auch den Einfluss eines hypothetischen mesozoischen plutonischen Körpers als mögliche Störkörper in Betracht (BLEIL & POHL, 1976; PUCHER & HAHN, 1979).

Erste Zusammenschauen von österreichischen und tschechoslowakischen Daten der Geomagnetik (Bodenmessungen) durch BUCHA et al. (1978) und die aeromagnetische Vermessung von Österreich (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; SEIBERL, 1991) zeigten, dass die Berchtesgadener Anomalie Teil einer Zone magnetischer Anomalien am Nordrand von Alpen und Karpaten ist, die sich beginnend nördlich von Innsbruck bis in den Bereich SE Krakau erstreckt, wo sie durch die Teisseyre-Tornquist-Zone begrenzt wird (WONIK et al., 1992). Diese Zone wurde als strukturell zusammengehörig, aber nicht als genetisch einheitlich betrachtet. Die westlichen Anteile dieses Anomaliengürtels, die den Nordrand der Alpen begleiten, wurden als mögliche Ophiolitserien gedeutet, die Resten einer nordpen-

ninischen ozeanischen Kruste zugeordnet werden könnte (HEINZ, 1989; HEINZ & SEIBERL, 1990; GNOJEK & HEINZ, 1993). Eine andere Deutung sieht die magnetischen Störkörper als Reste eines alten Basements, welche zwischen der variszisch konsolidierten Böhmisches Masse und der alpin-karpatischen Zone erhalten blieben, wobei insbesondere für weiter östlich in dieser Zone gelegene Anomalien cadomische Gesteine des Brunovistulikum als wahrscheinlichste Störkörper in Betracht gezogen wurden (SEIBERL et al., 1993; GNOJEK & HEINZ, 1993; BUCHA, 1994; SEIBERL et al., 2000; GNOJEK & HUBATKA, 2001).

Generelle Charakteristik dieser magnetischen Strukturen sind relativ flache Feldgradienten und hohe Störampplituden (SEIBERL et al., 1993). Der Feldverlauf ist im kleineren Maßstab wesentlich unruhiger, was möglicherweise auf kleine Anomalien durch lokale Störkörper zurückgeführt werden kann. So werden hochgeschürfte und obduzierte Anteile von serpentinisierendem Ophiolitmaterial als Ursache für erhöhte Magnetisierungen südwestlich von Gosau und südlich bis südöstlich von Grünau im Almtal betrachtet (HEINZ et al., 1987a). Aus der Bohrung Grünau 1 sind Serpentinite der Klippenzone (Ultrahelvetikum) an der tektonischen Basis der Nördlichen Kalkalpen mit über 500 m Mächtigkeit bekannt (HAMILTON, 1989; WAGNER, 1996b).

Das östliche Maximum der Anomalie südwestlich bis südlich Steyr bei Kirchdorf – Pettenbach sowie im Bereich SE Ternberg könnten durch Hochzonen des kristallinen Untergrundes an der Molassebasis (KRÖLL et al., 2006a) verstärkt sein. Ebenso könnten im Westabschnitt die gegen Norden vorspringenden Isolinien bei Burghausen, bei Laufen – Oberndorf und bei Mondsee durch das Kristallinhoch Burghausen – Traunstein – Gr. Priel (KRÖLL et al., 2006a) mit bewirkt sein.

Berechnungen des magnetischen Störkörpers der Berchtesgadener Anomalie durch REISNER (1988) und HÜBL (publiziert in GNOJEK & HEINZ, 1993) wurden anhand der Daten der AMVÖ durchgeführt. Es ergab sich nach REISNER (1988) eine Serie von Profilschnitten durch einen in N-S-Richtung etwa 50 bis 70 km breiten Störkörper, der mit Winkeln von etwa 5 bis 20° gegen Süden einfällt. Die Oberkante wurde mit etwa 10 bis 16 km, die Unterkante mit 20 bis 25 km unter NN ermittelt. Die E-W-Erstreckung beträgt etwa 220 km. Die maximalen Mächtigkeiten liegen im Bereich von 2 bis 5 km. Von der Mitte aus gesehen verdünnt sich der Modellkörper nach Westen und nach Osten hin.

Die Werte der magnetischen Suszeptibilität für die Modellierungen wurden für vermutetes serpentinisierendes ultrabasische Material zwischen  $\kappa = 75 \times 10^{-3}$  (SI) und  $\kappa = 28 \times 10^{-3}$  (SI) angenommen (REISNER, 1988; HÜBL, publiziert in GNOJEK & HEINZ, 1993). Es sei noch darauf hingewiesen, dass in den Modellierungen versucht wurde, möglichst umfassend auch die Daten von Nachbardisziplinen (Geologie, Seismik, Gravimetrie, Geothermie) bei der Interpretation der Magnetikdaten zu berücksichtigen.

Für die oben genannten Modellrechnungen wird davon ausgegangen, dass die maximale Tiefe der Unterkante des magnetisch wirksamen Störkörpers durch die Isotherme der Curie-Temperatur ( $T_c$ ), über der die Minerale ihre ferri-magnetischen Eigenschaften verlieren, bestimmt ist. Das Material des Störkörpers kann sich also durchaus noch weiter gegen unten fortsetzen, es verursacht aber bei den in dieser Tiefe zu erwartenden Temperaturen keine magnetische Anomalie.

Die Curie-Temperatur ( $T_c$ ) liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590 °C, sinkt aber bei höheren Ti-Gehalten deutlich (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991). Die  $T_c$  von Magnetit liegt zwischen 580 und 675 °C (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325 °C (SCHÖN, 1983; LAWISZUS, 2000). Bei einem zu erwartenden Wärmefluss von etwa 70 bis 90 mW/m<sup>2</sup> und einem Abtauchen der Isothermen unter den Alpenkörper (CĚRMÁK et al., 1992) ist die  $T_c$  im Bereich des Zentrums der Berchtesgadener Anomalie für Magnetit in einer Tiefe von etwa 30 km, für Magnetit in fast 40 km, für Pyrrhotin allerdings nur in etwa 15 km unter NN zu erwarten.

Im Bereich der Molassezone sind die magnetischen Strukturen ausschließlich durch das Kristallin des Molasseuntergrundes bestimmt, eine wesentliche Beeinflussung des Magnetfeldes durch die Sedimentgesteine ist nicht zu erwarten. Dabei spielen sowohl die magnetischen Eigenschaften der Kristallingesteine als auch die Topographie der Oberkante des Kristallins im Molasseuntergrund eine Rolle, da Hochzonen des Kristallins aufgrund ihrer geringeren Distanz zum Sensor magnetisch stärker wirksam sind als ihre tieferliegende Umgebung.

Das im Bereich des Alpenvorlandes erbohrte Kristallin im Untergrund von Molasse- und Flyschzone besteht überwiegend aus Biotitgneisen, Migmatiten, Granodioriten und Graniten, die Ähnlichkeiten mit Graniten des Sauwaldes oder dem Schärddinger Granit aufweisen (WIESENER et al., 1976). Diese Gesteine sind zumeist tiefgründig verwittert. Ihre an der Oberfläche anstehenden Äquivalente weisen zumeist relativ niedrige magnetische Suszeptibilitäten auf.

Das regionale Minimum rund um Ried im Innkreis ist wohl im Wesentlichen auf eine mehrere hundert Meter tiefe Einsenkung im Kristallin im Molasseuntergrund, die mit mächtigen Jura- und Kreidesedimenten gefüllt ist, zurückzuführen (BRIX & SCHULZ, 1993, Beil. 5 und Beil. 6; KRÖLL et al., 2006a). Ein Teil des Minimums könnte eventuell auch durch ein nördliches Minimum der Berchtesgadener Anomalie bedingt sein, wobei von einer bedeutenden Komponente remanenter Magnetisierung auszugehen wäre.

Nordwestlich von Eferding fällt ein regionales Minimum auf, in dem ein rundliches Maximum bei Waizenkirchen – St. Agatha liegt. Dieses Minimum entspricht nicht dem Eferdinger Becken, sondern liegt zum großen Teil über Migmatiten und Graniten des Moldanubikums. In diesem Fall muss die Ursache in sehr gering magnetisierten kristallinen Gesteinen, wahrscheinlich Anteilen des Südböhmischen Plutons, liegen. Eine Interpretation des kleinen magnetischen Maximums aufgrund der anstehenden Gesteine ist allerdings nicht einfach möglich, da die dort auftretenden migmatischen Paragneise (Perlgneise) im Allgemeinen keine erhöhte Magnetisierung aufweisen. Es könnte eventuell ein Zusammenhang mit in der Nähe anstehendem Mauthausener Granit (Magnetisierung am Intrusionskontakt) bestehen.

Das kleine lokale Maximum in Form einer Ausbuchtung der Isolinien östlich Ried i. Innkreis wurde auch im Hubschraubermessgebiet „Hausruck“ mit einer Anomalie von nur wenigen nT erfasst (SEIBERL & PIRKL, 1991). Es dürfte seine Ursache innerhalb des kristallinen Untergrundes haben.

Die Ursache der etwa NW-SE-streichenden Anomalie nordwestlich Steyr mit leicht erhöhter Magnetisierung liegt wahrscheinlich innerhalb des Kristallins des Moldanubi-

kums. Die Anomalie korreliert aber auch mit einer Hochzone des Molasseuntergrundes, die direkt in der Fortsetzung des Kürnberg-Rückens liegt, der hier an z. T. antithetischen Staffelbrüchen ausläuft (KRÖLL et al., 2006a). Die Gravimetrie zeigt dort eine Zone mit leicht erhöhten Schwerewerten (ZYCH & MEURERS, 2006).

### **Koralpe-Wölz-Deckensystem, Silvretta-Seckau-Deckensystem, Grauwackenzone**

In der südöstlichen Ecke der Karte liegen mehrere kleine, aber z. T. sehr starke, kurzweilige Anomalien mit hohen Feldgradienten, die am Nordrand des Ostalpinen Deckensystems und im Bereich des Ennstaler Phyllitkomplexes und der Grauwackenzone angeordnet sind. Auffällig ist die Aneinanderreihung in einer relativ schmalen Zone direkt südlich der Ennstal- und Palten-Liesingtal-Linie. Einige der Anomalien weisen recht komplexen Aufbau auf, was auf Überlagerungseffekte hinweisen dürfte.

Die Anomalien südlich des Ennstales zwischen Haus und Gröbming liegen innerhalb des Ennstaler Phyllitkomplexes, in dem unterschiedliche Typen von Magnetit und Pyrrhotin führenden Grüngesteinen (basische Metavulkanite) auftreten (MAURITSCH, 1985a, 1985b; MAURITSCH & WALACH, 1984, 1985).

Eine kleine rundliche Anomalie südwestlich von Liezen korreliert offensichtlich mit der Pyrrhotin führenden sulfidischen Mineralisation der Walchen im Grenzbereich zwischen Ennstaler Phyllitkomplex und Wölz-Komplex, einer der größten sulfidischen Lagerstätten der Ostalpen (MAURITSCH, 1985b; WEBER & SCHROLL, 1997).

Die sehr starke Anomalie südlich Liezen lässt schon an ihrem Erscheinungsbild vermuten, dass sie aus mindestens zwei Teilen zusammengesetzt ist. Ein auf die serpentinierten Ultrabasite des Hochgrößen zentriertes Maximum hebt sich von einem etwas weiter nördlich verlaufenden langgestreckten etwas schwächeren Maximum über Ennstaler Phyllitkomplex und Grauwackenzone ab.

Bei den Ultrabasiten des Hochgrößen handelt es sich um Serpentinite und amphibolitisierte Eklogite, die zum Speik-Komplex gerechnet werden (EL AGEED et al., 1979; FARYAD et al., 1998). Sie werden als westliche Fortsetzung der Gaaler Schuppenzone mit den Ultrabasiten von Kraubath parallelisiert und als Teile eines paläozoischen Ophiolitkomplexes des Silvretta-Seckau-Deckensystems betrachtet (METZ, 1980; STUMPFL & EL AGEED, 1981; NEUBAUER, 1988; NEUBAUER et al., 1989). Die Kontakte zu den umgebenden Ortho- und Paragesteinen des Seckau-Komplexes sind durchwegs tektonischer Natur. Die magnetische Suszeptibilität der Serpentinite wurde mit  $\kappa = 109 \pm 16 \times 10^{-3}$  (SI) ermittelt (ARNDT, 1993). Eine 3-D-Modellrechnung (Wang & Hansen-Methode) wurde ebenfalls durch ARNDT (1993) durchgeführt. Der Serpentinittkörper ist direkt mit der magnetischen Anomalie korrelierbar. Die Ergebnisse der Inversionsrechnung zeigen einen nach Südwest fallenden Körper, der als wurzellos angenommen werden kann. Das Modell ergibt Tiefenpunkte des berechneten Störkörpers zwischen 1700 m über und 1500 m unter NN, wobei eine deutliche Häufung zwischen 0 und 1000 m über NN auftritt.

Die nächste, östlichere Anomalie wird in Zusammenhang mit Serpentiniten des Lärchkogels südwestlich Trieben gesehen (HEINZ & HÜBL, 1988; HEINZ, 1989), die am westlichen Ende der Anomalie aufgeschlossen sind. Anhand

geochemischer Untersuchungen können diese Gesteine sehr wahrscheinlich dem Speik-Komplex zugeordnet werden (STUMPFL, 1984), einem paläozoischen Ophiolitkomplex (NEUBAUER & FRISCH, 1993). Entgegen den Darstellungen des Serpentinits als Deckscholle (MEIXNER & CLAR, 1953; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) wird hier eine Deutung als fensterartig unter den Gesteinen der Grauwackenzone auftauchender, gegen N verschleppter Schürfling der Gaaler Schuppenzone bevorzugt, die im Wesentlichen der Auffassung von RATSCHBACHER (1983) und EBNER & PROCHASKA (2001) folgt. Der Störkörper muss in der Tiefe wesentlich größer sein, als die relativ kleinen Aufschlüsse vermuten lassen. Der östliche Ausläufer der langgestreckten Anomalie reicht bis südlich Wald am Schoberpass.

Die gegen ESE nächste, relativ schwache Anomalie liegt südlich Kalwang. Hier wurden quarzitisches Anteile der Rannach-Formation als Störkörper identifiziert ( $\kappa = 4,0 \times 10^{-3}$ ; METZ et al., 1980). Die stellenweise überraschend hohen magnetischen Suszeptibilitäten sind durch sehr feinkörnigen, im Gestein diffus und unregelmäßig verteilten Magnetit bedingt (METZ et al., 1980). Die östlichste der Anomalien entlang des Liesingtales liegt SE Kammern. Auch hier sind quarzitisches Phyllite der Rannach-Formation, die unter die Grauwackenzone abtauchen, die vermuteten Störkörper (METZ et al., 1980; MAURITSCH, 1987).

Etwas weiter nördlich dieser Reihe von Anomalien nördlich der Palten-Liesingtal-Linie liegt eine größere Anomalie zwischen Eisenerz und Trofaiach im Bereich der Grauwackenzone mit dem Maximum an der Ostflanke des Reiting. Basische Vulkanite des Altpaläozoikums weisen beträchtliche Unterschiede in der Magnetisierung auf, silurische Kalke und Kieselschiefer sind stellenweise durch Pyrrhotin magnetisiert (METZ et al., 1980; MAURITSCH, 1987). Lokal können bedeutende remanente Magnetisierungen auftreten (MAURITSCH, 1987). Für diese Anomalie wurde von MAURITSCH (1987) anhand der Messdaten von METZ et al. (1980) ein 3D-Blockmodell eines lithologisch komplex zusammengesetzten Störkörpers erstellt.

Die beiden langgestreckten Minima nördlich des Ennstales bzw. des Palten-Liesingtales können derzeit nicht befriedigend interpretiert werden.

Südlich der Anomalienzone entlang von Enns-, Palten- und Liesingtal verläuft eine weitere langgestreckte Zone relativ schwacher magnetischer Anomalien fast parallel zu dieser. Südlich von Liezen korreliert sie mit gehäuft auftretenden Amphiboliteinschaltungen im Wölz-Komplex. Eine kleine schwache Anomalie liegt bei St. Johann am Tauern im Pölstal. Hier könnten die genannten Amphibolite, aber auch entlang der Pöls-Störung eingeschleppte Elemente der Gaaler Schuppenzone, als Störkörper in Frage kommen.

Es liegen 2D-Modellrechnungen der magnetischen Störkörper sowohl anhand der Daten der AMVÖ vor (HEINZ et al., 1987b; HEINZ & HÜBL, 1988) wie auch Modellrechnungen anhand von bodengeophysikalischen Vermessungen (METZ et al., 1980).

Die Profilinien von METZ et al. (1980) sind etwa 1 bis 2 km lang. Die Ergebnisse geben Hinweise auf Lagerungsverhältnisse und den internen Aufbau der geologischen Einheiten, die Störkörper stehen an der Oberfläche an oder liegen wenige 100 m tief, die berechneten Störkörperunterkanten liegen 500 bis maximal 1500 m unter der Geländeoberfläche. Die Profilinien der Modelle von HEINZ et al.

(1987b) und HEINZ & HÜBL (1988) hingegen verlaufen über 20 bis 25 km, die Modellkörper reichen ebenfalls bis knapp an die Oberfläche oder liegen nur wenige 100 m tief, sie reichen aber mit 3000 bis 8000 m wesentlich tiefer.

Für den hier behandelten Bereich liegen drei Modelle von HEINZ et al. (1987b) und HEINZ & HÜBL (1988) vor, und zwar für die oben erwähnten Anomalien bei Haus im Ennstal, beim Lärchkogel südlich Trieben und südlich Eisenerz. Der errechnete Störkörper reicht bei Haus im Ennstal fast an die Oberfläche und fällt mittelsteil gegen Süden, beim Lärchkogel fällt der oberflächlich anstehende Störkörper mittelsteil gegen Norden und bei Eisenerz liegt er in einigen 100 m Tiefe und fällt steil gegen Norden, wobei die Mächtigkeit gegen die Tiefe z. T. deutlich zunimmt.

Diese Anomaliezone südlich der Berchtesgadener Anomalie wird von HEINZ et al. (1987b), HEINZ & HÜBL (1988) und HEINZ (1989) nur zum Teil den an der Oberfläche anstehenden geologischen Einheiten zugeordnet. Aufgrund ihrer Form, der verhältnismäßig hohen Amplituden und des großen Tiefgangs der berechneten Störkörper schließen die Autoren, dass es sich bei diesen

um höher magnetisierte, mächtige Komplexe handelt, die in beträchtliche Tiefen verfolgbar sind. Am ehesten werden ophiolitische Serien des Penninikums in Betracht gezogen, die durch verhältnismäßig geringmächtige, höhere tektonische Einheiten (Koralpe-Wölz- und Silvretta-Seckau-Deckensystem, Grauwackenzone) der Anschauung entzogen sind. Die Anomaliezone wird somit als ein mehr oder minder breiter Streifen entlang des Nordrandes des Koralpe-Wölz- und Silvretta-Seckau-Deckensystems gedeutet, der eine in der Tiefe vorhandene Verbindung vom Nordrand des Tauernfensters zu den penninischen Fenstern des Alpenostrandes markiert (HEINZ & HÜBL, 1988; HEINZ, 1989).

Die offensichtliche Diskrepanz zwischen den verschiedenen, auf unterschiedlichen Messdaten beruhenden Modellen von METZ et al. (1980) und HEINZ et al. (1987b) sowie HEINZ & HÜBL (1988) könnte eventuell darauf zurückgeführt werden, dass hier eine Überlagerung unterschiedlicher Anomalien vorliegt, bewirkt durch Störkörper, die in verschiedenen geologischen Einheiten und in deutlich unterschiedlichen Tiefen liegen.



# 10. Rezente Krustendynamik in Oberösterreich

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 Oberösterreich ist jedoch von Schadensbeben bis auf einige Ausnahmen verschont geblieben. Dennoch ist das Erdbebengefährdungspotential auch hier nicht gänzlich von der Hand zu weisen, da der zugrundeliegende Mechanismus der Gebirgsdeformation – die Nord-Süd-Kompression der Alpen – hier genauso seine Gültigkeit besitzt wie im angrenzenden Salzburg, in Kärnten oder in der Steiermark.

In Oberösterreich werden durchschnittlich drei Erdbeben pro Jahr von der Bevölkerung wahrgenommen, alle ein bis zwei Jahre wird ein Beben deutlich verspürt. Erdbeben, die stark empfunden werden, ereignen sich alle fünf Jahre. Nur zwei Erdbeben wiesen Intensitäten größer als 6 Grad auf der 12-stufigen Europäischen Makroseismischen Skala – EMS-98 – (GRÜNTAL, 1998) auf, die zu leichten Ge-

bäudeschäden führten: am 29. Jänner 1967 bei Molln, und am 17. Juni 1972 in Pregarten. Stärkere Erdbeben sind aus dem Bundesland bislang keine bekannt.

Große Teile von Oberösterreich sind im Wesentlichen erdbebenarm (Abb. 24). Natürlich werden auch stärkere Erdbeben aus der ferneren Umgebung wahrgenommen, wie

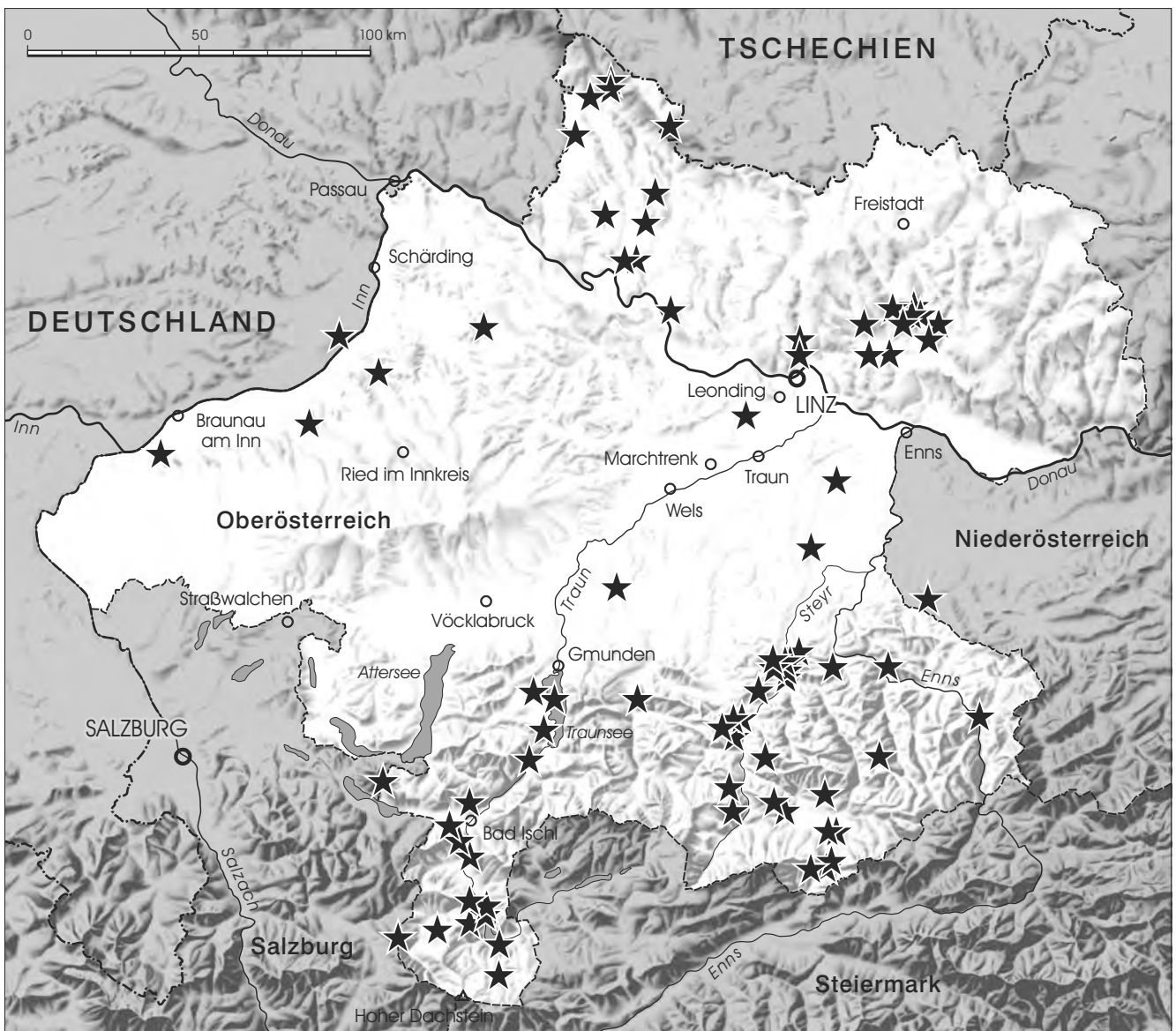


Abb. 24: Epizentren von 150 verspürten Beben in Oberösterreich seit 1896.



Abb. 25:  
Epizentren der Erdbeben im Jahr 2008 im Innviertel.

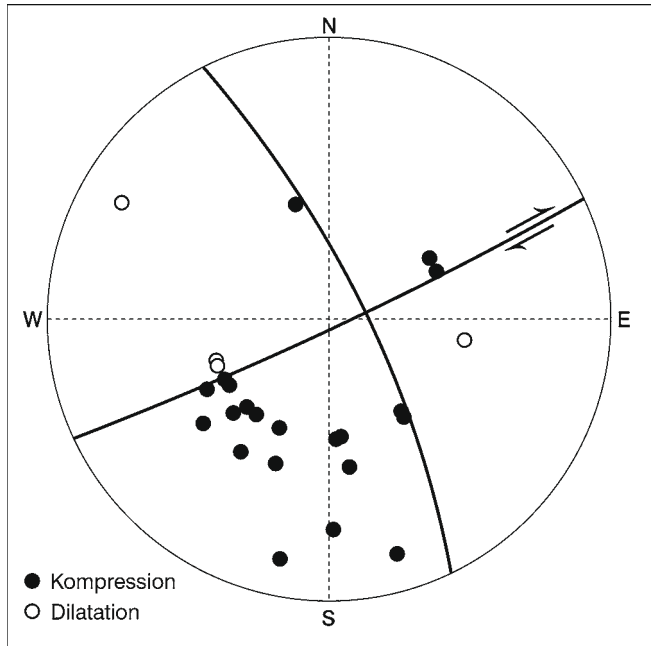


Abb. 26:  
Herdmechanismus des stärksten Erdbebens W von Ried i. Innkreis am 12. August 2008.

etwa das Friaul-Erdbeben im Jahr 1976, aber die Gefährdung durch lokale Erdbeben ist als gering einzustufen.

Im Land Oberösterreich sind, neben dem Raum Pregarten und Molln, in dem sich gehäuft Erdbeben ereignen, fünf erdbebenaktive Bereiche zu unterscheiden:

### Innviertel

Die Seismizität in diesem Bereich ist sehr gering. Allerdings wurde im Jahr 2008 bei Ried im Innkreis eine Erdbebenseerie beobachtet, deren Hypozentren für österreichische Verhältnisse sehr tief gelegen sind – etwa im Bereich von 15 km. Im Zeitraum zwischen 6. und 15. August 2008 wurden

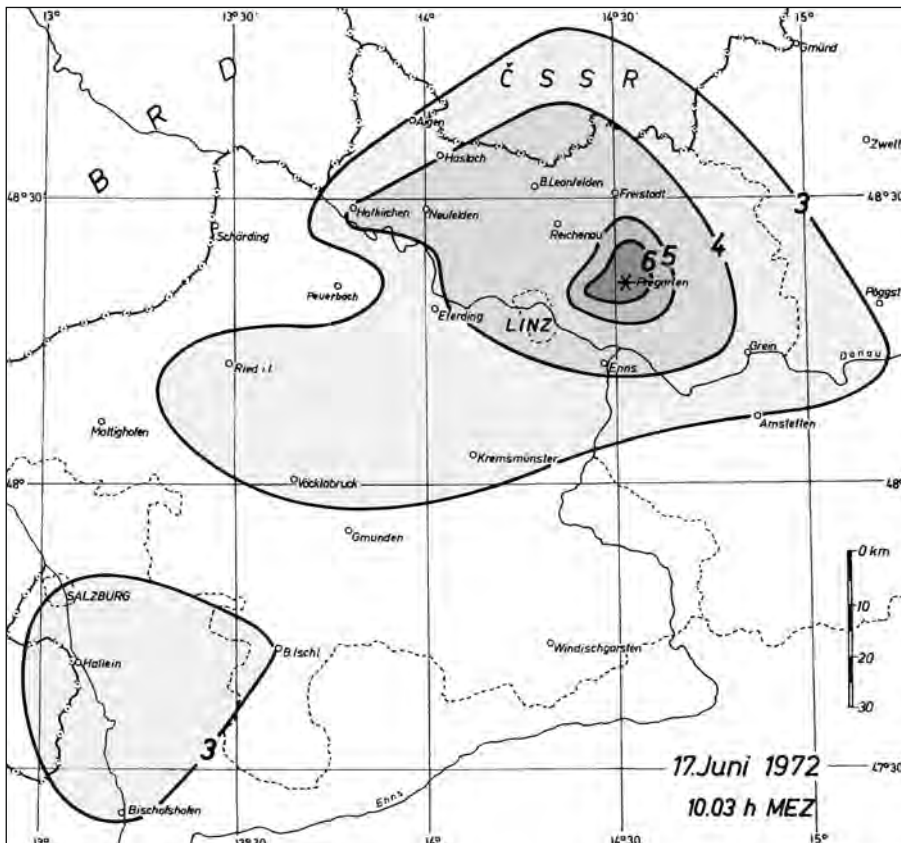


Abb. 27:  
Isoseistenkarte des Erdbebens bei Pregarten, 1972.

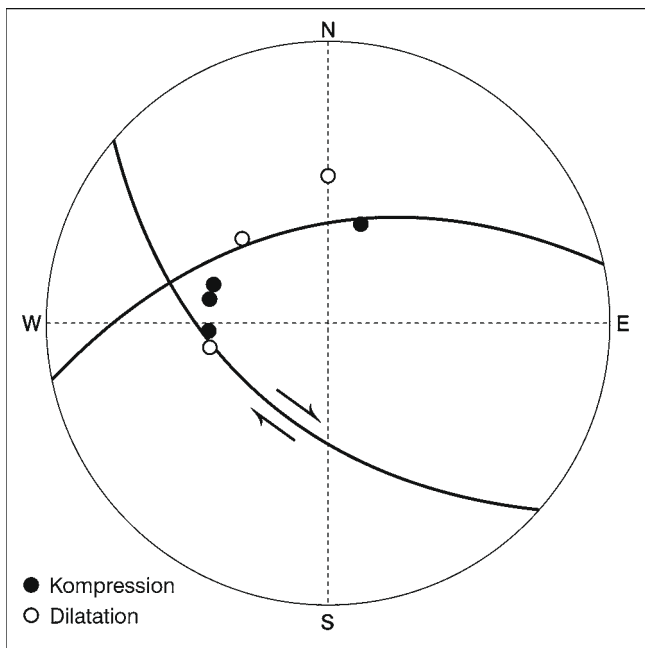


Abb. 28:  
Herdmechanismus des Erdbebens bei Pregarten, 1972.

insgesamt elf Erdbeben registriert. Das Stärkste dieser Sequenz am 12. August 2008 wies immerhin eine Magnitude von 3,7 auf und wurde in weiten Teilen des Innviertels auch deutlich verspürt. Die Epizentren (Abb. 25) lagen entlang einer NE-SW-gerichteten Tiefenstörung westlich von Ried im Innkreis zwischen Mattighofen und Obernberg am Inn, die sich morphologisch aber nicht abzeichnet. Der Herdmechanismus dürfte eine Horizontalverschiebung entlang eben dieser Bruchfläche gewesen sein (Abb. 26).

#### Nordwestliches Mühlviertel

Im Bezirk Rohrbach finden vereinzelt kleine Erdbeben statt, die jedenfalls nie zu Gebäudeschäden führten. Die Seismizität scheint sich nicht auf die eine oder andere Störungszone zu konzentrieren, sondern erscheint diffus. Möglicherweise handelt es sich um eine Vielzahl kleiner sich kreuzender Störungen, die hier aktiv sind.

#### Pregarten

Im Bereich von Pregarten ereignen sich immer wieder tektonische Erdbeben mit sehr seichten Bebenherden (LENHARDT et al., 2007). Die Herdtiefen betragen nur 2–4 km. Diese Erdbeben sind damit gefährlicher als tiefere Erdbeben vergleichbarer Magnitude und führten in der Vergangenheit auch zu Gebäudeschäden. Hier handelte es sich um eine schräge Horizontalverschiebung entlang einer NW-SE-Bruchzone, wie sich anlässlich des Erdbebens der Magnitude 3,6 am 17. Juni 1972 feststellen ließ (Abb. 27, Abb. 28). Infolge der geringen Herdtiefe traten dadurch bereits Gebäudeschäden auf. Bis 1974 fanden dann immer wieder Erdbeben in dieser Region statt. Eine weitere Erdbebenserie ereignete sich dann zwischen dem 18. Jänner und dem 4. Februar 1984. Interessant ist in diesem Zusammenhang, dass die Erdbeben in dieser Region über längere Zeiträume Nachbeben nach sich ziehen. Es dürfte sich also um ein relativ ausgeglichenes Spannungsregime handeln. Im Durchschnitt wird alle fünf Jahre ein Erdbeben im Bereich von Pregarten deutlich wahrgenommen.

#### Eisenwurzen und Sengsengebirge

Am Sonntag, den 29. Jänner 1967 um 1<sup>12</sup> Uhr ereignete sich südlich von Molln ein Erdbeben, mit einer Magnitude von 4,6 das bislang stärkste Erdbeben in Oberösterreich (DRIMMEL & TRAPP, 1975). In HAMMERL & LENHARDT (1997) wurden die Auswirkungen wie folgt beschrieben (s. a. Abb. 29):

*Der Ball der Feuerwehr in Breitenau erfuhr ein jähes Ende als die 150 Teilnehmer aus dem Gasthof Steiner ins Freie stürzten. Hunderte Häuser in Molln wiesen Mauerrisse und Sprünge auf. Der Aufbau des Anwesens Molln Nr. 158 musste gepölzt werden, und in Breitenau Nr. 32 erlitt ein Altbau schwere Schäden. Ein kleiner Felssturz führte zur Verengung des Bachbettes der Kruppen Steyerling. Innerhalb eines Gebietes von 260 km<sup>2</sup> wurden noch leichte Gebäudeschäden beobachtet. Das Erdbeben wurde in weiten Teilen der Steiermark, Salzburgs, Niederösterreichs, Kärntens und auch in Tschechien verspürt. Sogar in Wien konnte das Erdbeben wahrgenommen werden, wie 162 Fühlbarkeitsberichte bezeugen. Bis zu einer Entfernung von 9400 km war das Erdbeben auch messtechnisch erfassbar. Seismologische Auswertungen dieses Erdbebens haben gezeigt, dass es sich um eine Ost-West gerichtete Störungszone handeln dürfte. Der Verschiebungsvorgang in der Erdkruste hat sich in einer Tiefe von 6 km ereignet.*

Das Erdbeben wurde in ganz Ostösterreich verspürt (Abb. 30), wie die Isoleistenkarte des Erdbebens zeigt. In der Bundeshauptstadt Wien trafen genügend Meldungen ein, sodass eine detaillierte Schütterkarte zusätzlich für das Wiener Stadtgebiet erstellt werden konnte.



Abb. 29:  
Schäden anlässlich des Erdbebens bei Molln, 1967: Anwesen Molln Nr. 158.

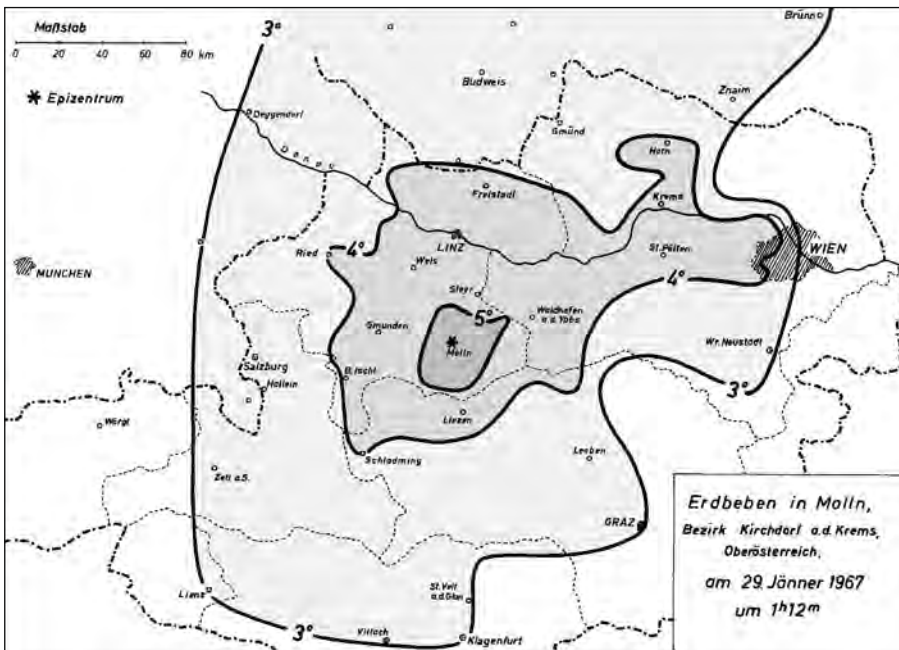


Abb. 30: Isoseistenkarte des Erdbebens bei Molln, 1967.

In einer Entfernung von 18 km östlich des Epizentrums bei Molln fand am 6. August 2002 ein Erdbeben der Magnitude 2,9 im Bereich von Reichraming statt. Dieses Erdbeben wurde an vielen Stationen registriert, sodass eine Herdflächenlösung erstellt werden konnte. Es stellte sich heraus, dass der Mechanismus (Abb. 31) mit einer nahezu E-W- oder einer N-S-gerichteten fast vertikalen Bruchfläche zu erklären war. Welche der beiden Möglichkeiten tatsächlich in Frage kommt, kann aufgrund der Datenlage nicht entschieden werden. Allerdings koinzidiert die N-S-gerichtete Bruchfläche etwa mit dem Verlauf des Ennsflusses.

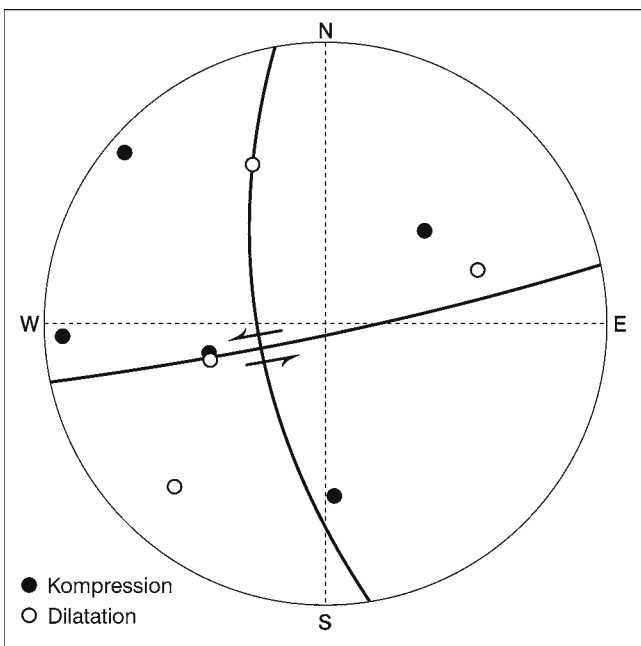


Abb. 31: Herdmechanismus des Erdbebens von Reichraming am 6. August 2002.

### Salzkammergut

Die Seismizität dieser Region konzentriert sich zwischen Bad Ischl und dem Dachstein. Die Ursache dieser relativ kleinen Erdbeben, die aber verspürt werden, ist noch nicht geklärt. Möglicherweise spielt hier das Vorhandensein der Salzstöcke eine Rolle, die ein Gleiten der Deckschichten ermöglichen. Auch Bergzerreißen sind eine mögliche Ursache. Das stärkste dieser Ereignisse fand am 15. Dezember 2006 mit einer Magnitude von 2,9 statt. Der Bebenherd lag knapp unter der Oberfläche. Das Seismogramm selbst ähnelte einer Hangrutschung und nicht einem tektonischen Erdbeben.

Meldungen aus der Bevölkerung lagen nur aus Bad Ischl, Lindau, Ramsau und Sulzbach vor. Diese Schilderungen beschrieben ein „Rumpeln“, das zufolge einer Angabe drei Sekunden gedauert hat. Die Lokalintensität vor Ort entsprach demnach zwischen Grad 3 und maximal Grad 4 der makroseismischen Intensitätsskala (EMS-98). Das Epizentrum kommt im Bereich des Katergebirges südwestlich von Bad Ischl zu liegen.

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 Oberösterreich gezeigt hat, weist dieses Gebiet unterschiedliche Häufigkeiten von Erdbebenbelastungen auf. Diese finden ihren Niederschlag in dem Normenwerk der ÖNORM B 1998-1 (EUROCODE 8), welches die erdbebensichere Bauweise regelt. Entsprechend der Seismizität, die von Norden in den Süden des Landes Oberösterreich zunimmt, zählt laut Baunorm der nördliche Bereich des Bundeslandes zur Zone 0, während der Raum Molln bereits zur Zone 2 zählt; der Bereich dazwischen gehört zur Zone 1.

### Messtechnische Erfassung der Bodenerschütterungen

Der Österreichische Erdbebedienst verfügt heute über eine größere Anzahl von Erdbebenstationen in Österreich,

die der Bestimmung des Epizentrums, der Herdtiefe, der Magnitude und der Abschätzung der möglichen Auswirkungen an der Erdoberfläche dienen. Hinzu kommen Erdbebenstationen der Nachbarländer, die heute gemeinsam mit den eigenen Stationen zur Auswertung genutzt werden. Dazu zählen Erdbebenstationen in Bayern, Tschechien, Slowakei, Slowenien, Südtirol, dem Friaul und der Schweiz. Diese Stationen sind besonders für die Eingrenzung des Hypozentrums und die Bestimmung von Herdmechanismen äußerst hilfreich. Eine weitere Gruppe stellen die sogenannten „Strong-motion“-Messstationen dar, die an einigen Punkten in Österreich installiert wurden, um stärkere Bodenbewegungen zu messen. Die einzige Erdbebenmessstation des Bundeslandes befindet sich südöstlich von Molln bei Ramsau – also unweit des Epizentrums des Schadenbebens im Jahr 1967.

Wie wichtig die messtechnische Erfassung von Erdbeben ist, zeigt schon, dass im Österreichischen Erdbebenkatalog vor dem Erdbeben am 11. Juni 1896 am Pyhrn-Pass mit einer Epizentralintensität von 4–5 Grad bislang keinerlei Erdbeben aus Oberösterreich verzeichnet sind. Zwischen 1900 und 1969 – also vor der Errichtung der Erdbebenstation bei Molln – sind im Durchschnitt acht Erdbeben pro Dekade bekannt, während im folgenden Zeitraum bis 1989 bereits praktisch jährlich ein Erdbeben in Oberösterreich registriert wurde. 1991 folgte der messtechnische Ausbau des Erdbebenmessnetzes in Österreich. Dieses Messnetz erlaubt nun die Registrierung von mehr als acht tektonischen Erdbeben pro Jahr in diesem Bundesland. Dieser Anstieg ist also kein Indiz für eine Zunahme der Seismizität in dieser Region, sondern einfach auf die verbesserte messtechnische Erdbebenerfassung zurückzuführen.

Die Messwerte können mit den Bemessungswerten der gültigen Baunorm, der Bodenbeschaffenheit und mit den Fühlbarkeits- und Schadensmeldungen verglichen werden. Sie dienen aber auch einer verbesserten Lokalisierung dieser Erdbeben, wodurch sich ein genaueres Bild der in der Tiefe verlaufenden tektonischen Störungen ergibt. Um die Forschung auf diesem Gebiet voranzubringen, wurde das Conrad Observatorium – das Geophysikalische Observatorium von Österreich am Trafelberg bei Muggendorf/Pernitz in Niederösterreich – errichtet, das nicht nur dazu dient, Nah- und Fernbeben zu registrieren, sondern auch kontinuierliche Messungen des Verlaufs der

Absolutschwere und des Erdmagnetfeldes mit noch nie zuvor erreichter Genauigkeit durchzuführen erlaubt. Registrierungen der momentanen Bodenbewegungen, wie sie gerade am Conrad Observatorium aufgezeichnet werden, sind im Internet unter „[geoweb.zamg.ac.at](http://geoweb.zamg.ac.at)“ jederzeit verfolgbar. Unter [www.zamg.ac.at/bebenmeldung](http://www.zamg.ac.at/bebenmeldung) kann man ohne großen Aufwand seine Beobachtungen von Erdbeben an den Österreichischen Erdbebendienst an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) schicken, die zur Auswertung von Erdbeben nützlich sind.

#### **Kleines Glossar:**

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

**Hypozentrum:** Der Ort des eigentlichen Verschiebungsvorganges im Erdinneren. Dort wird die Erdbebenenergie freigesetzt. Auch als Bebenherd bezeichnet.

**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 (siehe Weblink: ZAMG – Erdbeben) 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.

**Isosisten:** Isolinien, die Orte gleicher Intensitäten eines Erdbebens verbinden.



# 11. Museen, Schaubergwerke, Karsthöhlen, Lehrpfade und Steinparks

J.T. WEIDINGER & B. BERNING

Für den Geowissenschaftler gehört es zum „Einmaleins“, dass man auf einer N-S-Fahrt vom Mühlviertel im Norden Oberösterreichs bis zum Hohen Dachstein im Salzkammergut, an der Südgrenze des Bundeslandes, eine Zeitreise durch mehr als 600 Millionen Jahre Erdgeschichte unternehmen kann; für den Laien ist dies schon wesentlich schwieriger nachvollziehbar. Dazu braucht es viel Vorstellungsvermögen, was die Ordnung von Raum und Zeit betrifft und nicht zuletzt zumindest die wichtigsten geowissenschaftlichen Grundlagen für ein oft nur vages Verständnis. Einen wesentlichen Beitrag dazu leisten populärwissenschaftliche Einrichtungen, die nicht immer von der öffentlichen Hand getragen werden. Oft sind es Vereine, Freiwillige, Amateure oder andere Interessierte, die sich darum verdient machen. Ihnen allen ist es zu verdanken, dass Oberösterreich nicht nur reich an erdgeschichtlichen Gustostückerln ist, sondern dass das Wissen darum auch verständlich aufbereitet und ständig erweitert wird!

## 11.1. Museen und (private) Schausammlungen

### **Oberösterreichische Landesmuseen: Schlossmuseum, Biologiezentrum**

Die Gründung der heutigen Oberösterreichischen Landesmuseen geht auf das Jahr 1833 zurück (siehe auch OBERÖSTERREICHISCHES LANDESMUSEUM Linz, 1983; MUSEUMSBUND ÖSTERREICH, 2009). Nach vielen räumlichen und strukturellen Veränderungen ist die Naturwissenschaft heutzutage im Schlossmuseum (Ausstellungen), dem Biologiezentrum (Biologische Sammlungen und Ausstellungen) und der Außenstelle Welser Straße (Geowissenschaftliche Sammlungen) vertreten.

Im Neubau des Schlossmuseum-Südflügels, der 2009 eröffnet wurde, warten die Oberösterreichischen Landesmuseen in Linz wieder mit einer naturkundlichen Dauerausstellung auf. In der „Natur Oberösterreich“ werden neben den verschiedenen rezenten Landschaftsräumen, die hauptsächlich mittels moderner Dioramen präsentiert werden, auch charakteristische Fossilien des Mesozoikums und Känozoikums sowie Mineralien des Mühlviertels (s. auch REITER, 1999) ausgestellt. Als Hauptattraktionen sind das lebensgroße Modell des Megalodon-Hais (*Characlocles megalodon*) und das Skelett eines weltweit einzigartigen Mondfisches (*Austromola angerhoferi*) zu nennen, der im miozänen Schlier bei Pucking gefunden wurde (GREGOROVA et al., 2009). Ein tropisches Korallenriff-Aquarium soll die Bedingungen vermitteln, die während des Mesozoikums bei der Bildung der Nördlichen Kalkalpen geherrscht haben. Im unterirdischen Verbindungsgang zwischen neuem und altem Gebäude befindet sich zudem der „Evolutionsweg“, auf dem man sich die durch Fossilien überlieferte Erdgeschichte Oberösterreichs erwandern kann.

Kernstück der Paläontologischen Sammlung sind die Ammoniten des k. k. Bergmeisters am Hallstätter Salzberg, Johann Georg RAMSAUER, die 1855 an das Museum gelangten, aber auch einige Typusarten fossiler mariner Säugetiere sind von internationaler Bedeutung. Die Mineralogisch-Petrographische Sammlung beherbergt Exemplare der Minerale und Gesteine Oberösterreichs. Die zoologisch-botanische Datenbank des Biologiezentrums ZOBODAT ([www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)) soll zukünftig um die geowissenschaftlichen Objekte erweitert werden, um den Zugriff

auch auf diese Sammlungen zu ermöglichen. Auf der Webseite des Biologiezentrums sind darüber hinaus sämtliche naturwissenschaftlichen Publikationen, die in österreichischen Zeitschriften erschienen sind, nahezu vollständig vorhanden und als pdf-Dateien herunterzuladen.

Unregelmäßig stattfindende Sonderausstellungen mit geologisch-paläontologischen Themen sind nicht nur im Schlossmuseum, sondern auch im Biologiezentrum zu sehen. Zu allen Ausstellungen werden verschiedene, auf Altersgruppen abgestimmte Führungen und Vermittlungsprogramme angeboten.

Schlossmuseum: Schlossberg 1, A 4010 Linz  
Tel.: 0732-774419-0, [www.schlossmuseum.at](http://www.schlossmuseum.at)  
Öffnungszeiten 2010/2011: Di–Fr 09.00–18.00 Uhr,  
Do 09.00–21.00 Uhr, an Sa, So und Feiertagen 10.00–  
17.00 Uhr, am 24. Dez. 10.00–14.00. Mo geschlossen  
sowie am Karfreitag, 1. Nov., 25. Dez. und 31. Dez.

Biologiezentrum: Johann-Wilhelm-Klein-Str. 73,  
A 4040 Linz-Dornach  
Tel.: 0732-759733-0, [www.biologiezentrum.at](http://www.biologiezentrum.at)  
Öffnungszeiten 2010/2011: Mo–Fr 09.00–17.00, So/  
Feiertags 10.00–17.00. Sa geschlossen sowie am  
Karfreitag, 1. Nov., 24.–25. Dez. und 31. Dez.

Geowissenschaftliche Sammlungen: Welser Str. 20,  
A 4060 Leonding  
Tel.: 0732-674256-124.

### **voestalpine Stahlwelt**

Vom Erz aus aller Welt über das Roheisen zum Stahl, dann weiter ins Walzwerk oder zur Stahlveredelung – der Standort Linz ist weltberühmt dafür und in der modernen „voestalpine Stahlwelt“ erfährt man alles darüber. Zudem wird unter dem Titel „expedition voestalpine“ eine Werkstour mit Multimedia-Bussen angeboten – alleine diesen Teil besuchen jährlich mehr als 10.000 Schulkinder (SELLE, 2006).

Voestalpine-Straße 4, A 4020 Linz  
Besucherservice Tel.: 050304/15-8900  
[www.voestalpine-stahlwelt.at](http://www.voestalpine-stahlwelt.at)  
Öffnungszeiten: Di–Fr 09.00–17.00 Uhr, an Sa, So und  
Feiertagen 10.00–18.00 Uhr; Führungen Sa und So 10.30  
bzw. 14.00 Uhr, Sonderangebote/Aktionszeiträume für  
Familien.

### **Turm 9 – Stadtmuseum Leonding**

Das Stadtmuseum Leonding ist im Turm 9 der Maximiliani-  
schen Befestigungsanlage untergebracht – einem Zeugen  
der Festungsbaukunst des Biedermeier. So ist es allein  
schon ein architektonisches Erlebnis, das „Turmmuseum“  
zu besuchen. In der längerfristig bestehenden Ausstellung  
„Was Steine uns erzählen“ werden die Umweltverände-  
rungen und der Klimawandel vom warmen Oligozän–Mio-  
zän zum heutigen Wechsel von Eis- und Zwischeneiszeiten  
anhand von marinen und terrestrischen Fossilien aus dem  
Linzer Becken verdeutlicht (REITER et al., 2008).

Daffingerstraße 55, A 4060 Leonding  
Tel.: 0732-674746 oder 0732-6878-475,  
e-mail: [stadtmuseum@leonding.at](mailto:stadtmuseum@leonding.at), [www.leonding.at](http://www.leonding.at)  
Öffnungszeiten: Do 10.00–20.00 Uhr, Fr 10.00–17.00 Uhr,  
Sa, So und Feiertag 13.00–18.00 Uhr.

### **Heimathaus – Stadtmuseum Perg**

Einen Schwerpunkt der Ausstellung bildet die Paläontolo-  
gie und angewandte Geologie der näheren Umgebung von  
Perg. Marine Fossilien des Schliers und der Linzer Sande  
sowie eiszeitliche Säuger sind hier zu sehen. Der Besu-  
cher wird zudem in den Granitabbau und die Schwert-  
berger Kaolingewinnung eingeführt. Im Heimathaus kann  
man sich weiters für eine Führung durch den Scherer-  
Mühlsteinbruch und das Steinbrecherhaus voranmelden,  
in dem seit dem frühen 19. Jahrhundert Mühlsteine bear-  
beitet wurden. Ein besonderes Anliegen ist auch die päd-  
agogische Aufarbeitung von einzelnen Themen, sodass die  
Lehrkräfte selbst ihre Klassen führen und mit den Kindern  
im Museum arbeiten können.

Stifterstraße 1, A 4320 Perg  
Tel.: 07262-53535 oder 07262-54422,  
e-mail: [heimathaus-stadtmuseum@perg.at](mailto:heimathaus-stadtmuseum@perg.at), [www.perg.at](http://www.perg.at)  
Öffnungszeiten: Sa und So 14.00–17.00 Uhr, Führungen  
für Gruppen ab 8 Personen jederzeit nach Voranmel-  
dung.

### **Museum Schloss Pragstein in Mauthausen**

Die Dauerausstellung über die Kulturgeschichte der Re-  
gion Mauthausen bietet auch einen Einblick in einige der  
dort vorkommenden Mineralien und zumeist eiszeitlichen  
Fossilien sowie den Granitbergbau. Einige weitere Groß-  
exponate des Werksteins Granit sind bei der Hauptschule  
Mauthausen aufgestellt und frei zugänglich.

Apotheken- und Museumsverein Mauthausen  
Schloss Pragstein, A 4310 Mauthausen  
Tel.: 07238-2255 oder 07238-2590 oder 07238-2243,  
e-mail: [info@mauthausen.biz](mailto:info@mauthausen.biz),  
[www.heimatverein-mauthausen.org](http://www.heimatverein-mauthausen.org).

### **Heimathaus Schärding**

Im Granitmuseum am Wassertor wird, wie der Name schon  
verspricht, die Gewinnung des Schärddinger Granits und  
seine vielfältige Verwendung (z. B. als Pflastersteine auf  
dem Roten Platz in Moskau) thematisiert. Des Weiteren  
sind einige charakteristische Fossilien der Region ausge-  
stellt.

Innsbruckstraße 29, A 4780 Schärdding  
Tel.: 07712-3154-700, e-mail: [heimathaus@schaerding.ooe.gv.at](mailto:heimathaus@schaerding.ooe.gv.at), [www.heimathaus-schaerding.at](http://www.heimathaus-schaerding.at)  
Öffnungszeiten: 1. April bis 31. Oktober, täglich 10.00–  
18.00 Uhr.

### **„Museum in der Schule“ in Taufkirchen an der Pram**

Als einzige Schule Österreichs besitzt die Hauptschule  
Taufkirchen a. d. Pram ein eigenes Museum mit kulturhis-  
torischen und naturkundlichen Sammlungen. An geowis-  
sensschaftlichen Themen werden besonders das Erdöl und  
die Erdölförderung behandelt, mit der 1906 in dieser Re-  
gion begonnen wurde (siehe auch Kap. 6.5.). Zudem sind  
Fossilien aus den Sanden um Reinbach und Gesteine aus  
dem Schärddinger Raum ausgestellt.

Schulstraße 3, A 4775 Taufkirchen an der Pram  
Tel.: 07719-7388-31, e-mail: [museumtaufkirchen@gmail.com](mailto:museumtaufkirchen@gmail.com), [www.hs.taufkirchen-pram.eduhi.at/](http://www.hs.taufkirchen-pram.eduhi.at/)  
Öffnungszeiten: Do–So 10.00–16.00 Uhr und nach  
Vereinbarung.

### **Heimathaus Obernberg am Inn**

In dieser weitestgehend kulturhistorischen Ausstellung ist  
eine Vitrine dem Goldwaschen am Inn gewidmet. Weiters  
werden einige Fossilien aus der Gegend ausgestellt.

Marktplatz 22, 4982 Obernberg am Inn  
Tel.: 07758-2255, e-mail: [gemeinde@obernberg-inn.ooe.gv.at](mailto:gemeinde@obernberg-inn.ooe.gv.at), [www.obernberg.at](http://www.obernberg.at)  
Öffnungszeiten: Mai bis Oktober, Fr–So 14.00–16.00 Uhr.

### **Aqua- und Arthropodenzoo Schmiding bei Wels**

Neben Österreichs größtem Meeresaquarium und vielen  
anderen Attraktionen, wie einer Dokumentation der Glier-  
derfüßer, bietet der Aqua- und Arthropodenzoo Schmi-  
ding auch eine Reise durch die Erdzeitalter an. Mittels  
Computeranimationen wird man vom Urknall über die  
Entstehung unseres Sonnensystems bis in die Gegen-  
wart geführt. Die frühe Geschichte der Evolution so-  
wie die Lebensgemeinschaften des Paläozoikums wer-  
den anhand von zahlreichen Dioramen vermittelt, wobei  
Kinder besonders von den imposanten Modellen meso-  
zoischer Land-, Flug- und Meeressaurier begeistert sein  
werden. Schachtelhalme und Ginkgobäume im „Evoluti-  
onsgarten“ bringen einem die botanische Entwicklungs-  
geschichte näher.

Schmidinger Straße 5, A 4631 Krenglbach  
Tel.: 07249-46272, e-mail: [office@zooschmiding.at](mailto:office@zooschmiding.at),  
[www.aquazooschmiding.at](http://www.aquazooschmiding.at)  
Öffnungszeiten 2010/2011: ganzjährig, täglich von  
09.00–18.00 Uhr (letzter Einlass 17.00 Uhr).



### **Lehrsammlung „Erdgeschichte – lebendig!“**

Auf über 70 m<sup>2</sup> Ausstellungsfläche finden sich Gesteine, Mineralien und Fossilien, die schwerpunktmäßig die Geologie und Erdgeschichte Österreichs zum Anfassen und Begreifen darstellen (REITER, 2010).

Kontakt: Helmuth SCHÖLLNBERGER, Oberhartstraße 22, Wels (Kreisverkehr am Ostende des Flugfeldes nahe Gärtnerei Dopetsberger), Tel.: 07242-74190, [www.minfoss-ooe.at](http://www.minfoss-ooe.at).

### **Die Sternwarte des Stifts Kremsmünster**

Neben handschriftlichen Aufzeichnungen von Erdbeben, die Österreich im 14. Jahrhundert heimgesucht haben (KRAML & FILL, 2001), befindet sich im Stift Kremsmünster Österreichs älteste bestehende Seismographenstation, die 1895 in Betrieb genommen wurde. Der 1. Stock der Sternwarte, die 1749–58 als Naturwissenschaftliche Arbeitsstätte der Benediktiner errichtet wurde, beherbergt zudem eine Sammlung und Ausstellung mineralogischer und paläontologischer Objekte, die sich sehen lassen kann! Über 12.000 hauptsächlich aus Oberösterreich stammende Mineralien (ZIRKL, 1995) sowie zahlreiche Fossilien, deren Fundjahre teils bis in das 17. Jahrhundert zurückreichen, befinden sich in der Sammlung. Weiters gibt es das Geologische Kabinett, in dem die Geschichte der Erdölgewinnung im oberösterreichischen Alpenvorland dokumentiert ist (POLESNY, 1997; KOSNOPFL, 1997), und einen Prähistorischen Raum (URBAN, 1992) zu besichtigen.

Benediktinerstift Kremsmünster, A 4450 Kremsmünster  
Tel.: 07583-5275-150, [www.specula.at](http://www.specula.at)  
Ausschließlich Führungen vom 1. Mai bis 31. Oktober für Gruppen ab 4 Personen.

### **Erdwissenschaftliche Sammlungen des Stiftes Lambach**

Durch den Ankauf der Sammlung Dr. VORHAUSER aus Innsbruck im Jahre 1866 kamen 1500 Objekte ins Haus. Vom mineralogisch-petrographischen Teil sind davon 270 Stück ausgestellt.

Gustostückerln der oberösterreichischen Erdgeschichte sind fossile Hölzer aus dem Alpenvorland, ein 10 x 7,5 cm großer Zahn eines Reisenhais, der 1893 in Stadl Paura gefunden wurde, sowie Mammutknochen aus der unmittelbaren Umgebung des Stiftes. Die Ausstellung beeindruckt neben ihrem Umfang auch wegen der Aufbewahrungsschränke (mit mundgeblasenen Gläsern) und der handschriftlichen Beschriftungsetiketten. Sie ist im Rahmen einer Klosterführung zu besichtigen. Im Zuge einer Neuordnung der Sammlung erschien ein eigener Führer dazu (REITER & SCHIRL, 1989).

Benediktinerstift Lambach, Klosterplatz 1, A 4650 Lambach  
Tel.: 07245-21710-334, Fax: 07245-21710-302  
e-mail: [pforte@stift-lambach.at](mailto:pforte@stift-lambach.at)  
[www.stift-lambach.at](http://www.stift-lambach.at)  
Öffnungszeiten: Mo–Fr von 09.00–12.00 Uhr und von 13.00–16.00 Uhr, Sa, So und Feiertage versehen gelegentlich ehrenamtliche Helfer den Pfortendienst.

### **Privatsammlung „Gernoteum“ in Vöcklabruck**

Das kleine Urzeit-Museum bietet eine spannende Reise durch die Evolution. Vor allem Kinder werden unter dem Motto „hits for kids“ begeistert sein.

Kontakt: Schubertstraße 21, A 4840 Vöcklabruck,  
Tel.: 0664-73636192; Führungen und Exkursionen nach telefonischer Anmeldung.

### **Internationales Moormuseum Neydharting**

Im Bereich des Moorbades Neydharting befinden sich unter dieser Trägerschaft mehrere Museen. Neben dem Kurhaus war im Moorhof das „Moormuseum“ untergebracht. In ihm wurde nicht nur die Entwicklung des nahen Moores, seiner Tier- und Pflanzenwelt dargestellt sondern es fanden sich auch so exotische Exponate wie eine Nilkrokodil-Moorleiche. Das Moormuseum wurde durch Hochwasser schwer beeinträchtigt und ist bis auf weiteres geschlossen.

Weitere Hinweise zum Thema Moore siehe Kapitel 4.6.2., Nr. 4 Moor, Anmoor.

Moorhof beim Moorbade Neydharting,  
A 4654 Wimsbach-Neydharting  
Tel./Fax: 07245-25573,

### **Österreichisches Pfahlbaumuseum**

Eine der umfangreichsten Sammlungen der jungsteinzeitlichen „Mondseekultur“ (Kupfer- und Steinwerkzeuge, Keramik etc.) gibt Einblick in die kulturgeologische Entwicklung der oberösterreichischen Seenlandschaft. Dieses Museum ist nicht nur für Geoarchäologen, sondern auch für Eiszeit- und Klimaforscher sowie Limnologen ein unbedingtes Muss!

Museum MondSeeLand und Österr. Pfahlbaumuseum,  
A 5310 Mondsee  
Tel.: 06232-2895  
Öffnungszeiten 2011: 1. Mai bis 19. Juni Di–So 10.00–17.00 Uhr, 21. Juni bis 28. August Di–So 10.00–18.00 Uhr, 30. August bis 2. Oktober Di–So 10.00–17.00 Uhr, 8. Oktober bis 26. Oktober Sa, So und Feiertage 10.00–17.00 Uhr.

### **Kammerhof-Museen und Erkudok-Institut in Gmunden**

Das Museum Gmunden wurde gemeinsam mit dem Musealverein Gmunden, in dessen Besitz es sich vorerst befand, in den Jahren 1907–08 gegründet. 1932 erfolgte die Übergabe des Museums an die Stadtgemeinde. Nach wechselnden Herbergen wurde es 1949 im historischen Kammerhofgebäude, am Kopf der Traunbrücke untergebracht. In diesem ehemaligen Verwaltungssitz des (der kaiserlichen Hofkammer unterstellten) Salzkammerguts befindet es sich noch heute (HÖLLWERTH et al., 2007). 1999 wurde Erkudok, das Institut für Erd- und Kulturgeschichtliche Dokumentation, als Abteilung des Museums gegründet (WEIDINGER, 2004).

In den Jahren 2006 und 2007 erfolgte mit Unterstützung des Landes Oberösterreich ein großzügiger Umbau, mit dem sich nicht nur die Ausstellungsfläche auf über 2000 m<sup>2</sup> erweiterte, sondern auch eine völlige Neu-

gestaltung samt behindertengerechtem Zutritt einherging. Seit der Wiedereröffnung zur OÖ Landesausstellung 2008 gibt das Museum einen breiten Überblick über die Entstehung des Salzkammerguts, des Traunseeraumes und der Salzhandelsstadt Gmunden. Geologisch und paläontologisch stehen die Themen Traunsee-Ostufer mit dem würmeiszeitlichen Gletscherrand im Stadtgebiet (KOHL, 2000), den naturgeschützten Traunsteinwänden (PICHLER & STIEB, 2001), dem Gschlifgraben als Rutschgebiet (WEIDINGER, 2009) und Fossilfundstelle (FRAAYE et al., 1999; SUMMESBERGER, 2008) sowie mit der Gosau des Eisenbaches im Mittelpunkt. Weiters wird der tektonische Bau des Salzkammerguts und die Entstehung des Dachsteinmassivs samt dessen Vergletscherungsgeschichte erläutert (MOSER, 1997). Zur Illustration von Großmassenbewegungen und den Mechanismen der Hochgebirgsvergletscherung wird zudem der Tsergo-Ri-Bergsturz von Nepal präsentiert (WEIDINGER et al., 2002). Alle Themen werden mittels Großmodellen, wandfüllenden Leuchtbildern und einzigartigen Exponaten dokumentiert. Systematische mineralogische und paläontologische Übungssammlungen sowie eine Laboreinrichtung zum Schneiden, Schleifen und Polieren von Fundstücken ergänzen die Schaeueinrichtungen.

Besonderes Augenmerk wird auf die Zusammenarbeit mit Schulen (Biologie- und Geographieunterricht), Universitäten und pädagogischen Hochschulen gelegt (WEIDINGER & SPITZBART, 2010). Alle angebotenen Sonderprogramme (nach Vereinbarung) fußen auf den drei Säulen: 1.: Theorie und Übung in den Schauräumen, 2.: Laborpraxis (Steine schleifen und polieren) sowie 3.: Geländeexkursion (Gschlifgraben).

Kammerhof Museen Gmunden (K-Hof):  
Kammerhofgasse 8, A 4810 Gmunden  
Tel.: 07612-794-423, [www.k-hof.at](http://www.k-hof.at)  
Öffnungszeiten 2010/2011: September – Mai jeweils Mi-So und an Feiertagen von 10.00–17.00 Uhr; Juni–August jeweils Di-So und an Feiertagen von 10.00–17.00 Uhr; außerhalb der Öffnungszeiten werden jederzeit Termine für Gruppen vereinbart.

### Nationalpark Zentrum Molln

Herz des Hauses ist die Ausstellung „Verborgene Wasser“, in der man sich über die besonderen Eigenschaften des Wassers und die verborgenen Wege desselben im Karstgebirge informieren kann. Dazu kann man an Spielstationen sein Wissen über Wasser testen.

Nationalpark Allee 1, A 4591 Molln  
Tel.: 07584-3651, e-mail: [nationalpark@kalkalpen.at](mailto:nationalpark@kalkalpen.at),  
[www.kalkalpen.at](http://www.kalkalpen.at)  
Öffnungszeiten: Mai-Oktober, täglich 9.00–17.00 Uhr;  
Führungen für Gruppen von Mo-Fr nach Vereinbarung.

### Österreichisches Felsbildermuseum in Spital am Pyhrn

Felsbilder sind in vielen Orten der Nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs erhalten; nicht selten stellen sie ihre Erforscher vor Rätsel und vor eine Vielzahl offener Fragen. Ihr Sinn (oder Unsinn) und auch ihre Entstehungsalter werden oft sehr kontrovers diskutiert. Vieles deutet darauf hin, dass manche von ihnen bereits in der Altsteinzeit entstanden sein könnten. Dabei kann auch die Geologie wertvolle Hinweise liefern (KOHL, 1996).

In der Felsbilder-Ausstellung von Spital am Pyhrn geht es um diesen fächerübergreifenden Themenkomplex: steinzeitliche Bewohner von Höhlen und deren Hinterlassenschaften und daraus resultierende Konsequenzen für die Klimageschichte der Würm-Eiszeit. Als Besonderheit ist auch das Skelett eines fossilen Höhlenbären zu besichtigen (OBERÖSTERREICHISCHES LANDESMUSEUM, 1985).

Stiftsplatz 1, A 4582 Spital am Pyhrn  
Tel.: 07563-318, e-mail: [felsbildermuseum@pptv.at](mailto:felsbildermuseum@pptv.at),  
[www.felsbildermuseum.at](http://www.felsbildermuseum.at)  
Öffnungszeiten: Di & So 14.00–17.00, Mi & Do 10.00–17.00, 15. Oktober bis 1. Dezember geschlossen.  
Außerhalb der Öffnungszeiten Einlass nur für Gruppen nach telefonischer Anmeldung.

### Fossilienammlung, Stein- und Fossilien Schleiferei GAPP „Gosau erleben – erforschen“

Der Familienbetrieb besteht in 5. Generation (KOLLMANN & SUMMESBERGER, 1975; LOBITZER & SAVEL, 2008). Bereits der im Jahre 1820 geborene Georg Gapp begann mit dem Sammeln von Fossilien. Der 1933 geborene Gustav GAPP erweiterte die Fossilienammlung aus ganz Österreich, Europa, Türkei, Nordafrika und Amerika beträchtlich und machte sie der Öffentlichkeit zugänglich. Seit 2003 leitet sein Sohn Gustav Helmut den Betrieb. Als Steinschleifer betrachtet er sich als „der letzte seines Standes“ in Österreich. Im Betrieb kann man auch selbst gefundene Stücke schneiden und schleifen lassen.

Gosau 709, A 4824 Gosau  
Tel./Fax.: 06136-8753, e-mail: [gustav.gapp@aon.at](mailto:gustav.gapp@aon.at),  
[www.fossilien-gapp.at](http://www.fossilien-gapp.at)

Weitere Hinweise zu Kleinmuseen, (privaten) Schausammlungen und Archiven mit erdwissenschaftlicher Bedeutung im Salzkammergut sind u. a. bei LOBITZER (2005) sowie WEIDINGER (1999, 2001) zu finden.

## 11.2. Schaubergwerke und angeschlossene Museen/Themenwege

### 11.2.1. Salz

#### Salzwelten Hallstatt

Bei Führungen durch das älteste Salzbergwerk der Welt, in dem seit 7000 Jahren Salz gewonnen wird, kommt der Besucher sowohl in Kontakt mit prähistorischen Abbaumethoden als auch mit neuester Bergbautechnik. Zudem wird natürlich auch auf die Entstehung und Besonderheiten des Salzes sowie auf die Geologie des Hallstätter Hochtals eingegangen.

Salzbergstr. 1, A 4830 Hallstatt  
Tel.: 06132-2002400, e-mail: [info@salzwelten.at](mailto:info@salzwelten.at),  
[www.salzwelten.at](http://www.salzwelten.at)  
Öffnungszeiten: 23. April bis 11. September Führungen von 09.30–16.30; 12. September bis 2. Oktober Führungen von 09.30–15.30; 3. Oktober bis 26. November Führungen ab 09.30–15.00.

#### Welterbemuseum Hallstatt

Neben dem Hauptaugenmerk der Ausstellung, der Kulturgeschichte der Region und des Ortes Hallstatt vor 7000 Jahren bis heute, werden dem Besucher auch Informationen über Bergbau und Salinenwesen, die klassischen Fossilien-Lokalitäten sowie über die regionale Geologie und die Entstehung des Salzvorkommens vermittelt. Durch die Forschungen auf dem Gebiet der Geo-Archäologie wissen wir heute, dass sowohl der bronzezeitliche als auch der hallstattzeitliche Salzbergbau von Hallstatt durch Massenbewegungen zum Erliegen kam (KERN et al., 2008). Besonders beeindruckend ist in diesem Zusammenhang eine Animation dieser Katastrophen im Museum.

Seestr. 56, A 4830 Hallstatt  
Tel.: 06134-8280-15,  
e-mail: [kontakt@museum-hallstatt.at](mailto:kontakt@museum-hallstatt.at)  
Öffnungszeiten: siehe [www.museum-hallstatt.at](http://www.museum-hallstatt.at)

#### Welterberundweg Hallstatt – Wegvariante H – „durch die Hölle“ und Wegvariante S – „Hallberg-Serpentinenweg“

Der Weg vom Salzberg-Hochtal in den Ort Hallstatt wurde als Beitrag zur Oberösterreichischen Landesausstellung 2008 zu einem Themenweg umgestaltet und stellt nun eine thematische Verbindung zwischen dem Welterbemuseum in der Ortsmitte und den Schaustollen am Salzberg dar, wobei sich am Eingang zu diesem, beim Rudolfsturm, eine Informationsstelle befindet (URSTÖGER, 2008a; URSTÖGER et al., 2008).

Thematisch fokussiert Wegvariante „H“ auf Vegetation und (Schutz- und Bann-)Waldwirtschaft, Wildbachverbauung der Mühlbachschlucht, Gefahrenzonenplanung sowie Natur- und Landschaftsschutz, Salzbergbau, Soleleitungsweg und Solestuben, Alpinismus, Geologie und die Holzfachschule (HTL) Hallstatt.

Wegvariante „S“ fokussiert thematisch auf den Dachstein, Höhlenforschung, Waldwesen und Holzknechte, Kunst am Salzberg in der Hallberg-Schmiede, den Kaiser-Franz-Josef-Stollen, Salzlagerstätten und -förderung, Reformen des Salzwesens, Sozialgeschichte der Bergleute, Salz-

transport, Mühlbach, die Habsburger und die Natur- und Kulturlandschaft.

#### Der Soleleitungsweg und das Heimat- und Landlermuseum von Bad Goisern

Der Soleleitungsweg folgt der Trasse der im Jahre 1607 erstmals durchgehend in Betrieb genommenen Soleleitung von Hallstatt nach Ebensee. Diese älteste „Pipeline“ der Welt bestand aus über 9000 ausgehöhlten und ineinander gesteckten Baumstämmen.

Über 40 km wurde die Sole aus dem Hallstätter Salzberg durch die Soleleitung bis nach Ebensee in die Saline zur Verarbeitung geleitet. Der Soleleitungsweg ist auch in Etappen zu je ca. 10 km zu bewältigen: „Berge, Wald und Seen“ (Hallstatt – Bad Goisern), „Die Menschen im Salzkammergut“ (Bad Goisern – Bad Ischl), „Der Verkehr“ (Bad Ischl – Langwies) und „Die Wirtschaft“ (Langwies – Ebensee). In Bad Goisern passiert man dabei das „Heimat- und Landlermuseum“, in dem u. a. ein Geologenhammer des Freidenkers Konrad Deubler (1814–1884) sowie eine kleine Gesteinssammlung lokaler Provenienz zu besichtigen sind.

Der Soleleitungsweg ist (ca. alle 500 m) mit blauen Würfeln markiert – als Symbol dafür, dass Salz würfelförmige, allerdings meist weiße Kristalle bildet. Die blaue Farbe stellt in diesem Fall den Bezug zum Salzkammergut her – blaue Seen und blauer Himmel.

Ausgangs- bzw. Endpunkte für den Soleleitungsweg sind: Museum Ebensee (Parkplatz Rathausplatz) und Rudolfsturm am Eingang zum Hallstätter Salzbergtal.  
Heimat- und Landlermuseum im Auszugshaus der Goiserer Mühle, Kurparkstraße 9, A 4822 Bad Goisern  
Öffnungszeiten: 1. Juni bis 30. September; Di, Do, Sa und Sonntag 10.00–12.00 Uhr; Mi und Fr 10.00–12.00 Uhr bzw. 15.00–17.00 Uhr; Führungen nach Voranmeldung.

#### Industriegeschichtlicher Themenweg – Ebensee

Dieser thematische Rundweg mit ca. 30 Bild- und Texttafeln führt durch Ebensee am Traunsee. Thematischer Schwerpunkt der Route ist die Industriegeschichte Ebensees, denn über Jahrhunderte hinweg war die Salzgewinnung die primäre Erwerbsmöglichkeit der Ebenseer. Um die Wende zum 20. Jahrhundert avancierte Ebensee zum Standort weiterer industrieller Großbetriebe, die neben anderen auf den geologischen Gegebenheiten fußten: die Ammoniak-Sodafabrik der Brüder SOLVAY, die den Plassenkalk des Hochlindach am Traunsee-Ostufer nutzte (die Sodaproduktion wurde 2006 eingestellt), und die Steinbrucharanlage der Gmundner Zementwerke HATSCHKE (MOSHAMMER, 2003).

Ausgangspunkt: Rathausplatz (Parkplatz und Anschluss an Bahn und Traunseeschiffahrt)  
Gehzeit: mindestens 3 St.; bei Aufenthalt im Heimatmuseum, Zeitgeschichtemuseum und bei KZ-Gedenkstätte entsprechend länger. Der Rundweg kann jederzeit verlassen oder in Etappen begangen werden.

### **Museum Ebensee – Salz, Sole und die Menschen**

Das Museum ist in der ehemaligen Salinenverwaltung untergebracht. Auf sehr lebendige Weise erfährt man in den zur OÖ Landesausstellung 2008 (SANDGRUBER, 2008) neu gestalteten Schauräumen von Ebensee, wie das Salz gewonnen, verarbeitet und verschifft wurde, über das Entstehen der Trachten und die Wurzeln des Brauchtums sowie über das Leben der Holzknechte und den Widerstand gegen Kaiser und Obrigkeit.

## 11.2.2. Kohle

### **Lokpark Ampflwang – Oberösterreichisches Eisenbahn- und Bergbaumuseum sowie Bergbauarchiv im Brecher Buchleithen**

1996 begann die ÖGEG mit dem Aufbau eines Eisenbahnmuseums in der ehemaligen Kohle-Zentralsortierung von Ampflwang; 2006 folgte bereits die Oberösterreichische Landesausstellung „Kohle und Dampf“ (KUISLE, 2006), woraus sich ab 1. April 2007 das heutige Museumsgelände ergab. Insbesondere große ÖGEG-Dampflokomotiven, Dampf-Sonderzüge als Zubringer und für Ausflugsfahrten sowie die Geschichte des 200 Jahre währenden Braunkohle-Bergbaus im Hausruck bis zum Jahre 1995 stehen dabei im Mittelpunkt.

Im nahegelegenen, ehemaligen Kohlebrecher Buchleithen befindet sich das Industrie-Kultur-Park-Zentrum, das von einer historisch bedeutenden Industrieanlage zu einem Bergbauarchiv, einem modernen Veranstaltungszentrum und zu einer Kunstgalerie wurde; anbei befindet sich eine Parkanlage.

Öffnungszeiten 2010/2011

1. Mai bis 26. Oktober jeweils Mi-So und an Feiertagen von 10.00–17.00 Uhr.

Außerhalb der Öffnungszeiten werden jederzeit Termine für Gruppen vereinbart!

Mehr unter: <http://www.oegeg.at>.

### **Haager Heimatmuseum im Schloss Starhemberg**

Hier werden Exponate des ehemaligen Braunkohlenbergbaus gezeigt sowie fossile Hölzer aus den Hausruckschottern.

Starhemberg 1, A 4680 Haag am Hausruck

Tel.: 07732-2255 oder -3762,

e-mail: [franz.kiener.wt@aon.at](mailto:franz.kiener.wt@aon.at).

Öffnungszeiten: 1. Mai bis 26. Oktober, an Sonn- und Feiertagen 14.00–16.00 Uhr, Gruppenführungen nach Vereinbarung.

### **Oberösterreichische Kohlestraße im Hausruck**

Dieses Leitsystem verbindet Sehenswürdigkeiten in den Gemeinden des 200 Jahre währenden Braunkohleabbaus in der Süßwassermolasse Oberösterreichs. Dokumentationen zum einstmaligen Leben und Arbeiten rund um die Kohlenbergwerke findet man im Bahnhofsgebäude von Scheibben, in der Bergbau-Erlebnisswelt-Hinterschlagen, in Gaspoltshofen sowie in Holzleithen und Thomasroith. Im Mittelpunkt stehen nicht nur alte Stollenmundlöcher mit

Hauptstr. 27, A 4802 Ebensee

Tel.: 06133-6371, Saisondauer: 1. Juni bis 30. September, Öffnungszeiten: Di, Do und Sa 14.00–18.00 Uhr

Für Gruppen ist bei rechtzeitiger Voranmeldung eine Führung auch außerhalb der Öffnungszeiten möglich (Mob.: 0676-5419187, Dr. Franz GILLESBERGER).

teils historischer Bedeutung, wie das „Ing. Heißler Stollen-Portal“ und das „Ing. Obermayer Stollen-Portal“, sondern auch der Kohletransport auf der Schiene im Hausruck. Häufig finden sich auch Aktivbereiche.

Am Kohlenflöz Kalletsberg in der Gemeinde Zell am Pettenfirst ist auch die Braunkohle noch begreifbar. Die Aufschließung dieses mit ca. 8 m ehemals mächtigsten Braunkohleflözes des Bergbaureviere im Hausruck wurde im Zuge der Oberösterreichischen Landesausstellung 2006 „Kohle und Dampf“ veranlasst (WEBER & WEIDINGER, 2006) und bald darauf zum Stratotypus der Ampflwang-Formation (siehe Nr. 45 Hausruck-Kohleton-Serie) bestimmt (RUPP, 2008b). Neben einem Rundgang am Flöz hat man die Möglichkeit, sich anhand von Schautafeln über die Entstehung der Kohle zu informieren. Ein Wanderweg führt über die Pettenfirsthütte und verbindet diese Anlage mit dem „Grubengeistweg“ und dem Südfeldstollen in Thomasroith.

Info zur OBERÖSTERREICHISCHEN KOHLESTRASSE:

[www.kohlestrasse.at](http://www.kohlestrasse.at).

### **Kohleweg im Pechgraben bei Großraming**

Ausgehend vom Gasthaus Schraml, einem ehemaligen Steigerhaus, wird auf dem „Knappenweg“ die Geschichte des Kohleabbaus in dieser Region (siehe auch Kap. 6.2.1) während des 19. Jahrhunderts anhand zahlreicher Schautafeln vermittelt. Der Weg führt an mehreren Stollen vorbei, in denen Glanzbraunkohle jurassischen Alters für die aufkommende Eisenindustrie in der Eisenwurzen gewonnen wurde. Darüber hinaus liegt auch das Leopold-von-Buch-Naturdenkmal (siehe Kap. 12) am Knappenweg, welches etwa 20 große Blöcke aus Granit-Granodioritgneis umfasst, die während der Alpenüberschiebung in die Voralpensedimente eingearbeitet wurden.

Information: Tourismusverband Nationalpark Region Ennstal, Eisenstr. 75, A 4462 Reichraming

Tel.: 07254-8414; e-mail: [info@nationalparkregion.at](mailto:info@nationalparkregion.at)

Gehzeit: 1,5 bis 4 Stunden.

### 11.2.3. Kaolin

#### **Bergbaumuseum und Themenpark Kaolinum-Kriechbaum/Schwertberg**

Dieses innovative Tourismusinfrastrukturprojekt befindet sich entlang des Bergbaugeländes der Firma KAMIG und verbindet die Ortschaft Kriechbaum mit Oberlebing (Gemeinde Allerheiligen im Mühlkreis). In seinem vollen Ausbau sollen einmal unterschiedliche Themenschwerpunkte in Zusammenhang mit dem bereits über 200 Jahre währenden Kaolinbergbau abgehandelt werden. Schaustollen und Schauraum sind bereits vorhanden; 2011 sollen in ei-

nem „Grünen Klassenzimmer“ in Modellform die wesentlichen Elemente der Kaolinproduktion sowie die Geologie der Region dargestellt werden. In den Folgejahren soll die Bergstation der ehemaligen Haldenbahn ins Projekt eingebunden werden.

Info: Verein Kaolinum-Wissensnetzwerk Kaolin-Bergbau  
Oberlebing 70, A 4320 Allerheiligen im Mühlkreis  
Tel.: 0664-9972433, e-mail: [info@kaolinum.at](mailto:info@kaolinum.at),  
home: [www.kaolinum.at](http://www.kaolinum.at)

### 11.3. Schauhöhlen und angeschlossene Erlebnisparks

Nur wenige der zahlreichen Höhlen sind touristisch erschlossen, öffentlich zugänglich und daher hier angeführt. Bei Interesse an einer der hier nicht genannten Höhlen (z. B. Hirlatzhöhle) wird eine Kontaktaufnahme mit den örtlichen Höhlenvereinen empfohlen, die gelegentlich Spezialführungen anbieten.

#### **Dachstein-Rieseneishöhle (1455 m)**

Diese hochalpine Großhöhle mit mächtigen Eisbildungen liegt östlich der Schönbergalpe, südlich von Obertraun im gebankten Dachsteinkalk. Sie ist seit 1913 für Besucher zugänglich und seit 1951 durch die Krippenstein-Seilbahn erreichbar. Die Gesamtlänge der Eishöhle beträgt 2700 m, wovon 800 m auf einem Rundgang touristisch erschlossen sind. Eine ausführliche Beschreibung der Dachstein-Rieseneishöhle findet sich in TRIMMEL & FORDINAL (1999). Eine Beschreibung der Führungen durch die Dachsteinhöhlen und der Stationen des Karstlehrpfades Obertraun am Hallstättersee findet sich auch in GAMSJÄGER (1998).

Dachstein & Eishöhlen GesmbH & CoKG, Winkl 34, A 4831 Obertraun am Hallstättersee  
Tel.: 06131-531-0, Fax 06131-531-4800, e-mail:  
[info@dachsteinwelterbe.at](mailto:info@dachsteinwelterbe.at), [www.dachsteinwelterbe.at](http://www.dachsteinwelterbe.at)  
Erreichbarkeit: 1. Teilstrecke der Krippensteinseilbahn bis zur Mittelstation Schönbergalm, 15-minütiger Fußmarsch; Führungen von 1. Mai bis 15. Oktober täglich; Dauer: ca. 1 1/4 Stunden.

#### **Dachstein-Mammuthöhle (1368 m)**

Dieses im Mittagskogel südlich von Obertraun gelegene, hochalpine, weit verzweigte Höhlensystem mit großen Höhlenräumen und einer vermessenen Gesamtlänge von 52 km liegt im gebankten Dachsteinkalk. Die Höhle wurde im Zuge des „1. Österreichischen Höhlenkongresses“ im Jahre 1910 entdeckt. Im Zuge einer Führung durchwandert man eine ca. 800 m lange Strecke.

Dachstein & Eishöhlen GesmbH & CoKG, Winkl 34, A 4831 Obertraun am Hallstättersee  
Tel.: 06131-531-0, Fax 06131-531-4800, e-mail:  
[info@dachsteinwelterbe.at](mailto:info@dachsteinwelterbe.at), [www.dachsteinwelterbe.at](http://www.dachsteinwelterbe.at)  
Erreichbarkeit: 1. Teilstrecke der Krippensteinseilbahn bis zur Mittelstation Schönbergalm, 15-minütiger Fußmarsch; Führungen von 1. Mai bis 15. Oktober täglich; Dauer: ca. 1 1/4 Stunden  
Höhrentrekking in Begleitung eines amtlich geprüften Höhlenführers wird ebenfalls angeboten.

#### **Naturerlebnis Familienpark Schönbergalm**

Im Bereich der Mittelstation Schönbergalm der Krippenstein Seilbahn gibt es insgesamt 16 Stationen entlang der Zustiege zur Dachstein-Rieseneishöhle und zur Mammuthöhle. Bei Station 2 findet sich in den „Simony-Hotels“ eine Dauerausstellung zu den Themen Geologie des Dachsteins und Friedrich SIMONY (GRIMS, 1996). Dazu gibt es Wechselausstellungen zu den Themen Naturschutz, Klimawandel und Gletscherrückgang, Höhlenentstehung und Lebensraum Dachstein. Station 4 bietet einen Karstklettergarten, Station 13 eine Präsentation der Wildbach- und Lawinerverbauung und Station 15 Erd- und Zeitgeschichte mit dem Thema Mensch-Tier-Vegetation.

Mehr unter: [www.dachsteinwelterbe.at](http://www.dachsteinwelterbe.at).

#### **Koppenbrüllerhöhle (580 m)**

Diese aktive Wasserhöhle mit einzelnen Tropfsteinbildungen in der Koppenschlucht bei Obertraun liegt im gebankten Dachsteinkalk mit Dolomit-Zwischenlagen. Ihre systematische Erforschung begann im Jahre 1909, ein Jahr später wurden die ersten Stege für Besucher gebaut. Die Besonderheit ist das Tosen des Höhlenbaches während der Schneeschmelze oder bei Hochwasser nach Starkniederschlägen.

Dachstein & Eishöhlen GesmbH & CoKG, Winkl 34, A 4831 Obertraun am Hallstättersee  
Tel.: 06131-531-0, Fax 06131-531-4800, e-mail:  
[info@dachsteinwelterbe.at](mailto:info@dachsteinwelterbe.at), [www.dachsteinwelterbe.at](http://www.dachsteinwelterbe.at)  
Erreichbarkeit: 15 Minuten ab Bahnstation Koppenbrüllerhöhle bzw. Parkplatz „Koppenrast“, Führungen täglich von 1. Mai bis 30. September; Dauer: ca. 1 Stunde.

#### **Themenweg Koppental „Weg durch die Wildnis“**

Diese Teilstrecke des 45 km langen Salzkammerwegs führt vom Bahnhof Bad Aussee durch die Koppenschlucht bis zur Bahnstation Koppenbrüllerhöhle (Parkplatz „Koppenrast“) und wird ab 2011 auch mit dem Rad befahrbar sein. An 11 Stationen werden die einmalige Landschaft, die Kulturgeschichte der Region sowie der aufgrund zahlreicher

Wanderzeit: Mai bis Ende Oktober, im Winter wegen großer Lawinengefahr gesperrt! Höhenunterschied 100 m, vorgeschlagene Wanderroute ca. 9,5 km, Gehzeit ca. 3 Stunden (ohne Höhlenbesuch).

Lawinenabgänge schwierige Eisenbahnbau (alte Trasse, alter Tunnel) dokumentiert. Höhepunkt ist der Besuch der Koppenbrüllerhöhle (siehe oben).

#### **Gassel-Tropfsteinhöhle**

„Die schönste Tropfsteinhöhle der Nördlichen Kalkalpen“ ist u. a. von Ebensee am Traunsee (Parkplatz in Rindbach) aus und über eine ca. 2,5-stündige Wanderung zu errei-

chen. Eine zusammenfassende Dokumentation der Gassel-Tropfsteinhöhle findet sich in KUFFNER (1997).

Öffnungszeiten: Anfang Mai bis Mitte September, an Sa, So und Feiertagen von 8.00–16.00 Uhr. Führungen dauern ca. 50 Minuten (warme Kleidung wird empfohlen!), [www.gasselhoehle.at](http://www.gasselhoehle.at).

## 11.4. (Kultur-)Geologische Lehrpfade

### **Der Traunsee – eine Landschaft entsteht**

An sieben ausgewählten Standorten mit herrlichen Panoramablickern im Bereich der Marktgemeinde Altmünster wurden Schautafeln errichtet, die die Landschaftsentstehung am Traunsee und im Aurachtal mit besonderer Berücksichtigung der Eiszeiten verdeutlichen. Diese besonderen Plätze, die sich auch für Exkursionen hervorragend eignen, befinden sich am Gmundnerberg beim Gasthaus Urzn sowie beim Hagenmann, am Grasberg – Staudach und bei Horn, beim Wildpark Hochkreut und am nahen Faltering sowie am Kalvarienberg in Neukirchen im Aurachtal. Zu den Schautafeln gibt es auch eine Begleitschrift (VAN HUSEN & LEITNER, 1998).

Information: Marktgemeindeamt Altmünster am Traunsee.

### **Gmundner Jahrtausendweg und Pferdeisenbahnweg**

Der Weg verläuft in zwei Routen entlang der würmeiszeitlichen Endmoräne am Traunsee-Nordufer rund um die Stadt Gmunden. An 14 Haltepunkten mit teils schönen Ausichts- und Panoramablickern werden die Entstehung der Landschaft nach der letzten großen Vereisung sowie die Besiedelungsgeschichte der Region erklärt (WEIDINGER, 1999, 2001). Teil I des Weges ist auch mit dem Gmundner Pferdeseisenbahnweg zu kombinieren. Die erste Eisenbahn auf dem europäischen Kontinent wurde in erster Linie für den Salztransport von Gmunden über Linz nach Budweis errichtet (FORSTHUBER 1987).

Information, Plan und Führer: [www.k-hof.at](http://www.k-hof.at).

### **Toteisloch Krottensee in Gmunden**

Das Toteisloch des Krottensees im Stadtgebiet von Gmunden passiert man u. a. auf der Route I des Gmundner Jahrtausendwegs (siehe oben), lohnt aber auch einen separaten Besuch. Die vom Gymnasialprofessor P. PECKARY geschaffenen Schautafeln sowie die von seinen Kollegen W. HUEMER und P. RÄUSCHL verfasste Schrift (HUEMER & RÄUSCHL, 1999) geben einen Einblick in die Entstehung dieses Naturjuwels, seine historische Entwicklung, seine Revitalisierung und ihre Auswirkungen sowie eine Beschreibung der naturkundlichen Besonderheiten. Es werden auch Führungen angeboten.

Mehr dazu unter: [www.gymort.eduhi.at](http://www.gymort.eduhi.at) (Projekte, Langzeitprojekt Krottensee).

### **Naturlehrpfad Katrin bei Bad Ischl**

Die Katrin ist eines der ältesten Naturschutzgebiete Oberösterreichs. Der Naturlehrpfad ist überwiegend als bequemer Bergweg über den Ischler Feuerkogel und den Katringipfel angelegt. Neben einem weiten Panoramablick über Hallstätter See, Traunsee und Wolfgangsee bietet er auf 30, zum Teil mit Pflöcken am Wegrand markierten Stellen sowohl spektakuläre als auch unscheinbare Besonderheiten aus den Themenbereichen Tiere, Pflanzen, Landschaftsentstehung und Erdgeschichte sowie Kulturgeschichte.

Informationen zu den einzelnen Stationen gibt ein bebildeter Wanderführer (KUTZENBERGER & KUTZENBERGER, 1999).

Der Pfad umfasst, jeweils von der Seilbahn-Bergstation ausgehend, zwei Teilbereiche, einen Rundweg über den Feuerkogel (1 Std.) und einen Weg auf den Katrin-Gipfel (0,5 Std.).

Katrin-Seilbahn AG, Kaltenbachstrasse 62, A 4820 Bad Ischl. Telefon: +43 6132-23788 [www.katrinseilbahn.com](http://www.katrinseilbahn.com)

### **Schleifsteinbrüche und Löckernmoos in Gosau**

Seit mindestens 500 Jahren werden am Ressenberg von Gosau die Ressen-Schichten abgebaut und zu Schleifsteinen gehauen und verarbeitet. Erst in jüngster Zeit lebte diese alte Tradition wieder auf. Das Schleifsteinlager ist von einem Hochmoor bedeckt, das sich nach dem Ende der Eiszeit gebildet hat und einen wertvollen Klimadaten-speicher darstellt. Beides kann in Form von zweistündigen, geführten Wanderungen auf einem 3 km langen Rundweg erlebt werden (GAMSJÄGER, 2008, 2009; LOBITZER et al. 2010; MANDL et al., 2008).

In den Sommerferien fährt täglich um 9.30 Uhr ein Shuttlebus (oder Bummelzug) vom Heimat- und Geologiemuseum Paarhof ab; Führungen um 10.30 Uhr ab dem Schleifsteinbruch; Gruppen über 10 Personen und außerhalb der Sommerferien auf Voranmeldung im Tourismusbüro.

### **Familien-Erlebnispark Urzeitwald sowie Heimat- und Geologiemuseum Paarhof in Gosau**

Zur OÖ Landesausstellung 2008 wurde das Heimatmuseum Paarhof im Ortsteil Gosau-Hintertal mit der umfangreichen geologischen Ausstellung „Steinsichten“ bestückt (MANDL et al., 2008). Neben einer Steinhauer- und Steinschleiferhütte nebenan wurde im nahen Wald „Ein spiele-

rischer Parcours durch das Erdaltertum“ angelegt, in dem es auch um viel Geschicklichkeit geht.

Kontakt: Naturerbepark Gosau GesmbH,  
A 4824 Gosau 444  
Tel.: 06136-8295, Fax: Durchwahl -34,  
e-mail: [grill@inneres-salzkammergut.at](mailto:grill@inneres-salzkammergut.at),  
[www.urzeitwald.at](http://www.urzeitwald.at)  
Öffnungszeiten: Mai bis Oktober, täglich 9.00–18.00 Uhr.

### **Gosau-Hintertal-Geo-Rundweg und Gosauer Eiszeit-Themenweg**

Entlang einer 3,7 km langen Wegstrecke, die auch mit dem Heimatmuseum Paarhof und dem Urzeitwald in Verbindung steht, sind im Ortsteil Hintertal von Gosau 12 Schautafeln mit kulturhistorischen und geologischen Themen installiert. Weiters führt vom Vorderen Gosausee über die Ebenalm zum Wildfrauenloch ein mit Schautafeln versehener Weg, der anhand schöner Aufschlüsse neben den Phänomenen der Gletschergeschichte auch den Dachstein-Riffkalk, den Untersberger Marmor, die Ressen-Schichten und Karsterscheinungen thematisiert (LOBITZER & GAMSJÄGER, 2007).

Geo-Wanderwelt Gosau/Dachstein  
Naturführungen: Tel.: 0664-1656535 oder TV-Büro  
06136-8295.

### **Obertrauner Themenweg – Durch Kalk und Karst**

Ausgangspunkt ist die Informationstafel auf dem Obertrauner Gemeindeplatz mit dem Wegeverlauf. 27 weitere Tafeln berichten Wissenswertes entlang des Obertrauner Höhenwanderwegs, wie zum Beispiel: „Die Zähmung der Traun“, denn immer wieder bedrohte der ungestüme Fluss die Häuser und die Bahnlinie. Nach der großen Flutkatastrophe von 1920 kam es zur großzügigen Verbauung, die erst nach 1945 abgeschlossen war.

Leichter, fast immer ebener Weg, Wanderroute ca. 9 km,  
Gehzeit ca. 2,5 Stunden.

### **Karstlehrpfad Obertraun**

Dieser ist entlang eines ca. 8 km langen Rundwegs (Nr. 661, 664 bzw. 662) von der Seilbahnstation Krippenstein über das Plateau zum Heilbronner Kreuz und zur Seilbahnstation Gjaidalm angelegt. An insgesamt 20 Haltestationen lassen sich, erklärt durch einen Führer (GAMSJÄGER, 1998),

Details zu Gesteinsbildung, Verkarstung, Vegetation und historische Almwirtschaft erfahren.

Information: Tourismusbüro A 4831 Obertraun,  
Tel.: 06113-351; e-mail: [tourismus@obertraun.or.at](mailto:tourismus@obertraun.or.at),  
[www.tiscover.com/obertraun](http://www.tiscover.com/obertraun)  
Gehzeit: ca. 3 Stunden.

### **Nature Trail Rundweg Oberfeld und Nature Trail Dachstein**

Der Weg führt von der Gjaidalm (Zustieg von der Seilbahnstation am Krippenstein oder über den Karstlehrpfad, siehe oben) in einem Rundweg (Nr. 654) übers Oberfeld und das Kalkhochplateau (Nr. 650) zur Simonyhütte. Insgesamt 18 Schwerpunkttafeln informieren über Geologie, Karstphänomene, Vegetationsgeschichte und Almwirtschaft.

### **Lehrpfad Hallstätter Gletscher**

An 11 Halte- bzw. Aussichtspunkten zwischen dem Taubenkar, dem Unteren- und dem Oberen Eisseer sowie der Simonyhütte, werden im Vorfeld des Hallstätter Gletschers anhand eines Führers (WEINGARTNER, 2006) u. a. der ca. 9500 Jahre alte „Taubenkar-Gletscherstand“, die 1850er Moräne, Gletscherschliffe, Karstformen, Felsstürze, Pionierpflanzen, Erosion und der rezente Eisrand erklärt. Zustieg von der Seilbahnstation Krippenstein (Nr. 615, 657-Trägerweg oder 650 und Abzweigung ins Taubenkar und weiter).

### **Naturfreunde Nature Trail samt Echerntal und Hallstätter Gletschergarten**

Der Abstieg vom Dachsteinplateau (vom Wiesberghaus über die Wege Nr. 601, 613 bzw. 641) nach Hallstatt hält eine Fülle von geologischen Raritäten parat. Neben einem einmaligen Blick auf die Bergerreißung des Plassen führt der Weg in und durch das eiszeitlich geformte Echern-Trogtal, zur Karstquelle „Waldbachursprung“, der Klamm „Waldbachstrub“, den „Gletschertöpfen“ (WIROBAL, 1992), der Moräne des spätglazialen Echernstandes mit dem Simony-Denkmal und vorbei an markanten Felssturzböcken nach Hallstatt-Lahn (WIROBAL, 2006). Ergänzend zu dieser Thematik empfiehlt sich die Arbeit zur Klimageschichte von Hallstatt, da sich darin auch eine chronologische Auflistung katastrophaler Naturereignisse in diesem Raum befindet (WIROBAL, 1994).

## **11.5. Steingärten und Steinparks**

(s. auch OÖ. AKADEMIE FÜR UMWELT UND NATUR, 2004)

### **Steinerlebnisweg Windhaag/Freistadt**

Neben Kulturhistorischem sind ein Granitschaugarten, der Steinbruch Posthöf, Granit bei der Haus- und Gartengestaltung sowie der eigentliche Steinerlebnisweg einige der geologischen Sehenswürdigkeiten.

Ausgangs- und Endpunkt ist der Marktplatz Windhaag,  
Gehzeit ca. 2,5 St., Länge 10 km, Beschilderung W 3  
Information: Gemeindeamt A 4263 Windhaag bei Freistadt 50  
Tel.: 07943-6111, Fax: 07943-6111-4, e-mail:  
[gemeinde@windhaag-freistadt.ooe.gv.at](mailto:gemeinde@windhaag-freistadt.ooe.gv.at),  
[www.windhaag-freistadt.ooe.gv.at](http://www.windhaag-freistadt.ooe.gv.at).

### **Erlebniswelt Granit in Neuhaus/Plöcking (St. Martin im Mühlkreis)**

Auf einem Natursteinlehrpfad mit 150 Exponaten, in einer Freilichtausstellung und in einem Lehrsteinbruch dreht sich, in der Nähe von St. Martin auf der Böhmisches Masse, alles um das Thema Granit. Es gibt auch Arbeitsblätter sowie zwei Arbeitskoffer zur Gesteinsbestimmung vor Ort für Hauptschulen und für die Unterstufen von Gymnasien.

Info: Mag. Wolfgang STRASSER, Obmann, Kirchenstr. 6, A 4113 St. Martin i.M.  
Tel.: 07232-2227-15, Fax.: 07232-3173.

### **Steinlehrpfad Rechberg**

Dieser Lehrpfad ist Teil eines 7 km langen Naturpark-Rundwanderweges mit einer Sammlung der Gesteine Oberösterreichs (SCHINDLBAUER & HIESMAYR, 1994), auffälligen Gesteinsformen wie der Wollsackverwitterung, Naturdenkmälern und Ausstellungen im Freilichtmuseum Großdöllnerhof.

Info: Tourismusverband A 4324 Rechberg 130  
Tel.: 07264-4655-18, Fax.: Durchwahl 4,  
e-mail: [tourismusverband@rechberg.at](mailto:tourismusverband@rechberg.at)  
bzw. Naturpark Mühlviertel e.V. A 4324 Rechberg 9  
Tel.: 07264-4655-25, Fax.: Durchwahl 4,  
e-mail: [derntl@naturpark-muehlviertel.at](mailto:derntl@naturpark-muehlviertel.at),  
home: [www.naturpark-muehlviertel.at](http://www.naturpark-muehlviertel.at).

### **Wald- und Naturlehrpfad Stampflweg (St. Roman)**

Hier sind 14 Schautafeln zum geologischen Aufbau des Sauwaldgebietes auf einer Länge von 400 m aufgestellt.

Info: Kons. Johann WALLNER, A 4793 St. Roman  
Tel.: 07716-6332.

### **Steinpark Sattledt**

Der Park gibt mit seinen frei aufgestellten Großexponaten einen umfassenden Überblick über die Gesteine Oberösterreichs und untergliedert sich in Kristalline-, Alpine-, Molasse-, Eiszeitliche- und Nutzbare-Gesteine sowie „Pffiffige-Steine“ für die Jüngsten (HÄUPL et al., 2009). Zudem werden eine Reihe von Großexponaten aus der Erdöl- und Erdgasproduktion präsentiert.

Zu erreichen über die A1 und B122, ganzjährig geöffnet.

### **Oberösterreichischer Steingarten in Vorchdorf**

Im Bereich der Volks- und Hauptschule im Ortszentrum von Vorchdorf finden sich auf fünf Arealen (Plutonite, Metamorphite, Tertiär, Quartär, Kalkalpen/Flysch) insgesamt 53 Gesteinsgroßexponate aus Oberösterreich; dazu gibt es eine Broschüre mit ergänzenden Erklärungen (KOHL & KELLERMAYR, 2003).

Zu erreichen über die A1 (Abfahrt Vorchdorf) oder mit der Bahnlinie von Gmunden-Seebahnhof nach Vorchdorf.

### **Wald- und Wildbachlehrpfad in Steinbach am Attersee**

Ausführliche Informationen werden auf 21 Tafeln samt einer Begleitbroschüre vermittelt.

Info: Gemeindeamt A 4853 Steinbach am Attersee 4  
Tel.: 07663-255-12; Fax Durchwahl 21;  
e-mail: [gemeinde@steinbach-attersee.ooe.gv.at](mailto:gemeinde@steinbach-attersee.ooe.gv.at).

### **Geologischer Lehrpfad Pyhrn-Priel („Steinschau“) im Naturpark Windischgarsten**

Führung durch die geologische Geschichte des Windischgarstner Raumes mit Hilfe von zwei Schautafeln und 50 Gesteinsgroßexponaten (PREY, 1974).

Info: Tourismusbüro Windischgarstner Tal,  
Hauptstraße 28, A 4580 Windischgarsten  
Tel.: 07562-5266 oder -8440; Fax.: 07562-7101; oder  
Herr STANZL (07562-5397).

### **„Millionenweg“ Windischgarsten**

Dieser Rundwanderweg führt vom Ortszentrum von Windischgarsten vorbei am Heimatmuseum (Volkskunst, Brauchtum, Römerfunde, Altes Handwerk), durch den Naturpark (Steinschau; siehe oben), und entlang des Dambaches zum Wasserfall im Fraitgraben. Er ist mit 26 Emailltafeln an bestimmten Stationen versehen, die einen Bogen über die Entwicklung der Erde und der Pyhrn-Eisenwurzen-Region geben. Auch das Sammeln von Gosau-Fossilien ist möglich. Eine Verlängerung führt über den Proviantweg zu den Almen am Hengstpass.

Info: Tourismusbüro Windischgarstner Tal,  
Hauptstraße 28, A 4580 Windischgarsten.  
Tel.: 07562-5266 oder -8440; Fax.: 07562-7101  
oder Infobüro A 4573 Hinterstoder, Tel.: 07564-5263,  
e-mail: [hinterstoder@pyhrn-priel.net](mailto:hinterstoder@pyhrn-priel.net).  
(Gehzeit der Gesamtroute ca. 3 Stunden; Rückfahrmöglichkeit per Wandertaxi).

### **Panoramaturm Wurbauerkogel**

Darin befindet sich die Ausstellung „Faszination Fels“, die Einblicke in diesen faszinierenden Lebensraum gibt sowie das „Felsenkino“ mit einem Kurzfilm über die atemberaubende Bergwelt des Nationalparks Kalkalpen. Bei guter Fernsicht sind 21 Gipfel der umliegenden 2000er zu sehen!

Dambach 152, A 4580 Windischgarsten  
Tel.: 07562-20046, e-mail: [panoramaturm@kalkalpen.at](mailto:panoramaturm@kalkalpen.at),  
[www.kalkalpen.at](http://www.kalkalpen.at)  
Öffnungszeiten: 1. Mai bis 31. Oktober 10.00–17.00 Uhr,  
Winteröffnungszeiten unter [www.kalkalpen.at](http://www.kalkalpen.at).

### **Geologiepark „Modell des Ennstales“ in Enns**

In einer schönen Parkanlage unterhalb der Enns Altstadt und nahe der Enns geht man entlang eines Weges, der dem gesamten Verlauf der Enns nachempfunden wurde, sozusagen „im Kleinformat“ durch die geologischen Zonen dieses Flusses. Die Geologie ist mit großen Gesteins-exponaten dokumentiert, Schau- und Texttafel zur Erklärung finden sich am Eingang.



## 11.6. Geologische Naturdenkmale

Es gibt zahlreiche geologische Naturdenkmale in Oberösterreich, die von Granitformationen, über Vorkommen von besonderen Sedimentgesteinen, bis hin zu Verwitterungsstrukturen und Karstquellen reichen (MÜLLEDER & KAPL, 1989). Da dieses Thema in Kapitel 12 ausführlich behandelt wird, sei hier nur ein Naturdenkmal von internationaler Bedeutung hervorgehoben: die Typlokalität der regionalen, chronostratigraphischen Stufe des Ottnangiums (siehe Stratigraphische Tabelle auf der Innenseite des Umschlages und

Kap. 4.5.2.), die sich unweit der S-Kurve an der Straße zwischen Wolfsegg und Ottnang am Hausruck befindet (REITER, 1989).

Die ehemalige Schliergrube, in der Schaukästen zum Thema Ottnangium aufgestellt sind, ist abgezaunt, wird aber von Peter POHN (Wolfsegg, Tel. 07676 7154) betreut und kann nach Voranmeldung besichtigt werden (siehe auch Weblink: Ottnangien – [www.oenj.at/naturschutz/grundstuecke/ottnangien/](http://www.oenj.at/naturschutz/grundstuecke/ottnangien/))

Dank: Die Autoren bedanken sich bei Dr. Harald LOBITZER und Mag. Erich REITER für die Durchsicht des Manuskripts sowie Anmerkungen und Ergänzungen.



## 12. Naturdenkmale und Geotope in Oberösterreich

TH. HOFMANN & S. KAPL

Mit dem Leopold-von-Buch-Denkmal östlich der Ortschaft Pechgraben in der Gemeinde Großraming nimmt das Bundesland Oberösterreich, national wie auch international eine Schlüsselposition ein. Die Idee zu dieser Gedenkstätte stammt vom Linzer Kustos am Landesmuseum F. Carl EHRlich (1808 in Wels – 1886 in Linz), er beantragte in der Versammlung der deutschen Naturforscher und Ärzte am 20. September 1856 diese Felsgruppe aus Subventionsgeldern zu kaufen und mit einer Inschrift den verstorbenen Geologen Leopold von Buch (1774–1853) zu würdigen (REITER, 2006). Damit wurde schon um die Mitte des 19. Jahrhunderts, lange bevor es Naturschutz im heutigen Sinne gab, ein Stück Natur vor eventuell drohender Zerstörung freigekauft.

Gesetzlicher Naturschutz fällt in Österreich in die Kompetenz der Bundesländer. Die ersten Naturschutzgesetze, die Objekte der „belebten“ (Bäume, ...) wie auch der „unbelebten“ Natur (Felsbildungen, ...) wurden in den 1920er Jahren geschaffen; das Naturschutzgesetz des Landes Oberösterreich datiert aus dem Jahr 1927. Gustav GÖTZINGER (1935c und 1942) widmete sich oberösterreichischen Naturdenkmälern aus Sicht des Quartärgeologen. Umfassende Beschreibungen der Naturdenkmale in Oberösterreich liegen von MAYER (1979) bzw. von MÜLLEDER & KAPL (1989) vor.

Im Gegensatz zu den anderen Bundesländern liegt in Oberösterreich die Ansprechstelle für Naturdenkmale direkt beim Amt der oberösterreichischen Landesregierung, Direktion für Landesplanung, wirtschaftliche und ländliche Entwicklung, Abteilung Naturschutz. Die Abteilung Naturschutz führt eine Liste mit fortlaufenden Nummern aller Naturdenkmale; in periodischen Abständen erfolgt deren Publikation im Rahmen des „Oberösterreichischen Naturschutzberichtes“ (MÜLLEDER & KAPL, 1991; KAPL & BRANDS, 2002; KAPL, 2007), der nächste Bericht ist für 2012 vorgesehen. Seit dem Jahre 2010 sind die oberösterreichischen Naturdenkmale auch digital in der NATURSCHUTZDATENBANK (NDB) in der Landeshomepage abrufbar.

Eine bundesweite Erfassung geologischer Naturdenkmale erfolgt seit 1995 an der Geologischen Bundesanstalt, wobei der Ausgangspunkt das Projekt GAIA's Sterne war (KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1995; HOFMANN, 2000). Seither ist die Ausweisung geologischer Naturdenkmale fixer Bestandteil auf geologischen Karten der GBA (ÖK 16 Freistadt: SCHUBERT et al., 2010; ÖK 33 Steyregg: BRÜGGEMANN & FINGER, 2002; ÖK 47 Ried im Innkreis: RUPP, 2008a) samt dazugehöriger Erläuterungen (z. B.: Erläuterungen ÖK 66 Gmunden: EGGER, 1996).

Für das Bundesland Niederösterreich liegt unter dem Titel „Geotope in Niederösterreich – Schlüsselstellen der Erdgeschichte“ eine monographische Darstellung der Naturdenkmale vor (HOFMANN, 2003), wie auch Geotope (= Naturdenkmale) Bestandteil der „Geologie von Niederösterreich“ (WESSELY, 2006) sind. Für Oberösterreich liegt durch SCHINDLBAUER & KAPL (2006) eine ähnliche Publikation vor. Zunehmend wird der Wert von Naturdenkmälern auch für den (Geo)tourismus erkannt; beispielhaft sind hier die Schauhöhlen im Bereich des Dachsteins zu nennen.

Das Wort „Geotop“ erinnert an das sprachverwandte „Biotop“. Im Sinne von POTT (1996) werden Biotope wie folgt definiert:

*„Lebensraum einer Lebensgemeinschaft (Biozönose) im Sinne einer regelmäßig wiederkehrenden Lebensgemeinschaft von bestimmter Mindestgröße und einheitlicher, gegen die Umgebung abgrenzbarer Beschaffenheit.“*

Beim Geotop handelt es sich – in Analogie zum Biotop – um einen Ort (griech.: topos), an dem nicht die belebte Natur (griech.: bios), sondern Entwicklung, Aufbau und Eigenschaften der Erde (griech.: gä) besondere Bedeutung haben. Geotope sind somit an bestimmte Orte gebunden. Aus dieser Begriffsbestimmung ergibt sich folgende, heute allgemein anerkannte Definition (LOOK, 1996):

*„Geotope sind erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde oder des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien, sowie einzelne Naturschöpfungen und natürliche Landschaftsteile. Schutzwürdig sind diejenigen Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Für Wissenschaft, Forschung und Lehre, sowie für Natur- und Heimatkunde sind sie Dokumente von besonderem Wert. Sie können insbesondere dann, wenn sie gefährdet sind und vergleichbare Geotope zum Ausgleich nicht zur Verfügung stehen, eines rechtlichen Schutzes bedürfen.“*

Aus dieser Betrachtungsweise wäre die Natur ein getrenntes Nebeneinander zwischen Geo- und Biosphäre, mit anderen Worten eine Entweder-oder-Situation. Vielmehr stellt sich die Natur als ständig interaktives Wechselspiel mit einer unübersehbaren Menge an gegenseitigen Einflüssen zwischen der „unbelebten“ und der „belebten“ Natur dar. So muss im Sinne einer ganzheitlichen Betrachtungsweise vielmehr von einem Sowohl-als-auch gesprochen werden. Um diesen Aspekten auch bei den Definitionen von „Geotop“ und „Biotop“ gerecht zu werden, wurde eine Erweiterung der Begriffe vorgenommen (HOFMANN, 1997, 1998, 2000). Dabei ist vorzuschicken, dass derartige Definitionen nicht auf theoretischen Überlegungen, sondern vielmehr auf Beobachtungen in der Natur beruhen, die jederzeit an unzähligen Stellen von jedem leicht nachvollzogen werden können.

So finden sich landesweit viele, z. T. nicht mehr in Betrieb befindliche Kies- oder Tongruben (Geotope), die – sofern sie nicht verfüllt werden – sich mehr oder minder rasch mit Wasser füllen. Meist dauert es dann auch nicht lange, bis sich rund um das Wasser eine typische Ufervegetation gebildet hat. Auch im Wasser selbst sind früher oder später Amphibien oder Fische zu finden, die den (neu geschaffenen) Lebensraum rasch besiedeln (Biotope). Mit anderen Worten; es kann hier von einem geogen bedingten Biotop gesprochen werden, das am besten als „Geobiotop“ bezeichnet wird. Dadurch soll zum Ausdruck kommen, dass nur aufgrund spezieller geologischer oder geomorphologischer Gegebenheiten ein Biotop entstehen kann; als Definition wurde folgender Wortlaut gewählt (HOFMANN, 1997,

2000), der bei zahlreichen internationalen Tagungen auf Expertenbasis diskutiert und für gut geheißen wurde, so dass er heute als wissenschaftlich anerkannt gelten kann:

*„Geobiotope sind Biotope, die auch die Charakteristika von Geotopen aufweisen. Sie entstehen aus künstlichen oder natürlichen Geotopen, die die Grundlage für die Entstehung von Biotopen bilden. In charakteristischer Weise sind bei Geobiotopen die Charakteristika der belebten und der unbelebten Natur und insbesondere deren Wechselwirkungen vorhanden.“*

Ein Beispiel innerhalb der Oberösterreichischen Naturdenkmale ist der „Krottensee in Gmunden“ (OÖ-151), ein glazial bedingtes Toteisloch (MORTON, 1965, 1969).

Bei einem „Biogeotop“, das sich aus der Umkehr der Anwendung der Begriffe ergibt, liegt ein fossiles Biotop vor (HOFMANN, 1997, 1998, 2000):

*„Biogeotope sind Geotope, die ehemals in geologischer Vorzeit Biotope waren.“*

Ein Beispiel wäre das „Otnangien in der Gemeinde Wolfsegg“ (OÖ-397), dabei handelt es sich um die Typuslokalität des Otnangiums (REITER, 1989), eines fossilreichen Schlieraufschlusses, der Einblicke auf das einstige marine Ablagerungsmilieu (Biotop) erlaubt (siehe auch Kap. 11.6.).

Folgt man der oben genannten Geotop-Definition, so impliziert der Satz: „Schutzwürdig sind diejenigen Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Für

Wissenschaft, Forschung und Lehre, sowie für Natur- und Heimatkunde sind sie Dokumente von besonderem Wert“, dass auch Exkursionspunkte zum einen als Geotope anzusprechen sind und zum anderen auch „schutzwürdig“ sein können. Einen ersten Überblick bietet die Website der Geologischen Bundesanstalt, wo unter „GBA-Online“ und Menüpunkt „GEO-Exkursionen“ zahlreiche Exkursionspunkte dargestellt werden.

Insgesamt sind in Oberösterreich 114 erdwissenschaftlich bedeutende Objekte im weiteren Sinn als Naturdenkmale geschützt (Tab. 4); auffallend ist der hohe Anteil an Höhlen, der in der jüngeren Vergangenheit geschützt wurde. Dies ist darauf zurückzuführen, dass in der Novelle des Natur- und Landschaftsschutzgesetzes 2001 alle Naturhöhlen auch als Naturdenkmale übernommen wurden.

Wissenschaftlich interessante Exkursionspunkte, die nur in den seltensten Fällen geschützt sind, wären ebenfalls als Geotope anzusprechen. Beispiele dafür finden sich in den Erläuterungen zu Geologischen Karten, in den Publikationen der Arbeitstagungen der Geologischen Bundesanstalt (z. B.: EGGER & RUPP, 2007) bzw. in diversen geologischen Fachtagungen (z. B.: EGGER et al., 1996).

Ein Spezifikum in Oberösterreich sind die sogenannten „Pechölsteine“, die als Naturdenkmal geschützt sind. Eigentlich wären sie als Kulturdenkmal anzusprechen, da sie in keiner Weise naturbelassen sind, sondern für Zwecke der Pechgewinnung aus Kieferästen speziell behauen wurden.

NUMMER	NAME	GEMEINDE	KG
OÖ-026	Gipfelblock und Z'klobener Stein in Wilhering	WILHERING	Wilhering
OÖ-054	Harnischwand in St. Lorenz	SANKT LORENZ	St. Lorenz
OÖ-074	Marienstein in Grein	GREIN	Panholz
OÖ-083	Quarzitkonglomerat am Pitzenberg	RAINBACH IM INNKREIS	Grünberg
OÖ-092	Konglomeratwand an der Steyr	KLAUS AN DER PYHRNBahn	Klaus
OÖ-093	Dr. Gruber-Stein	STEYREGG	Lachstadt
OÖ-100	Leopold von Buch-Denkmal	GROSSRAMING	Neustiftgraben
OÖ-103	Pießling-Ursprung	ROSSLEITHEN	Rosslleithen
OÖ-117	Kessel, Riesenkarstquelle in Hallstatt	HALLSTATT	Hallstatt
OÖ-118	Hirschbrunn (Riesenkarstquelle) in Hallstatt	HALLSTATT	Hallstatt
OÖ-119	Konglomeratstein Mehrnbacher Vierziger	MEHRNBACH	Renetsham
OÖ-124	Steinfels in Sarleinsbach	SARLEINSBACH	Sarleinsbach
OÖ-129	Siebensesselstein	SARLEINSBACH	Sarleinsbach
OÖ-146	Zimmerbauerteich in Altmünster	ALTMÜNSTER	Ort-Altminster
OÖ-151	Krottensee	GMUNDEN	Traundorf
OÖ-156	Pilzstein in Silberhartsschlag	BAD LEONFELDEN	Weigetschlag
OÖ-181	Dr. Vogelgesangklamm	SPITAL AM PYHRN	Spital am Pyhrn
OÖ-184	Hexenstein oder Einsiedlerstein	BAD ISCHL	Reiterndorf
OÖ-185	Kaltenbachtteich	BAD ISCHL	Kaltenbach
OÖ-194	Rindbachfälle in Ebensee	EBENSEE	Ebensee
OÖ-197	Pechölstein in Hundsdorf	GUTAU	Hundsdorf
OÖ-198	Schwingender Stein in Handberg	WALDHAUSEN IM STRUDENGAU	Waldhausen
OÖ-199	Bücherständer in Mönchdorf	KÖNIGSWIESEN	Mönchdorf
OÖ-202	Predigtstuhl in Gloxwald	WALDHAUSEN IM STRUDENGAU	Waldhausen

NUMMER	NAME	GEMEINDE	KG
OÖ-207	Rosnerstein in Hundsdorf	GUTAU	Hundsdorf
OÖ-208	Pechölstein in St. Thomas a. Blasenstein	SANKT THOMAS AM BLASENSTEIN	St. Thomas am Blasenstein
OÖ-209	Einsiedlermauer in Riedersdorf	PABNEUKIRCHEN	Riedersdorf
OÖ-211	Gletscherschliff in Rindbach	EBENSEE	Ebensee
OÖ-212	Falkenstein	ALLERHEILIGEN IM MÜHLKREIS	Lebing
OÖ-214	Hussenstein	SANKT OSWALD BEI FREISTADT	Wippl
OÖ-224	Taborteich	ENNS	Enns
OÖ-230	Jungfraustein	NATTERNBACH	Natternbach
OÖ-231	Hirtstein	SCHENKENFELDEN	Schenkenfelden
OÖ-232	Martinstein	LEOPOLDSCHLAG	Leopoldschlag
OÖ-234	Pechölstein	RECHBERG	Rechberg
OÖ-239	Pechölstein beim Rauchschnabelanwesen in Aglasberg	UNTERWEISSENBACH	Unterweissenbach
OÖ-240	Wackelstein bei List	KÖNIGSWIESEN	Mötlas
OÖ-241	Pechölstein beim Stoaninger in Schattau	UNTERWEISSENBACH	Unterweissenbach
OÖ-247	Pechölstein beim Bernederanwesen in Aglasberg	UNTERWEISSENBACH	Unterweissenbach
OÖ-248	Pechölstein in der Gemeinde Schönau im Mühlkreis	SCHÖNAU IM MÜHLKREIS	Kaining
OÖ-249	Pechölstein in der KG. Schönau	SCHÖNAU IM MÜHLKREIS	Schönau im Mühlkreis
OÖ-251	Felsformation in der Gemeinde Rechberg	RECHBERG	Rechberg
OÖ-268	Teufelskirche im vorderen Rettenbachtal	SANKT PANKRAZ	St. Pankraz
OÖ-272	Leostein	KLAM	Klam
OÖ-274	Schwammerling in der Gemeinde Rechberg	RECHBERG	Rechberg
OÖ-283	Rebensteinermauern	GARSTEN	Mühlbach
OÖ-284	Bärenstein	ULRICHSBERG	Schindlau
OÖ-289	Pilsenfels in der Gemeinde Ternberg	TERNBERG	Ternberg
OÖ-313	Steinbruch Wolfgangstein in Kremsmünster	KREMSMÜNSTER	Wolfgangstein
OÖ-333	Sauzähne in Laussa	LAUSSA	Laussa
OÖ-334	Thalsteinmauer in Laussa	LAUSSA	Laussa
OÖ-335	Prücklerstein in Laussa	LAUSSA	Laussa
OÖ-336	Gstoanat in St. Florian am Inn	SANKT FLORIAN AM INN	Unterteufenbach
OÖ-337	Langensteinermauer in Laussa	LAUSSA	Laussa
OÖ-347	Einsiedlerhöhle	WALDHAUSEN IM STRUDENGAU	Waldhausen
OÖ-353	Eibenmischwald am Johannisberg	TRAUNKIRCHEN	Traunkirchen
OÖ-379	Altarm der Pram in Leonprechting	TAUFKIRCHEN AN DER PRAM	Taufkirchen an der Pram
OÖ-391	Biotop im Steinbruch Weingraben	SANKT GEORGEN AN DER GUSEN	St. Georgen an der Gusen
OÖ-393	Zigeunermauer in St. Thomas am Blasenstein	SANKT THOMAS AM BLASENSTEIN	St. Thomas am Blasenstein
OÖ-394	Pechölstein in Großmaseldorf	SANKT THOMAS AM BLASENSTEIN	St. Thomas am Blasenstein
OÖ-395	Einsiedlerstein in St. Thomas am Blasenstein	SANKT THOMAS AM BLASENSTEIN	St. Thomas am Blasenstein
OÖ-396	Kataraktbereich des Laussabaches im Mündungsgebiet zur Enns	WEYER LAND	Laussa
OÖ-397	Ottngangen in der Gemeinde Wolfsegg	OTTNANG AM HAUSRUCK	Puchheim
OÖ-413	Fallerbach in Ternberg	TERNBERG	Bäckengraben
OÖ-423	Pammerhöhle in Rechberg	RECHBERG	Rechberg
OÖ-471	Lederer Haufen in Mitterkirchen	MITTERKIRCHEN IM MACHLAND	Mitterkirchen
OÖ-478	Eizendorfer Haufen in Saxen	SAXEN	Saxen
OÖ-486	Felsblock aus Flyschsandstein in Gmunden	GMUNDEN	Gmunden
OÖ-539	Niederterrassenböschung in Traun	TRAUN	Traun
OÖ-544	Ahörndl-Moor in der Gemeinde Kopfing	KOPFING IM INNKREIS	Neukirchendorf
OÖ-549	Sierninger Leiten	SIERNING	Neuzeug
OÖ-557	Pulvermühlbach	LINZ	Katzbach

NUMMER	NAME	GEMEINDE	KG
OÖ-566	Schustergraben	LANGENSTEIN	Langenstein
OÖ-567	Rinnende Mauer	MOLLN	Außerbreitenau
OÖ-568	Elefantenstein	RECHBERG	Rechberg
OÖ-569	Fuchsmauern	RECHBERG	Rechberg
OÖ-570	Pechölstein	RECHBERG	Rechberg
OÖ-577	Tuffquellen	BAD WIMSBACH-NEYDHARTING	Kösslwang
OÖ-597	Dachsteinrieseneishöhle / Schauhöhle	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-598	Rettenbachhöhle / zeitw. Aktive Wasserhöhle	ROSSLEITHEN	Rading
OÖ-599	Gasseltropfsteinhöhle / Naturhöhle	EBENSEE	Ebensee
OÖ-600	Hirlatzhöhle / Naturhöhle	HALLSTATT	Hallstatt, Obertraun
OÖ-601	Gasselniederhöhle	GMUNDEN	Traunstein
OÖ-602	Hochleckengroßhöhle	ALTMÜNSTER	Neukirchen
OÖ-603	Mörkhöhle	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-604	Oedlhöhle	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-605	Rötelseehöhle	GMUNDEN	Traunstein
OÖ-606	Schichtfugenhöhle	WEYER LAND	Kleinreifling
OÖ-607	Schönbergalpe	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-608	Schwarzbach (Karsterscheinungen)	HINTERSTODER	Hinterstoder
OÖ-609	Teufelsloch	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-610	Koppenbrüllerhöhle / Schauhöhle	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-611	Mortonhöhle	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-612	Tropfsteinhöhle / Naturhöhle i.d. Arzmäuern	WEYER LAND	Kleinreifling
OÖ-613	Klausenbachhöhle	SANKT LORENZ	St. Lorenz
OÖ-614	Dachstein - Mammuthöhle / Schauhöhle	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-615	Karlgrabenhöhle	HALLSTATT	Hallstatt
OÖ-616	Mittagskogelhöhle	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-617	Lettenmayerhöhle / Diluviale Uferhöhle	KREMSMÜNSTER	Kirchberg
OÖ-618	Eislueg / Eishöhle	HINTERSTODER	Hinterstoder
OÖ-619	Tropfsteinhöhle im hangenden Kogel	EBENSEE	Ebensee
OÖ-620	Kreidelucke	HINTERSTODER	Hinterstoder
OÖ-621	Kirchschlagerloch / Schichtgrenzhöhle	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-622	Östliche Almborg-Eishöhle	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-623	Westliche Almborg-Eishöhle	OBERTRAUN	Obertraun
OÖ-624	Obere Brandgrabenhöhle	HALLSTATT	Hallstatt
OÖ-625	Gamssulzenhöhle	SPITAL AM PYHRN	Gleinkerau
OÖ-626	Steyregger Höhle	STEYREGG	Steyregg
OÖ-627	Knochenhöhle in Ramesch	SPITAL AM PYHRN	Spital am Pyhrn
OÖ-641	Kalktuffquelle	WEISSKIRCHEN / ATTERGAU	Weißkirchen im Attergau
OÖ-642	Sandsteinsphären	ADLWANG	Emsenhub
OÖ-646	Klarahöhle	ROSSLEITHEN	Rossleithen
OÖ-654	Heidenstein, Granitgruppe in Eibenstein	RAINBACH IM MÜHLKREIS	Summerau
OÖ-657	Langwandhöhle	BAD ISCHL	Rettenbach

Tab. 4:  
Naturdenkmale in Oberösterreich

## 13. Errata

Bei der Erstellung eines dermaßen komplexen Kartenwerks, wie es die vorliegende Geologische Karte von Oberösterreich 1 : 200.000 darstellt, können Fehler kaum ausgeschlossen werden. Folgende Irrtümer sind im Zuge der Erstellung der Erläuterungen aufgefallen:

### Moldanubikum:

#### **227, 226 Mylonitische Gesteine entlang von Störungszonen entsprechend ihrer Streichrichtung**

*Stark deformierte Paragneise, Migmatite und Granite; mitunter feinkörnige Granite und Aplite als diskordante Gänge*  
Die Wiederholung „ / Stark deformierte Paragneise, Migmatite und Granite“ in der Kartenlegende ist ein Druckfehler.

### Grauwackenzone:

#### **165 Triebensteinkalk, Steilbachgraben-Formation; Unterkarbon**

*Kalk-, Dolomitmarmor, Spatmagnetit*

In der Kartenlegende wird statt Steilbachgraben-Formation fälschlicherweise der Begriff Steinbergkalk verwendet

#### **164 Sunk-Formation und Äquivalente; Oberkarbon**

*Schiefer, z. T. graphitisch, Metakonglomerat*

Die Kartenlegende gibt als Altersangabe fälschlicherweise Unterkarbon an.

#### **156 Polsterquarzit, „Übergangsporphyroid“; Oberordovizium**

*Hellgraue Quarzite, dickbankig, Porphyroid, Karbonateinschlüssen*

Von den vier Vorkommen wurde das NW des Polstergipfels gelegene Vorkommen fälschlicherweise als Metabasit (**154**, hellgrün) ausgewiesen.

#### **155 Orthocerenkalk, Eisenkalk, Cystoideenkalk; Ordovizium – Silur**

*Bunte Echinodermentkalke, Flaserkalke, Bankkalke, Kalkschiefer*

Ein kleines, aber bedeutendes Vorkommen von Cystoideenkalk am Kamm der Rotschütt wurde in der Karte irrtümlich als **144** Werfener Schiefer eingetragen.

### Nördliche Kalkalpen:

#### **148 Prebichl-Formation, Gröden-Formation, terrestrisch-fluviatil; Perm**

Die in der Karte verwendete Schreibweise Prebichl-Formation ist veraltet. Gemäß der Stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) wird hier die neue Schreibweise Präbichl-Formation verwendet.

#### **92 Spitzenbach-Formation und Äquivalente; Höheres Unter-Campanium – Unteres Ober-Campanium**

In der Kartenlegende ist der Altersumfang irrtümlich mit Oberes Santonium – Campanium angegeben.

### Molassezone:

#### **81 St. Marein-Freischling-Formation, limnisch-fluviatil; Oligozän – Untermiozän**

In der Kartenlegende ist nur **Oligozän** angeführt.

#### **80 Sedimente von Freistadt – Kefermarkt, limnisch-fluviatil; Oligozän**

*Ton, sandig; Sand, Kies*

In der Kartenlegende fälschlicherweise wurde nur „Ton, sandig“ angeführt.

#### **75 Sedimente des Unteren Egerium in Bayern: Chatt-Tonmergel u. a., S Chiemsee und WSW Rosenheim auch Bausteinschichten und Cyrenenschichten**

Die in der Kartenlegende verwendete Anfügung „in Österr.: Untere Puchkirchen-Gruppe, S Vorchdorf, marin, brackisch“ ist falsch. Das Vorkommen von Sedimenten der Puchkirchen-Formation ist in der Ausscheidung **76 Älterer Schlier, am Alpennordrand Puchkirchen-Gruppe** inkludiert (siehe dort).

#### **66 Robulus-Schlier, marin; Unteres Ottnangium**

Das Robulusschlier-Polygon NE Ebelsberg ist zum Älteren Schlier (Nr. **76**) zu zählen (SCHADLER, 1964).

#### **62 Enzenkirchener Sande, marin; Unteres Ottnangium – Mittleres Ottnangium**

Die Enzenkirchener Sande (Nr. **62**) in der Matzinger Bucht (N von St. Willibald) müssen zur Plesching-Formation (Nr. **67**) gezählt werden (FAUPL & ROETZEL, 1990).

#### **44 Kobernaußerwald-Schotter, fluviatil-limnisch; Pannonium**

Die Kobernaußerwald-Schotter (Nr. **44**) entlang der Salzach und bei Höring wurden ursprünglich als „Kohleführende Süßwasserschichten i. A.“ ausgeschieden. Diese Polygone sind den Trimmelkammer und Radegunder Schichten zuzuordnen (ABERER, 1958).

### Quartär bis oberstes Neogen:

#### **38 Schotter von Rittsteig, Haarschedl und Königsdobl**

Die Ortsangabe Königstobl auf der Karte ist ein Druckfehler.





## 14. Literatur und Weblinks

- ABART, R. & MARTINELLI, W. (1991): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins (Steiermark/Österreich). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **37**, 1–14, Wien.
- ABEL, O. (1905): Bericht über die Fortsetzung der kartographischen Aufnahme der Tertiär- und Quartärbildungen am Außensaume der Alpen zwischen der Ybbs und der Traun. – Verh. Geol. B.-A., **1905/16**, 353–360, Wien.
- ABEL, O. (1920): Lehrbuch der Paläozoologie. – 500 S., Jena (Gustav Fischer).
- ABELE, G. (1969): Der Bergsturz im Almtal im Toten Gebirge. – Mitt. 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, Wien.
- AL HASANI, N. & MOSTLER, H. (1969): Zur Geologie der Spießnägel südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Veröff. Univ. Innsbruck, **9**, Alpenkd. Stud., **5**, 5–26, Innsbruck.
- AMPFERER, O. (1927): Über den Westrand der Berchtesgadener Decke. – Jb. Geol. B.-A., **77**, 205–232, Wien.
- AMPFERER, O. (1933): Admont und Hieflau (Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000 Bl. 4953). – Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1936): Höttinger Breccie und Hafelekar. – In: GÖTZINGER, G. (Red.): Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich 1. Teil (III. INQUA-Konferenz). – 56–66, Geol. B.-A., Wien.
- AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG (1981): A 10 Tauern Autobahn Salzburg – Hütttau. – Baudokumentation der Abt. 6, **7**, 40 S., Salzburg.
- AMT DER SALZBURGER LANDESREGIERUNG (1994): B 156 Lamprechtshausener Straße, Bauvorhaben Umfahrung Oberndorf. – Baudokumentation der Abt. 6, **27**, 24 S., Salzburg.
- ANGERER, L. (1909): Die Kremsmünsterer Weiße Nagelfluh und der ältere Deckenschotter. – Jb. Geol. R.-A., **59**, 23–28, Wien.
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., HEINZ, H., MEURERS, B., SEIBERL, W., ADÁM, A. & SMYTHE, D. (1997): Geophysical Investigations in the Southern Bohemian Massif. – Jb. Geol. B.-A., **140**, 9–28, Wien.
- ARNBERGER, K. (2006): Detachment folding above the Permian Haselgebirge: Palinspastic reconstruction of Alpine west-directed thrusting (Plassen, Hallstatt, Upper Austria). – Dipl.-Arb. Univ. Wien, 100 S., Wien.
- ARNDT, R. (1993): Drei-dimensionale Interpretation und Visualisierung von Potentialfeldern – Fallstudien aus dem Ostalpenraum. – Unveröff. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, VIII+141 S., Wien.
- ARNDT, R. & MAYR, M. (2003): Salzsuche im oberösterreichischen Salzkammergut – In: Beiträge zur Geologie des Salzkammergutes: Begleitband zur Tagung Erde – Mensch – Kultur – Umwelt, 28.–31. August 2003. – 289–296, Gmunden.
- BABUREK, J., PELC, C., OTT, W.-D. & UNGER, H.J. (1999): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, CC 7142 Deggendorf. – Bundesanstalt f. Geowissenschaften u. Rohstoffe (BGR), Hannover.
- BACHL-HOFMANN, CH. (1999): Die Geologische Reichsanstalt von 1849 bis zum Ende des Ersten Weltkriegs. – In: BACHL-HOFMANN, CH., CERNAJSEK, T., HOFMANN, TH. & SCHEDL, A. (Red.): Die Geologische Bundesanstalt in Wien. – 55–77, Geol. B.-A., Wien.
- BAMMER, O. (1984): Massenbewegungen im Raum Bad Goisern, Oberösterreich. – Interpraevent 1984, Villach, **3**, 167–180.
- BARTAK, D. (1988): Der Engerwitzdorfer Granit im südöstlichen Mühlviertel. – Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 156 S., Salzburg.
- BARTAK, D., FRASL, G. & FINGER, F. (1987): Der Zirkon als Indikator für die Einschmelzung von Granit durch Granit (am Beispiel von Mauthausener und Engerwitzdorfer Granit aus dem östlichen Mühlviertel, Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **129**, S. 646, Wien.
- BAUBERGER, W. & UNGER, H.J. (1984): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7446 Passau. – 125 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- BAUER, F. (1955): Neue Fundpunkte von Serpentin und verwandten Gesteinen aus dem Flysch SE Kirchdorf an der Krems (O.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1955**, 212–216, Wien.
- BAUER, F. (1989): Die unterirdischen Abflussverhältnisse im Dachsteingebiet und ihre Bedeutung für den Karstwasserschutz. – Reports, **28**, Umweltbundesamt, Wien.
- BAUER, F.K. (1988): Geologische Manuskriptkarte 1 : 25.000, ÖK 100 Hieflau. – Geol. B.-A., Wien.
- BAUER, F.K. & SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 72 Mariazell. – Geol. B.-A., Wien.
- BAUER, F.K., LOAKER, H. & MOSTLER, H. (1969): Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg. – Veröffentl. d. Univ. Innsbruck, alpenkundliche Studien, **13/VI**, 6–30, Innsbruck.
- BAUER, H. (2007): Sedimentgeologie und Sedimentpetrologie der Schleifsteine der Gosau-Gruppe. – Bacc.-Arbeit, Fak. Geowiss., Dept. Geodynamik und Sedimentologie Univ. Wien.
- BAUJARD, C., GOLD, M., GOLDBRUNNER, J., HEISS, H.-P., HUBER, B., KOHL, T. & SHIRBAZ, A. (2007): Thermische Auswirkungen von Thermalwassernutzungen im oberösterreichisch-niederbayerischen Innviertel. – Unveröff. Studie im Auftrag des Freistaates Bayern, der Republik Österreich und des Landes OÖ.
- BAUMGARTNER, P. & MOSTLER, H. (1978): Zur Entstehung von Erd- und Schuttströmen am Beispiel des Gschlifgrabens bei Gmunden (Oberösterreich). – 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, 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 (Elsevier).
- BECHTOLD, D. & GADERMAYER, W. (1990): Hydrogeologische Untersuchung Tenneck - Paß Lueg. – 16 S., Salzburg
- BECKER, L.P. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Erläuterungen zu Blatt 162 Köflach. – 57 S., Geol. B.-A., Wien.
- BECKER, L.P. (1981): Zur Gliederung des Oststeirischen Altkristallins (Muriden). – Verh. Geol. B.-A., **1981/2**, 3–17, Wien.
- 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.
- BENEDETTI-HERRAMHOF, A. (2009): Natur Oberösterreich. Landschaft – Pflanzen – Tiere. – Kataloge der Oberösterreichischen Landesmuseen, N. S. **91**, 360 S., Linz.
- BERGER, A. & KALT, A. (1999): Structures and Melt Fractions as Indicators of Rheology in Cordierite-Bearing Migmatites of the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). – J. Petr., **40**, 1699–1719, Oxford.
- BERKA, R. & SCHUBERT, G. (2007): Hydrogeologische Karte von Oberösterreich 1 : 200.000. – Geol. B.-A., 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.

- BERTLE, H., FURRER, H. & LOACKER, H. (1979): Geologie des Walgaues und des Montafons mit Berücksichtigung der Hydrogeologie (Exkursion G am 20. April 1979). – Jber. Mitt. Ober-rhein. Geol. Ver., N.F. **61**, 1–85, Stuttgart.
- BESTEL, M., GAWRONSKI, T., ABART, R. & RHEDE, D. (2009): Compositional zoning of garnet porphyroblasts from the polymetamorphic Wölz Complex, Eastern Alps. – *Miner. Petrol.*, **97**, 173–188, Wien.
- BIEBER, G., MOTSCHKA, K., RÖMER, A., AHL, A., PIRKL, H., SLAPANSKY, P. & WINKLER, E. (2004): Fachliche Bewertung und Verifizierung der aerogeophysikalischen Befliegung der Messgebiete Traun/Ennsplatte und der Detailgebiete Sierning und Neuhofen an der Krems (OÖ). – Unveröff. Gemeinschaftsbericht der Projekte ÜLG-20/ÜLG-28/ÜLG-35, 228 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 13776-R, Wien.
- BIEBER, G., JOCHUM, B., STOTTER, CH. & KLUNE, K. (2005): Geoelektrische Messungen Abbaugelände Pitzenberg / Münzkirchen (OÖ) 2005. – Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, 15 S., Geol. B.-A., Wien.
- BIEG, U. (2005): Palaeoceanographic modeling in global and regional scale – An example from the Burdigalian Seaway, Upper Marine Molasse (Early Tertiary). – Diss. Univ. Tübingen, 108 S. (<http://w210.ub.uni-tuebingen.de/dbt/volltexte/2005/2132/>) (abgefragt: 12. 10. 2011).
- BIEHL, N. (1995): Qualitative Einschätzung bekannter Kennwerte von tonigen Rohstoffen zur Herstellung von grobkeramischen Erzeugnissen. – *Ziegel International* **10/95**, 744–756, Wiesbaden.
- 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., 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. Miner. Petrogr. Mitt.*, **78**, 55–66, Zürich.
- BLASCHKE, H. (1970): Gutachten über die Grundwasserverhältnisse im Raum Burghausen – Lachforst. – Unveröff. Gutachten, Linz.
- BLASCHKE, A.P., BLÖSCHL, G., BÖHM, R., HASLINGER, K., KREUZINGER, N., KROISS, H., MERZ, R., PARAJKA, J., SCHÖNER, W. & VIGLIONE, A. (2010): Anpassungsstrategien an den Klimawandel für Österreichs Wasserwirtschaft. – BMLFUW, Kurzfassung, Wien.
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. – *Geol. Rundsch.*, **65**, 756–767, Stuttgart.
- BLISSENBACH, E. (1957): Die jungtertiäre Grobschottererschüttung im Osten des bayerischen Molassetroges. – *Beih. Geol. Jb.*, **26**, 9–48, Hannover.
- BLODNIG, M.J. (1906): Die Bauschwierigkeiten beim Bosruck-tunnel. – *Z. Ing. Architekten Verein*, **58**, 369–374, Wien.
- BMLF (1984): 100 Jahre Wildbachverbauung in Österreich. – Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, 281 S., Wien.
- BMLFUW (Bundesministerium f. Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasser) (2005): EU Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG Österreichischer Bericht der IST-Bestandsaufnahme, Zusammenfassung der Ergebnisse für Österreich, Zl.: BMLFUW-UW.3.2.5/0008–VII/2/2005. – Wien, März 2005.
- BMVVERST.B. (Bundesministerium für Verkehr und verstaatlichte Betriebe) (1955a): Österreichische Kraftwerke in Einzeldarstellungen. Folge 8: EKW Ternberg, – 22 S., Wien.
- BMVVERST.B. (Bundesministerium für Verkehr und verstaatlichte Betriebe) (1955b): Österreichische Kraftwerke in Einzeldarstellungen. Folge 11: EKW Staining, – 21 S., Wien.
- BMVVERST.B. (Bundesministerium für Verkehr und verstaatlichte Betriebe) (1955c): Österreichische Kraftwerke in Einzeldarstellungen. Folge 21: EKW Rosenau, – 26 S., Wien.
- BMVVERST.B. (Bundesministerium für Verkehr und verstaatlichte Betriebe) (1956a): Österreichische Kraftwerke in Einzeldarstellungen. Folge 6: EKW Mühlradung, – 18 S., Wien.
- BMVVERST.B. (Bundesministerium für Verkehr und verstaatlichte Betriebe) (1956b): Österreichische Kraftwerke in Einzeldarstellungen. Folge 12: EKW Großbraming, – 24 S., Wien.
- BMWFJ (Bundesministerium für Wirtschaft, Familie und Jugend) (Hrsg.) (2010): Österreichisches Montanhandbuch, **84**. Jahrgang. – 322 S., Wien.
- BÖHM, F. (1986): Der Grimming: Geschichte einer Karbonatplattform von der Obertrias bis zum Dogger (Nördliche Kalkalpen, Steiermark). – *Facies*, **15**, 195–231, Erlangen.
- 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., Schriften. erdwiss. Komm., **16**, 231–268, Wien.
- BÖHM, F., EBEL, O., KRYSZYN, 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.
- BORTENSCHLAGER, S. (1969): Pollenanalytische Untersuchung des Tannermoores im Mühlviertel. – *Jb. Oö. Mus.-Ver.*, **114/1**, 261–272, Linz.
- BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some Flysch deposits. – 168 S., Amsterdam (Elsevier).
- BOUŠKA, V. (1972): Geology of the Moldavite-bearing sediments and the distribution of the Moldavites. – *Acta Univ. Carol., Geologica*, **1**, 1–29, Prague.
- 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).
- BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R.D., HANDLER, R. & WALLBRECHER, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. – *Tectonophysics*, **248**, 97–116, Amsterdam.
- BRANDMAYR, M., LOIZENBAUER, J. & WALLBRECHER, E. (1999): Contrasting P-T conditions during conjugate shear zone development in the Southern Bohemian Massif, Austria. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **90**, 11–29, Wien.
- BRANDS, M. (2004): Das Jacklmoos. – *Informativ*, **34**, 9, Linz.
- BRANDSTETTER, G. & REICH, M. (1998): Luftenberg – Eine bedeutende Pegmatitmineralisation in Oberösterreich. – *O.Ö. Geonachrichten*, **13**, 11–25, Linz.
- BRÄUMÜLLER, E. (1948): Ergebnisse der geologischen Kartierung und der Strukturbohrungen des Grenzgebietes zwischen dem Alpenvorland und der Flyschzone im Bereich der Erdölkonzession Bad Hall (O.Ö.) nach dem Stand der Kenntnisse von Ende 1947 (inkl. engl. Zusammenfassung). – *RAG Geolog. Report Nr. 233*, GBA-KW-Archiv 001, 84 S., Wien.
- BRÄUMÜLLER, E. (1959): Der Südraum der Molassezone im Raume von Bad Hall. – *Erdöl-Z.*, **5/1959**, 122–130, Wien – Hamburg.
- BRÄUMÜLLER, E. (1961): Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – *Erdöl-Z.*, **77/11**, 509–520, Wien – Hamburg.
- BRÄUMÜLLER, E., ABEL, O., GRILL, R., KOHL, H., LOTZE, F., MAURER, H., PREY, S. & WEINBERGER, E. (1974): Geologische Karte der Konzessionsgebiete Bad Hall, Pettenbach und Wels-W, nebst angrenzenden Konzessionen Linz und Ried im Innkreis. – unpubl. Manuskriptkarte RAG, Archiv Geol. B.-A., Wien.
- BRÄUMÜLLER, E., DIWALD, O. & LANIK, R. (Hrsg.) (1985): Die Geschichte einer Erdölgesellschaft. – Verlag der Rohöl-Aufsuchungs Ges.m.b.H. (RAG), 61 S., Wien.
- BRAUNSTINGL, R. (1985): Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **122**,
- BRAUNSTINGL, R. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 65 Mondsee. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 402–403, Wien.

- BRAUNSTINGL, R. (2000): Die Rutschung Fürweg am Haunsberg – eine „hydraulische“ Massenbewegung im Fylsch. – In: HEISSL, G. & MOSTLER, H.: Geoforum Umhausen, Bd. 1. – 60–71, Umhausen. ([http://www.geoforum-umhausen.at/band2000/gfu\\_2000.pdf](http://www.geoforum-umhausen.at/band2000/gfu_2000.pdf)) (abgefragt: 12. 10. 2011).
- BRAUNSTINGL, R. (Koord.) (2005): Geologie der österreichischen Bundesländer: Geologische Karte von Salzburg 1 : 200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- BRAUNSTINGL, R. & EGGER, H. (1986): Geologische Karte der Fylschzone und des Kalkalpenrandes beiderseits der Enns (zwischen Steyrtal und Pechgraben, Oberösterreich). – In: EGGER, H. (1986): Zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Fylschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Unpubl. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 146 S., Salzburg.
- BREITER, K. (1995a): Geologische Karte im Bereich Weitra - Pyhrabruck. – In: BELOCKY, R., HEINZ, H., KOLLER, F., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P.: Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Projektbericht ULG-028/94, 64 S., Geol. B.-A., Wien.
- BREITER, K. (1995b): Geologische Karte des Raumes Nová Bystrice - Litschau. – In: BELOCKY, R., HEINZ, H., KOLLER, F., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P.: Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Projektbericht ULG-028/94, 64 S., Geol. B.-A., Wien.
- BREITER, K. (1995c): Geological map of the Homolka magmatic centre. – In: BREITER, K. & SCHARBERT, S.: The Homolka Magmatic Centre – an Example of late Variscian Ore Bearing Magmatism in the Southbohemian Batholith (Southern Bohemia, Northern Austria). – Jb. Geol. B.-A., **138**/1, 9–25, Wien.
- BREITER, K. (1996): Geologische Karte 1 : 50.000 des Raumes Brand - Litschau. – In: BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P.: Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Projektbericht ULG-028/95, 97 S., Geol. B.-A., Wien.
- BREITER, K. (1998): Geological map of the studied area Weitra – Nové Hradý. – In: BREITER, K. & SCHARBERT, S.: Latest Intrusions of the Eisgarn Pluton (South Bohemia – Northern Waldviertel). – Jb. Geol. B.-A., **141**, 25–37, Wien.
- BREITER, K. (2005): Short note on a Thorium-rich granite in the Three Corner Area (Dreiländereck) of Austria, Czech Republic and Germany. – Jb. Geol. B.-A., **145**, 141–143, Wien.
- BREITER, K. (2010): Geochemical classification of Variscan Granitoids in the Moldanubicum (Czech Republic, Austria). – Abh. Geol. B.-A., **65**, 19–25, Wien.
- BREITER, K. & KOLLER, F. (1999): Two-mica granites in the central part of the South Bohemian pluton. – Abh. Geol. B.-A., **56**, 201–212, Wien.
- BREITER, K. & KOLLER, F. (2009): Mafic K- and Mg-rich magmatic rocks from Western Mühlviertel (Austria) area and the adjacent part of the Šumava Mountains (Czech Republic). – Jb. Geol. B.-A., **149**, 477–485, Wien.
- BREITER, K. & SCHARBERT, S. (1998): Latest Intrusions of the Eisgarn Pluton (South Bohemia – Northern Waldviertel). – Jb. Geol. B.-A., **141**, 25–37, Wien.
- BREITER, K. & SCHARBERT, S. (2006): Two-mica and biotite granites in the Weitra-Nové Hradý area, Austria – Czech Republic. – J. Czech Geol. Soc., **51**, 217–230, Prague.
- BREITER, K., KOLLER, F., SCHARBERT, S., SIEBEL, W., ŠKODA, R. & FRANK, W. (2007): Two-mica granites of the Plechý (Plöckenstein) pluton in the Triple-point area of Austria, the Czech Republic and Germany. – Jb. Geol. B.-A., **147**, 527–544, Wien.
- BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Red.) (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich (vollständig überarbeitete und erweiterte 2. Auflage). – Veröff. Naturhist. Mus. Wien, N. F. **19**, XXIV+688 S., Wien – Horn (Naturhist. Mus. Wien u. F. Berger).
- BROSKA, I., HARLOV, D., TROPPEL, P. & SIMAN, P. (2007): Formation of magmatic titanite and titanite-ilmenite phase relations during granite alteration in the Tribeč Mountains, Western Carpathians, Slovakia. – Lithos, **95**, 58–71, Amsterdam.
- BRÜCKL, E., BRÜCKL, J., CHWATAL, CH. & ULRICH, CH. (2010): Deep alpine valleys: examples of geophysical explorations in Austria. – Swiss J. Geosci., **103**, 329–344, Basel.
- BRÜCKL, J. (1986): Verbreitung, Fazies und Stratigraphie quartärer Ablagerungen im Saalachtal zwischen Lofer und Jettendorf. – Diss. Univ. Salzburg, 171 S., Salzburg.
- BRÜCKNER, E. (1886): Die Vergletscherung des Salzachgebietes. – Geogr. Abh. I/1, 183 S., Wien.
- BRÜGGEMANN, H. (1982): Geländeaufnahmen der Quartärsedimente im Becken von Windischgarsten - Stoder. – Proj.-Ber., Geol. B.-A., Wien.
- BRÜGGEMANN, H. & FINGER, F. (Red.) (2002): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 33 Steyregg. – Geol. B.-A., Wien.
- BRÜGL, A. (1998): Provenances of alluvial conglomerates from the Eastalpine foreland: Oligo-/Miocene denudation history and drainage evolution of the Eastern Alps. – Tübinger Geowiss. Arb., **A 40**, 1–168, Tübingen.
- BRYDA, G. (1993): Geologie und Fazies der Hüpflinger Deckscholle (Gesäuseberge, Steiermark/Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 144 S., Wien.
- BRYDA, G. & HUSEN, D. VAN (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 101 Eisenerz. – Geol. B.-A., Wien.
- BRYDA, G., MOSER, M., KREUSS, O., PAVLIK, W. & SCHÖNLAUB, H.P. (2009): Fazies und Lithostratigraphie ausgewählter Einheiten auf Blatt Eisenerz. – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2009 Leoben. – 18–69, Geol. B.-A., Wien.
- BRYDA, G., HUSEN, D. VAN & SCHÖNLAUB, H.P. (in Vorber.): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. – Geol. B.-A., Wien.
- BUCHA, V. (1994): Geomagnetic and Palaeomagnetic Fields. – In: BUCHA, V. & BLIŽKOVSKÝ, M.: Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. – 191–240, Prague.
- BUCHA, V., SEIBERL, W. & TRAPP, E. (1978): Zusammenfassende Bearbeitung der geomagnetischen Landesaufnahme von Österreich und der Tschechoslowakei. – Arch. Met. Geoph. Bioklimat., Ser. A, **27**, 183–194, Wien.
- BÜRGL, H. (1951): Die oligo-miozäne Schichtfolge im Gebiet von Taufkirchen – Andorf im oberösterreichischen Innviertel. – Geol. Ber. Nr. 5 an die PRAM Erdöl-Explorations-Ges. m. b. H., II+31 S., Leoprechting.
- BURGSCHWAIGER, E. & SCHMID, CH. (2001): Seismostratigraphische Untersuchungen der Talfüllung des oberen Trauntales bei Ebensee. – In: HAMMERL, CH., LENHARDT, W., STEINACKER, R. & STEINHAUSER, P. (Hrsg.): 150 Jahre Meteorologie und Geophysik in Österreich. – 792–797, ZAMG, Wien.
- BURGSCHWAIGER, E., SCHMID, CH. & SCHÖN, J. (1997): Lithofazielle Kennwerte von Aquiferen (Artesen) in Oberösterreich nach Ergebnissen geophysikalischer Bohrlochmessungen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **90**, 165–173, Wien.
- BUSCHMANN, J.O. (1909): Das Salz. Dessen Vorkommen und Verwertung in sämtlichen Staaten der Erde, Bd. 1: Europa. – 768 S., Leipzig (Verlag Wilhelm Engelmann).
- BÜTTNER, S.H. (1999): The geometric evolution of structures in granite during continuous deformation from magmatic to solid-state conditions: an example from the central European Variscan Belt. – Amer. Miner., **84**, 1781–1792, Washington.
- BÜTTNER, S.H. (2007): Late Variscan stress-field rotation initiating escape tectonics in the south-western Bohemian Massif: a far field response to late-orogenic extension. – J. Geosciences, **52**, 29–43, Prague.
- CĚRMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCACEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density. – In: FREEMANN, R. & MUELLER, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse – Atlas of compiled data. – 49–57, Cambridge.
- CHÁB, J., BREITER, K., FATKA, O., HLADIL, J., KALVODA, J., ŠIMŮNEK, Z., ŠTORCH, P., VAŠÍČEK, Z., ZAJÍC, J. & ZAPLETAL, J. (2010): Outline of the Geology of the Bohemian Massif: the Basement Rocks and their Carboniferous and Permian Cover. – Czech Geol. Surv. Publ. House, 295 S., Prague.

- CHÁBERA, S. & HUBER, K.H. (2000): Ein Beitrag zur Frage der Oberen Moldau im Tertiär. – Jb. Oö. Mus.-Ver., **145/1**, 339–368, Linz.
- CHEN, F. & SIEBEL, W. (2004): Zircon and titanite geochronology of the Fürstenstein granite massif, Bavarian Forest, NW Bohemian Massif: Pulses of late Variscan magmatic activity. – Eur. J. Miner., **16**, 777–788, Stuttgart.
- CHRISTINAS, P. (1982): Rb/Sr-Alter und Genese der Palitgesteine des vorderen Bayerischen Waldes. – Diss. Ludwig-Maximilians- Univ. München, 113 S., München.
- CHRISTINAS, P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1991a): Altersstellung und Genese der Palite des Vorderen Bayerischen Waldes (Nordostbayern). – Geologica Bavarica, **96**, 87–107, München.
- CHRISTINAS, P., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1991b): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Intrusiva des Hauzenberger Massivs, Nordostbayern. – Geologica Bavarica, **96**, 109–118, München.
- CICHA, I., RÖGL, F., ČTYROKÁ, I., ZAPLETALOVÁ, I. & PAPP, A. (1973): Die Foraminiferen des Ottnangien. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J.: M2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgotarjaner, Bantapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **3**, 297–325, Bratislava (SAV).
- CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, CH. & ČTYROKÁ, J. (1998): Oligocene – Miocene Foraminifera of the Central Paratethys. – Abh. senckenbg. naturforsch. Ges., **549**, 325 S., Frankfurt a. M.
- COMMENDA, H. (1888): Geognostische Aufschlüsse längs der Bahnen im Mühlkreis. – Jber. d. Ver. f. Naturkunde in OÖ, **18**, 24 S., Linz.
- COMMENDA, H. (1900): Materialien zur Geognosie Oberösterreichs: Ein Beitrag für die Landeskunde in Einzeldarstellungen. – Jahresber. Mus. Francisco Carolinum, **58**, 272 S., Linz.
- COMMENDA, H. (1904): Übersicht der Mineralien Oberösterreichs. – Jber. d. Ver. f. Naturkunde in OÖ, **33**, 72 S., Linz.
- CORNELIUS, H.P. (1941a): Über die Bedingtheit der Interglazialen Schuttumhüllungen der Alpen. – Ber. R.-A. Bodenforsch., 169–179, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1941b): Vorkommen altkristalliner Gesteine im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone zwischen Ternitz und Turnau. – Mitt. R.-A. Bodenforsch., Zweigst. Wien, **2**, 19–52, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1944): Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz-Grimming-Zuges (Oberdonau, Steiermark). – Ber. R.-A. Bodenforsch., **1944**, 127–138, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952a): Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzner Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **42–43** (1949–1950), 1–234, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952b): Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1 : 75.000). – Jb. Geol. B.-A., Sonderband **4**, 94 S., Wien.
- CZERMAK, F. (1931): Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberge nebst einigen neuen Beobachtungen über petrographische Verhältnisse und Fossilführung des Sauburger Kalkes. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 97–110, Wien.
- CZIZEK, J. (1854): Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 465 S., Wien.
- CZURDA, K. (1970): Sedimentationszyklen aus dem Nor der Kloster-taler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Voralberg). – Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, **58**, 465–482, Innsbruck.
- DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of thrusting within a thick-skinned tectonic wedge: evidence from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and Rb-Sr ages from the Austroalpine nappe complex of the Eastern Alps. – J. Geol., **106**, 71–86, Chicago.
- DAURER, A. (1976): Das Moldanubikum im Bereich der Donau-störung zwischen Jochenstein und Schlägen (Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **23**, 1–54, Wien.
- DAXNER-HÖCK, G. (2004): *Pseudocollimys steingeri* nov. gen. nov. spec. (Cricetidae, Rodentia, Mammalia) aus dem Ober-Miozän der Molassezone Oberösterreichs. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **246**, 1–13, Frankfurt a. M.
- DECKER, K. (1990): Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). – Sedimentary Geology, **67**, 85–99, Amsterdam.
- DECKER, K. & HEINRICH, M. (1992): Kompilierte geologische Arbeits-karten Bezirk Amstetten und Waidhofen a. d. Ybbs 1 : 25.000. – Archiv f. Rohstoff-Forsch., Geol. B.-A., Wien.
- 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. Traunseebereich). – Verh. Geol. B.-A., **1969**, 12–15, Wien.
- DERNTL, B. (2004): Vegetation und Entstehung einiger Moorreste und Feuchtwiesen im Sauwald und seinem Vorland, Oberösterreich. – Dipl.-Arb. naturw. Fak. Paris-Lodron-Univ. Salzburg, 146 S., Salzburg.
- 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.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geotekton. Forsch., **58**, 1–217, Stuttgart.
- DOHMANN, L. (1991): Unteroligozäne Fischschiefer im Molassebecken. – Unveröff. Diss. Ludwig-Maximilian-Univ., 365 S., München.
- DOLLINGER, U. (1967): Das Hauzenberger Granitmassiv und seine Umrahmung. – Geologica Bavarica, **58**, 145–172, München.
- DONEL, M. & FEDER, G. (1981): Sanierung eines wasserführenden Niederbruchkamines mit 300 m<sup>2</sup> Querschnittsfläche im Salzbergbau Altaussee. – Rock Mechanics, Suppl. **11**, 215–236.
- DOPPLER, G. (2003): Geologische Übersicht des westlichen pleistozänen Salzachvorlandgletschers und seines Vorlandes (Oberbayern). – Tübinger Geowiss. Arb., **D 9**, 20–41, Tübingen.
- DORIS (2011): <http://doris.ooe.gv.at/> (abgefragt: 12. 10. 2011).
- 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.
- DRAXLER, I. (1977a): Hochmoore des Waldviertels. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977 Waldviertel. – 26–30, Wien.
- DRAXLER, I. (1977b): Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 131–163, Wien.
- DRAXLER, I. (1988): Moore des östlichen Mühlviertels. – In: MATURA, A.: Rohstoffpotential des östlichen Mühlviertels, Projekt OC 6a/8b, 86–87, unveröff. Endbericht. – 35–55, Geol. B.-A., Wien.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R. (2000): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riß/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee. Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **12**, 39–92, Wien.
- DRIMMEL, J. (1980): Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: OBERHAUSER R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 506–527, Geol. B.-A., Wien (Springer-Verlag).
- DRIMMEL, J. & TRAPP, E. (1975): Das Starkbeben am 29. Januar 1967 in Molln, Oberösterreich. – Mitt. der Erdbeben-Kommission, N. F., **76**, Österr. Akad. Wiss., Wien.
- DRIMMEL, J., GANGL, G. & TRAPP, E. (1971): Kartenmäßige Darstellung der Seismizität Österreichs. – Österr. Akad. Wiss., **23** S., Wien (Springer-Verlag).
- DULAI, A., HRADECKÁ, L., KONZALOVÁ, M., LESS, G., ŠVÁBENICKÁ, L. & LOBITZER, H. (2010): An Early Eocene Fauna and Flora from the „Rote Kirche“ in Gschlifgraben near Gmunden, Upper Austria. – Abh. Geol. B.-A., **65**, 181–210, Wien.

- DUMA, G. & JILG, W. (1991): Gesteinsdichten und magnetische Suszeptibilitäten im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse. – Unveröff. Endbericht zu Projekt P7186–GEO („Gesteinsphysik Böhmisches Masse“) des FFWF, Wien.
- DUNZENDORFER, W. (1974): Pflanzensoziologie der Wälder und Moore des oberösterreichischen Böhmerwaldes. – Natur und Landschaftsschutz in Oberösterreich, Bd. 3, 110 S., Linz (Amt d. OÖ Landesreg.).
- EBERS, E., WEINBERGER, L. & DEL NEGRO, W. (1966): Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. – Ges. Bayer. Landesk., 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).
- EBNER, F. & PROCHASKA, W. (2001): Die Magnesitlagerstätte Sunk/Hohentauern und ihr geologischer Rahmen. – Joannea Geol. Paläont., **3**, 63–103, Graz.
- EGGER, H. (1986): Zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Unpubl. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 146 S., Salzburg.
- EGGER, H. (1989): Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **132/2**, 375–395, Wien.
- EGGER, H. (1992a): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom–Eozän) der Ostalpen. – Z. dtsh. geol. Ges., **143**, 51–65, Hannover.
- EGGER, H. (1992b): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 66 Gmunden. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 690–691, 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. (1993c): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 66 Gmunden. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 570, Wien.
- EGGER, H. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen und auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 459, Wien.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **196**, 69–91, Stuttgart.
- EGGER, H. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 66 Gmunden. – Geol. B.-A., Wien.
- 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. (1998): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und der Molassezone auf den Blättern 51 Steyr, 52 St. Peter in der Au, 53 Amstetten, 54 Melk und 70 Waidhofen an der Ybbs. – Jb. Geol. B.-A., **141/3**, 255–256, Wien.
- EGGER, H. (2007a): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 67 Grünau i. Almtal. – 66 S., Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. (2007b): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 66 Gmunden. – 66 S., Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 69 Großraming. – Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. & BRÜCKL, E. (2006): Gigantic volcanic eruptions and climatic change in the early Eocene. – Int. J. Earth Sci., **95**, 1065–1070.
- EGGER, H. & FAUPL, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 69 Großraming. – Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. & HRADECKÁ, L. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 450, Wien.
- EGGER, H. & HUSEN, D. VAN (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 64 Straßwalchen. – Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. & HUSEN, D. VAN (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 67 Grünau i. Almtal. – Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. & HUSEN, D. VAN (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 64 Straßwalchen. – 87 S., Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. & PERESSON, H. (1997): The 300km-long Innsbruck-Salzburg-Amstetten (ISAM) fault system: A major displacement line in the northern Eastern Alps. – Przeglad Geologiczny (Pancard), 1072–1073, Krakow.
- EGGER, H. & RUPP, CH. (1996): Stop 11: Kimeswang – Schuppenzone. In: – EGGER, H., HOFMANN, TH. & RUPP, CH. (Red.): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. Wandertagung Österr. Geol. Ges. 1996. – Exkursionsführer, **16**, 76–77, Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. & RUPP, CH. (Red.) (2007): Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2007, Blatt 67 Grünau und Blatt 47 Ried im Innkreis. – 265 S., Geol. B.-A., 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., HOFMANN, TH. & RUPP, CH. (Red.) (1996): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. Wandertagung Österr. Geol. Ges. 1996. – Exkursionsführer, **16**, 121 S., Geol. B.-A., Wien.
- 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.
- 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., HEILMANN-CLAUSEN, C. & SCHMITZ, B. (2009a): From shelf to abyss: Record of the Paleocene/Eocene-boundary in the Eastern Alps (Austria). – Geologica Acta, **7**, 215–227, Barcelona.
- EGGER, H., KÖBERL, CH., WAGREICH, M. & STRADNER, H. (2009b): The Cretaceous-Paleogene (K/Pg) boundary at Gams, Austria: Nannoplankton stratigraphy and geochemistry of a bathyal northwestern Tethyan setting. – Stratigraphy, **6/4**, 333–347, New York (Micropaleontology Press).
- EHRET, D. & ROHN, J. (2009): Untersuchung prähistorischer Massenbewegungen in der Weltkulturerbe-Region Hallstatt-Dachstein, Österreich. – Agenda FAN (Fachleute Naturgefahren Schweiz), 12–15, Givisiez.
- EL AGEED, A. (1979): The Hochgrössen ultramafic-mafic association, its associated mineralisation and petrographic significance. – Unpubl. Diss., Universität Köln, 248 S., Köln.
- EL AGEED, A.E., SAAGER, R. & STUMPF, E.F. (1979): The Hochgrössen Ultramafic Rocks and Associated Mineralizations, Rottenmann Tauern, Austria. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, 187–196, Wien.
- 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.
- ENICHLMAYR, E. (1997): Grundwasserschongebiet Weilhartsforst. – Unveröff. Bericht im Auftrag des Landeswasserversorgungsunternehmens St. Pantaleon.
- ENICHLMAYR, E. (2000): Grundwasserprospektion Moln 1996–1999. – Unveröff. Studie im Auftrag der Landeswasserversorgungsunternehmen Ges.m.b.H., St. Pantaleon.

- ENICHLMAYR, E. (2001): Wasserrechtliche Einreichunterlagen zur Überprüfung der Fassungsarbeiten und zur Nutzung der Quelle „Senftenbach“ mit Schutzgebietsvorschlag. – Unveröff. Gutachten im Auftrag der Rudolf Großfürtnr Vieh- und Fleischexport Gesellschaft m.B.H. & Co., Utzenaich, St. Pantaleon.
- ENICHLMAYR, E. (2003): Hydrogeologie der Kohleführenden Süßwasserschichten westlich der Mattig. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., St. Pantaleon.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited (Late Triassic, Northern Calcareous Alps). – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.
- EPPENSTEINER, W., HUSEN, D. VAN & KREZEMIEN, R. (1973): Beobachtungen an pleistozänen Driftblöcken des Marchfeldes. – *Verh. Geol. B.-A.*, 331–336, Wien.
- ERGENZINGER, P. (1967): Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **18**, 152–168, Öhringen/Württ.
- ERHART-SCHIPPEK, W. (1994): Wasserwirtschaftliche Grundlagen-erhebung im Raum Erlaufthal. – *Ber. Amt Niederösterreich. Landesreg., Abt. B/9, Gz. 93/216*, Wien.
- ERICH, A., FUCHS, G. & SCHWAIGHOFER, B. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 18 Weitra. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- ERKAN, E. (1977): Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **120/2**, 343–400, Wien.
- EUROCODE 8 (2004): Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben, Teil 1: Grundlagen, Erdbebeneinwirkungen und Regeln für Hochbauten. – EN 1998-1: 2004, Europäisches Komitee für Normung, 245 Seiten. Entspricht ÖNORM EN 1998-1 (2005). Anzuwenden gemeinsam mit ÖNORM B 1998-1 (2006).
- EXNER, CH. (1979): Geologie des Salzachtals zwischen Taxenbach und Lend. – *Jb. Geol. B.-A.*, **122**, 1–73, Wien.
- EXNER, CH. (1996): Leitgesteine und Tektonik in Phylliten bei Wagrain und Radstadt (Land Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **139**, 155–190, Wien.
- FABIANI, E. (1980): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet. Teil IV: Die Untersuchungen im Tragöbthal. – 152 S., Amt d. Steierm. Landesreg., Graz.
- FABIANI, E. (1984): Hydrogeologische und quartärmorphologische Untersuchungen im Hochschwabmassiv. – 5. Jahrestagg. d. Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer, 2–6, Wien.
- 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. (2001): Alpine chloritoide and garnet from the Hochgrössen Massif. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **146**, 387–396, Wien.
- FARYAD, S.W. & HOINKES, G. (2003): P-T gradient of Eo-Alpine metamorphism within the Austroalpine basement units east of the Tauern Window (Austria). – *Miner. Petrol.*, **77**, 129–159, Wien.
- FARYAD, S.W., MELCHER, F. & HOINKES, G. (1998): Petrology of eclogites and country rocks from Speik Complex (Middle Austroalpine), Hochgrößen area, Styria (Austria). – *Acta Univ. Carolinae – Geologica*, **42**, 239–240, Prague.
- FARYAD, S.W., MELCHER, F., HOINKES, G., PUHL, J., MEISEL, T. & FRANK, W. (2002): Relics of eclogite facies metamorphism in the Austroalpine basement, Hochgrößen (Speik complex), Austria. – *Miner. Petrol.*, **74**, 49–73, Wien.
- FARYAD, S.W., PERRAKI, M. & VRÁNA, S. (2006): P–T evolution and reaction textures in retrogressed eclogites from Světlík, the Moldanubian Zone (Czech Republic). – *Miner. Petrol.*, **88**, 297–319, Wien.
- FAUPL, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias – Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – *Jb. Geol. B.-A.*, **118**, 1–74, Wien.
- FAUPL, P. (1978): Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **68**, 13–38, Wien.
- FAUPL, P. (1983): Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126/2**, 219–244, Wien.
- 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 Geolog. Zusammenarbeit Österreich – Ungarn. Teil 1. – 133–143, *Geol. B.-A.*, Wien.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1987): Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/4**, 415–447, Wien.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1990): Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/2**, 157–180, 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.
- 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 Ottangian 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, Wien.
- 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 Kulturerlebnisführer der Universität Salzburg, Band **1**, 57–69, Vilsbiburg (Verlag Kibitz Buch).
- FELBER, J. (1987): Geologische Studien in der Kropfmühl-Serie: Beiträge zur Geochemie und Petrographie einer moldanubischen Bunten Gruppe in Ostbayern (Passauer Wald, Niederbayern) unter besonderer Berücksichtigung der Genese graphitführender Metamorphite. – *Diss. Univ. München*, 236 S., München.
- FELBER, J. (1991): Petrographische und geochemische Untersuchungen an graphitführenden Metamorphiten der Kropfmühl-Serie im Passauer Wald. – *Geol. Bavarica*, **96**, 51–67, München.
- FELSNER, K.O. (1977): Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, **122**, 17–23, Wien.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **63** (1970), 52–141, Wien.
- FEUCHTGEBIETSINVENTAR ÖSTERREICH: <http://gis.umweltbundesamt.at/austria/natur/feuchtgebiete/Map.faces>, <http://www.feuchtgebietsinventar.at/> (abgefragt: 12. 10. 2011).
- FINGER, F. (1984): Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). – *Diss. Univ. Salzburg*, 217 S., Salzburg.
- FINGER, F. (1986): Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 383–402, Wien.
- FINGER, F. & CLEMENS, J. (1995): Migmatization and „secondary“ granitic magmas: effects of emplacement and crystallization of „primary“ granitoids in Southern Bohemian Massif, Austria. – *Contr. Miner. Petrol.*, **120**, 311–326, Berlin.

- FINGER, F. & HAUNSCHMID, B. (1988): Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als Methode zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten – eine Studie im nordöstlichen oberösterreichischen Moldanubikum. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 255–266, Wien.
- FINGER, F. & QUADT, A. VON (1992): Wie alt ist der Weinsberger Granit? U/Pb versus Rb/Sr Geochronologie. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **137**, 83–86, Wien.
- FINGER, F., GERDES, A., JANOUŠEK, V., RENÉ, M. & RIEGLER, G. (2007): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. – *J. Geosci.*, **52**, 9–28, Prague.
- FINGER, F., RENÉ, M., GERDES, A. & RIEGLER, G. (2009): The Saxo-Danubian Granite Belt: magmatic response to postcollisional delamination of mantle lithosphere below the southwestern sector of the Bohemian Massif (Variscan orogen). – *Geologica Carpathica*, **60**, 205–212, Bratislava.
- FINK, J. (1977): Jüngste Schotterakkumulationen im österreichischen Donauabschnitt. – *Erdwiss. Forsch.*, **13**, 191–211, Mainz.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic – *Bull. geol. Surv. Kansas*, **169**, 107–149, Lawrence.
- FISCHER, G. & TROLL, G. (1973): Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, **68**, 7–44, München.
- FISCHER, H. (1979): Reliefgenerationen im Kristallinmassiv, Donauraum, Alpenvorland und Alpenrand im westl. Niederösterreich. – *Forsch. z. Dt. Landes.*, **213**, 232 S., Trier.
- FLAJS, G. (1974): Aufnahmebericht 1973 auf den Blättern 100 (Hief-lau) und 101 (Eisenerz). – *Verh. Geol. B.-A.*, A35–A37, Wien.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 257–303, Wien.
- FLÖGL, H. (1969): Wasserwirtschaftliches Grundsatzgutachten Vöckla-Ager-Traun-Alm. – Amt d. OÖ Landesreg., Abt. Wasserbau – Hydrograph. Dienst, Linz.
- FLÖGL, H. (1983): Wasserwirtschaftliches Grundsatzgutachten Traun-Enns-Platte. – BM f. Land- u. Forstwirtschaft., Wasserwirtschaftskataster, Wien.
- FLÖGL, H. & FLÖGL, W. (1984): Mittlere und östliche Traun-Enns-Platte: Geologie und Hydrologie. – In: FLÖGL, H. & FLÖGL, W.: Mittlere und östliche Traun-Enns-Platte, 237 S., *Archiv Geol. B.-A.*, Wien.
- FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1978): Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematica aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürtztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukamms (Oberösterreich). – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **25**, 153–195, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R. (1984a): Geologische Karte der Steiermark 1 : 200.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R. (1984b): Geologie der Österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen. Erläuterungen zur geologischen Karte von Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- FORSTHUBER, G. (1987): Von der Salzstraße zur Schienenbahn. – 42 S., Linz (Eigenverlag der Chemie Linz AG).
- FOULLON, H. v. (1886): Über die Verbreitung und die Varietäten des „Blaseneck-Gneiss“ und zugehöriger Schiefer. – *Verh. geol. R.-A.*, **5**, 111–117, Wien.
- FRAAYE, R.H.B., JAGT, J.W.M., KENNEDY, W.J., SKOUMAL, P., SUMMESBERGER, H., TRÖGER, K.-A. & WAGREICH, M. (1999): New Ammonites, Inoceramids, Echinoids, Crustaceans and Nannofossils from the Upper Cretaceous of the Gschlifgraben, Upper Austria. – *Beiträge zur Paläontologie*, **24**, 67 S., Wien (Univ. Wien, Geozentrum).
- FRANĚK, J., SCHULMANN, K., LEXA, O., TOMEK, Č. & EDEL, J.-B. (2011): Model of syn-convergent extrusion of orogenic lower crust in the core of the Variscan belt: implications for exhumation of high-pressure rocks in large hot orogens. – *J. metamorphic Geol.*, **29**, 53–78, Oxford.
- FRANK, W. & SCHARBERT, S. (1993): K/Ar- und <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Daten von Glimmern der Böhmisches Masse. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **138**, 119–121, Wien.
- FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **95**, 431–450.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOVY, W. & SCHARBERT, S. (1976): Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Geinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. – *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.*, **23**, 191–203, Wien.
- FRANK, W., FREY, I. & JUNG, G. (1981): Strukturgeologische und geochronologische Neuergebnisse aus Stub- und Koralpe. – *Jber. 1980 Hochschulschwerpunkt*, S 15/2, 9–43, Graz.
- FRANK, W., HAMMER, S., POPP, F., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1990): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse: Proterozoische Gesteinsserien und Variszische Hauptorogenese. – *Österr. Beitr. Met. Geoph.*, **3**, 185–228, Wien.
- FRASL, G. (1957): Bericht 1956 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). – *Verh. Geol. B.-A.*, 22–25, Wien.
- FRASL, G. (1959): Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). – *Verh. Geol. B.-A.*, A23–A27, Wien.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauwald am 22. und 23. September 1988. – *Exkursionsführer Österr. Geol. Ges.*, **8**, 29 S., Wien.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1991): Geologisch-petrographische Exkursion in den österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths. – *Eur. J. Miner.*, **3**, Beiheft 2, 23–40, Stuttgart.
- FRASL, G., FREH, W., RICHTER, W. & SCHARBERT, H.G. (1963): Exkursion B/I: Moravikum und Moldanubikum nördlich der Donau. – *Mitt. Österr. Miner. Ges., Sonderh.*, **5**, 26–44, Wien.
- FREH, W. (1949): Der Eisenbergbau im Lande ob der Enns. – *Oö. Heimatbl.*, **3**, 193–205, Linz.
- FREH, W. (1950): Oberösterreichs Flußgold. – *Oö. Heimatbl.*, **4**, 17–32, Linz.
- FREH, W. (1954): Ein weiterer Gagatbergbau auf oberösterreichischem Boden. – *Jb. Oö. Mus.-Ver.*, **99**, 185–188, Linz.
- 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).
- FREJVALD, M. (1974): Low-pressure re-metamorphism of granulite and orthogneiss complexes in the Křišťanov and Prachaticce Massifs (southern Bohemia). – *Miner. Mag.*, **39**, 612–613, London.
- FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (Eds.) (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000 – Bayerisches Geol. Landesamt, 329 S., München.
- FRIEDL, G. (1990): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Gegend nordöstlich von Freistadt (Oberösterreich) mit besonderer Berücksichtigung des „Grabengranits“. – *Dipl.-Arb. Univ. Salzburg*, 119 S., Salzburg.
- FRIEDL, G. (1997): U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmisches Masse. – *Diss. Univ. Salzburg*, 242 S., Salzburg.
- FRIEDL, G., QUADT, A. VON & FINGER, F. (1996): Timing der Intrusionstätigkeit im Südböhmischen Batholith. – 6. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie Salzburg, 10.–15. April 1996: Erweiterte Kurzfassungen, 127–130, Salzburg.
- FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.-L., QUADT, A. VON, MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **93**, 802–823, Stuttgart.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2001): The Tectonic Evolution of the Central Northern Calcareous Alps. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **25**, 85–87, 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 Bündener 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. – 55–70, 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**, 1–15, Amsterdam.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B. (2001): The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sci.*, **90**, 500–518, Stuttgart.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., SZÉKELY, B., VENNEMANN, T. & RETTENBACHER, A. (2002): Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den Nördlichen Kalkalpen. – *Die Höhle*, **53/1**, 1–37, Wien.
- FRITSCHER, G. (1979): Die Geologie des Gebietes westlich von Wald am Schoberpaß (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – Diss. Univ. Graz, 163 S., Graz.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. – *Geol. Rundsch.*, **82**, 556–565, Stuttgart.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: MCCANN, T. (Ed.): *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic.* – Geol. Soc. London, 1141–1232, Bath.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – *Geol. Rundsch.*, **73**, 305–319, Stuttgart.
- FUCHS, G. (1960): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Rohrbach (14) und Engelhartzell (13). – *Verh. Geol. B.-A.*, A25–A28, Wien.
- FUCHS, G. (1962): Zur Altersgliederung des Moldanubikums Oberösterreichs. – *Verh. Geol. B.-A.*, 96–117, Wien.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 45–61, Wien.
- FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 41–49, Wien.
- FUCHS, G. (1991): Das Bild der Böhmisches Masse im Umbruch. – *Jb. Geol. B.-A.*, **134**, 701–710, Wien.
- FUCHS, G. (2005): Der geologische Bau der Böhmisches Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **145**, 283–291, Wien.
- FUCHS, G. & FUCHS, W. (1986): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 36 Ottenschlag. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 1–43, Wien.
- FUCHS, G. & ROETZEL, R. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 36 Ottenschlag. – 64 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- FUCHS, G. & SCHWAIHOFER, B. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 17 Großpertholz. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FUCHS, G. & SCHWAIHOFER, B. (1978): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 17 Großpertholz. – 26 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – 96 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- FUCHS, W. (1964): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1964/2**, 283–299, Wien.
- FUCHS, W. (1968): Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes. – In: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – 43–58, *Geol. B.-A.*, Wien.
- FUCHS, W. (1972): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. – *Jb. Geol. B.-A.*, **115**, 205–245, Wien.
- FUCHS, W. & THIELE, O. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 34 Perg. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FUCHS, W. & THIELE, O. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 34 Perg. – 31 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- GADERMAYR, W. (2007): Grundwassererkundung der Österr. Bundesforste. Wasserrechtliche Bauaufsicht BH Gmunden. – 22 S., Hallein.
- GAIDIES, F., ABART, R., DE CAPITANI, C., SCHUSTER, R., CONNOLLY, J.A.D. & REUSSER, E. (2006): Characterisation of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. – *J. metamorphic Geol.*, **24**, 451–475, Oxford.
- GAMERITH, W. (1996): Jahresbericht 1995 über die Ergebnisse der Geophysikalischen Untersuchungen und Aufschlußbohrungen (1995) im Bereich der Kräuterbrunnenquellen bei Wildalpen, Stmk. – *Wr. Wasserwerke*, MA 31, 35 S., Wien.
- GAMS, H. (1947): Das Ibmer Moor. – *Jahrb. Oö. Mus-Ver.*, **92**, 289–338, Linz.
- GAMSJÄGER, S. (1998): Dachstein Karst- u. Höhlenführer. – 35 S., Wien – Obertraun (Österreichische Bundesforste AG & Tourismusbetrieb Dachsteinhöhlen).
- GAMSJÄGER, S. (Red.) (2008): Sonderausgabe zur Landesausstellung 2008, Löckernmoos / Schleifsteinbrüche. Sonderseiten: Wissen am Weg. – *Der Gosauer Schwarzreiter*, **21**. Jg., Nr. 2/2008, 32 S., Gosau.
- GAMSJÄGER, S. (Red.) (2009): Die Gosauseen. Eine naturkundliche Wanderung vom Vorderen zum Hinteren Gosausee. – *Der Gosauer Schwarzreiter*, **22**. Jg., Nr. 2/2009, 32 S., Gosau.
- GANSS, O. (1975): Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Bl. 666 Reith im Winkel. – München (Bayer. Geol. Landesamt).
- GANSS, O. (1980): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, CC 8734 Rosenheim. – Bundesanstalt f. Geowissenschaften u. Rohstoffe (BGR), Hannover.
- GANSS, O., HEJL, E., MANDL, G.W. & PAVLIK, W. (1988): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, CC 8742 Bad Reichenhall. – Bundesanstalt f. Geowissenschaften u. Rohstoffe (BGR), Hannover.
- GATTINGER, T.E. (1953): Geologie der Kremsmauergruppe in Oberösterreich. – Diss. Phil.-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 194 S., 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.- u. Bergbaustud. Österr.*, **39/40**, 119–186, Wien.
- GAWLICK, H.-J. (1998): Obertriassische Brekzienbildung und Schollengleitung im Zlambachfaziesraum (Pötschenschichten) – Stratigraphie, Paläogeographie und diagenetische Überprägung des Lammeregg-Schollenkomplexes (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **141/2**, 147–165, 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, *Geol. B.-A.*, Wien.



- GAWLICK, H.-J. & BÖHM, F. (2000): Sequence and isotope stratigraphy of Late Triassic distal periplatform limestones from the Northern Calcareous Alps (Kälberstein Quarry, Berchtesgaden Hallstatt Zone). – *Geol. Rundsch.*, **89**, 108–129, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & DIERSCHKE, V. (2000): Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura). Exkursionsführer Sediment 2000. – *Mitt. Ges. Geol.- u. 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 Dürrenberger 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 Dürrenberger. Exkurs.-Führer Sediment 2000. – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **44**, 263–280, 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**, 451–462.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Tressenstein limestone revisited (Austria, Northern Calcareous Alps). – *J. Alpine Geol.*, **49**, S. 30, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Revision des Tressensteinkalkes: Neuinterpretation der späten Ober-Jura bis ?Unterkreide-Entwicklung des Plattform-Becken-Überganges der Plassen-Karbonatplattform (Österreich, Nördliche Kalkalpen). – *J. Alpine Geol.*, **51**, 1–30, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium–Oxfordium). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **211/3**, 233–262, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont colour alteration indices: Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. – *Geol. Rundsch.*, **83**, 660–664, 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. Rundsch.*, **87**, 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**, 123–132.
- GAWLICK, H.-J., JANAUSCHEK, W., MISSONI, S., DIERSCHKE, V. & ZANKL, H. (2003): Fazies, Alter und Komponentenbestand der jurassischen Kiesel-sedimente mit polymikten Brekzien (Callovium–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-Karbonat-Plattformen. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **243/1**, 1–70, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRYSSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – *J. Alpine Geol.*, **50**, 1–152, Wien.
- GEBAUER, D., WILLIAMS, I.S., COMPSTON, W. & GRÜNENFELDER, M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. – *Tectonophysics*, **157**, 81–96, Amsterdam.
- GERDES, A. (2001): Magma homogenisation during anatexis, ascent and/or emplacement? Constraints from the Variscan Weinsberg Granites. – *Terra Nova*, **13**, 305–312, Oxford.
- GERDES, A., WÖRNER, G. & FINGER, F. (2000a): Hybrids, magma mixing and enriched mantle melts in post-collisional Variscan granitoids: the Rastenberg Pluton, Austria. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Eds): *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. – *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **179**, 415–431, London.
- GERDES, A., WÖRNER, G. & HENK, A. (2000b): Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. – *J. Geol. Soc.*, **157**, 577–587, London.
- GERDES, A., FRIEDL, G., PARRISH, R.R. & FINGER, F. (2003): High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. – *J. Czech Geol. Soc.*, **48**, 53–54, Prague.
- GEO-EXKURSIONEN auf der Website der Geologischen Bundesanstalt: [http://www.geologie.ac.at/geo\\_exkursionen/start.htm](http://www.geologie.ac.at/geo_exkursionen/start.htm) (abgefragt: 12. 10. 2011).
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (2011): Geophysikalische Metadatenbank GEOPHYSIS. – Geologische Bundesanstalt, Fachabteilung Geophysik, Datenbestand: Jänner 2011, Wien.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT: <http://www.geologie.ac.at/> (abgefragt: 12. 10. 2011).
- GEYER, G. & ABEL, O. (1913): Kirchdorf (Geologische Spezialkarte der k.-k. Österr.-Ungar. Monarchie 4852). – *Geol. B.-A.*, Wien.
- GIBBARD, P.L., HEAD, M.J., WALKER, M.J.C. & SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. – *J. Quaternary Science*, **25/2**, 96–102.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. – *Geol. Carpathica*, **44**, 135–142, Bratislava.
- GNOJEK, I. & HUBATKA, F. (2001): Magnetic basement complexes in the outside of the West Carpathians and of the Eastern Alps. – *GeoLines*, **13**, 58–59, Prague.
- GNOJEK, I. & PRICHYSTAL, A. (1997): Ground Geophysical and Geological Mapping in the Central Part of the Moldanubian Pluton. – *Jb. Geol. B.-A.*, **140/2**, 193–250, Wien.
- GÖD, R. (1989): A Contribution to the Mineral Potential of the Southern Bohemian Massif (Austria). – *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **11**, 147–153, Wien.
- GÖD, R. & KOLLER, F. (1987): Molybdän-führende Greisen in der südlichen Böhmisches Masse. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **132**, 87–101, Wien.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – *Steir. Beitr. z. Hydrogeol.*, **39**, Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (2000): Hydrogeology of Deep Groundwaters in Austria. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92** (1999), 281–294, Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen Formation. A key for European topmost Triassic correlations. – *Albertiana*, **8**, 25–35, Utrecht.
- GÖTZINGER, G. (1935a): Bericht über außerplanmäßige Aufnahmen auf Blatt Ried-Vöcklabruck (Neuaufnahme). – *Verh. Geol. B.-A.*, 45–46, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1935b): Das Ausseer Mittelgebirge. – *Mitt. Geogr. Ges.*, **78**, 227–234, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1935c): Ein geologisches Naturdenkmal in der Mindel-Moräne an der Bundesstraße bei Frankenmarkt (Oberösterreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 193–195, Wien.

- GÖTZINGER, G. (1936a): Salzburg und der Gaisberg. – In: GÖTZINGER, G. (Red.): Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich (III. INQUA-Konferenz), Teil 1. – 135–148, Geol. B.-A., Wien.
- GÖTZINGER, G. (1936b): Das österreichische Salzachgletschergebiet, der westliche Innkreis. – In: GÖTZINGER, G. (Red.): Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich (III. INQUA-Konferenz), Teil 1. – 120–134, Geol. B.-A., Wien.
- GÖTZINGER, G. (1936c): Das Salzachtal von Salzburg bis Golling. – In: GÖTZINGER, G. (Red.): Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich (III. INQUA-Konferenz), Teil 2. – 1–6, Geol. B.-A., Wien.
- GÖTZINGER, G. (1942): Neue bemerkenswerte Zeugen und Naturdenkmale der Eiszeit im Berchtesgadener, Saalach-, Salzach- und Traun-Gletschergebiet. – Ber. R.-A. Bodenforsch., 141–178, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1955): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 63 Salzburg. – Geol. B.-A., Wien.
- GÖTZINGER, M.A. & WEBER, L. (1997): 2.4.3.1.4.2. Evaporitbezirk Salzkammergut i. w. S. – In: CERNY, I., EBNER, F., EICHHORN, R., FETTWEIS, G.B.L., FRANK, W., GÖD, R., GÖTZINGER, M.A., GRÄF, W., GÜNTHER, W., HÖLL, R., KIRCHNER, E.C., KÖPPEL, V., MALI, H., MELCHER, F., PAAR, W.H., PROCHASKA, W., RAITH, J.G. & WEBER, L. (Hrsg.): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs: Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1 : 500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **19**, 364–365, Geol. B.-A., Wien.
- GRABER, H.V. (1956): Das kristalline Grundgebirge im Donautale von Passau bis Linz und seiner weiteren Umgebung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **49**, 173–234, Wien.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. (2004): A Geological Time Scale 2004. – I-XIX + 589 S., Cambridge (Cambridge University Press).
- GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. – Diss. Naturwiss. Fak. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 62 S., München.
- GRATZER, R., BECHTEL, A., SACHSENHOFER, R.F., LINZER, H.-G., REISCHENBACHER, D. & SCHULZ, H.-M. (2011): Oil-oil and oil-source rock correlations in the Alpine Foreland Basin of Austria: Insights from biomarker and stable carbon isotope studies. – Marine and Petroleum Geology, **28**, 1171–1186, Elsevier.
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G. (1974): Geochronology of a Polymetamorphic and Anatectic Gneiss Region: The Moldanubicum of the Area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. – Contr. Miner. Petrol., **45**, 37–63, Berlin.
- GRAUL, H. (1937): Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. – Mitt. Geogr. Ges. München, **30**, 179–259, München.
- GREGOROVA, R., SCHULTZ, O., HARZHAUSER, M., KROH, A. & ČORIĆ, S. (2009): A giant Early Miocene sunfish from the North Alpine Foreland Basin (Austria) and its implication for mold phylogeny. – J. Vertebr. Paleont., **29/2**, 359–371, London.
- GRILL, R. (1933): Oligocän und Miocän im Gallneukirchner Becken östlich Linz a. d. Donau und den anschließenden Gebieten des böhmischen Massivrands. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **26**, 306–308, Wien.
- GRILL, R. (1941): Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. – Öl und Kohle, **37**, 595–602, Berlin.
- GRILL, R. (1947): Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. – Verh. Geol. B.-A. **1945**, 4–28, Wien.
- GRILL, R. (1949): Geologische Bearbeitung der Schweröllagerstätte Leoprechting bei Taufkirchen. – GBA-KW-Archiv 0155, 21 S., Wien.
- GRILL, R. (1955): Aufnahmen 1954 auf Blatt Wels (49). – Verh. Geol. B.-A., 34–36, Wien.
- GRIMM, W.-D. (1957): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). – Beih. Geol. Jb., **26**, 97–199, Hannover.
- GRIMS, F. (1969): Die Vegetation der Flach- und Hochmoore des Sauwaldes. Eine floristische Studie. – Jahrb. Oö. Mus-Ver., **114/1**, 273–286, Linz.
- GRIMS, F. (1989): Die Feuchtwiesen des Sauwaldes – vom Menschen geschaffen, vom Menschen zerstört. – ÖKO L, **11/3**, 21–28, Linz.
- GRIMS, F. (1996): Das wissenschaftliche Wirken Friedrich Simonys im Salzkammergut. – In: OÖ LANDESMUSEUM & NATURHISTORISCHES MUSEUM WIEN (Hrsg.): Ein Leben für den Dachstein – Friedrich Simony zum 100. Todestag. – 43–71, Wien.
- GROISS, R. (1989): Geologie und Kohlebergbau im Hausruck (Oberösterreichische Molasse). – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **11**, 167–178, Geol. B.-A., Wien.
- GROTTENTHALER, W. (1978): Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrnpaß. – Mitt. Ges. Geol.-u. Bergbaustud. Österr., **25**, 11–33, Wien.
- GRUBER, A., PESTAL, G., NOWOTNY, A. & SCHUSTER, R. (Eds) (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 144 Landeck. – 200 S., Geol. B.-A., Wien.
- GRUBER, B. (1984): Der Braunkohlenbergbau in Oberösterreich. – Oberösterreich, **34/2**, 35–41, Linz.
- GRUBER, B. (1998): Die Rohstoffe der oberösterreichischen Eisenwurzeln. – In: STIEBER, J. (Red.): Land der Hämmer. Heimat Eisenwurzeln. – 24–35, Salzburg (Residenz-Verlag).
- GRUBER, P. (1989): Geologische Kartierung von Seismikprofilterrassen im Raum Molln, Windischgarsten und Großbraming – Weyer 1 : 25.000. – In: GRUBER, P.: Arbeitsbericht: Geologische Kartierung von Seismikprofilterrassen im Raum Molln, Windischgarsten und Großbraming – Weyer (Mai – November 1989), 20 S., Archiv Geol. B.-A., Wien.
- GRUBER, W., SACHSENHOFER, R.F., KOFLER, N. & DECKER, K. (2004): The Architecture of the Trofaiach pull-apart Basin (Eastern Alps): An Integrated Geophysical and Structural Study. – Geologica Carpathica, **55/4**, 281–298, Bratislava.
- GRÜLL, G. (1960): Die Naarnregulierung und Trockenlegung der Pergerau. – Mitt. Oberösterreich. Landesarchiv, **7**, 80–125, Graz – Köln.
- GRÜNDER, S. (2003): Geologisch-petrographische Kartierung der Umgebung von Winzer/Donau und Flintsbach, Südlicher Bayerischer Wald (Kartenblatt 7244 Osterhofen). – Dipl.-Arb. TUM, 79 S., München.
- GRUNERT, P., HARZHAUSER, M., RÖGL, F., SACHSENHOFER, R., GRATZER, R., SOLIMAN, A. & PILLER, W.E. (2010): Oceanographic conditions as a trigger for the formation of an Early Miocene (Aquitian) Konservat-Lagerstätte in the Central Paratethys Sea. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **292**, 425–442, Amsterdam (Elsevier).
- GRÜNIG, A. (2010): Moore: Vom Aschenputtel zur Prinzessin? – Natur&Land, **96/1**, 4–15, Salzburg.
- GRÜNTAL, G. (Hrsg.) (1998): European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). – Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, Vol. **15**.
- GÜMBEL, C.W. (1868): Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. 2. Abtheilung: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges oder des Bayerischen und Oberpfälzer Waldgebirges. – 968 S., Gotha (Verlag von Julius Perthes; Nachdruck 1998).
- GUNZ, CH. (2002): Gewässerbetreuungskonzept Obere Traun – Gutachten Büro Gunz, Steyr.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). – Unveröff. Bericht Inst. f. Meteor. u. Geophys. Univ. Wien, 32 S., Archiv Nr. A 08055-R, Wien.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZTYN, 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.

- HABERFELNER, E. (1935): Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. – Mitt. Abt. Bergb., Geol. u. Technik, Landesmus. Joanneum, H. 2, 32 S., Graz.
- HACKER, P. & JUNG, M. (2001): Trinkwasserversorgung in der Flyschzone. Fallbeispiele aus drei Gemeinden im Land Oberösterreich. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ, Wien.
- HAGN, H. (1953): Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der helvetischen Oberkreide Südbayerns. – Palaeontographica, A **104**, 119 S., Stuttgart.
- HAGN, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). – Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. Hist. Geol., **18**, 167–235, München.
- HAGN, H. (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – Geologica Bavarica, **82**, 408 S., München.
- HAGN, H. (1983): Die Kreide- und Alttertiär-Gerölle des Wachtbergsschotter (Ottwang, Subalpine Molasse) N Salzburg. – Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol., **23**, 125–150, München.
- HAHN, F. (1913): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **6**, 238–257, 374–501, 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 Österr. Geol. Ges., **12**, 55 S., Wien.
- HAMILTON, W., WAGNER, L. & WESSELY, G. (2000): Oil and Gas in Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92** (1999), 235–262, Wien.
- HAMMER, W. (1924): Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. – Jb. Geol. B.-A., **74**, 1–34, Wien.
- HAMMERL, CH. & LENHARDT, W.A. (1997): Erdbeben in Österreich. – 191 S., Graz (Leykam Verlag).
- HANDLER, R. (1994): <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria. – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fakultät, Karl-Franzens-Universität Graz, 143 S., Graz.
- HANDLER, R., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1997): <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. – Geol. Rundsch., **86**, 69–80, Stuttgart.
- HANDLER, R., NEUBAUER, F., HERMANN, S. & DALLMEYER, R.D. (1999): Silurian–Devonian <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Mineral ages from the Kaintaleck Nappe: evidence for mid-Paleozoic tectonothermal activity in upper Austroalpine basement units of the Eastern Alps (Austria). – Geol. Carpathica, **50/3**, 229–239, Bratislava.
- HANDY, M.R., SCHMID, S.M., BOUSQUET, R., KISSLING, E. & BERNOULLI, D. (2010): Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. – Earth-Science Reviews, **102**, 121–158, Amsterdam.
- HANISCH, A. & SCHMID, H. (1901): Österreichs Steinbrüche. Verzeichnis der Steinbrüche, welche Quader, Stufen, Pflastersteine, Schleif- und Mühlsteine oder Dachplatten liefern. – 352 S., Wien (C. Graeser & Co).
- HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2008): Neogene lake systems of Central and South-Eastern Europe: Faunal diversity, gradients and interrelations. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **260**, 417–434, Amsterdam (Elsevier).
- HAUBNER, H. (2008): Die Moore des Bezirks Freistadt in Oberösterreich – Zustandserhebung und Managementvorschläge. – Beitr. Naturk. Oberösterreichs, **18**, 123–269, Linz.
- HAUSCHMID, B. (1989): Das Granitgebiet um Plochwald zwischen Sandl und Windhaag im nordöstlichen Oberösterreich: Mit besonderer Berücksichtigung des dortigen Plochwalder Granit-Typs und Pseudokinzigits. – Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 169 S., Salzburg.
- HAUSCHMID, B. & FINGER, F. (1994): Der Quarzmonzodiorit von Sarleinsbach: Eine Kummulatvariante des Weinsberger Granits. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **139**, 310–312, Wien.
- HÄUPL, M., HUBER, G., IBETSBERGER, H., LOBITZER, H., POLLHAMMER, K., REITER, E. & SCHINDLBAUER, G. (2009): Steinpark Sattledt – Oberösterreichs steinerne Geschichte. – 51 S., Linz – Sattledt (Eigenverlag).
- HÄUSLER, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abteu (Sbg.). – Jb. Geol. B.-A., **122/1**, 75–144, Wien.
- HÄUSLER, H. (1981): Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammertale (Salzburger Kalkhochalpen) – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **27**, 145–159, 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. & STRAKA, W. (1998): Tiefengrundwasser Traun-Enns-Platte, Teilprojekt: Kremsmünster – Bad Hall – Wartberg. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., 75 S., Wien.
- HEINISCH, H. (1981): Der ordovizische „Porphyroid-Vulkanismus“ der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jb. Geol. B.-A., **124**, 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 – Ostalpen-Sonderband „Variszikum in den Alpen“. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **68**, 407–418, Zürich.
- 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**, 163–173, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G., STINGL, V. & HELLERSCHMIDT-ALBER, H. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 123 Zell am See. – Geol. B.-A., Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 122 Kitzbühel. – Geol. B.-A., Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G., REITNER, J. & STINGL, V. (in Vorber.): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel. – Geol. B.-A., Wien.
- HEINRICH, M. (1982): Detailaufnahme und Bewertung der Linzer Sande unter Berücksichtigung der Raumordnung, dargestellt an den Vorkommen von St. Georgen an der Gusen und Prambachkirchen – Hinzbach, OÖ. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **1**, Proj. O-A-007/78, 61–68, Geol. B.-A., Wien.
- HEINRICH, M., BAUMGARTNER, P., BRÜGGEMANN, H., SCHACHT, H., SORDIAN, H., WINKLER, R. & ZEZULA, G. (1979): Detailaufnahme und Bewertung der Linzer Sande in Bezug auf die Verwendung in der Feuerfest- und Glasindustrie und Bestandsaufnahme der damit in Verbindung stehenden Tonvorkommen mit Bestandsaufnahme der Lockersedimente in Oberösterreich. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-007/78, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05063-R, 187 Bl., Wien.
- HEINRICH, M., BRÜGGEMANN, H., GROISS, R., PESTAL, G. & ZEZULA, G. (1981): Feuerfestsande und Feuerfesttone im Hausruck. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001b/80, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05259-R, 27 Bl., Wien.
- HEINRICH, M., BRÜGGEMANN, H., GOTTSCHLING, H., GROISS, R., KAPPEL, F., NEUBAUER, H., ROETZEL, R. & THIELE, O. (1984): Erfassung der Ton- und Sandvorkommen im Hausruck, OÖ. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001d/81, O-A-001d/82, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05716-R, 48 Bl., Wien.
- HEINRICH, M., REITNER, H., LIPIARSKI, P., UNTERSWEIG, T., MOSHAMMER, B. & POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2004): Bundesweite Vorsorge Lockergesteine – Schwerpunkt Kärnten und Oberösterreich. – Projektbericht ÜLG-43, Geol. B.-A., Wien.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the Area east of the Tauern Window. – Tectonophysics, **163**, 25–33, Amsterdam.

- HEINZ, H. (1991): Airborne geophysics and mineralization in Hercynian granites of Central Europe. – In: PAGEL, M. & LEROY, J.L. (Eds.): Source, Transport and Deposition of Metals. – 755–758, Rotterdam.
- HEINZ, H. (1992): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröff. Bericht ÜLG-28/91, 72 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 09667-R, Wien.
- HEINZ, H. (1993): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröff. Bericht ÜLG-28/92, 84 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 10073-R, Wien.
- HEINZ, H. (1994): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröff. Bericht ÜLG-28/93, 75 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 11292-R, Wien.
- HEINZ, H. & HÜBL, G. (1988): Magnetische Anomalie am Lärchkogel (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 279–283, Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the Eastern Alps west of the Tauern Window. – Mém. Soc. géol. France, **156**, 123–128, Paris.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & KÖHAZY, R. (1986): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich. – Unveröff. Bericht Projekt NC-6p, 33 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 09660-R, Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987a): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Oberösterreich. – Unveröff. Bericht Projekt OC-1c/84, 14 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 06710-R, Wien.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & SEIBERL, W. (1987b): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Steiermark. – Unveröff. Bericht Projekt StC-20a/85, 31 S., Geol. B.-A., Wien.
- HEISS, G. & JUNG, M. (2010): Schongebiet Atzbacher Sande. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., Seibersdorf.
- HEISS, G. & SPENDLINGWIMMER, R. (1996): Hydrogeologische Untersuchung „Gallneukirchner Becken“ (1992 – 1996). – Unveröff. Studie im Auftrag des BMLF und des Landes Oberösterreich, Wien.
- HEISS, G., JUNG, M., METZ, A. & SPENDLINGWIMMER, R. (2005): Die Grundwasservorkommen innerhalb der tertiären Sande der Oberösterreichischen Molassezone. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., Linz.
- HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 289–318, Wien.
- HEJL, E. (1996): Über die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern – eine Apatit-Spaltspurenanalyse. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **89**, 179–199, Wien.
- HEJL, E. (1997): “Cold spots” during the Cenozoic evolution of the Eastern Alps: thermochronological interpretation of apatite fission-track data. – Tectonophysics, **272**, 159–173, Amsterdam (Elsevier).
- HENK, A., BLANCKENBURG, F. VON, FINGER, F., SCHALTEGGER, U. & ZULAUF, G. (2000): Syn-convergent high-temperature metamorphism and magmatism in the Variscides: a discussion of potential heat sources. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Eds): Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. – Geol. Soc. London Spec. Publ., **179**, 387–399, London.
- 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. (1917): Korallen aus dem Kalk des Triebenstein-Sunk bei Hohentauern etc. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **9**, 151–158, Wien.
- HERITSCH, F. (1927): Eine Koralle aus der Vordernberger Mauer in Obersteiermark. – Verh. Geol. B.-A., 66–68, Wien.
- HERITSCH, F. (1931): Versteineringen vom Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 11–142, Wien.
- HERLICKSKA, H. & HOBIGER, G. (1991): Karsthydrologische Untersuchungen im westlichen Dachsteinmassiv in Hinblick auf die Erlassung einer Wasserschongebietsverordnung. Markierungsversuch Dachstein West 1990. – Reports, **56**, Umweltbundesamt, Wien.
- HERM, D., HILLEBRANDT, A. V. & PERCH-NIELSEN, K. (1981): Die Kreide/Tertiärgrenze im Lattengebirge (Nördliche Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. – Geologica Bavarica, **82**, 319–344, München.
- HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NEUBAUER, F., RIEDMÜLLER, G. & TOLLMANN, A. (1992): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 105 Neunkirchen. – Geol. B.-A., Wien.
- HESS, R. & ROSSNER, R. (1984): Lithofazies der Salberg-Schichtenfolge (Permoskyth) im Bereich Liezen-Admont (Styria, Austria). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 95–116, Wien.
- HEUBERGER, H. (1972): Die Salzburger „Friedhofsterrasse“ – eine Schlernterrasse? – 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: KRZYSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. – Ber. 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.
- HINSCH, R. (2011a): Karte der Konzessionsgebiete und KW-Felder in Oberösterreich. – Unveröff. Karte RAG, Wien.
- HINSCH, R. (2011b): Typusprofil der OÖ Molasseregion mit schematischer Sittuierung von KW-Plays. – Unveröff. Profilschnitt RAG, Wien.
- HÖFER-ÖLLINGER, G. (2007): Grundwasserschongebiet Dietach, Enns, Hargelsberg und Kronstorf. Grundwasserschongebiet Wasserversorgungsanlage Steyr. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., Salzburg.
- HÖFER-ÖLLINGER, G. & RUNZE, M. (2010a): Grundwasservorrangfläche zur Sicherung der Trinkwasserversorgung, GWVF Grafenbuch. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., Wals.
- HÖFER-ÖLLINGER, G. & RUNZE, M. (2010b): Grundwasservorrangfläche zur Sicherung der Trinkwasserversorgung, GWVF Radrinne. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., Wals.
- HÖFER-ÖLLINGER, G. & RUNZE, M. (2010c): Grundwasservorrangfläche zur Sicherung der Trinkwasserversorgung, GWVF Pöndorf. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., Wals.
- HÖFLING, R. (1985): Faziesverteilung und Fossilvergesellschaftungen im karbonatischen Flachwasser-Milieu der alpinen Oberkreide (Gosau-Formation). – Münchner Geowiss. Abh., **A 3**, 241 S., München.
- HOFMANN, TH. (1997): Geo[bi]otope im Land um Laa. – Österr. Geol. Ges., Exkursionsf. **17**, 117–118, Wien.
- HOFMANN, TH. (1998): Nature is more than GEO(topes) and BIO(topes) – some holistic considerations – In: ProGeo '97 Estonia: Proceedings: The Second General Assembly of the European Association for the Conservation of the Geological Heritage Scientific Conference Tallin – Lahemaa National Park Estonia June 2nd – 4th, 1997. – 15–17, Tallinn – Lahemaa National Park, Estonia.
- HOFMANN, TH. (2000): GAIA's Sterne: Ausflüge in die geologische Vergangenheit Österreichs. – Grüne Reihe, BMUJF, Bd. **12**, 244 S., Graz (Austria-Medien-Service-Verlag).
- HOFMANN, TH. (Red.) (2003): Geotope in Niederösterreich – Schlüsselstellen der Erdgeschichte. – 96 S., Wien (Geol. B.-A.) – St. Pölten (Niederösterr. Landesreg.).
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R. (1977): Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **24**, 203–261, Wien.
- HOINKES, G., KÖLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **79**, 155–181, Zürich.

- HÖLLWERTH, E., HÖLLWERTH, H., SPITZBART, I. & WEIDINGER, J.T. (2007): Museum und Musealverein Gmunden – zum 100-jährigen Jubiläum. – 56 S., Gmunden (Eigenverlag der Stadtgemeinde).
- HOLUB, F.V. (1997): Ultrapotassic plutonic rocks of the durbachite series in the Bohemian Massif: Petrology, geochemistry and petrogenetic interpretation. – Sbor. Geol. Věd: Ložisk. Geol. Miner., **31**, 5–26, Prague.
- HOLZER, H. (1964): Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., 360–371, Wien.
- HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich) – Mitt. Ges. Geol.-u. Bergbaustud. Österr., **38**, 1–20, Wien.
- HORNINGER, G. (1936): Der Schärdding Granit. – Tscherm. Miner. Petr. Mitt., **47**, 26–79, Wien.
- HORNINGER, G. (1976): Geologische Erfahrungen vom Bau der Kavernengaragen Mönchsberg-Nord, Sbg. – Rock Mech., Suppl. **5**, 3–28, Springer.
- HORNUNG, TH. (2008): The Carnian Crisis in the Tethyan Realm. Multistratigraphic Studies and Palaeoclimate Constraints. – 235 S., Saarbrücken (VDM-Verlag).
- HRADECKÁ, L. & LOBITZER, H. (2003): A Campanian/Maastrichtian boundary section in the Ultrahelvetic Zone east of Attersee (Salzkammergut, Upper Austria). – In: WEIDINGER, J.Th., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Eds.): Contributions to the geology of the Salzkammergut region, Austria. – 169–172, Gmunden.
- 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, B. (1999): Thermalwasservorkommen im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken, Kurzbericht. – BMLF (Hrsg.), Wien und Land OÖ, Linz.
- HUBER, K.H. (2003): Some Field Observations and Remarks on the Gmünd Beds of the Northwestern Waldviertel Region (Lower Austria). – Jb. Geol. B.-A., **143/4**, 543–566, Wien.
- HÜBL, G. (1993): Modellrechenmethoden und ihre Anwendung auf eine Gruppe magnetischer Anomalien nahe Liebenau in der Böhmisches Masse. – Unveröff. Dipl.-Arb. Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Wien, 75 S., Wien.
- HÜBL, G. & RÖMER, A. (1998): Bodengeophysikalische Untersuchungen in St. Marienkirchen a. d. Pöls 1998. – 6 S., Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, Geol. B.-A., Wien.
- HÜBL, G., RÖMER, A., ARNDT, R. & LETOUZÉ, G. (1998): Bodengeophysikalische Untersuchungen im Bereich Pitzenberg i. L. Münzkirchen, Schardenberg im Bezirk Schärdding (OÖ) zur Erfassung von Kiessandmächtigkeiten und des Reliefs der Liegendschichten. – 6 S., Unveröff. Bericht, Geol. B.-A., Wien.
- HUEMER, H. (1989): Petrologische, mineralogische und chemische Untersuchungen an Turbiditen und Hemipelagiten aus der Molassezone Oberösterreichs. – Jb. Geol. B.-A., **132/2**, 415–424, Wien.
- HUEMER, W. & RÄUSCHL, P. (1999): Der Krottensee in Gmunden. – 38 S., Gmunden (Eigenverlag Gymnasium Ort der Kreuzschwestern).
- HUMER, B. (2003): Der Weitraer Pluton im nordwestlichen Waldviertel (Niederösterreich). – Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 157 S., Salzburg.
- HUMER, B., GERDES, A. & FINGER, F. (2003): Der Weitraer Granit im nordwestlichen Niederösterreich – eine späte hochplutonische I-Typ-Granitintrusion mit Greisenbildung im variszischen Südböhmischen Batholith. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **2002**, 213–235, Stuttgart.
- HUSEN, D. VAN (1975): Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. – Jb. Oö. Mus.Ver., **120**, 271–289, Linz.
- HUSEN, D. VAN (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 1–130, Wien.
- HUSEN, D. VAN (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial überfluteter Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**, 9–22, Hannover.
- HUSEN, D. VAN (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geol. B.-A., Wien.
- HUSEN, D. VAN (1989): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 65 Mondsee. – Geol. B.-A., Wien.
- HUSEN, D. VAN (1999): Geologisch-baugeologische Erfahrungen beim Bau des Eisenbahntunnels Lambach, OÖ. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **90**, 137–154, Wien.
- HUSEN, D. VAN (2000a): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 135–156, Wien.
- HUSEN, D. VAN (2000b): Die paläogeographische Situation des Mondsees im Rib/Würm-Interglazial und Frühwürm. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **12**, 9–12, Wien.
- HUSEN, D. VAN (2009): Zusammenfassender Überblick über die quartäre Entwicklung um das westliche Hochschwabmassiv (Bl. 101 Eisenerz). – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt Blatt 101 Leoben. – 106–117, Geol. B.-A., Wien.
- HUSEN, D. VAN & FRITSCH, A. (2007): Der Bergsturz von Wildalpen (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **147**, 201–213, Wien.
- HUSEN, D. VAN & LEITNER, L. (1998): Der Traunsee – eine Landschaft entsteht. – 36 S., Marktgemeinde Altmünster.
- HUSEN, D. VAN & MAYR, M. (2007): The hole of Bad Aussee, an unexpected overdeepened area in NW Steiermark, Austria. – Austrian J. Earth Sci., **100**, 128–136, Wien.
- HUSEN, D. VAN & REITNER, J.M. (2011): Klimagesteuerte Terrassen- und Lössbildung auf der Traun-Enns-Platte und ihre zeitliche Stellung (das Profil Wels/Aschet). – In: HUSEN, D. VAN & REITNER, J.M.: Die Löss-Sequenz Wels/Aschet. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **19**, 1–11, Wien.
- HUSEN, D. VAN, IVY-OCHS, S. & ALFIMOV, W. (2007): Mechanisms and Age of Late Glacial Landslides in the Calcareous Alps; The Almtal, Upper Austria. – Austrian J. Earth Sci., **100**, 114–126, Wien.
- JAESCHKE, A. (2003): Geologische Neuaufnahme des Blattes ÖK 70 Waidhofen an der Ybbs im Gebiet zwischen "Hieberg und Reutkogel" (Oberösterreich). – Dipl.-Arb. Univ. Bremen, 59 S., Bremen.
- JANOUSĚK, V. & HOLUB, F.V. (2007): The causal link between HP-HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – Proceed. Geol. Assoc., **118**, 1–12, Amsterdam.
- JARITZ, W. (1995): Massenbewegungen am Attersee Ostufer zwischen Seefeld und Weyregg. – 95 S., Unveröff. Dipl.-Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien.
- JENSEN, S. (2002): Bericht zur Geologischen Karte der Umgebung von Großschnaidt bei Gaflenz, Österreich. – Dipl.-Arb. Univ. Bremen, 35 S., Bremen.
- JILG, W. (1992): Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmisches Masse Österreichs. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **38**, 57–72, Wien.
- JOCHUM, B. & BIEBER, G. (2009): Geophysikalische Untersuchung für Untergrunderkundung HWS Donau-Machland. – 46 S., Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, Geol. B.-A., Wien.
- JOCHUM, B. & ITA, A. (2007): Geoelektrische Messungen bei Weyregg am Attersee (OÖ) 2007. – 13 S., Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, Geol. B.-A., Wien.
- JOCHUM, B. & LOTTER, M. (2008): Geogene Naturgefahren und Risikomanagement unter Berücksichtigung primärer und sekundärer wasserwirtschaftlicher Rahmenbedingungen, Fallstudie Oberschlierbach (OÖ), Bericht BBK-Projekt OC-26/F (2007) und ÜLG-35 (2007). – 23 S., Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, Geol. B.-A., Wien.
- JOCHUM, B., BIEBER, G. & RÖMER, A. (2004): Bodengeophysikalische Vermessung bei Unterach am Attersee / OÖ. – 3 S., Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, Geol. B.-A., Wien.
- JOCHUM, B., SUPPER, R. & ARNDT, R. (2006a): Bewertung geoelektrischer Daten auf der Massenbewegung 4082 Aschach an der Donau / Gasthof Kaiserhof. – 7 S., Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, Geol. B.-A., Wien.

- JOCHUM, B., RÖMER, A., ARNDT, R. & KOHLBECK, F. (2006b): Fallstudie Aist (OÖ) Geophysikalische Bewertung (Geoelektrik, Georadar, Seismik). – 33 S., Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Projekt NC 62, Auftragsforschung, Geol. B.-A., Archiv Nr. A 14100-R.6, Wien.
- JOCHUM, B., OTTNER, F. & KEUSCH, D. (2007a): Untersuchungsbericht Fallstudie/Steinbach/Steyer (OÖ), Geowissenschaftliche Bewertung (Geologie, Geophysik & Tonmineralogie), BBK-Projekt OC-26/F (2007) und ÜLG-35 (2007). – 48 S., Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, Geol. B.-A., Archiv Nr. A 14100-R.5, Wien.
- JOCHUM, B., OTTNER, F. & KEUSCH, D. (2007b): Untersuchungsbericht Fallstudie / Oberweg (OÖ), Geowissenschaftliche Bewertung (Geologie, Geophysik & Tonmineralogie), BBK-Projekt OC-26/F (2006) und ÜLG-35 (2006). – 40 S., Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, Geol. B.-A., Archiv Nr. A 14100-R.4, Wien.
- KAISER, D., RASSER, M.W., NEBELSICK, J.H. & PILLER, W.E. (2001): Late Oligocene algal limestones on a mixed carbonate-siliciclastic ramp at the southern margin of the Bohemian Massif (Upper Austria). – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W.: Paleogene of the Eastern Alps. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., **14**, 197–223, Wien.
- KALT, A., BERGER, A. & BLÜMEL, P. (1999): Metamorphic Evolution of Cordierite Bearing Migmatites from the Bayerische Wald (Variscan belt, Germany). – *J. Petr.*, **40**, 601–627, Oxford.
- KALT, A., CORFU, F. & WIJBRAMS, J.R. (2000): Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. – *Contr. Miner. Petrol.*, **138**, 143–163, Berlin.
- KANDHAROSA, W. (1995): Sedimentology and stratigraphy of Oligocene-Miocene Molasse sediments, near Steyregg, Upper Austria. – Unpubl. Diss., Inst. Geol. Paläont., Univ. Innsbruck, 261 S., Innsbruck.
- KAPL, S. (Red.) (2007): Oberösterreichischer Naturschutzbericht 2002–2006. – Amt der OÖ. Landesregierung / Naturschutzabteilung, 68 S., Linz.
- KAPL, S. & BRANDS, M. (Red.) (2002): Oberösterreichischer Naturschutzbericht 1997–2001. – Amt der OÖ. Landesregierung / Naturschutzabteilung, 69 S., Linz.
- KENTER, J.A.M. & SCHLAGER, W. (2009): Slope angle and basin depth of the Triassic platform-basin transition at the Gosaukamm, Austria. – *Austrian J. Earth Sci.*, **102/1**, 15–22, Wien.
- KERN, A. (1927): Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges, 1925 bis 1926. – *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, **75**, 23–29, 49–55, Wien.
- KERN, A. (2008): Die Archäologie des Gräberfeldes. – In: KERN, A., KOWARIK, K., RAUSCH, A.W. & RESCHREITER, H. (Hrsg.): Salz-Reich – 7000 Jahre Hallstatt. – 124–135, Veröff. d. Prähist. Abt., **2**, Wien (Verl. Naturhist. Mus.).
- KERN, A. & HÜSSNER, H. (1999): Der Übergang Plattenkalk/Körsener Schichten: Sedimentäre Analyse der Entstehung eines Intraplattform-Beckens (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, **1997** (7–8), 1117–1136, Stuttgart.
- KERN, A., KOVARIK, K., RAUSCH, A.W. & RESCHREITER, H. (2008): Salz-Reich – 7000 Jahre Hallstatt. – Veröff. d. Prähist. Abt., **2**, 239 S., Wien (Verl. Naturhist. Mus.).
- KIESLINGER, A. (-): Unveröffentlichte Manuskripte zu Nutzbare Gesteine Oberösterreichs. – Kieslinger-Nachlass, Inst. f. Ingenieurgeologie TU Wien, undatiert.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – *Mitt. Ges. Sbg. Landesg.*, 436 S., Salzburg – Stuttgart (Berglandbuch).
- KIESLINGER, A. (1969): Die nutzbaren Gesteine Oberösterreichs. – In: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes. Der Boden von Linz. – Katalog OÖ Landesmuseum, **64**, 109–117, Linz.
- KINZL, H. (1927): Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern. – *Jb. Geol. B.-A.*, **77**, 233–263, Wien.
- KINZL, H. (1930): Flußgeschichtliche und geomorphologische Untersuchungen über die Feldaistsenke im oberen Mühlviertel und die angrenzenden Teile Südböhmens. – *Sitzber. Heidelberger Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, Jg. **1930**, 4. Abh., 1–48, Heidelberg.
- KIRCHNER, E.CH. (1979): Pumpellyitführende Kissenlavabreccien in der Gips-Anhydritlagerstätte von Wien am Grundlsee, Stmk. – *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.*, **26**, 149–162, Wien.
- KIRCHNER, E.CH. (1980): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72** (1978/1979), 385–396, Wien.
- K. K. ACKERBAU-MINISTERIUM (1873): Catalog der Ausstellungen des k. k. Ackerbau-Ministeriums, der k. k. Staats-Salinen und der k. k. öst. Tabak-Regie. – Cat. Nr. **80**, 196 S., Wien (Verlag des k.k. Ackerbau-Ministeriums, Buchdruckerei von Carl Gerold's Sohn).
- KLAUS, W. (1953): Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. – *Verh. Geol. B.-A.*, **3**, 162–175, Wien.
- KLAUS, W. (1965): Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. – In: KÜPPER H. & WOLETZ, G. (Red.): Ostalpen und östlich anschließende Räume. – *Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G*, 288–292, Wien.
- KLAUS, W. (1974): Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Oberpermo. – *Carinthia II*, **164**, 79–85, Klagenfurt.
- KLEIN, P., KIEHM, S., SIEBEL, W., SHANG, C.K., ROHRMÜLLER, J., DÖRR, S. & ZULAUF, G. (2008): Age and emplacement of late-Variscan granites of the western Bohemian Massif with main focus on the Hauzenberg granitoids (European Variscides, Germany). – *Lithos*, **102**, 478–507, Amsterdam.
- KLOB, H. (1970): Über das Vorkommen eines porphyrischen Granits im Raum Sandl – Karlstift – Liebenau bei Freistadt im oberösterreichischen Mühlviertel (Granit vom Typ Karlstift). – *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.* 3. F., **14**, 311–23, Wien.
- KLOB, H. (1971): Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971/1**, 98–142, Wien.
- KLOMINSKÝ, J., JARCHOVSKÝ, T. & RAJPOOT, G.S. (2010): The Atlas of Plutonic Rocks and Orthogneisses in the Bohemian Massif, 2. Moldanubicum. – *Czech Geol. Surv.*, 199 S., Prague.
- KLÖTZLI, U. & PARRISH, R.R. (1996): Zircon Pb-Pb and U-Pb geochronology of the Rastenbergrandiorite, South Bohemian Massif, Austria. – *Miner. Petr.*, **58**, 197–214, Wien.
- KLÖTZLI, U., FRANK, W., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1999): Evolution of the SE Bohemian Massif Based on Geochronological Data – A Review. – *Jb. Geol. B.-A.*, **141**, 377–394, Wien.
- KLÖTZLI, U., KOLLER, F., SCHARBERT, S. & HÖCK, V. (2001): Cadomian lower-crustal contributions to Variscan granite petrogenesis (South Bohemian pluton, Austria): constraints from zircon typology and geochronology, whole-rock, and feldspar Pb-Sr isotope systematics. – *J. Petr.*, **43**, 1621–1642, Oxford.
- KNOP, E., REITER, E. & FINGER, F. (2008): Palit-ähnliche Gesteine aus der Böhmerwaldscholle nördlich der Pfahlstörung bei Schwarzenberg (NW Mühlviertel, Oberösterreich). – *J. Alpine Geol.*, **49** (Abstracts Pangeo Austria 2008), 55–56, Wien.
- KODYM, O. (1990): Geologická mapa v měřítku 1 : 50.000, GM 32-23 Český Krumlov. – Česká geologická služba, Praha.
- KOHL, H. (1955): Altmoränen und pleistozäne Schotterfluren zwischen Laudach und Krems. – *Jb. Oö. Mus.Ver.*, **100**, 321–344, Linz.
- KOHL, H. (1957): Das Kefermarkter Becken. Eine geologisch-morphologische Untersuchung. – *Oberösterr. Heimatbl.*, **11/2**, 97–115, Linz.
- KOHL, H. (1958): Unbekannte Altmoränen in der südwestlichen Traun-Enns-Platte. – *Mitt. Geogr. Ges.*, **100**, 131–143, Wien.
- KOHL, H. (1968): Beiträge über Aufbau und Alter der Donatalsohle bei Linz. – *Naturkundl. Jb. Stadt Linz*, **14**, 7–60, Linz.
- KOHL, H. (1974): Minerale im Großraum Linz. 1. Fortsetzung: Elemente und Sulfide. – *Apollo*, **35**, 5–7, Linz.
- KOHL, H. (1977a): Minerale im Großraum Linz. 5. Fortsetzung: Silikate, II. Teil. – *Apollo*, **47**, 3–5, Linz.
- KOHL, H. (1977b): Kremsmünster, eine Schlüsselstelle für die Eiszeitforschung im Nördlichen Alpenvorland. – *120. Jahresber. Stiftsgym. Kremsmünster*, 245–254, Kremsmünster.

- KOHL, H. (1983): Das kristalline Grundgebirge und dessen jüngere Überdeckung. – Jb. Oö. Mus.-Ver., **128/1**, 343–352, Linz.
- KOHL, H. (1984): Die geologischen Grundlagen des Bergbaues in Oberösterreich. – Oö. Kulturzeitschr., **34/2**, 25–33, Linz.
- KOHL, H. (1986): Die Weiße Nagelfluh der Traun-Enns-Platte und ihre Bedeutung als Bau- und Dekorationsstein. – Oö. Heimatbl., **40**, 3/4, 245–265, Linz.
- KOHL, H. (1990): Kompilierte geologische Karte des O. Ö. Zentral- und Donaupraumes. – In: KOHL, H. & LETOUZÉ-ZEZULA, G.: Kompilierte geologische Karte 1 : 200.000 des OÖ Zentral- und Donaupraumes. – Ber. d. Geol. B.-A., **20**, 11 S., Wien.
- KOHL, H. (1996): Paläolithische Funde in Oberösterreich aus geowissenschaftlicher Sicht. – Oö. Heimatblätter **50/2**, 115–147, Linz.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. Abriss einer Quartärgeologie von Oberösterreich. – Schriftenr. d. Oö. Musealver., Ges. f. Landesg., **17**, 487 S., Linz.
- KOHL, H. & KELLERMAYR, W. (2003): Oberösterreichischer Steingarten in Vorchdorf – eine spannende Zeitreise durch geologische Zonen. – 37 S., Vorchdorf (Marktgemeindeamt & Heimat- und Kulturverein Vorchdorf).
- KOHL, H. & KRENNMAYR, H.-G. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 49 Wels. – 77 S., Geol. B.-A., Wien.
- KOHL, H. & SCHILLER, H. (1963): Quartärgeologische Beobachtungen in den tertiären Schottern des Pitznergebirges bei Münzkirchen im Sauwald (Oberösterreich). – Jb. Oö. Mus.-Ver., **108**, 274–287, Linz.
- KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D. (1980): Rb-Sr Systematics on Paragneiss Series from the Bavarian Moldanubicum, Germany. – Contr. Miner. Petrol., **71**, 387–392, Berlin.
- KOLLER, F. & ZEMANN, J. (1990): Neues zu den Riebeckitgneisen des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1990/1**, 1–4, Wien.
- KOLLER, F., KRÁLIK, M. & ZEMANN, J. (1991): Die Riebeckitgneise am Ostende der Grauwackenzone (Österreich). – Eur. J. Miner., Beiheft 1, **3**, 147, Stuttgart.
- KOLLER, F., SCHARBERT, S. & HÖCK, V. (1993): Neue Untersuchungsergebnisse zur Genese einiger Granite des Südböhmischen Plutons. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **138**, 179–196, Wien.
- KOLLER, F., GÖD, R., SLAPANSKY, P. & SCHARBERT, S. (1998): Nebelstein granite suite. – In: BREITER, K. (Ed.): Genetic Significance of Phosphorus in Fractionated Granites: International Conference Czech Republic, Perslak, September 21–24, 1998. – Excursion Guide, 129–135, Prague.
- KOLLMANN, H.A. (1982): Paläobiologie und Evolution der Actaeonellen (Gastropoda). – In: Kreide, 2. Symposium, 1982. – Abstracts, 46 S., München.
- KOLLMANN, H. & SUMMESBERGER, H. (1975): Gosau, erlebt erforscht. – 28 S., Horn (Verlag Ferdinand Berger & Söhne).
- KOLMER, CH. (2005): Landschaftsgeschichte und Hydrogeologie der neogenen bis präwürmzeitlichen Ablagerungen zwischen Mattig und Inn. – Diss. Fak. Geowiss., Geogr., Astr., 162 S., Univ. Wien.
- KOLMER, CH. (2009): Aufschlussdatenbank GeoloGIS. – Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Direktion Umwelt und Wasserwirtschaft, Abteilung Grund- und Trinkwasserwirtschaft: Digitaler Datenbestand, Linz.
- KOLMER, CH., SALCHER, B. & HUSEN, D. VAN (2008): Landschaftsgeschichte und Hydrogeologie der neogenen und quartären Ablagerungen zwischen Mattig und Inn. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., Linz.
- KOSNOPFL, A. (1997): Naturwissenschaftliche Sammlungen Kremsmünster: Die Aufschließung von Erdöl- und Erdgaslagerstätten, Technik des Bohrens. – Berichte des Anselm Desing Vereins, **37**, 20–29, Kremsmünster.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. – Abh. Sächs. Geol. L.-A., **1**, 39 S., Leipzig.
- KÖSTLER, H.J. (1994): Zur Geschichte des Bergbaues auf Eisenerz, Kohle und Bauxit in der Unterlaussa im Reichraminger Hintergebirge. – Oö. Heimatbl., **48**, 18–45, Linz.
- KOTKOVÁ, J. (2007): High-pressure granulites of the Bohemian Massif: recent advances and open questions. – J. Geosci., **52**, 45–71, Prague.
- KOTKOVÁ, J., SCHALTEGGER, U. & LEICHMANN, J. (2010): Two types of ultrapotassic rocks in the Bohemian Massif – coeval intrusions at different crustal levels. – Lithos, **115**, 163–176, Amsterdam.
- KOWARIK, K. & RESCHREITER, H. (2008): Spuren eines alten Bergbaues. – In: KERN, A., KOWARIK, K., RAUSCH, A.W. & RESCHREITER, H. (Hrsg.): Salz-Reich. 7000 Jahre Hallstatt. – 30–31, Veröff. d. Prähist. Abt., **2**, Wien (Verl. Naturhist. Mus.).
- KRAINER, K. (1993): Late- and Post-Variscian 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 Unkenener 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 aufgrund der bisherigen Pollenanalysen. – Veröff. Inst. f. Waldbau, Univ. f. Bodenkultur, 175 S., Wien.
- KRAL, F. (1983): Zur natürlichen Baumartenmischung im Wald- und Mühlviertel mit besonderer Berücksichtigung der Lärche. – Centralbl. f. d. gesamte Forstwesen, **100/4**, 246–267, Wien.
- KRAL, F. (1985): Nacheiszeitlicher Baumartenwandel und frühe Weidewirtschaft auf der Wurzeralm (Warscheneck, Oberösterreich). – Jb. Oö. Mus.-Ver., **130**, 183–192, Linz.
- KRALIK, M. (2008): Pilotprojekt Grundwasseralter. Studie im Auftrag des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (Marxergasse 2, 1030 Wien) erstellt (AZ: BMLFUW-UW.3.1.4/0062-VII/1/2005). – 174 S., Wien.
- KRALIK, M., KRUMM, W. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: illite crystallinity data and isotopic ages. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 164–178, Wien (Deuticke).
- KRAML, P.A. & FILL, H. (2001): Naturwissenschaftliche Sammlungen Kremsmünster: Die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster. – Berichte des Anselm Desing Vereins, **42**, 3–22, Kremsmünster.
- KRENNMAYR, H.-G. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 49 Wels. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, 446–448, Wien.
- KRENNMAYR, H.-G. (1996a): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 49 Wels. – Geol. B.-A., Wien.
- KRENNMAYR, H.-G. (1996b): Stop 11: Raab. – In: KRENNMAYR, H.-G. & ROETZEL, R.: Exkursionsführer 11. Sedimentologentreffen, Exkursion B2, Oligozäne und miozäne Becken- und Zeiteitensedimente in der Molassezone Oberösterreichs. – Ber. Geol. B.-A., **33**, 29, Wien.
- KRENNMAYR, 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.
- KRENNMAYR, H.-G. (2010): Das Geologische Spezialkarten-Programm in Österreich: Umstieg auf das neue topographische Kartenwerk im UTM-System und den Maßstab 1 : 25.000. Hintergründe und Strategie. – Jb. Geol. B.-A., **150/3+4**, 421–429, Wien.
- KRENNMAYR, H.-G. & ROETZEL, R. (1996): Stop 10: Seifriedsedt. – In: KRENNMAYR, H.-G. & ROETZEL, R.: Exkursionsführer 11. Sedimentologentreffen, Exkursion B2, Oligozäne und miozäne Becken- und Zeiteitensedimente in der Molassezone Oberösterreichs. – Ber. Geol. B.-A., **33**, 27–28, Wien.
- KRENNMAYR, H.-G. & ROETZEL, R. (2000a): Die lithostratigraphische Formalisierung der Melker und Linzer Sande: Die „Linz-Melk-Formation“. – Ber. Inst. Geol. Paläont., Univ. Graz, **2**, 10, Graz.

- KRENMAYR, H.-G. & ROETZEL, R. (2000b): Mega-scale cross-stratification in tide-influenced Egerian sands of the Austrian Molasse – Sediment 2000, Kurzf./Abstracts. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **43**, 77–78, Wien.
- KRENMAYR, H.-G., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., PERESSON, H., PESTAL, G., PISTOTNIK, J., REITNER, J., SCHARBERT, S., SCHNABEL, W. & SCHÖNLAUB, H.P. (1999): Rocky Austria. Eine bunte Erdgeschichte von Österreich. – 63 S., Geol. B.-A., Wien.
- KRENN, E. (2000): Zur Petrologie und Geologie der sogenannten Migmagranite des Südböhmischen Batholiths. – Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 93 S., Salzburg.
- KRETSCHMER, F. (1990): Heimatbuch Adnet. 1. Band. Marmor aus Adnet. – 332 S., Salzburg (Salzburger Druckerei).
- KREUTZER, L.H. & SCHÖNLAUB, H.-P. (1995): 3. Jahrestagung der Arbeitsgemeinschaft Geotopschutz in deutschsprachigen Ländern, Beiträge und Exkursionsführer. – Ber. Geol.- B.-A., **32**, 93 S., 29 Abb. Wien.
- KRISAI, R. (1960): Pflanzengesellschaften aus dem Ibmer Moor. – Jahrb. Oö. Mus.-Ver., **105**, 155–208, Linz.
- KRISAI, R. (1961): Das Filzmoos bei Tarsdorf in Oberösterreich. – Phytol., **9**, 3–4, 217–252, Horn.
- KRISAI, R. (1972): Das Jackenmoos bei Gereetsberg, ein Kleinod im Sterben. – Jb. Oö. Mus.-Ver., **117/1**, 292–300, Linz.
- KRISAI, R. (1975): Die Ufervegetation der Trumerseen, heutiger Zustand und Geschichte. – Diss. Bot., **29**, 197 S., Vaduz (Cramer).
- KRISAI, R. (1980): Moore in Oberösterreich – Verbreitung, Entstehung, Vegetation. – ÖKO L, **3**, 3–6, Linz.
- KRISAI, R. (1981): Moore als Zeugen vergangener Pflanzenwelt. – ÖKO L, **1**, 3–6, Linz.
- KRISAI, R. (2005): Moore in Oberösterreich – Entstehung und heutiger Zustand. – In: STEINER, G.M.: Moore von Sibirien bis Feuerland. – Stapfia, **85**, 41–54, Linz.
- KRISAI, R. & FRIESE, G. (1986): Aufbau und Genese des Wenger Moores am Wallersee. – Stud. Forsch. Salzburg **1986/2**, 335–341, Salzburg.
- KRISAI, R. & SCHMIDT, R. (1983): Die Moore Oberösterreichs. – Natur- und Landschaftsschutz in Oberösterreich, **6**, 298 S., Linz.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006a): Geologische Karte der Molassebasis 1 : 200.000. – In: Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Molassezone Salzburg – Oberösterreich (Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich). – Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006b): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich. – 24 S., Geol. B.-A., Wien.
- KRONER, U., MANSY, J.-L., MAZUR, S., ALEKSANDROWSKI, P., HANN, H.P., HUCKRIEDE, H., LACQUEMENT, F., LAMARCHE, J., LEDRU, P., PHARAOH, T.C., ZEDLER, H., ZEH, A. & ZÜLAUF, G. (2008): Variscan tectonics. – In: McCANN, T. (Ed.): The Geology of Central Europe Volume 1: Precambrian and Palaeozoic. – Geol. Soc. London, 599–664, Bath.
- KRYSTYN, L. (1980): Field Trip B. Triassic conodont localities of the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps). – Abh. Geol. B.-A., **35**, 61–98, Wien.
- KRYSTYN, L. (2008a): Excursion 1. The Hallstatt pelagics – Norian and Rhaetian Fossilagerstätten of Hallstatt. – In: KRYSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. – Ber. Geol. B.-A., **76**, 91–98, Wien.
- KRYSTYN, L. (2008b): An ammonoid-calibrated Tethyan conodont time scale of the Late Upper Triassic. – In: KRYSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. – Ber. Geol. B.-A., **76**, 9–11, Wien.
- KRYSTYN, 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.
- KRYSTYN, L., MANDL, G.W. & SCHAUER, M. (2009): Growth and termination of the Upper Triassic platform margin of the Dachstein area (Northern Calcareous Alps, Austria). – Austrian J. Earth Sci., **102/1**, 23–33, Wien.
- KUEHN, O. (1962): Lexique Stratigraphique International, Tome 8 Autriche. – 646 S, Paris.
- KUFFNER, D. (1997): Die Gassl-Tropfsteinhöhle. – 59 S., Ebensee (Verein für Höhlenkunde Ebensee).
- KUFFNER, TH. (1994): Zur Sedimentologie des „Sandstreifenschliers“ der östlichen Molassezone. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 103 S., Wien.
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – Sedimentary Geology, **152**, 45–78, Amsterdam (Elsevier).
- KUISLE, A. (Hrsg.) (2006): Kohle und Dampf – OÖ Landesausstellung Ampflwang 2006. – 475 S., Linz (Trauner Verlag).
- KÜPPER, I. & STEININGER, F. (1975): Faziostratotypen der Puchkirchener Schichtengruppe. – In: BALDI, T. & SENEŠ, J. (Eds.): Chronostratigraphie Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratechthys, Bd. V, OM Egerien. Die Egerer, Pouzdraner, Puchkirchener Schichtengruppe und die Bretkaer Formation. – 205–221, Bratislava (SAV).
- KURAT, G. (1965): Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. – Tscherm. Miner. Petr. Mitt. 3. F., **9/3**, 202–226, Wien.
- KURZWEIL, H. (1973): Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. – Tscherm. Miner. Petr. Mitt., **20**, 169–215, Wien.
- KUTZENBERGER, G. & KUTZENBERGER, H. (1999): Die Katrin, ein Naturjuwel im Inneren Salzkammergut, OÖ. Führer zum Natursehgebiet und Naturlehrpfad Katrin in Bad Ischl. – 96 S., Bad Ischl (Katrin Seilbahn AG).
- LADENHAUF, C.R., ARMSTRONG, R.A., KONZETT, J. & MILLER, CH. (2001): The timing of pre-alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps: Constraints from U-Pb SHRIMP dating of eclogite Zirkons from the Austroalpine Silvretta Nappe. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **25**, 131, Innsbruck.
- LANGENSCHIEDT, E., OTHOLT, D., SCHWERD, K. & ZANKL, H. (Bearb.) (1998): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000 Nationalpark Berchtesgaden. – Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- LASSNER, A. (1985): Vegetation und Entwicklung der Schwimmenden Brücke, eines Hangmoores in der Meloner Au, Weinsberger Wald, Waldviertel. – Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 143 S., Wien.
- LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze). – Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Tech. Univ. Clausthal, **58**, V+147 S., Clausthal-Zellerfeld.
- LEIN, R. (1976): Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **184** (1975), 197–235, Wien.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 117–128, Geol. B.-A., Wien.
- LEIN, R. (1986): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrnpasses. – OÖ Geonachrichten, **1**, 33–42, Linz (Landesverlag).
- LEIN, R. (1987a): Zur Verbreitung der Hallstätter Zone beiderseits des Pyhrnpasses (Fortsetzung) – OÖ Geonachrichten, **2**, 21–37, Linz (Landesverlag).
- LEIN, R. (1987b): 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).
- LEIN, R. (1987c): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **130/3**, 319–321, Wien.
- LENGAUER, CH., TICHY, G. & ENICHLMAYR, E. (1987): Beiträge zur paläogeographischen Entwicklung der Taufkirchner Bucht (Oberösterreich). – Jb. Oö. Mus.-Ver., **132**, 165–206, Linz.
- LENHARDT, W.A. (1995): Regional earthquake hazard in Austria. – In: DUMA, G. (Ed.): Proc. of 10th European Conference on Earthquake Engineering. – 63–68, Rotterdam (Balkema).



- LENHARDT, W.A., FREUDENTHALER, CH., LIPPITSCH, R. & FIEGWEL, E. (2007): Focal-depth distributions in the Eastern Alps based on macroseismic data. – *Austrian J. Earth Sci.*, **100**, 66–79, Wien.
- LENZ, B., MAURITSCH, H.J. & REISINGER, J.R. (1996): Petrophysical investigations in the Southern Bohemian Massif (Austria): data-acquisition, -organisation and -interpretation. – *Mineral. Petrol.*, **58**, 279–300, Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G. (1996): Zwischen Kulturlandschaftsforschung und Raumplanung – Navigationslinien für die Angewandten Geowissenschaften. – *Abh. Geol. B.-A.*, **53**, 77–81, Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G. (1999): Fachbereich Kohlenwasserstoffe – In: BACHL-HOFMANN, CH., CERNAJSEK, T., HOFMANN, TH. & SCHEDL, A. (Red.); Die Geologische Bundesanstalt in Wien – 150 Jahre Geologie im Dienste Österreichs (1849–1999). – 249–263, Geol. B.-A., Wien (Böhlau Verlag).
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., KOČIU, A., LIPIARSKI, P., PFLEIDERER, S. & REITNER, H. (1999): Jahresbericht 1995 zum Projekt OC-10 der Bund-/Bundesländerkooperation Massenrohstoffsicherung OÖ und Jahresendbericht 1997 zum Projekt OC-10a der Bund-/Bundesländerkooperation: Beiträge zur Baurohstoff-Vorsorge in OÖ mit Nachträgen aus Juni 2000. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-010/95, O-C-010a/97, Geol. B.-A., Wien.
- LIEW, T.C., FINGER, F. & HÖCK, V. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. – *Chem. Geol.*, **76**, 41–55, Amsterdam.
- LINNER, M. (1993): Zur Geochemie der Paragneise in der Monotonen Serie. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **138**, 223–225, Wien.
- LINNER, M. (1996): Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). – *Miner. Petr.*, **58**, 215–234, Wien.
- LINNER, M. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Donautal auf Blatt 32 Linz. – *Jb. Geol. B.-A.*, **145**, 309–312, Wien.
- LINNER, M. (2007): Das Bavarikum – eine tektonische Einheit im südwestlichen Moldanubikum (Böhmische Masse). – In: EGGER, H. & RUPP, CH. (Red.): Beiträge zur Geologie Oberösterreichs, Arbeitstagung Linz, 7.–11. Mai 2007. – 173–176, Geol. B.-A., Wien.
- LINZER, H.-G., FRISCH, W. & RATSCHBACHER, L. (1990): Kinetisches Modell der Nördlichen Kalkalpen (Vortragskurzfassung). – TSK III, 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallineologie, 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, Amsterdam (Elsevier).
- LOBITZER, H. (1988): Kaolin. – In: MATURA, A. (Red.): Rohstoffpotential östliches Mühlviertel. – *Ber. Geol. B.-A.*, **14**, 67–87, Wien.
- LOBITZER, H. (2005): Geologische Schausammlungen im Inneren Salzkammergut – Highlights und Stiefkinder. – *Ber. Geol. B.-A.*, **65**, 122–125, Wien.
- LOBITZER, H. & GAMSJÄGER, S. (2007): Der Ebenalm-„Gletschergarten“ in Gosau. – *Traunspiegel*, 12. Jg., **133** (Nov. 2007), 24–25, Bad Ischl.
- LOBITZER, H. & SAVEL, A. (2008): Gosau: Die einzige Steindrechlerei und Fossilien-Schleiferei Österreichs. – *Traunspiegel*, 13. Jg., Folge 144 (November 2008), 14–15, Bad Ischl.
- LOBITZER, H., SVOBODOVÁ, M. & ŠVÁBENICKÁ, L. (2010): Grindstone Mining in Gosau – the Classical Locality of the Ressen Formation (Lower Campanian, Gosau, Upper Austria). – *Abh. Geol. B.-A.*, **65**, 169–179, Wien.
- LOESCHKE, J., KRETZSCHMA, T., LANGER, V. & STRECK, M. (1990): Zur Geologie der Norischen Decke nordwestlich von Kalwang (Eisenerzer Alpen, Steirische Grauwackenzone/Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 345–363, Wien.
- LOHBERGER, W. (1988): Grundwasseruntersuchung Mollner Becken. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., Linz.
- LOHBERGER, W. (1997): Integrale Trinkwasservorsorge Oberösterreich. Rohstoffforschungsprojekt OA 25. Teilbereich Grundwasservorkommen in Oberösterreich. – Bericht, Linz.
- LOOK, E.-R. (Red.) (1996): Arbeitsanleitung Geotopsschutz in Deutschland. Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland. – *Angewandte Landschaftsökologie*, **9**, 105 S., Bonn – Bad Godesberg.
- LORENZ, W. & GWOSDZ, W. (1997): Bewertungskriterien für Industriemineralien, Steine und Erden. Teil 1: Tone. – *Geol. Jb.*, Reihe H, Heft 2, 103–108, Hannover.
- 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.
- LOTTER, M., JOCHUM, B., ITA, A. & OTTNER, F. (2007): Geogene Naturgefahren und Risikomanagement unter Berücksichtigung primärer und sekundärer wasserwirtschaftlicher Rahmenbedingungen, Fallstudie / Windischgarsten (OÖ), Bericht BBK-Projekt OC-26/F (2007) und ÜLG-35 (2007). – Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, Geol. B.-A., 37 S., Wien.
- MACKENBACH, R. (1984): Jungtertiäre Entwässerungsrichtungen zwischen Passau und Hausruck (O.Österreich). – *Geol. Inst. Univ. Köln, Sonderveröff.* **55**, 175 S., Köln.
- MAKOVEC, F. (1969): Die geologisch-geotechnischen Untersuchungen für das Kraftwerk Wallsee – Mitterkirchen. – *Österr. Z. Elektrizitätsw.*, **22**, 131–137, Wien.
- MALZER, O., RÖGL, F., SEIFERT, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & BRIX, F. (1993): III. 4. Die Molassezone und deren Untergrund. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Red.): Erdöl und Erdgas in Österreich. – 2. Aufl., Veröff. Naturhist. Mus. Wien, N. F. **19**, 281–357, Wien – Horn (Naturhist. Mus. & F. Berger).
- 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.
- MANDL, G.W. (1984a): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol.- u. 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**, 1–31, Wien.
- MANDL, G.W. (1987): Das kalkalpine Stockwerk der Dachstein-Region. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987 Blatt 127 Schladming. – 46–85, Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. (1998): Geologische Karte der Dachsteinregion 1 : 50.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Eds.): Aspects of Geology in Austria. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92** (1999), 61–77, Wien.
- MANDL, G.W. (2001): Geologie der Dachsteinregion. – *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **21**, 13–37, Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. (2009): Tafel 8: Geologischer Bauplan der Salzburger Kalkalpen. – In: PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1 : 200.000. – 162 S., Geol. B.-A., Wien.
- 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. – *Ber. Geol. B.-A.*, **76**, 111–116, Wien.
- MANDL, G.W. & MATURA, A. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 127 Schladming. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- MANDL, G.W., HOLZER, H.L., LOBITZER, H. & PIROS, O. (1987): Das kalkalpine Stockwerk der Dachstein-Region. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987 Blatt 127 Schladming. – 46–85, Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & ROCKENSCHAUB, M. (2001a): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 104 Mürzzuschlag. – *Geol. B.-A.*, Wien.

- MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., SATTLER, U., DECKER, K., DRAXLER, I., KRYSSTYN, L., & PIROS, O. (2001b): Erstellung moderner Geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Hochschwab West & Süd. – Zwischenber., 52 S., Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., DECKER, K., DRAXLER, I., KRYSSTYN, L. & PIROS, O. (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet. – Endbericht BBK-Forschungsprojekt WA 4a & StA 028n, IV+219 S., Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W., REITER, R., LOBITZER, H. & GAMSJÄGER, S. (2008): Geologieschatz Salzkammergut. – In: SANDGRUBER, R. (Hrsg.): Salzkammergut – OÖ Landesausstellung 2008. – 217–224, Linz (Trauner Verlag).
- MANDL, G.W., HUSEN, D. VAN & LOBITZER, H. (Red.) (in Vorber.): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl. – Geol. B.-A., Wien.
- MARCHETTI, H. (2003): Stern & Hafler. Visionen mit Tradition 1883–2003. – GEG Werbung GmbH, 322 S., Gmunden.
- MAROSCHECK, E.F. (1933): Beiträge zur Kenntnis des Granits von Mauthausen in Oberösterreich. – Tscherm. Miner. Petr. Mitt., **43**, 375–405, Wien.
- MASCARELLI, A.L. (2009): Quaternary geologists win timescale vote. – *Nature*, **459**, S. 624.
- MASCH, L. & CETIN, B. (1991): Gefüge, Deformationsmechanismen und Kinematik in ausgewählten Hochtemperatur-Mylonitazonen im Moldanubikum des Bayerischen Waldes. – *Geologica Bavarica*, **96**, 7–27, München.
- MATTERN, F. (1995): Late Carboniferous to early Triassic shear sense reversals at strike-slip faults in eastern Bavaria. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1993**, 1471–1490, Stuttgart.
- MATTERN, F. (2001): Permo-Silesian movements between Baltica and Western Europe: tectonics and “basin families”. – *Terra Nova*, **13**, 368–375, 2001, Oxford.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 63–74, Wien.
- MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 13–27, Wien.
- MATURA, A. (2003): Zur tektonischen Gliederung der variszischen Metamorphite im Waldviertel Niederösterreichs. – *Jb. Geol. B.-A.*, **143**, 221–225, Wien.
- MATZ, H. & GEPP, J. (2008): Moorreiche Steiermark, 389 Moore der Steiermark. – Naturschutzbund Steiermark und Institut für Naturschutz (Hrsg.), 272 S., Graz.
- MATZNER, CH. (1986): Die Zlambach-Schichten (Rhät) in den Nördlichen Kalkalpen. Eine Plattform-Hang-Beckenentwicklung mit allochthoner Karbonatsedimentation. – *Facies*, **14**, 1–104, Erlangen.
- MAURER, H. (1971): Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **64**, 137–172, Wien.
- MAURITSCH, H.J. (1985a): Bodengeophysikalische Identifizierung von aeromagnetischen Anomalien der östl. Grauwackenzone (Kontaktzone Grüngesteine – Ennstaler Phyllite) im Abschnitt Reiteralm – Pruggern. – Unveröff. Bericht Projekt St-A-024b/84, 46 Bl., Archiv Nr. A 06152-R, Leoben.
- MAURITSCH, H.J. (1985b): Weiterverfolgung der aero- und bodengeophysikalischen Anomalien aus dem Bereich Karlsplatz bis ins Donnersbachtal, Hochgrößen: – Unveröff. Abschlußbericht 1984 Projekt St-A-024c/84, 44 S., Archiv Nr. A 06183-R, Leoben.
- MAURITSCH, H.J. (1987): Bodengeophysikalische Identifizierung von aeromagnetischen Anomalien im Bereich der östlichen Grauwackenzone sowie der Fischbacher Alpen. – Unveröff. Endbericht 1987 Projekt St-C-027/86, 23 S., Archiv Nr. A 06554-R, Leoben.
- MAURITSCH, H.J. & WALACH, G. (1984): Gesteinsphysikalische Untersuchungen an Gesteinen der Ennstaler Phyllite, Schladminger Altkristallin, Wölzer Einheit und Gurktaler Decke. – Unveröff. Abschlussbericht 1983 Projekt St-C-1f/83, 52 S., Archiv Nr. A 05853-R, Leoben.
- MAURITSCH, H.J. & WALACH, G. (1985): Gesteinsphysikalische Untersuchungen an Gesteinen der Ennstaler Phyllite, Schladminger Altkristallin, Wölzer Einheit und Gurktaler Decke. – Unveröff. Abschlussbericht 1984 Projekt St-C-1f/83, 41 S., Archiv Nr. A 06123-R, Leoben.
- 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.
- MAYER, G. (1979): Natur für alle: Naturschutzgebiete und Naturdenkmale in Oberösterreich: Teil I. – 184 S., Linz.
- MAYER, K., PATULA, S., STRAUB, J., SAILER, S., THOM, P., LEPPIG, B. & POSCHINGER, A. VON (2010): Projekt Georisiken im Klimawandel – Vorhaben Gefahrenhinweiskarte Bayerische Alpen, Alpenanteil Landkreis Ostallgäu und Weilheim-Schongau. – 84 S., Abschlussber. Umwelt Spezial, Bayerisches Landesamt für Umwelt, München.
- MAYR, M. (2003): Die Salinen Austria AG und die Geologie ihrer Salzlagerstätten im Salzkammergut. – In: Baugeologisches Seminar: Vorträge 2001/02. – *Mitt. Inst. Angew. Geol., Univ. für Bodenkultur Wien, Reihe: Angewandte Geowissenschaften*, **13**, 53–97, Wien.
- MAYRHOFER, H. (1955): Beiträge zur Kenntnis des alpinen Salzgebirges mit einer strukturellen und stofflichen Bearbeitung des Ischler Salzberges und einem Entwurf einer tektonischen Entstehungshypothese des Haselgebirges. – *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **105**, 752–775, Stuttgart.
- MEIXNER, H. & CLAR, E. (1953): Die Magnesitlagerstätte in Sunk bei Trieben (Obersteiermark). – *Joanneum Min. Mitt.*, **1/1953**, 1–6, Graz.
- 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, Amsterdam.
- METZ, K. (1940): Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Trieben. – *Mitt. R.-A. Bodenforsch.*, **1** (90), 163–220, Wien.
- METZ, K. (1971): Das Problem der Grenzzone zwischen den Wölzer Glimmerschiefern und Ennstaler Phylliten. – *Carinthia II, Sh.* **28**, 159–166, Klagenfurt.
- METZ, K. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 129 Donnersbach. – Geol. B.-A., Wien.
- METZ, K. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 129 Donnersbach. – 35 S., Geol. B.-A., Wien.
- METZ, K., SCHMID, CH., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E., WALACH, G. & WEBER, F. (1980): Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen – Niedere Tauern – Eisenerzer Alpen. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**, 213–259, Wien.
- MEURERS, B., STEINHAUSER, P. & JILG, W. (1990): Gesteinsphysikalische Aufnahme der Böhmisches Masse in ausgewählten Teilen des Mühlviertels. – *Geophys. Forschungsber.*, **29**, 39 S., Wien.
- MEYER, B.L. (1956): Mikrofloristische Untersuchungen an jungtertiären Braunkohlen im östlichen Bayern. – *Geologica Bavarica*, **25**, 100–128, München.
- MIKSA, V. & OPLETAL, M. (1995): Geologická mapa v měřítku 1 : 50.000, GM 32-14 Nová Pec. – Česká geologická služba, Praha.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011a): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – *Facies*, **57/1**, 137–186, Erlangen.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011b): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). – *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch.)*, **100/7**, 1605–1631.

- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001a): 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.
- MISSONI, S., STEIGER, T. & GAWLICK, H.-J. (2001b): Das „Gschirrkopfenster“ in den Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) und seine Interpretation: Neueregebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Untersuchungen. – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **45**, 89–110, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1903): Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. – In: SUSS, E. (Hrsg.): *Bau und Bild Österreichs*. – 383–391, Wien – Leipzig (Tempky-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.*, 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).
- MORTON, F. (1965): Der Krottensee in Gmunden: Ein unbedingt zu schützendes Juwel pflanzlichen Lebens. – *Jb. Oö. Mus.-Ver.*, **110** (3), 502–510, Linz.
- MORTON, F. (1969): Das Toteisloch „im Eck“ (Gmunden): Mit einem Anhang: Ein seltener Typha-Aspekt im Krottensee. – *Jb. Oö. Mus.-Ver.*, **114**, 316–318, Linz.
- MOSER, G. (2005): Löss und Lösslehme in Oberösterreich südlich der Donau – Funktion und Bedeutung für den Grundwasserschutz. – *Diss. Fak. Geowiss., Geogr. u. Astr., Univ. Wien*.
- MOSER, R. (1997): Dachsteingletscher und deren Spuren im Vorfeld. – 143 S., Hallstatt (Musealverein Hallstatt).
- MOSHAMMER, B. (2003): Die Verwendung von Kalkstein der Obertrias und des Jura im Salzkammergut. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): *Beiträge zur Geologie des Salzkammergutes*. – *Gmundner Geo-Studien* **2**, 297–309, Gmunden.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H. (Projektl.) (1999): Vorkommen von hochreinen und weißen Karbonatgesteinen in Österreich: Zusammenfassender Bericht Projekt Ü-LG 38/94–98, Ü-LG 38/94–94, Ü-LG 38F/96, Ü-LG 38F/98. – *Ber. Geol. B.-A.*, **48**, 33 S., Geol. B.-A., Wien.
- MOSHAMMER, B. & MALECKI, G. (Projektl.) (1994): Systematische Untersuchung von Rohstoffvorkommen zur Optimierung der Wertschöpfung. – *Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-025/91*, 27 S., Geol. B.-A., Wien.
- MOSHAMMER, B., FISCHER, K., RANZENBACHER, A., KASSMANNHUBER, R., MÜLLEGGER, A., KIENESBERGER, N., NEUHUBER, G. & SCHIPFER, CH. (2007): Die Verwendung von Kalkstein der Obertrias und des Jura im Salzkammergut. – In: EGGER, H. & RUPP, CH.: *Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. Arbeitstagung 2007 Geol. B.-A.* – 183–199, Geol. B.-A., Wien.
- MOSSBAUER, L. (1990): Geologische Karte Kirchdorf an der Krems. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- MOSTLER, H. (1966): Zur Einstufung der „Kieselschiefer“ von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). – *Verh. Geol. B.-A.*, 157–170, Wien.
- MOSTLER, H. (1972a): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – *Verh. Geol. B.-A.*, 155–162, Wien.
- MOSTLER, H. (1972b): Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – *Verh. Geol. B.-A.*, 171–174, Wien.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Periferenspiculae. – *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.
- MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2006): Magnetische Karte 1 : 200.000 – Isanomalien der Totalintensität ( $\Delta T$ ). – In: *Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Molassezone Salzburg – Oberösterreich* (Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich). – *Geol. B.-A.*, Wien.
- MOTSCHKA, K., SLAPANSKY, P., SCHUBERT, G. & AHL, A. (2008): Aero-geophysikalische Vermessung im Bereich Ulrichsberg (OÖ). – *Unveröff. Bericht Projekt ÜLG-20/2006B & ÜLG-28/2007A*, 66 S., Archiv Nr. A 15744-R, Wien.
- MOTSCHKA, K., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P., BIEBER, G., RÖMER, A. & AHL, A. (2009a): Aero-geophysikalische Vermessung im Bereich Rainbach / OÖ. – *Unveröff. Bericht Projekte ÜLG-20/08b, ÜLG-28/08b & 09b, ÜLG-35/08b & 09b*, 94 S., Archiv Nr. A 16260-R, Wien.
- MOTSCHKA, K., BIEBER, G., SLAPANSKY, P., AHL, A., SUPPER, R. & RÖMER, A. (2009b): Aero-geophysikalische Vermessung im Bereich Eferdinger Becken / OÖ. – *Unveröff. Bericht Projekte ÜLG-20/06c & 07a, ÜLG-28/07c & 08a, ÜLG-35/07c*, 125 S., Archiv Nr. A 15978-R, Wien.
- MÜLLEDER, H. & KAPL, S. (1989): Naturdenkmale in Oberösterreich (Naturschutz in Oberösterreich: Unsere Naturdenkmale). – *Amt d. OÖ. Landesreg., Agrar- u. Forstrechtsabt.*, 88 S., Linz.
- MÜLLEDER, H. & KAPL, S. (Red.) (1991): Naturschutz in Oberösterreich, Bericht 1986–1990. – *Amt d. OÖ. Landesreg., Agrar- und Forstrechtsabt.*, 68 S., Linz.
- MUSEUMSBUND ÖSTERREICH (2009): *Schlossmuseum Linz*. – *Neues Museum*, **2009**, 127 S., Linz.
- MUSSIL, G. (1984): Zur Stratigraphie und Genese des Langmooses in der Gemeinde St. Lorenz (Oberösterreich). – *Linzer biol. Beitr.*, **16/2**, 195–210, Linz.
- NAGL, H. (1967): Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.* **176**, 91–123, Wien.
- NAGL, H. (1972): Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **63**, 185–202, Wien.
- NAGL, H. (1982): Zur eiszeitlichen Vergletscherung des Sternsteins, Oberösterreich. *Jb. – OÖ. Mus.-Ver.* **127**, 221–226, Linz.
- NATURSCHUTZDATENBANK: <https://e-gov.ooe.gv.at/ndbinternet/NDBInternetNSB.jsp?pageStatus=NSBListe&liste=5>, (abgefragt: 12. 10. 2011).
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – *Abh. Geol. B.-A.*, **42**, 137 S., Wien.
- NEUBAUER, F. (1989): Late Variscan structures of the Eastern Greywacke Zone (Eastern Alps). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 425–432, Stuttgart.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. – *Die Geowissenschaften: Organ der Alfred-Wegener-Stiftung*, **12**, Heft 5–6, 136–140, Berlin.
- 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, Amsterdam.
- 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. & FRISCH, W. (1993): The Austro-Alpine Metamorphic Basement East of the Tauern Window. – In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F.: *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. – 515–536, Berlin etc. (Springer).
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H. (1989): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, **164**, 49–62, Amsterdam.

- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised Lithostratigraphy and structure of the Eastern Graywacke Zone, Eastern Alps. – Mitt. Österr. Geol. Ges. (ALCAPA issue), **86**, 61–74, Wien.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B.T. (2002): Early Palaeozoic tectonothermal events in basement complexes of the eastern Graywacke Zone (Eastern Alps): evidence from U-Pb zircon data. – Int. J. Earth Sci., **91**, 775–786, Stuttgart.
- NEUHUBER, G. (1990): Geologisch-Petrographische Untersuchungen im Aschachtal im südöstlichen Sauwald (Oberösterreich) mit besonderer Berücksichtigung der dortigen jungen Granitstöcke. – Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 161 S., Salzburg.
- NIEBUR, B., PÜRNER, T. & WILMSEN, M. (2009): Lithostratigraphie der außeralpinen Kreide Bayerns. – SDGG, **65**, 7–58, Hannover.
- NIEDERMAIR, M. & PLATTNER, G. (2010): Moore im Klimawandel. – 22 S., ÖBF (Wien/Purkersdorf). ([http://www.bundesforste.at/uploads/tx\\_pdforder/Studie\\_Moore\\_im\\_Klimawandel.pdf](http://www.bundesforste.at/uploads/tx_pdforder/Studie_Moore_im_Klimawandel.pdf)) (abgefragt: 12. 10. 2011).
- NIEVOLL, J. (1984): Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübing und Neuberg (Obersteiermark, ÖK 103 Kindberg). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **77**, 63–71, Wien.
- NIEVOLL, J. (1987): The Lower Paleozoic of the Noric nappe at Veitsch (Eastern Alps, Austria). – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECLA, P. (Hrsg.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. – Mineralia slovacica – Monography, 379–386, Bratislava (Alfa Publishers).
- NOWACK, E. (1921): Studien am Südrand der Böhmisches Masse. – Verh. Geol. Staatsanst., **1921/2**, 37–47, Wien.
- NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M. (1993): Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin. – In: HAUSER, CH. & NOWOTNY, A. (Red.): Arbeitstagung 1993 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 144 Landeck, 55–91, Geol. B.-A., Wien.
- NOWY, W. & LEIN, R. (1984): Zur Geologie des Bosruck-Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Österreich). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud., **30/31**, 45–94, Wien.
- OBERHÄNSLI, R. (Ed.) (2004): Metamorphic structure of the Alps, scale 1 : 1.000.000. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **149**, Supplement, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1968): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 1–88, Wien.
- OBERÖSTERREICHISCHE KOHLESTRASSE – Ein Ausflug in glorreiche Tage des Braunkohlebergbaus: <http://www.kohlestrasse.at> (abgefragt: 12. 10. 2011).
- OBERÖSTERREICHISCHE LANDESREGIERUNG (2011): <http://www.land-oberoesterreich.gv.at/cps/rde/xchg/ooe> (abgefragt: 12. 10. 2011).
- OBERÖSTERREICHISCHE UMWELTANWALTSCHAFT: <http://www.ooe-umweltanwaltschaft.at> (abgefragt: 12. 10. 2011).
- OBERÖSTERREICHISCHES LANDESMUSEUM (Hrsg.) (1983): 150 Jahre Oberösterreichisches Landesmuseum. – 295 S., Linz.
- OBERÖSTERREICHISCHES LANDESMUSEUM (Hrsg.) (1985): Höhlenbär und Bärenjäger – Ausgrabungen in der Ramesch-Knochenhöhle im Toten Gebirge. – Kataloge des Oö. Landesmuseums, N. F., **6**, 31 S., Linz.
- OBERÖSTERREICHISCHES NATURSCHUTZGESETZ: [http://www.ris.bka.gv.at/Dokumente/Lgbl/LGBL\\_OB\\_19821122\\_80/LGBL\\_OB\\_19821122\\_80.pdf](http://www.ris.bka.gv.at/Dokumente/Lgbl/LGBL_OB_19821122_80/LGBL_OB_19821122_80.pdf), (abgefragt: 12. 10. 2011).
- O'BRIEN, P.J. & VRÁNA, S. (1995): Eclogites with a short-lived granulite facies overprint in the Moldanubian Zone, Czech Republic: petrology, geochemistry and diffusion modelling of garnet zoning. – Geol. Rundsch., **84**, 473–488, Stuttgart.
- OHNESORGE, TH. (1905): Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. – Verh. Geol. R.-A., 373–377, Wien.
- OMV-AG, PRO-RM (2002): Erdöl-, NGL- und Naturgasproduktion in Österreich nach Firmen, Erdölprovinzen und Jahren, Stand 1. 1. 2002. – Unveröff. Bericht LII/968/2002, Wien.
- OÖ. AKADEMIE FÜR UMWELT UND NATUR BEIM AMT DER OÖ. LANDESREGIERUNG (Hrsg.) (2004): Lehr und Erlebnispfade zu Umwelt und Natur in Oberösterreich. – 17 S., Linz. ([http://www.eduhi.at/dl/Lehrpfade\\_Gesamtdok070904.pdf](http://www.eduhi.at/dl/Lehrpfade_Gesamtdok070904.pdf)) (abgefragt: 12. 10. 2011).
- OÖ NSCHG (ÖSTERREICHISCHES NATUR- UND LANDSCHAFTSSCHUTZGESETZ (2001): [http://www.ris.bka.gv.at/Dokumente/Lgbl/LGBL\\_OB\\_20011214\\_129/LGBL\\_OB\\_20011214\\_129.pdf](http://www.ris.bka.gv.at/Dokumente/Lgbl/LGBL_OB_20011214_129/LGBL_OB_20011214_129.pdf), (abgefragt: 12. 10. 2011).
- 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., **101**, Suppl. 1, 55–71, Basel (Birkhäuser Verlag).
- OTRUBA, G. (1988): Zur Geschichte des Bergbaus in Oberösterreich. – Österr. i. Gesch. u. Lit., **32**, 182–214, Linz.
- OTRUBA, G. & KROPP, R. (1969): Die Entwicklung von Bergbau und Industrie in Oberösterreich (I). – Oö. Heimatbl., **23**, 3–19, 70–85, Linz.
- OTT, C. (2002): Neuaufnahme des Blattes 70 Waidhofen/Ybbs „Neudorf-Lindaumauer-Feld“. – Dipl.-Arb. Univ. Bremen, 68 S., Bremen.
- OTT, W.D. (1992): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7248/49 Jandelsbrunn. – Bayer. Geol. L.-A., 72 S., München.
- OTTNANGIEN – ÖNJ: Österreichische Naturschutzjugend: <http://www.oenj.at/naturschutz/grundstuecke/ottnangien/> (abgefragt: 12. 10. 2011).
- OTTNER, F. (1990): Zur Geologie der Wurzer Deckenscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks (O.Ö.). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr. **36**, 101–145, Wien.
- ÖZE (1965): Das Ennskraftwerk St. Pantaleon. – Österr. Z. Elektrizitätsw., **18**, 185–266, Wien (Springer).
- ÖZE (1970): Das Ennskraftwerk Weyer. – Österr. Z. Elektrizitätsw., **23**, H. 5, Wien (Springer).
- ÖZE (1973): Das Ennskraftwerk Schönau. – Österr. Z. Elektrizitätsw. **26**, H. 7, Wien (Springer).
- PAK, E. & SCHAUBERGER, O. (1981): Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. – Verh. Geol. B.-A., 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. Martin-Luther-Univ., Halle.
- PAPP, A. (1960): Das Vorkommen von Miogypsina in Mitteleuropa und dessen Bedeutung für die Tertiärstratigraphie. – Mitt. Geol. Ges., **51**, 219–228, Wien.
- PAPP, A., GRILL, R., JANOSCHEK, R., KAPOUNEK, J., KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., 9–27, Wien.
- PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J. (1973): M2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgotarjaner, Bantapusztaer Schichtengruppe und die Rzeakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **3**, 841 S., Bratislava (SAV).
- PATZELT, G. (1975): Unterinntal – Zillertal – Pinzgau – Kitzbühler Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. – Innsbr. Geogr. Stud., **2** (Exkursionsführer Tirol), 309–329, Innsbruck.
- PAULUS, G. (1991): Die Entwicklungsgeschichte der Altkristallinschollen von Vöstenhof/Schlöglmühl sowie Geochemische, Geochronologische und Petrogenetische Untersuchungen der Riebeckitgneise von Gloggnitz im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpin). – Unveröff. Dipl.-Arb. Naturwiss. Fak. Karl-Franzens-Univ. Graz, 150 S., Graz.
- PEER, H. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 243–262, Wien.
- PENCK, A. (1921): Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse nördlich Innsbruck. – Abh. der Preußischen Akad. Wiss., 135 S., Berlin.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter 1. Die Eiszeit in den nördlichen Ostalpen. – 1199 S., Leipzig.

- PERESSON, H. (1992): Kinematische Analyse der Wolfgangsee-Störung (Kalkalpen, Oberösterreich) – TSK IV – 4. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie. – Frankfurter geowiss. Arb., Ser. A, **11**, 277–279, Frankfurt.
- PERESSON, H. (1996): Zur Kinematik der Windischgarstenerstörung. – Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., **16**, 109–110, Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. – *Tectonophysics*, **272**, 125–157, Amsterdam.
- PERESSON-HOMAYOUN, M. (2005): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an bedeutenden Bauvorhaben mit Schwerpunkt auf umweltrelevante, rohstoffwissenschaftliche und grundlagenorientierte Auswertungen insbesondere in der Molassezone und den penninischen Einheiten Oberösterreichs. – Unveröff. Ber. FA. Rohstoffgeologie, 66 S., Geol. B.-A., Wien.
- PERYT, D., LAHODYNSKY, R., ROCCHIA, R. & BOCLET, D. (1993): The Cretaceous/Paleogene boundary and planctonic foraminifera in the Flyschgosau (Eastern Alps, Austria). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **104**, 239–252, Amsterdam (Elsevier).
- PESECKE, P. (1972): Pollenanalytische Untersuchungen im Waldviertel Niederösterreichs. – *Flora*, **161**, 256–284, Jena.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (Red.) (2009): Geologie der Österreichischen Bundesländer. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1 : 200.000. – 162 S., Geol. B.-A., Wien.
- PETRAKAKIS, K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. – *J. metamorphic Geol.*, **15**, 203–222, Oxford.
- PETTERS, V. (1936): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. – *Pertroleum*, **32/5**, 10–12, Berlin – Wien.
- PFLEIDERER, S., REITNER, H., UNTERSWEG, T. & HEINRICH, M. (2007): Rohstoffgeologische Beurteilung von Kiessand-Vorkommen in Oberösterreich. – In: EGGER, H. & RUPP, CH. (Red.): Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. Arbeitstagung 2007 der Geologischen Bundesanstalt. – Geol. B.-A., Wien.
- PIA, J. (1943): Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe (Oberdonau). – *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, **53**, 5–155, Wien.
- PICHLER, W. & STIEB, S. (2001): Traunstein und Umgebung. – 147 S., Vöcklabruck (Verlag Werner Pichler).
- PIFFL, L. (1971): Zur Gliederung des Tullner Feldes. – *Ann. Nat. Hist. Mus. Wien*, **75**, 239–310, Wien.
- PILLER, W.E. (1976): Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes (Obertrias) am Nordrand des Toten Gebirges (S' Grünau im Almtal, Oberösterreich). – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **23**, 113–152, Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., HUSEN, D. VAN, KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, CH., 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.
- PILLER, W.E., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2007): Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions. – *Stratigraphy*, **4**, 151–168.
- PIPPAN, TH. (1967): Die Stadterrassen von Salzburg. – *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, **109**, 115–128, Wien.
- 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.*, 181–194, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1982a): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 95 St. Wolfgang. – Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1982b): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut. – 74 S., Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 94 Hallein. – Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. – 76 S., Geol. B.-A. lt., Wien.
- PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R. (1956): Ein bemerkenswertes Profil mit rhätisch-liassischen Mergeln am Untersberg-Ostfuß (Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, 275–283, Wien.
- POBER, E. (1984): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der Gosau von Wörschach. – *Diss. Univ. Wien*, 149 S., Wien.
- POHL, W. (1968): Zur Geologie und Paläogeographie der Kohlemulden des Hausruck (Oberösterreich). – *Dissertationen der Universität Wien*, **17**, 66 S., Wien.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „hart auf weich“. – *Felsbau*, **7**, 16–20, Essen.
- POLESNY, H. (1997): Naturwissenschaftliche Sammlungen Kremsmünster: Der Raum Kremsmünster und seine Bedeutung für die Öl- und Gasindustrie. – *Berichte des Anselm Desing Vereins*, **37**, 4–19, Kremsmünster.
- POSCHER, G. (1993): Geochemisch-technische Eigenschaften von Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs. – *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **16**, 83–102, Geol. B.-A., Wien.
- POSCHER, G. & MOSTLER, H. (Projektl.) (1991): Karbonatrohstoffe in Oberösterreich: Endbericht. Teil 1 – Übersicht: Geochemisch-technische Eigenschaften oberösterreichischer Karbonatgesteinsvorkommen; Teil 2 – Untersuchungsgebiete von OA 19/2. – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-019/88, 39 S. + 34 S., Innsbruck.
- POSCHER, G., STINGL, V., ASTL, C., HARTLEITNER, K., SANDERS, D., TESSADRI, R. & MOSTLER, H. (Projektl.) (1987): Karbonatrohstoffe in Oberösterreich. – Endbericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-019/86, 72 S., Innsbruck.
- PÖSTINGER, M. (2008): Moorentwicklungskonzept Oberösterreich [http://www.ooe-umweltanwaltschaft.at/xbcr/SID-1BC84FF3-1A1FC2EB/MEK\\_-\\_Text.pdf](http://www.ooe-umweltanwaltschaft.at/xbcr/SID-1BC84FF3-1A1FC2EB/MEK_-_Text.pdf), [http://www.ooe-umweltanwaltschaft.at/xbcr/SID-AF29E3E3-2D74CCBB/MEK\\_-\\_Powerpoint.pdf](http://www.ooe-umweltanwaltschaft.at/xbcr/SID-AF29E3E3-2D74CCBB/MEK_-_Powerpoint.pdf) (abgefragt: 12. 10. 2011).
- POTT, R. (1996): Biotoptypen: schützenswerte Lebensräume Deutschlands und angrenzender Regionen. – 448 S., Stuttgart (Ulmer Verlag).
- 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.
- PRESS, F. & SEEVER, R. (1994): *Understanding Earth*. – I-XII + 593 S., New York (Freeman Verl.).
- PREY, S. (1950): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Perneck-Kogels westlich von Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **94**, 93–165, 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. (1957): Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden. – *Jb. Geol. B.-A.*, **100**, 299–356, Wien.
- PREY, S. (1959): Zwei Tiefbohrungen der Stieglbrauerei in Salzburg. – *Verh. Geol. B.-A.*, 216–224, Wien.
- PREY, S. (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1 : 50.000. – Geol. B.-A., Wien.
- PREY, S. (1973): Der südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. – *Verh. Geol. B.-A.*, 67–94, Wien.
- PREY, S. (1974): Erläuterungen zum Geologischen Lehrpfad Windischgarsten (Steinschau) – Einführung in die geologische Geschichte und den Bau des Raumes von Windischgarsten, Oberösterreich. – 72 S., Windischgarsten.
- PREY, S. (1975): Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1–25, Wien.

- PREY, S. (1983): Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschlifgrabens südöstlich von Gmunden (Oberösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 95–127, Wien.
- PREY, S. (1984): Das Helvetikum von Ohlsdorf – Oberweis an der Traun nördlich Gmunden (OÖ.). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 497–511, Wien.
- PREY, S. (1992): Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung – eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik. – *Jb. Geol. B.-A.*, **135/2**, 513–577, Wien.
- PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R. (1976): Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976/2**, 95–113, Wien.
- PROCHASKA, W. & EBNER, F. (1989): Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/Grauwackenzone. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **197**, 191–205, Wien.
- PROPACH, G., BAUMANN, A., SCHULTZ-SCHMALSCHLÄGER, M. & GRAUERT, B. (2000): Zircon and monazite U-Pb ages of Variscan granitoid rocks and gneisses in the Moldanubian Zone of eastern Bavaria, Germany. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **6**, 345–377, Stuttgart.
- PUCHER, R. & HAHN, A. (1979): Flächenmäßige Erfassung der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes im Raum Bayerische Alpen – Tirol – Vorarlberg; Rückschluss auf Strukturen des Untergrundes. – *Unveröff. Bericht Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Abschlussbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben ET 3017 A – Aeromagnetik Alpen*, 27 S., Hannover.
- PUHL, J. (2000): Vergleichende Geochemie und Petrologie von ultramafischen Massiven der Ostalpen. – *Unveröff. Diss., Montanuniv. Leoben*, 332 S., Leoben.
- PUHR, B., SCHUSTER, R., HOINKES, G. & MOSHAMMER, B. (2009): <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr isotope study of marbles. – *Abstract Volume 9th Workshop on Alpine Geological Studies Cogne/Italy 16.–18. September 2009, Cogne*.
- QUADT, A. VON & FINGER, F. (1991): Geochronologische Untersuchungen im österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths: U-Pb-Datierungen an Zirkonen, Monaziten und Xenotimen des Weinsberger Granits. – *Ber. Dt. Miner. Ges.*, **1**, 281, Stuttgart.
- RADLER, S. (1970): Das Kraftwerksprojekt Weyer. – *Österr. Z. Elektrizitätsw.*, **23**, 157–164, Wien (Springer).
- RAKUS, M. (1999): Lower Liassic (Hettangian) Ammonites from Zlambach Graben near Bad Goisern, Upper Austria. – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 329–341, Wien.
- RANTITSCH, G., GROGGER, W., TEICHERT, CH., EBNER, F., HOFER, CH., MAURER, E.-M., SCHAFFER, B. & TOTH, M. (2004): Conversion of carbonaceous material to graphite within the Greywacke Zone of the Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **93**, 959–973, Stuttgart.
- 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. & BALDI-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.
- RASSER, M., VAŠIČEK, Z., SKUPIEN, P., LOBITZER, H. & BOOROVÁ, D. (2003): Die Schrambach-Formation an ihrer Typlokalität (Unter-Kreide, Nördliche Kalkalpen, Salzburg): Lithostratigraphische Formalisierung und „historische“ Irrtümer. – *In: PILLER, W.E. (Hrsg.): Stratigraphia Austriaca. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **16**, 193–216, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1983): Geologische Untersuchungen in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark, Österreich). – *Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Karl-Franzens-Univ. Graz*, V+306 S., Graz.
- RATSCHBACHER, L. (1984): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 423–453, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1987): Stratigraphy, tectonic and paleogeography of the Veitsch nappe (Graywacke Zone, Eastern Alps). – *In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Hrsg.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. Mineralia slovacica – Monography.* – 407–426, Bratislava (Alfa Publishers).
- RATSCHBACHER, L. & KLIMA, K. (1985): Übersicht über Geologie und Mineralgehalt in einem Querprofil von Altkristallin zur Kalkalpenbasis (Triebener Tauernpaß – Flitzenschlucht, Paltental, Steiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 151–173, Wien.
- 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.
- REICH, H. (1949): Geophysikalische Probleme im bayrisch-schwäbischen Donau-Raum. – *Erdöl und Kohle*, **2/3**, 81–87, Hamburg.
- REICHENBACHER, B. (1993): Mikrofaunen, Paläogeographie und Biostratigraphie der miozänen Brack- und Süßwassermolasse in der westlichen Paratethys unter besonderer Berücksichtigung der Fisch-Otolithen. – *Senckenbergiana lethaea*, **73/2** 227–267, Frankfurt am Main.
- 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. – *Zit-teliana*, **16**, 3–131, München.
- REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffaufschluss in den Nördlichen Kalkalpen. – *Unveröff. Dipl.-Arb. Montanuniv. Leoben*, 82 S., Leoben.
- REITER, E. (1989): Das Naturdenkmal „Ottangien“ zwischen Wolfsegg und Ottang am Hausruck. – *Oberösterreich. Heimatblätter*, **43/3**, 262–270, Linz.
- REITER, E. (1999): Die Mineralvorkommen Oberösterreichs anhand ihrer Literatur. – 585 S., Leonding (Eigenverlag E. Reiter).
- REITER, E. (2006): Das Leopold von Buch-Denkmal bei Großbraming (Oberösterreich) im Spiegel alter Postkarten. – *O.Ö. Geonachrichten*, **Jg. 22**, 27–35, Linz.
- REITER, E. (2010): Das Privatmuseum Helmuth Schöllnberger in Wels, Oberösterreich: Geologie und Erdgeschichte Österreichs zum Anfassen und Begreifen. – *O.Ö. Geonachrichten*, **Jg. 25**, 45–54, Linz.
- REITER, E. & SCHIRL, K. (1989): Die erdwissenschaftlichen Sammlungen des Stiftes Lambach in Oberösterreich. – 35 S., Lambach (Eigenverlag).
- REITER, E., SCHACHL, R., HAMMERL, W. & RAINER, N. (2008): Was Steine uns erzählen – Leonding und das Linzer Becken im Klimawandel vom Tertiär zur Eiszeit. – *Ausstellungskatalog*, 37 S., Leonding (Eigenverlag).
- REITNER, H. & DECKER, K. (1999): Kompilierte geologische Gebietskarte 1 : 50.000 Oberösterreichische Kalkvoralpen NE der Enns. – *In: PFLEIDERER, S.: Geohydrologische und hydrogeologische, geochemische und tektonische Grundlagenstudie in den Oberösterreichischen Kalkvoralpen nordöstlich der Enns. – Endbericht Bund-/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-030/97-99*, 121 S., Geol. B.-A., Wien.
- REITNER, H. & LETOUZÉ-ZEZULA, G. (2002): Oberflächennahe Mineralrohstoffe OÖ, Reserven. – *Projektendbericht O-C-016a, Geol. B.-A.*, Wien.
- RENÉ, M. (2000): Evolution of two-mica granites in the South Bohemian Batholith. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **145**, 21–28, Wien.
- RENÉ, M., HOLTZ, F., LUO, C., BEERMANN, O. & STELLING, J. (2008): Biotite stability in peraluminous granitic melts: compositional dependence and application to the generation of two-mica granites in the South Bohemian batholith (Bohemian Massif, Czech Republic). – *Lithos*, **102**, 538–553, Amsterdam.
- 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.
- RICHTER, W. (1965): Petrologische Untersuchungen am Mauthausener Granit im österreichischen Moldanubikum. – *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.* **3. F.**, **10**, 265–296, Wien.

- 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. – Unpub. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 140 S., Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 33 Steyregg. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, 442–443, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 33 Steyregg. – Jb. Geol. B.-A., **140/3**, 293, Wien.
- ROETZEL, R. (1983): Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg, Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **126/1**, 129–179, Wien.
- ROETZEL, R. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 12 Passau. – Geol. B.-A., Wien.
- ROETZEL, R. & KRENNMAYR, H.G. (1996): Tertiär und Quartär der Molassezone, Molasseuntergrund und Ultrahelvetikum. – In: EGGER, H., HOFMANN, TH. & RUPP, CH.: Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs, Wandertagung Österr. Geol. Ges. 1996. – Exkursionsführer, **16**, 32–35, Geol. B.-A., Wien.
- 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. – 20–23, Österr. Paläont. Ges., Wien.
- ROETZEL, R., MANDIC, O. & STEININGER, F.F. (1999): Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. – In: ROETZEL, R.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999. Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn. Geogenes Naturraumpotenzial der Bezirke Horn und Hollabrunn. – 38–54, Geol. B.-A., Wien.
- RÖGL, F. (1998): Paleogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **99A**, 279–310, Wien.
- RÖGL, F. & RUPP, CH. (1996): Stratigraphie in der Molassezone Oberösterreichs. – In: EGGER, H., HOFMANN, TH. & RUPP, CH. (Red.): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. Wandertagung Österr. Geol. Ges. 1996. – Exkursionsführer, **16**, 66–72, Geol. B.-A., Wien.
- RÖGL, F., SCHULTZ, O. & HÖLZL, O. (1973): Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J.: M2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgotarjaner, Bantapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostratotypen, **3**, 140–196, Bratislava.
- ROITINGER, R. (1973): Fundierung des Krafthauses Schönau auf Sand. – Österr. Z. Elektrizitätsw., **26**, 272–277, Wien (Springer).
- RÖMER, A., HÜBL, G. & ARNDT, R. (1999): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten, Projekt OA-30 (1998) und ÜLG-35/1998. – Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, 40 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 11376-R, Wien.
- RÖMER, A., HÜBL, G. & ARNDT, R. (2001): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten. – Unveröff. Bericht ÜLG-35/2000, 50 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 12676-R, Wien.
- RÖMER, A., ARNDT, R., SUPPER, R. & JOCHUM, B. (2003): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten. – Unveröff. Bericht ÜLG-35/2002, 71 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 13304-R, Wien.
- RÖMER, A., BIEBER, G. & JOCHUM, B. (2004a): Geoelektrische Messungen zur Untersuchung möglicher Quarzsandvorkommen im Raum nördlich von Stätzing. – Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, 9 S., Geol. B.-A., Wien.
- RÖMER, A., BIEBER, G. & JOCHUM, B. (2004b): Geoelektrische Messungen zur Untersuchung der Quarzsandvorkommen im Raum St. Georgen an der Gusen (OÖ). – Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, Geol. B.-A., 10 S., Wien.
- RÖMER, A., BIEBER, G. & JOCHUM, B. (2004c): Geoelektrische Messungen zur Untersuchung möglicher Quarzsandvorkommen im Raum Nöbling – Ruhstetten (OÖ). – Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, 15 S., Geol. B.-A., Wien.
- RÖMER, A., ARNDT, R., SUPPER, R. & JOCHUM, B. (2004d): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten. – Unveröff. Bericht ÜLG-35/2003, 121 S., Geol. B.-A., Wien.
- RÖMER, A., BIEBER, G., JOCHUM, B. & STOTTER, CH. (2005a): Geoelektrische Messungen im Raum Hartkirchen (OÖ) 2005. – Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, 45 S., Geol. B.-A., Wien.
- RÖMER, A., BIEBER, G. & JOCHUM, B. (2005b): Geoelektrische Messungen zur Untersuchung der Schotter/Schlierengrenze im Raum Kottlingrat (OÖ). – Unveröff. Bericht, Auftragsforschung, 22 S., Geol. B.-A., Wien.
- RÖMER, A., SUPPER, R., JOCHUM, B., BIEBER, G. & ARNDT, R. (2006): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten. – Unveröff. Bericht ÜLG-35/2005, 140 S., Geol. B.-A., Wien.
- RONIEWICZ, E. (1989): Triassic Scleractinian Corals of the Zlambach Beds, Northern Calcareous Alps, Austria. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Klasse, **126**, 152 S., Wien.
- RONIEWICZ, E., MANDL, G.W., EBEL, O. & LOBITZER, H. (2007): Early Norian Scleractinian Corals of the Dachstein Limestone of Feistritz, Southern Dachstein Plateau (Northern Calcareous Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **147**, Wien.
- ROSSNER, R. (1972): Die Geologie des nordwestlichen St. Martiner Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). – Erlanger geol. Abh., **89**, 57 S., Erlangen.
- RUDOLF-MIKLAU, F. & MOSER, A. (2009): Alpine Naturkatastrophen. – 120 S., Graz (Stocker Verl.).
- RUPP, CH. (2008a): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 47 Ried i. Innkreis. – Geol. B.-A., Wien.
- RUPP, CH. (2008b): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Geol. B.-A., Wien.
- 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, Stuttgart.
- RUPP, CH. & HAUNOLD-JENKE, Y. (2003): Untermiozäne Foraminiferenfaunen aus dem oberösterreichischen Zentralraum. – Jb. Geol. B.-A., **143/2**, 227–302, Wien.
- RUPP, CH., MANDL, G.W. & HEJL, E. (2009): Alpidische Molasse. – In: PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1 : 200.000. – 98–107, Geol. B.-A., Wien.
- RUTTNER, A. (1970): Die Bauxit-Vorkommen in der Oberkreide in den Ostalpen und deren paläogeographische Bedeutung. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **LVI/2**, 131–134, Budapest.
- RUTTNER, A.W. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 71 Ybbsitz. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 285–290, Wien.
- RUTTNER, A.W. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 71 Ybbsitz. – Geol. B.-A., Wien.
- RZEHAK, A. (1893): Die Fauna der Oncophora-Schichten Mährens. – Verh. Naturf. Ver. Brünn, **31**, 142–192, Brno.
- SACHSENHOFER, R. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Ostösterreichs. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 1–45, Wien.
- SACHSENHOFER, R. (1989): Zur Inkohlung des Ennstalertiärs. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **197**, 333–342, Wien.

- SACHSENHOFER, R.F., LEITNER, B., LINZER, H.-G., BECHTEL, A., ČORIĆ, S., GRATZER, R., REISCHENBACHER, D. & SOLIMAN, A. (2010): Deposition, erosion and hydrocarbon source potential of the Oligocene Eggerding Formation (Molasse Basin, Austria). – *Austrian J. Earth Sci.*, **103/1**, 76–99, 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.
- SALVERMOSER, S. (1999): Zur Sedimentologie gezeitenbeeinflusster Sande in der Oberen Meeresmolasse und Süßbrackwassermolasse (Ottomány) von Niederbayern und Oberösterreich. – *Münchner Geol. Hefte, A* **26**, 179 S., München.
- SALVERMOSER, S. & WALSER, W. (1991): Lithostratigraphische Untersuchungen an jungtertiären Molassesedimenten am Nordrand der Taufkirchener Bucht (Oberösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **134/1**, 135–147, Wien.
- SANDERS, D. & OSTERMANN, M. (2006): Depositional setting of the sedimentary rocks containing the „warm-interglacial“ fossil flora of the Höttinger Breckzie (Pleistocene, Northern Calcareous Alps, Austria): a reconstruction. – *Veröff. Tirol. Landesm. Ferdinandeum*, **86**, 91–118, Innsbruck.
- SANDGRUBER, R. (Hrsg.) (2008): Salzkammergut – OÖ Landesausstellung 2008. – 446 S., Linz (Trauner Verlag).
- 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.
- SAUSGRUBER, T. (ILF-Beratende Ingenieure) (1997): Gemeinde St. Ulrich/Steyr Oberösterreich, Bericht zur Georisikokartierung. – *Unveröff. Gutachten*, 33 S., Innsbruck.
- SCHADLER, J. (1932): Ein neues Phosphoritvorkommen (Plesching bei Linz, Oberösterreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, S. 129, Wien.
- SCHADLER, J. (1934a): Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. – *Mineral. und Petrogr. Mitt.*, **45**, 466–469, Leipzig (Akadem. Verlagsges. m.b.H. Leipzig).
- SCHADLER, J. (1934b): Weitere Phosphoritfunde in Oberösterreich. – *Verh. Geol. B.-A.*, 58–60, Wien.
- SCHADLER, J. (1950): Ein neues Bauxit Vorkommen in Oberösterreich. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1948**, 136–137, Wien.
- SCHADLER, J. (1952): Geologische Spezialkarte 1 : 75.000 Blatt Linz und Eferding. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHADLER, J. (1964): Geologische Karte von Linz und Umgebung 1 : 50.000. – *Linzer Atlas, H. 6*, Magistrat Linz.
- SCHÄFFER, G. (1976): Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 96 Bad Ischl. – *In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1976*. – 6–26, *Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 96 Bad Ischl. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHARBERT, H.G. (1955): Der Granit von Plöcking (Typus Mauthausen) aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. – *Tscherm. Miner. Petr. Mitt.* 3.F., **5**, 153–161, Wien.
- SCHARBERT, H.G. (1957): Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel (westlich der Rodelstörung). – *N. Jb. Miner. Abh.*, **90/2**, 135–202, Stuttgart.
- SCHARBERT, H.G. & FUCHS, G. (1981): Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. – *Fortschr. Miner.*, **59**, Beih. 2., 129–152, Stuttgart.
- SCHARBERT, S. (1981): Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **27**, 173–188, Wien.
- SCHARBERT, S. (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **132**, 21–37, Wien.
- SCHARBERT, S. (1992): Rb-Sr systematics of granitoid rocks of the South Bohemian Pluton. – *In: KUKAL, Z. (Ed.): Proc. 1st International Conference on the Bohemian Massif, 1988*. – 229–232, *Czech Geol. Surv.*, Prague.
- SCHARBERT, S. (1998): Some geochronological data from the South Bohemian Pluton in Austria: a critical review. – *Acta Univ. Carol. Geol.*, **42**, 114–118, Prague.
- SCHARBERT, S. (2002): Kristallin der Böhmisches Masse. – *In: SCHNABEL, W. (Red.): Geologie der Österreichischen Bundesländer: Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000, Legende und kurze Erläuterung*. – 44–47, *Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHARBERT, S., BREITER, K. & FRANK, W. (1997): The cooling history of the southern Bohemian Massif. – *J. Czech Geol. Soc.*, **42**, 24, Prague.
- SCHAUBERGER, O. (1931): Die Fließstrukturen im Hallstätter Salz-lager. – *Berg- u. Hüttenm. Jb.*, **79/1**, 27–47, 57–78, 82–89, Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1949): Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. – *Berg. u. Hüttenm. Jb.*, **94**, 46–56, Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1955): Zur Genese des alpinen Haselgebirges. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **105**, 736–751, Hannover – Stuttgart.
- SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. – *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **7**, 217–254, *Geol. B.-A.*, 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.
- SCHAUER, M. (1984): Zur Altersstellung obertriadischer Dachsteinsriffkalke. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **120** (1983), 127–137, Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P., GROISS, R., THINSCHMIDT, A., RABEDER, J. & KURKA, M. (2000): Systematische Erhebung von Bergbauen und Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Proj. ÜLG-40/1998). – *Unveröff. Ber. (Lagerst.-Arch. Geol. B.-A.)*, 166 S., Wien.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – *Düsseldorfer Geographische Schriften*, **29**, 131 S., Düsseldorf (Geographisches Institut der Universität).
- 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.
- SCHERMANN, O. (1984): Wirtschaftliche Bewertung der Kieselgurvorkommen von Wallern (OÖ) und Fallbach (NÖ). – *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **5**, 131–133, *Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHERMANN, O., STRADNER, H., ALLRAM, F. & KAPPEL, F. (1979): Prospektion auf Kieselgur im Raume Wallern, Oberösterreich. – *Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-004/79, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05109-R*, 14 S., Wien.
- SCHIMANA, R. (1984): Strukturuntersuchungen in den Wölzer Glimmerschiefern am Ostrand der Wölzer Tauern. – *Unveröff. Vorarbeit Geol. Inst. Univ. Wien*, **75**, Wien.
- SCHINDLBAUER, G. & HIESMAYR, H. (1994): Rechberger Steinlehrpfad – *Faszination Stein*. – 68 S., Rechberg (Eigenverlag Gemeinde).
- SCHINDLBAUER, G. & KAPL, S. (2006): Geologische Naturdenkmale – *Geschichte aus Stein*. – *Informativ*, **43**, 12–14, Linz.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpinen Paläozoikum. – *Abh. Geol. B.-A.*, **43**, 1–149, Wien.
- SCHLAGER, W. (1967): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich) II. – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Wien*, **17** (1966), 205–282, Wien.
- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – *Geol. Rundsch.*, **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. & SCHÖLLNERBERGER, 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. & EBLI, 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, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2003a): Die Plassen-Formation der Typlokalität (Salzkammergut, Österreich) – neue Daten zu Fazies, Sedimentologie und Stratigraphie. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **46**, 1–34, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., ŠVÁBENICKÁ, L. & LOBITZER, H. (2003b): 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. – Gmundner Geo-Studien, **2**, 173–180, Gmunden.
- SCHLICKUM, W.R. & STRAUCH, F. (1968): Der Aussüßungs- und Verlandungsprozess im Bereich der Brackwassermolasse Niederbayerns. – Mitt. Bayer. Staatsing. Paläont. hist. Geol., **8**, 327–391, München.
- SCHMID, CH. (2001): Visualisierung der Atzbacher Sande in der Oberösterreichischen Molassezone – Phase 1. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., Leoben.
- SCHMID, CH., SUETTE, G., WEBER, F. (2005): Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen im Ennstal zwischen Liezen und Weng (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **145/1**, 107–114, Wien.
- SCHMID, ST.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae geol. Helv., **97**, 93–117, Basel (Birkhäuser).
- SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). – Unpubl. Dipl.-Arb. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 127 S., Wien.
- SCHMIDT, K., FRANK, W. & BERKA, R. (1998): Timing and conditions of metamorphic events along a profile from the base of the Northern Calcareous Alps to the Austroalpine basement units (Lower Austria – Styria). – Mitt. Österr. Miner. Ges., **143**, 379–381, Wien.
- SCHMIDT, R. (1981a): Seen und Moore Oberösterreichs als Archive der Vegetations- und Klimageschichte. – ÖKO L, **3**, 6–8, Linz.
- SCHMIDT, R. (1981b): Grundzüge der spät- und postglazialen Vegetations- und Klimageschichte des Salzkammergutes (Österreich) aufgrund palynologischer Untersuchungen von See- und Moorprofilen. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **3**, 96 S., Wien.
- SCHNABEL, W. (1979): Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzonen. – In: RUTTNER, A. & SCHNABEL, W.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1979. – 17–42, Wien.
- SCHNABEL, W. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen in der Grestener Klippenzone (westliche niederösterreichische Voralpen) mit großregionalen Faziesvergleichen auf den Blättern 54 Melk, 71 Ybbsitz und 72 Mariazell. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 301–302, Wien.
- SCHNABEL, W. (Red.) (2002): Geologie der Österreichischen Bundesländer: Geologische Karte von Niederösterreich 1 : 200.000, Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHNABEL, W. & RUTTNER, A. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 71 Ybbsitz. – Geol. B.-A., Wien.
- SCHNABEL, W., MATURA, A. & PISTOTNIK, J. (1999): Geologische Landesaufnahme. – In: BACHL-HOFMANN, CH., CERNAJSEK, T., HOFMANN, TH. & SCHEDL, A. (Red.): Die Geologische Bundesanstalt in Wien. – 186–193, Geol. B.-A., Wien.
- SCHNEIDER, J.F. & STRAKA, W. (2000): Quartärgeologie des Weissenbachtals, OÖ. – Unveröff. Studie im Auftrag des Landes OÖ., Wien.
- SCHÖBER, CH. (2003): Baulos Kienbergwand. Geologisch-geotechnisches Gutachten. – Amt d. Salzburger Landesregierung, Straßenbau. 80 S., Salzburg.
- SCHOLGER, R. & TERHORST, B. (2011): Paläomagnetische Untersuchungen der pleistozänen Löss- / Paläobodensequenz im Profil Wels – Aschet. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **19**, 47–61, Wien.
- SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Zur Verzahnung von Dachsteinkalkfazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **22** (1973), 95–153, Wien.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – 405 S., Berlin (Akademie-Verlag).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1977): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen und Palten-Liesingtal – In: SCHÖNLAUB, H.P.: Exkursionsführer Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen). – 13–24, Geol. B.-A., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 1–124, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **124**, 361–423, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., FLAJS, G. & THALMANN, F. (1980): Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 169–229, Wien.
- SCHOTT, B. & SCHMELING, H. (1998): Delamination and detachment of a lithospheric root. – Tectonophysics, **296**, 225–247, Amsterdam.
- 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.
- SCHRAMM, U. (1989): Geohydrologische Untersuchung im Hausruck (Oberösterreich). – Bundesministerium f. Land- u. Forstwirtschaft, Wien.
- SCHREINER, W. (1970): Die Hochmoore des Waldviertels und des angrenzenden Mühlviertels. – Diss. Univ. Wien, 159 S., Wien.
- SCHREYER, W. (1962): Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern. – Beih. Geol. Jb., **49**, 121 S., Hannover.
- SCHUBERT, G. (1989): Geologie und Petrographie des Peuerbacher Granits und seiner Umrahmung. – Dipl.-Arb. Univ. Salzburg, 209 S., Salzburg.
- SCHUBERT, G. (2003): Beschreibung der Grundwasservorkommen im Rahmen der IST-Bestandsaufnahme. – Bericht im Auftrag des Landes OÖ., Wien.
- SCHUBERT, G. (2004): Schongebietsvorschlag für die Jodwässer von Bad Hall (Oberösterreich). – Unveröff. Gutachten im Auftrag des Landes OÖ., Wien.
- SCHUBERT, G., FINGER, F., ROCKENSCHAUB, M. & VRÁNA, S. (Red.) (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 16 Freistadt. – Geol. B.-A., Wien.
- 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., 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, 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): Paleocyanography of the western Central Paratethys during Early Oligocene nannoplankton zone NP23 in the Austrian Molasse Basin. – Geol. Carpath., **55/4**, 311–323, Bratislava.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): The Permian Metamorphic Event in the Alps. – Geology, **36/8**, 303–306.
- SCHUSTER, R., BERTLE, R. & FRANK, W. (2001a): Indications for a Permo-Triassic metamorphic imprint in the Austroalpine Silvretta Nappe. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **25**, 195–196, Innsbruck.

- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001b): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **44**, 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., KOLLER, F. & FRANK, W. (2007a): Pebbles of upper-amphibolite facies amphibolites in the Gosau Group of the Eastern Alps: relics of a metamorphic sole? – Abstract 8<sup>th</sup> ALP-SHOP Davos/Switzerland, S. 74.
- SCHUSTER, R., FINGER, F., FRANK, W. & EGGER, H. (2007b): Kristallingeröle aus verschiedenen tektonischen Einheiten im Bereich des Almtales (Oberösterreich) – Petrologie, Geochemie, Geochronologie. – In: EGGER, H. & RUPP, CH.: Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2007. – 41–56, Geol. B.-A., Wien.
- SCHWAIGHOFER, B. (1972): Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt Zwettl (19), N-Hälfte. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, A79–A81, Wien.
- SCHWAIGHOFER, B. (1978): Geologische Karte der Republik Österreich. Erläuterungen zu Blatt 18 Weitra. – 18 S., Geol. B.-A., Wien.
- 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, Amsterdam.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. – *Eclogae geol. Helv.*, **90**, 303–323, Basel.
- SEEFELDER, E. (1954): Entstehung und Alter der Salzburger Ebene. – *Mitt. Ges. Sbg. Landesg.*, **94**, 202–208, Salzburg.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität). – Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986a): Aerogeophysikalische Vermessung von Teilen des Westlichen Mühlviertels Nord und Süd. – Unveröff. Bericht Proj. OC-1b/83, 41 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 06487-R, Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986b): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Weinsberger Wald. – Unveröff. Bericht Proj. OC-1d/85, 38 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 06353-R, Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986c): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Weitra. – Unveröff. Bericht Forschungsproj. NC-6q/84, 42 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 06353-R, Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988a): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Pregarten. – Unveröff. Bericht Proj. ÜLG-20/87–1, 42 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 06778-R, Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988b): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Kefermarkt. – Unveröff. Bericht Proj. OC-1i/86, 43 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 06779-R, Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1988c): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Perg. – Unveröff. Bericht Proj. ÜLG-20/87–2, 41 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 06780-R, Wien.
- SEIBERL, W. & PIRKL, H.R. (1991): Aerogeophysikalische Vermessung im Raum Hausruck. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-20/90, 42 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 08053-R, Wien.
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation. – In: KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIRÍČEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete. – 4–7, Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W., BRÜGGEMANN, H. & PIRKL, H.R. (1995): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Peuerbach – Ried. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-20/88–2.3, 49 S., Archiv Nr. A 10623-R, Wien.
- SEIBERL, W., PIRKL, H. & UMFER, TH. (1996): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Gallneukirchen, OÖ. – Unveröff. Bericht Proj. ÜLG-20/91–3 & 93–1, 47 S., Archiv Nr. A 10985-R, Wien.
- SEIBERL, W., KOVÁČŠÁCSVÖLGY, S., ŠEFRA, J. & SZABÓ, Z. (2000): Magnetic Anomalies. – In: CSÁSZÁR, G. (Ed.): Danubian Region Environmental Geology Programme DANREG – Explanatory Notes. – *Jb. Geol. B.-A.*, **142**, 555–560, Wien.
- SEITNER, L. (1977): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der ostniederbayerischen Molasse im Gebiet von Fürstzell, Neunkirchen a. Inn und Rittsteig b. Passau. – Unpubl. Dipl.-Arb., Univ. München, 136 S., München.
- SELLE, M. (2006): Geheimprojekt Stahl. – 40 S., Linz und Wien (G&G Buchvertriebs-GesmbH Wien).
- SHACKLETON, N.J. (1987): Oxygen Isotopes, Ice Volume and Sea Level. – *Quaternary Science Reviews*, **6**, 183–190.
- SHACKLETON, N.J. (1997): The Deep-Sea Sediment Record and the Pliocene-Pleistocene Boundary. – *Quaternary International*, **40**, 33–35, Pergamon.
- SIEBEL, W., BLAHA, U., CHEN, F. & ROHRMÜLLER, J. (2005): Geochronology and geochemistry of a dyke-host rock association and implications for the formation of the Bavarian Pfahl shear zone, Bohemian Massif. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **94**, 8–23, Stuttgart.
- SIEBEL, W., SHANG, C.K., REITTER, E., ROHRMÜLLER, J. & BREITER, K. (2008): Two distinctive granite suites in the SW Bohemian Massif and their record of emplacement: constraints from geochemistry and zircon <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb chronology. – *J. Petr.*, **49**, 1853–1872, Oxford.
- SIMONY, F. (1885): Über Schwankungen in der räumlichen Ausdehnung der Gletscher des Dachsteingebirges während der Periode 1840–1881. – *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, **28**, 113–135, Wien.
- SLABÝ, J. (1991): Geologická mapa v měřítku 1 : 50.000, GM 32-41 Vyšší Brod. – Česká geologická služba, Praha.
- SLABÝ, J. (1992a): Geologická mapa v měřítku 1 : 50.000, GM 33-13 České Velenice. – Česká geologická služba, Praha.
- SLABÝ, J. (1992b): Geologická mapa v měřítku 1 : 50.000, GM 33-31 Pohoří na Šumavě. – Česká geologická služba, Praha.
- SLÁNSKÁ, J. (1976): A red-bed formation in the South Bohemia Basin, Czechoslovakia. – *Sedimentary Geol.*, **15/2**, 135–164, Amsterdam.
- SLOTTA-BACHMAYR, L. & LIEB, K. (1996): Die Vogelwelt des Ibmer Moores (IBA). – *Vogelkdl. Nachr. OÖ.*, Naturschutz aktuell, **4/2**, 3–43, Linz.
- SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. – **XI+276 S.**, Heidelberg (Springer).
- 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.
- SOLOMONICA, P. (1934): Geologische Untersuchungen im Gebiet des Buchdenkmales. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **26**, 207–211, Wien.
- SPAUN, G. (1964): Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **14**, 149–184, Wien.
- SPENDLINGWIMMER, R. (1997): Trinkwasserprospektion im südlichen Gallneukirchner Becken, sowie Bestimmung der Herkunft der Wässer im Raum Zirking. – Unveröff. Studie im Auftrag des Wasserverbandes Fernwasserversorgung Mühlviertel, Wien.
- SPENDLINGWIMMER, R. (2009): Tiefbrunnen St. Georgener Bucht, Pumpversuch – Wasserqualität – Aufbereitungserfordernis – Schutzzonen. – Unveröff. Gutachten, Seibersdorf.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926a): Eisenerz, Wildalpe und Aflenz (Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000 Bl. 4954). – Geol. B.-A., Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926b): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1 : 75.000 der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpen, Aflenz. – 100 S., Geol. B.-A., Wien.
- SPERL, H. (1984): Geologie und Sedimentologie des Quartärs im Attergau/O.Ö. – Unveröff. Diss. Formal-Naturwiss. Fak., Univ. Wien, 251 S., Wien.

- SPIESS, R. (1985): Kristallingeologische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklung des Westrandes der Phyllitgneiszone i.w.S. im Montafon. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 96 S., Wien.
- SPILLMANN, F. (1969): Die fossilen Säugetierfaunen des Linzer Raumes. – In: PODZEIT, W. & STEININGER, F. (Red.), STADTMUSEUM LINZ & OÖ. LANDESMUSEUM (Hrsg.): Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes. – Kat. Nr. **64**, 55–69, Linz.
- SPÖTL, CH. (1987): Eine klastisch-evaporitische Oberperm-Entwicklung im Hallstätter Salzberg (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 115–142, Wien.
- SPÖTL, CH. (1989): The Alpine Haselgebirge Formation, Northern Calcareous Alps (Austria): Permo-Scythian evaporites in an alpine thrust system. – *Sedimentary Geology*, **65**, 113–125, Amsterdam.
- STAMPFLI, G.M. & BOREL, G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. – *Earth and Planetary Sci.*, **196**, 17–33.
- STAMPFLI, G.M. & BOREL, G.D. (2004): The TRANSMED transect in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. – In: CAVAZZA, W., ROURE, F.M., SPAKMAN, W., STAMPFLI, G.M. & ZIEGLER, P.A. (Eds.): The TRANSMED atlas: the Mediterranean region from crust to mantle. – 53–80, Heidelberg (Springer).
- STANTON, R.J. & 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).
- STARKE, K. (1991): Kohlenbergbau im oberösterreichischen Hausruck. Frühzeit 1760–1872. – 418 S., Wien (Europaverlag).
- STARNBERGER, 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.
- STATTEGGER, K. (1980): Sedimentgeologische Untersuchungen in den Polster-Quarziten (Östliche Grauwackenzone, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**, 333–363, Wien.
- STEIGER, T. (1980): Geologische Aufnahmen des Zauchenbachtals und des Krahstein-Massives am Südrand des Toten Gebirges N Bad Mitterndorf (Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **26**, 213–245, Wien.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348, Erlangen.
- STEIN, V. (1982): Die Rohstoffe der Ziegelindustrie. – In: BENDER, W. & HÄNDLE, F. (Hrsg.): Handbuch für die Ziegelindustrie. – 73–94, Wiesbaden und Berlin (Bauverlag GmbH).
- STEINER, G.M. (1985): Die Pflanzengesellschaften der Moore des österreichischen Granit- und Gneishochlandes. – *Verh. Zool. Bot. Ges.*, **123**, 99–141, Wien.
- STEINER, G.M. (1992): Österreichischer Moorschutzkatalog. – Grüne Reihe d. BMUJF, 4. Aufl., 509 S., Wien.
- STEINER, G.M. (2005): Moortypen. – *Stapfia*, **85**, Kataloge d. OÖ Landesmuseen, N. S., **35**, 5–26, Linz.
- STEINER, P. (1968): Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich). – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud.*, **18**, 9–88, Wien.
- STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988a): Die Verteilung der Dichte und magnetischen Suszeptibilität der Oberflächengesteine in der Umgebung des Nebelsteins. – *Geophys. Forschungsber.*, **24**, 39 S., Wien.
- STEINHAUSER, P., JILG, W. & MEURERS, B. (1988b): Geophysikalische Parameter der Oberflächengesteine des nordöstlichen Mühlviertels. – *Geophys. Forschungsber.*, **26**, 34 S., Wien.
- STEININGER, F. (1969): Das Tertiär des Linzer Raumes. – In: PODZEIT, W. & STEININGER, F. (Red.), STADTMUSEUM LINZ & OÖ. LANDESMUSEUM (Hrsg.): Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes. – Kat. Nr. **64**, 35–53, Linz.
- STEININGER, F.F. & ROETZEL, R. (1991): Die tertiären Molassesedimente am Ostrand der Böhmisches Masse. – In: ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.) (1991): Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken. – 59–141, Österr. Paläont. Ges., Wien.
- 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. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **197**, 309–332, Wien.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpiner Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Salzburg, Österreich). – *Geol. Rundsch.*, **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.
- STOBER, I. (1995): Die Wasserführung des kristallinen Grundgebirges. – 191 S., Stuttgart (Enke).
- STÖBICH, D.M. (1992): Trachtstudien an den akzessorischen Zirkonen des Weinsberger Granits im östlichen Mühlviertel und westlichen Waldviertel. – *Dipl.-Arb. Univ. Salzburg*, 59 S., Salzburg.
- STÖCKL, H. (1967): Der Untere Inn. – *Österr. Z. Elektrizitätsw.*, **20**, 155–172, Wien (Springer).
- STRAKA, W. (2008): Quartär- und Hydrogeologie der Traun-Enns-Platte im Bereich Kremsmünster – Bad Hall, Oberösterreich. – Diss. Univ. Wien. 187 S., Wien. ([http://othes.univie.ac.at/3634/1/2008-12-16\\_7803405.pdf](http://othes.univie.ac.at/3634/1/2008-12-16_7803405.pdf)) (abgefragt: 12. 10. 2011).
- STRAUCH, M. (2003): Die Landschaften Oberösterreichs unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses der menschlichen Nutzung und der Nutzungsgeschichte. – *Denisia*, **7**, 7–18, Linz.
- STRÖBITZER, M. (1999): Die fossilen Blattvergesellschaftungen von Lintsching (Tamsweiger Becken, Salzburg, Miozän). – *Beiträge zur Paläontologie*, **24**, 91–153, Wien (Univ. Wien – Geozentrum).
- STUMPFL, E. (1984): Geologie und geochemische Untersuchungen des Ultramafit-Massivs des Lärchkogel bei Trieben. – *Steirische Beitr. Rohstoff- und Energieforschung*, **3**, 11–12, Graz.
- STUMPFL, E.F. & EL AGEED, A. (1981): Hochgrößen und Kraubath – Teile eines paläozoischen Ophiolit-Komplexes. – *Mitt. Abt. Geol., Paläont. u. Bergbau Landesmuseum Joanneum*, **42**, 161–169, Graz.
- STUR, D. (1865a): Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in Steiermark. – *Jb. Geol. R.-A.*, **15**, 267–277, Wien.
- STUR, D. (1865b): Petrefacten aus den silurischen Kalken von Eisenerz, eingesendet von Herrn J. Haberfeiner. – *Jb. Geol. R.-A.*, **15**, 260–261, Wien.
- STUR, D. (1865c): Weitere Petrefacten gesammelt von Herrn J. Haberfeiner. – *Jb. Geol. R.-A.*, **15**, 261, Wien.
- STUR, D. (1866): Neue Funde von Petrefacten am Erzberg von Eisenerz. – *Jb. Geol. R.-A.*, **16**, 137–138, Wien.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogthums Steyermark. – 654 S., Graz.
- SUC, J.-P., BERTINI, A., LEROY, S.A.G. & SUBALLYOVA, B. (1997): Towards the Lowering of the Pliocene/Pleistocene Boundary to the Gauss-Matuyama Reversal. – *Quaternary International*, **40**, 37–42, Pergamon.
- SUCCOW, M. (1988): Landschaftsökologische Moorkunde. – 340 S., Jena (Gustav Fischer Verlag).
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.) (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. – 622 S., Stuttgart (Schweizerbart).

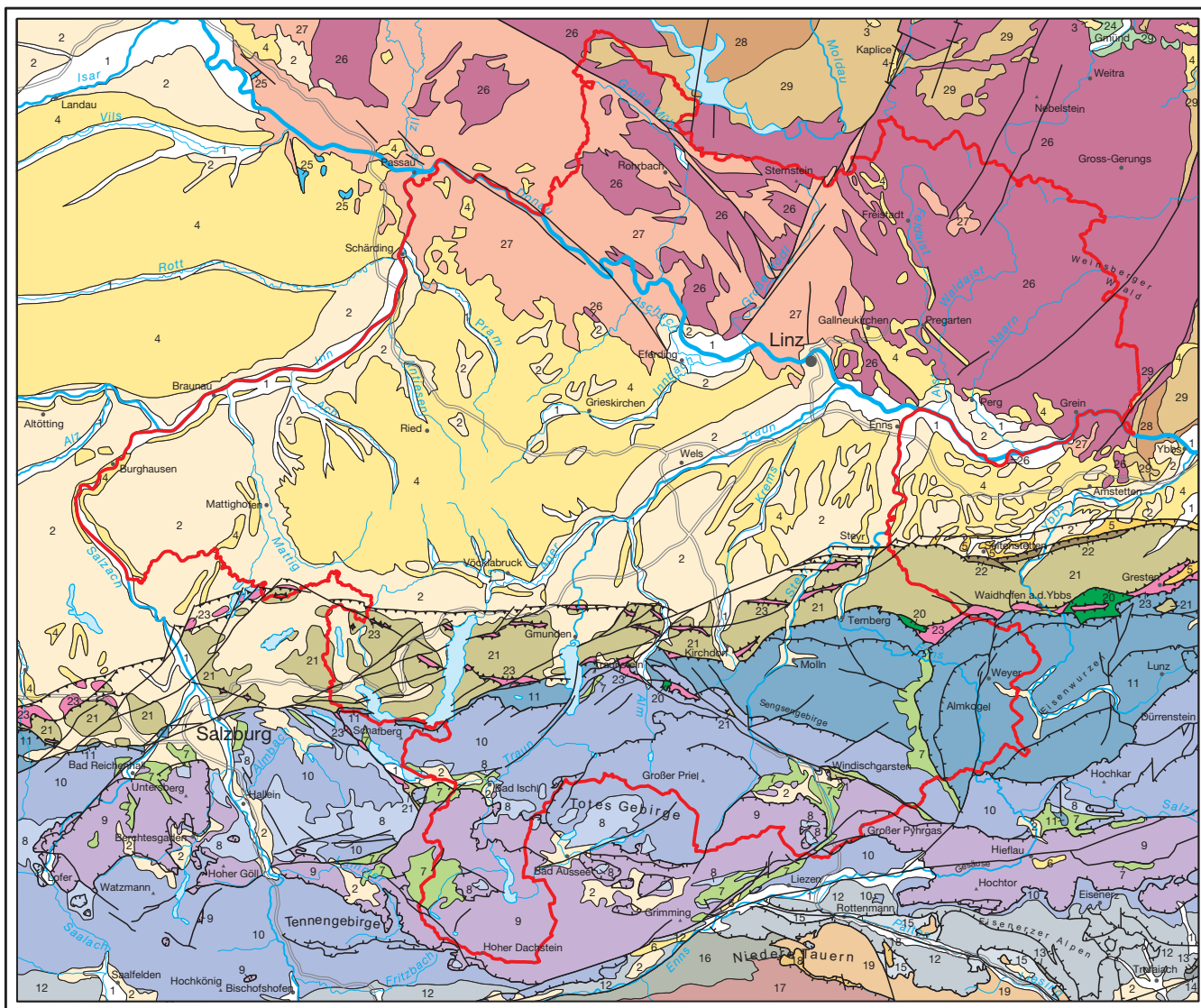
- SUK, M. (1974): Lithology of Moldanubian metamorphics. – J. Czech Geol. Soc., **19**, 373–390, Prague.
- SUK, M. (Ed.) (1984): Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. – 396 S., Geol. Surv., Prague (Academia Publ. House).
- SUMMESBERGER, H. (2008): Plädoyer für den Gschlifgraben. – Universum, **3/8**, 12–13, Wien.
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J. (1996): Turonian Ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps; Austria) with a revision of *Barroisiceras habercellneri* (HAUER, 1866). – Beiträge zur Paläontologie, **21**, 105–177, Wien (Univ. Wien – Geozentrum).
- SUPPER, R., RÖMER, A., JOCHUM, B., ITA, A., BIEBER, G. & LÖWENSTEIN, A. (2007): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten. – Unveröff. Jahresbericht ÜLG-35/2007, 133 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 15746-R, Wien.
- SUPPER, R., RÖMER, A., JOCHUM, B., ITA, A., BIEBER, G. & LÖWENSTEIN, A. (2009): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten. – Unveröff. Bericht ÜLG-35/2008, 194 S., Geol. B.-A., Archiv Nr. A 16258-R, 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.
- TERHORST, B., FRECHEN, M. & REITNER, J. (2002): Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lössprofilen der Inn- und Traun-Hochterrassen in Oberösterreich. – Z. Geomorph., Suppl. Bd., **127**, 213–232, Berlin – Stuttgart.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W. (2003a): Pleistozäne Deckschichten auf der Traun-Enns-Platte bei Linz (Oberösterreich). – In: TERHORST, B.: Exkursionsführer zur 22. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden in Oberösterreich. – Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe **D 9**, 115–155, Tübingen.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., HERR, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W. (2003b): Jungpleistozäne Deckschichten auf der Hochterrasse bei Altheim (Innviertel/ Oberösterreich). – In: TERHORST, B.: Exkursionsführer zur 22. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden in Oberösterreich. – Tübinger Geowissenschaftl. Arbeiten, Reihe **D 9**, 47–86, Tübingen.
- THENIUS, E. (1952): Die Säugetierreste aus dem Jungtertiär des Hausruck und des Kobernauberwaldes (O.-Österr.) und die Altersstellung der Fundschichten. – Jb. Geol. B.-A., **95**, 119–144, Wien.
- THIELE, O. (1961): Zum Alter der Donaustörung. – Verh. Geol. B.-A., **1961**, 131–133, Wien.
- THIELE, O. (1962): Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.-Ö). – Verh. Geol. B.-A., **1962/1**, 117–129, Wien.
- THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – Jb. Geol. B.-A., **119**, 75–81, Wien 1976.
- THIELE, O. (1984a): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 513–523, Wien.
- THIELE, O. (1984b): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 35 Königswiesen. – Geol. B.-A., Wien.
- THIELE, O. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 7 Groß Siegharts. – Geol. B.-A., Wien.
- THIELE, O. (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, ÖK 19 Zwettl. – Geol. B.-A., Wien.
- THIELE, O. & FUCHS, G. (1965): Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich, 1 : 100.000. – Geol. B.-A., Wien.
- THÖNI, M. (1991): Neue Rb/Sr-Daten an Mineralien und Gesteinen des Leopold von Buch-Denkmales und am Tonalit von Schaitten. – Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr., **37**, 157–162, Wien.
- THÖNI, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. – Mineral. Petrol., **88**, 123–148, Wien.
- THURNER, A. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau 1 : 50.000; zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. – 106 S., Geol. B.-A., Wien.
- TICHY, G. (1979): Geologische Karte der Rossfeldgruppe, des Hohen Göll und des Hagengebirges 1 : 50.000. – In: KLAPPA-CHER, W. & KNAPZCYK, H.: Salzburger Höhlenbuch, Wiss. Beih. z. Zeitschr. „Die Höhle“, **3**, Salzburg.
- TILLMANN, H. (1964): Jungtertiäre Sedimente am Rand des Grundgebirges Ostbayerns. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500.000, 2. Aufl. – 195–213, Bayerisches Geol. Landesamt, München.
- 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. Band 1. Die Zentralalpen. – 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. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – Geotekt. Forsch., **64**, 91 S., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band II, Außerzentralalpiner Anteil. – XV+710 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich, Band 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. Geogr. 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.
- TOULA, F. (1885): Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen mit besonderer Berücksichtigung des Semmeringgebietes. – Denkschr. Akad. Wiss., **50**, S. 121, Wien.
- 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. & 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.-naturwiss. Kl., Denkschr., **100**, 101–212, Wien.
- TRIMMEL, H. & FORDINAL, ST. (Red.) (1999): Dachstein-Riesenhöhle. – Die Höhle. Zeitschr. f. Karst- und Höhlenkunde, **50/3**, 97–156, Wien.
- TROLL, G. (1964): Das Intrusivgebiet von Fürstenstein (Bayerischer Wald). – Geologica Bavarica, **52**, 1–140, München.
- TROLL, G. (1967a): Die blastokataklastischen Kristallingesteine der Stallwanger Furche, Bayerischer Wald. – Geologica Bavarica, **58**, 22–33, München.
- TROLL, G. (1967b): Die Winzergesteine am Donaurandbruch. – Geologica Bavarica, **58**, 108–113, München.

- TROPPEL, P., DEIBL, I., FINGER, F. & KAINDL, R. (2006): P-T-t evolution of spinel-cordierite-garnet gneisses from the Sauwald Zone (Southern Bohemian Massif, Upper Austria): is there evidence for two independent late-Variscan low-P/high-T events in the Moldanubian Unit? – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **95**, 1019–1037, Stuttgart.
- UCHMAN, A. (1999): Ichnology of the Rhenodanubian flysch (Lower Cretaceous-Eocene) in Austria and Germany. – *Beringeria*, **25**, 65–171, Würzburg.
- UHLIR, CH.F. (2006): Untersberger Marmor: Entstehung, Geschichte, Material und Abbau. – 48 S., Univ. Salzburg, Fachber. Geographie u. Geologie, Salzburg.
- UNGER, H.J. (1983): Versuch einer Neugliederung der Oberen Süßwassermolasse. – *Geol. Jb.*, **A 67**, 5–35, Hannover.
- UNGER, H.J. (1984): Geologische Karte von Bayern 1 : 50.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7544 Griesbach im Rottal. – 245 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- UNGER, H.J. (1989): Die Lithozonen der Oberen Süßwassermolasse Südostbayerns und ihre vermutlichen zeitlichen Äquivalente gegen Westen und Osten. – *Geologica Bavarica*, **94**, 195–237, München.
- UNGER, H.J. (1991): Geologische Karte von Bayern 1 : 50.000. Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7538 Landshut. – 213 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- UNGER, H.J. (1997): Der Ortenburger Schotter am Nordrand der ostbayerischen Molasse. – *Geologica Bavarica*, **102**, 361–392, München.
- UNGER, H.J., DOPPLER, G. & JERZ, H. (1991): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, CC 7934 München. – Bundesanstalt f. Geowissenschaften u. Rohstoffe (BGR), Hannover.
- UNGER, H.J., OTT, W.-D., KRENMAYR, H.-G., ROETZEL, R. & BABUREK, J. (1999): Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000, CC 7942 Passau. – Bundesanstalt f. Geowissenschaften u. Rohstoffe (BGR), Hannover.
- URBAN, O.H. (1992): Naturwissenschaftliche Sammlungen Kremsmünster: Der Prähistorische Raum der Sternwarte Kremsmünster. – *Berichte des Anselm Desing Vereins*, **26**, 4–19, Kremsmünster.
- URBANEK, CH., FRANK, W., GRASEMANN, B. & DECKER, K. (2002): Eoalpine versus Tertiary deformation: Dating of heterogeneously partitioned strain (Tauern Window, Austria). – *Pangeo Austria: Erdwissenschaften in Österreich 28.–30. 6. 2002 (Programm und Kurzfassungen)*, Inst. f. Geol. und Paläont. Univ. Salzburg.
- URSTÖGER, H.-J. (2008a): Jetzt ist Hallstattzeit. – In: SANDGRUBER, R. (Hrsg.): *Salzkammergut – OÖ Landesausstellung 2008*. – 225–231, Linz (Trauner Verlag).
- URSTÖGER, H.J. (2008b): Von 1311 bis heute. – In: KERN, A., KOWARIK, K., RAUSCH, A.W. & RESCHREITER, H. (Hrsg.): *Salz-Reich. 7000 Jahre Hallstatt*. – 190–195, Veröff. Prähistor. Abt., **2** (Verl. Naturhist. Mus.) Wien.
- URSTÖGER, H.J., BRANTS, M., EDER, D., GAMERITH, H., KURZ, M., LOBITZER, H., MEIER, N., SCHIFFER, M., UNTERBERGER, J. & WIROBAL, K. (2008): *Welterbe-Rundweg*. – 78 S., Hallstatt (Musealverein).
- VACEK, M. (1890): Über die kristallinische Umrandung des Grazer Beckens. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1890**, 9–20, Wien.
- VACEK, M. & GEYER, G. (1918): *Liezen (Geologische Spezialkarte der k.-k. Österr.-Ungar. Monarchie 4952)*. – Geol. B.-A., Wien.
- VÁCHOVÁ, Z. & KVAČEK, J. (2009): Palaeoclimate analysis of the flora of the Křivá Formation, Upper Cretaceous, Czech Republic. – *Bull. Geosci.*, **84/2**, 257–268 (<http://dx.doi.org/10.3140/bull.geosci.1100>) (abgefragt: 12. 10. 2011).
- VELLMER, C. & WEDEPOHL, K.H. (1994): Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria. – *Contr. Miner. Petrol.*, **118**, 13–32, Berlin.
- VERNER, K., ŽÁK, J., NAHOILOVÁ, R. & HOLUB, F.V. (2008): Magmatic fabrics and emplacement of the cone-sheet-bearing Knížecí Stolec durbachitic pluton (Moldanubian Unit, Bohemian Massif): implications for mid-crustal reworking of granulitic lower crust in the Central European Variscides. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **97**, 19–33, Stuttgart.
- VERNER, K., ŽÁK, J., PERTOLDOVÁ, J., ŠRÁMEK, J., SEDLÁK, J., TRUBAČ, J. & TÝCOVÁ, P. (2009): Magmatic history and geophysical signature of a post-collisional intrusive center emplaced near a crustal-scale shear zone: the Plechý granite pluton (Moldanubian batholith, Bohemian Massif). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **98**, 517–532, Stuttgart.
- VETTERS, H. (1933): *Geologische Manuskriptkarte Ybbs 4753; Montage mit 4753, 4853, 4854 (Melk – Scheibbs – Ybbsitz – Amstetten)*. – Geol. B.-A., Wien.
- VETTERS, H. (1936): Österreichs Erdöl- und Erdgasvorkommen und höffige Gebiete. – In: Oberste Bergbehörde, BM f. Handel u. Verkehr (Hrsg.): *Das österreichische Erdöl*. – 7–19, Baden b. Wien (Wirtschaftsverlag- und Zeitungsges. m.b.H.).
- VOGELTANZ, R. (1969): *Fischfunde aus der Salzburger Obertrias. – Der Aufschluss*, **20**, 96–99, 4 Abb., Heidelberg.
- VOHRYZKA, K. (1973): *Hydrogeologie von Oberösterreich*. – 80 S., Linz (Amt OÖ Landesreg.-Landesverlag Wels).
- VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. & MAYR, M. (1999): High-pressure metamorphism of basalts in the evaporite sequence of the Haselgebirge: An evidence from Bad Ischl (Austria). – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/1**, 325–330, Wien.
- VRÁNA, S. (1979): Polyphase shear folding and thrusting in the Moldanubicum of southern Bohemia. – *Věst. Ústř. Úst. geol.*, **54**, 75–86, Prague.
- VRÁNA, S. (1992a): *Geologická mapa v měřítku 1 : 50.000, GM 32-24 Thrové Sviny*. – Česká geologická služba, Praha.
- VRÁNA, S. (1992b): *Geologická mapa v měřítku 1 : 50.000, GM 32-42 Rožmberk nad Vltavou*. – Česká geologická služba, Praha.
- VRÁNA, S. (1992c): The Moldanubian Zone in Southern Bohemia: Polyphase evolution of imbricated crustal and upper mantle segments. – In: KUKAL, Z. (Ed.): *Proc. 1st International Conference on the Bohemian Massif, 1988, Czech Geol. Surv.* – 331–336, Prague.
- VRÁNA, S. & BÁRTEK, J. (2005): Retrograde metamorphism in a regional shearzone and related chemical changes: The Kaplice Unit of muscovite-biotite gneisses in the Moldanubian Zone of southern Bohemia, Czech Republic. – *J. Czech. Geol. Soc.*, **50**, 43–57, Prague.
- WAGNER, L.R. (1996a): Die tektonisch-stratigraphische Entwicklung der Molasse und deren Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg. – In: EGGER, H., HOFMANN, TH. & RUPP, CH. (Red.): *Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. Wandertagung Österr. Geol. Ges. 1996*. – Exkursionsführer, **16**, 36–65, Geol. B.-A., Wien.
- WAGNER, L.R. (1996b): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (active margin). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. – EAGE Special Publication, **5**, 217–235, London.
- 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. (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**, 135–154, Amsterdam (Elsevier).

- WAGREICH, M. & NEUHUBER, S. (2007): Stratigraphie und Fazies von Helvetikum und Ultrahelvetikum in Oberösterreich. – In: EGGER, H. & RUPP, CH.: Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2007. – 27–40, Geol. B.-A., Wien.
- 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., ZETTER, R., BRYDA, G. & PERESSON, H. (1997): Das Tertiär von Hieflau (Steiermark): Untermiozäne Sedimentation in den östlichen Kalkalpen. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1996**, 5/6, 633–645, Stuttgart.
- 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., BOJAR, A.-V., SACHSENHOFER, R.F., NEUHUBER, S. & EGGER, H. (2007): Calcareous nannoplankton, planktonic foraminiferal, and carbonate carbon isotope stratigraphy of the Cenomanian – Turonian boundary section in the Ultrahelvetian Zone (Eastern Alps, Upper Austria). – *Cretaceous Research*, **29**, 965–975.
- WAGREICH, M., NEUHUBER, S., EGGER, H., WENDLER, I., SCOTT, R., MALATA, E. & SANDERS, D. (2009a): Cretaceous oceanic red beds (CORBS) in the Austrian Eastern Alps: Passive-margin vs. active-margin depositional settings. – *SEPM Spec. Publ.*, **91**, 69–84.
- WAGREICH, M., KOLLMANN, H., EGGER, H., GRACHEV, A.F. & SUMMESBERGER, H. (2009b): Excursion Guide to RECCCE Workshop 2009 Gams. – *Ber. Geol. B.-A.*, **78**, 49–74, Wien.
- WALDMANN, L. (1930): Aufnahmebericht von Privatdozent Dr. Leo Waldmann über Blatt Gmünd – Litschau (4454). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1930**, 38–41, Wien.
- WALDMANN, L. (1932): Aufnahmebericht des Privatdozenten Dr. Leo Waldmann über das Blatt Gmünd – Litschau (4454). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1932**, 32–34, Wien.
- WALDMANN, L. (1950): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Litschau und Gmünd. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- WALDMANN, L. (1951): Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): *Geologie von Österreich*. – 2. Aufl., Wien (Deuticke).
- WALSER, W. (1989): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Münzkirchen im Sauwald (Oberösterreich) und petrographische Untersuchungen an der Pelitfraktion von Gesteinen am Nordrand der Molassezone Oberösterreichs. – Unpubl. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Univ. München, 124 S., München.
- WEBER, F. & WEIDINGER, J.TH. (2006): Die geologische Geschichte des Hausruck und seiner Kohle. – In: KUISLE, A.: *Kohle und Dampf – Oberösterreichische Landesausstellung Ampflwang 2006*. – 35–48, Linz (Trauner Verl.).
- WEBER, L. (Hrsg.) (1997): *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Erläuterungen zur Metallogenetischen Karte von Österreich 1 : 500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe*. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **19**, 607 S., Geol. B.-A., Wien.
- WEBER, L. (2007): Der Österreichische Rohstoffplan. – *Jb. Geol. B.-A.*, **147**, 223–230, Wien.
- WEBER, L. & SCHROLL, E. (1997): Kieslagerstätte Walchen/Öblarn. – In: WEBER, L. (Hrsg.): *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs*. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **19**, S. 325, Geol. B.-A., Wien.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **4**, 1–317, Geol. B.-A., Wien.
- WEGENER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (1999): Stratigraphische Einstufung von Radiolarienfaunen aus Kieselsteinen im Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt (Callovium–Oxfordium, Nördliche Kalkalpen). – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **42**, 93–108, Wien.
- WEIDINGER, J.TH. (1999): Wege in die Vorzeit des Salzkammerguts. – 200 S., Innsbruck (Studienverlag Edition Löwenzahn).
- WEIDINGER, J.TH. (2001): Rund um den Traunsee: Vom Urknall zur Moderne. – 148 S., Innsbruck – Bozen (Studienverlag Edition Löwenzahn).
- WEIDINGER, J.TH. (2004): Das Institut Erkudok© im Stadtmuseum von Gmunden – Eine geowissenschaftliche Forschungsstätte im Salzkammergut. – In: CERNAJSEK, T. & SEIDL, J. (Hrsg.): *Zwischen Lehrkanzel und Grubenhunt; zur Entwicklung der Geo- und Montanwissenschaften in Österreich vom 18. bis zum 20. Jahrhundert*. – *Jb. Geol. B.-A.*, **144/1**, 141–153, Wien.
- WEIDINGER, J.TH. (2009): Das Gschlifgraben-Rutschgebiet am Traunsee-Ostufer (Gmunden/OÖ) – Ein Jahrtausende Jahre altes Spannungsfeld zwischen Mensch und Natur. – *Jb. Geol. B.-A.*, **149**, 195–206, Wien.
- WEIDINGER, J.TH. & SPITZBART, I. (Hrsg.) (2010): *Gmundner Geo-Science-Days im Erkudok Institut der K-Hof Museen (Universitäts-Vorbereitung für HAK und AHS)*. – Gmundner Geo-Studien, **4**, 78 S., Gmunden.
- WEIDINGER, J.TH., SCHRAMM, J.-M. & NUSCHEJ, F. (2002): Ore Mineralization Causing Slope Failure in a High-Altitude Mountain Crest – On the Collapse of an 8000 m Peak in Nepal. – *J. Asian Earth Sci.*, **21**, 295–306, Amsterdam.
- WEIDINGER, J.TH., NIESNER, E. & MILLAHN, K. (2007): Interpretation angewandt geologisch-geoelektrischer Untersuchungen in der Gschlifgraben-Rutschung am Traunsee-Ostufer (Gmunden/Oberösterreich). – In: EGGER, H. & RUPP, CH.: *Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2007*. – 57–72, Geol. B.-A., Wien.
- WEIDINGER, J.TH., NIESNER, E. & MILLAHN, K. (2011): Chronicle of an earth-flow foretold – The 2008 Gschlifgraben event, Austria. – *Z. Geomorph.* **55**, Suppl. 3., 375–407, Stuttgart.
- WEINBERGER, L. (1950): Gliederung der Altmoränen des Salzach-Gletschers östlich der Salzach. – *Z. Gletscherk. u. Glazialgeol.*, **1**, 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 Irsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. – *Verh. Geol. B.-A.*, 7–34, Wien.
- WEINBERGER, L. (1957): Bau und Bildung des Ibmermoos-Beckens. – *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, **99/2–3**, 224–244, Wien.
- WEINGARTNER, H. (Hrsg.) (2006): *Lehrpfad Hallstätter Gletscher – Ein Begleiter durch die Gebirgslandschaft am Dachstein*. – 123 S., Linz – Salzburg (Land OÖ, Naturschutzabteilung und Akademie für Umwelt und Natur).
- WEINMEISTER, B. (1965): Die Filzmöser beim Linzerhaus am Warscheneck. – *Jb. Oö. Mus.-Ver.*, **110**, 492–501, Linz.
- WENDT, J.I., KRÖNER, A., FIALA, J. & TODT, W. (1993): Evidence from zircon dating for existence of approximately 2.1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. – *Geol. Rundsch.*, **82**, 42–50, Stuttgart.
- WENGER, W.F. (1987): Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung. – *Zitteliana*, **16**, 173–340, München.
- WERNECK, W.L. (1980): Oberösterreichs Rohstoffvorkommen in Raum und Zeit (Stratigraphische Zuordnung und wirtschaftliche Bedeutung). – *Jb. Oö. Mus.-Ver.*, **125**, 183–222, Linz.
- WESSELY, G. (Red.) (2006): *Geologie der österreichischen Bundesländer: Niederösterreich*. – 416 S., Geol. B.-A., Wien.
- WESSELY, G. & WAGNER, L. (1993): Die Nordalpen. – In: BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Red.): *Erdöl und Erdgas in Österreich*. 2. Aufl. – Veröff. Naturhist. Museum Wien, N. F. **19**, 688 S., Wien – Horn, Naturhist. Mus. & F. Berger.
- WIDDER, R. (1986): Neuinterpretation des Buchdenkmalgranites. Diskussion alter und neuer Argumente. – *Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Österr.*, **33**, 287–307, Wien.
- WIDDER, R. (1987): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Ma. Neustift und Pechgraben/O.Ö. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 161 S., Wien.

- WIDDER, R. (1988): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Gre-stener Klippenzone zwischen Maria Neustift und Pechgraben/ O.Ö. – Mitt. Ges. Geologie u. Bergbaustud., **34/35**, 79–133, Wien.
- WIESENER, H. (1969): Der Eklogitamphibolit vom Hochgrössen, Steiermark. – Abt. Mineralogie Landesmus. Joanneum, Mitteilungsbl., 156–164, Graz.
- WIESENER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – Geol. Rundsch., **65**, 512–525, Stuttgart.
- WIESER, F. (1977): Hydrogeologisches Vorgutachten Grundwasser-vorkommen im Raume Freistadt. – Unveröff. Gutachten, Linz.
- WILK, L., RIEDER, K., ZAILER, V., MIKLAUZ, R., BERVID, A. & KULDA, F. (1911): Nachweis der Moore in Niederösterreich, Oberösterreich, Steiermark, Kärnten, Krain, Tirol und Mähren. – k. k. Landw.-chem. Versuchsanstalt, 109 S., Wien.
- WIMMER, H. (1982): Die Sanierung des Wassereintruchs im Salzbergwerk Altaussee. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **127**, 399–405, Wien.
- WIMMER, H. (1990): Umweltgeohydrologie und Hydrogeochemie des Kobernaußerwaldes und seiner Umrahmung. – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg., 503 S., Salzburg.
- WIMMER, M. (2009): Führungen im Ibmer Moor – Information und Naturerlebnis mit allen Sinnen. – Informativ, **53**, 14–16, Linz.
- WIMMER-FREY, I. (1999): Mineralogische und granulometrische Untersuchungen an tertiären Sedimenten in den Bezirken Horn und Hollabrunn. – In: ROETZEL, R.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999. Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn. Geogenes Naturraumpotenzial der Bezirke Horn und Hollabrunn. – 60–70, Geol. B.-A., Wien.
- WIMMER-FREY, I., SCHWAIGHOFER, B. & MÜLLER, H.W. (1995): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der österreichischen Tonlagerstätten und Tonvorkommen mit regionaler Bedeutung. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-034/94, 6 S., Wien.
- WINKLER, H.G.F. (1954): Bedeutung der Korngrößenverteilung und des Mineralbestandes von Tonen für die Herstellung grobkera-mischer Erzeugnisse. – Ber. Dt. Keram. Ges., **31**, 337–343, Bonn.
- WINKLER, K. (1996): Massenbewegungen am Attersee-Ostufer zwischen Kammer und Weyregg. – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 59 S., Wien.
- WIROBAL, K. (1992): Hallstätter Gletschergarten. – 24 S., Hallstatt (Musealverein).
- WIROBAL, K. (1994): Das Klima von Hallstatt. – 76 S., Hallstatt (Musealverein).
- WIROBAL, K. (2006): Romantisches Echerntal. – 42 S., Hallstatt (Musealverein).
- WITTMANN, D. (1957): Gliederung und Verbreitung der Süß-Brack-wassermolasse in Ost-Niederbayern. – Geol. Jb., Beih. **26**, 49–95, Hannover.
- WONIK, T., GALDÉANO, A., HAHN, A. & MOGUE, P. (1992): Magnetic anomalies. – In: FREEMAN, R. & MUELLER, S. (Eds.): A continent revealed. The European Geotraverse. – Atlas of compiled data, Atlas Map 10, 31–34, Cambridge.
- 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.
- WTK (WOLFSEGG-TRAUNTHALER KOHLENWERKS A.G.) (1951): Wolfs-egger Tone. – Tonsortenverzeichnis der WTK, Wien.
- WURM, D. (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. – Facies, **6**, 203–296, Erlangen.
- ZACHER, W. (1966): Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., **6**, 213–228, 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.
- ZAILER, V. (1910): Die Entstehungsgeschichte der Moore im Fluß-gebiet der Enns. – Zschr. f. Moorkultur u. Torfverwertung, 1–83, Wien.
- ŽÁK, J., VERNER, K., FINGER, F., FARYAD, S.W., CHLUPÁČOVÁ, M. & VESELOVSKÝ, F. (2011): The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. – Lithos, **121**, 25–40, Amsterdam.
- 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, Frankfurt/M.
- ZECHMEISTER, H. (1988): Quellmoore und Quellfluren des Waldvier-tels. – Diss. Univ. Wien., 158 S., Wien.
- ZIRKL, E.J. (1955): Petrographische Beschreibung der basischen Gesteine aus dem Flysch beim Wh. Ratscher bei Kirchdorf an der Krems (O.Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 216–221, Wien.
- ZIRKL, E.J. (1957): Der Melaphyr von Hallstatt. – Jb. Geol. B.-A., **100**, 139–178, Wien.
- ZIRKL, E.J. (1995): Naturwissenschaftliche Sammlungen Krems-münster: Die OÖ Mineraliensammlung Otmar Wallenta. – Berichte des Anselm Desing Vereins, **31**, 1–87, Kremsmünster.
- ZORN, I. (1999): Planctonic gastropods (pteropods) from the Mio-cene of the Carpathian Foredeep and the Ždánice Unit in Mora-via (Czech Republic). – Abh. Geol. B.-A., **56/2**, 723–738, Wien.
- ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. – Arb. Zentralanst. Meteor. Geodyn., **65**, 14 S., Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006): Schwerekarte (Isanomalien der Bougierschwere) 1 : 200.000. – In: Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Molassezone Salzburg – Oberösterreich (Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich). – Geol. B.-A., Wien.
- ZYCHLA, B. (2003): Geologische Karte des Gebietes Spindeleben-Redtenberg-Lohnsitz, nördlich von Gaflenz. – Arch. Geol. B.-A., Wien.
- ZAMG: Erdbeben: <http://www.zamg.ac.at/lexikon/Erdbeben.php> (abgefragt: 12. 10. 2011).
- ZOBODAT: (Zoologisch-botanische Datenbank des Biologiezen-trums): <http://www.zobodat.at> (abgefragt: 12. 10. 2011).

# Tektonische Übersicht



### QUARTÄR BIS OBERSTES NEOGEN

- 1 Holozän entlang der Hauptentwässerungslinien
- 2 Pleistozän bis oberstes Neogen

### ALPIDISCHE MOLASSE, PALÄOGEN UND NEOGEN AUF DER BÖHMISCHEN MASSE

- SÜDBÖHMISCHE BECKEN**
- 3 Neogen

### VORLANDMOLASSE

- 4 AUTOCHTHONE MOLASSE
- 5 ALLOCHTHONE MOLASSE

### INNERALPINE MOLASSE

- 6 Tertiäre Sedimente im Ennstal, Tertiär von Hietfau

### OSTALPIN

**NÖRDLICHE KALKALPEN**

- 7 Gosau-Gruppe
- 8 Oberjura – Unterkreide im Tirolikum und Juvavikum
- 9 JUVAVIKUM
- 10 TIROLIKUM
- 11 BAJUVAVIKUM

Groß-tektonische Einheiten  
Transgressive Sedimente nach alpidischen Deformationsphasen

### GRAUWACKENZONE

- 12 NORISCHE DECKE (mit internem variszisch angelegtem Deckenbau)
- 13 KAINTALECK-DECKE
- 14 SILBERSBERG-DECKE
- 15 VEITSCHER DECKE

### KORALPE-WÖLZ-DECKENSYSTEM

- 16 Ennstaler Phyllitkomplex
- 17 Wölz-Komplex

### SILVRETТА-SECKAU-DECKENSYSTEM

- 18 GAALER SCHUPPENZONE
- 19 BÖSENSTEIN-PLETZEN-DECKE

### PENNINIKUM

- 20 YBBSITZER KLIPPENZONE
- RHENODANUBISCHE FLYSCHZONE**
- 21 FLYSCH-HAUPTDECKE
- 22 NORDZONE

### HELVETIKUM

- 23 ULTRAHELVETIKUM, SÜDHELVETIKUM

### MOLDANUBIKUM UND AUTOCHTHONES MESOZOIKUM

- AUTOCHTHONES MESOZOIKUM**
- 24 Kreide
  - 25 Jura

### MOLDANUBIKUM (KRISTALLIN DER BÖHMISCHEN MASSE)

- 26 SÜDBÖHMISCHER BATHOLITH
- 27 BAVARIKUM
- 28 GFÖHLER- UND DROSENDORFER EINHEIT
- 29 OSTRONG-EINHEIT

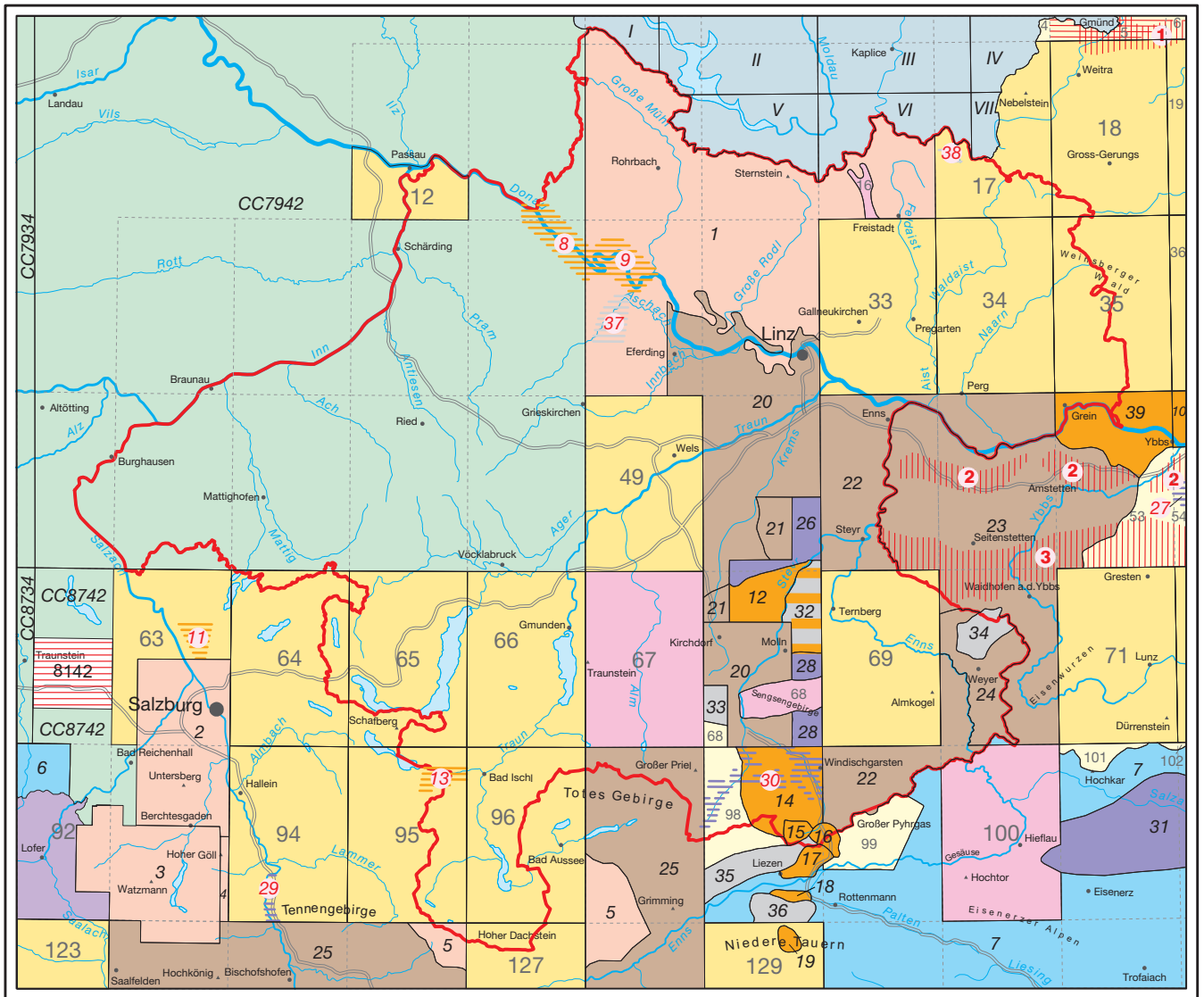
Moldanubische Decken

- Deckengrenze großtektonischer Einheiten
- Decken- und Schuppen-grenze
- Störung und Bruch i. Allg.
- Landesgrenze Oberösterreichs



Tafel 2

Verteilung der verwendeten Unterlagen



38 Rote Nummern bezeichnen jene Unterlagen, aus welchen Einzeldaten eingearbeitet wurden.

Publizierte Unterlagen

- Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000**
- 12 Passau ROETZEL, R. (1994)
- 17 Bad Großpertholz FUCHS, G. & SCHWAIGHOFER, B. (1977)
- 18 Weitra ERICH, A., SCHWAIGHOFER, B. & FUCHS, G. (1977)
- 19 Zwettl THIELE, O. (1991)
- 33 Steyregg BRÜGGEMANN, H. & FINGER, F. (2002)
- 34 Perg FUCHS, W. & THIELE, O. (1982)
- 35 Königswiesen THIELE, O. (1984)
- 36 Ottenschlag FUCHS, G. & FUCHS, W. (1986)
- 49 Wels KRENMAYR, H.G. (1996)
- 63 Salzburg GÖTZINGER, G. (1955)
- 64 Straßwalchen EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2003)
- 65 Mondsee VAN HUSEN, D. (1989)
- 66 Gmunden EGGER, H. (1996)
- 69 Großraming EGGER, H. & FAUPL, P. (1999)
- 71 Ybbsitz SCHNABEL, W. & RUTTNER, A. (1988)
- 72 Mariazell BAUER, F.K. & SCHNABEL, W. (1997)
- 94 Hallein PLÖCHINGER, B. (1987)
- 95 St. Wolfgang PLÖCHINGER, B. (1982)
- 96 Bad Ischl SCHÄFFER, G. (1982)
- 123 Zell am See HEINISCH, H., PESTAL, G., STINGL, V. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1995)
- 127 Schladming MANDL, G.W. & MATURA, A. (1995)
- 129 Donnersbach METZ, K. (1979)

- (ÖK 68): Kirchdorf (GEYER, G. & ABEL, O., 1913)
- (ÖK 98): Liezen (VACEK, M. & GEYER, G., 1918)
- (ÖK 99): Admont und Hieflau (AMPFERER, O., 1933)
- (ÖK 101, 102): Eisenerz, Wildalpe und Aflenz (SPENGLER, E. & STINY, J., 1926)

**Geologische Gebiets- und Themenkarten**

- 1 FUCHS, G. & THIELE, O.: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich 1 : 100.000. – Geol. B.-A. (1965).
- 2 PREY, S.: Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1 : 50.000. – Geol. B.-A. (1969).
- 3 LANGENSCHIEDT, E., OTHOLT, D., SCHWERD, K. & ZANKL, H. (Bearb.): Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000 Nationalpark Berchtesgaden, München (1998).
- 4 TICHY, G.: Geologische Karte der Rossfeldgruppe, des Hohen Göll und des Hagengebirges 1 : 50.000. – Salzburger Höhlenbuch 3 (1979).
- 5 MANDL, G.W.: Geologische Karte der Dachsteinregion 1 : 50.000. – Geol. B.-A. (1998).

**Geologische Übersichtskarte 1 : 200.000 der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover**

- CC7934 München UNGER, H.J., DOPPLER, G. & JERZ, H. (1991)
- CC7942 Passau UNGER, H.J., OTT, W.D., KRENMAYR, H.G., ROETZEL, R. & BABUREK, J. (1999)
- CC8734 Rosenheim GANSS, O. (1980)
- CC8742 Bad Reichenhall GANSS, O., HEJL, E., MANDL, G.W. & PAVLIK, W. (1988)

**Geologische Spezialkarte 1 : 75.000**

- (ÖK 4, 5, 6): Litschau und Gmünd (WALDMANN, L., 1950)
- (ÖK 53, 54): Melk (VETTERS, H., Manuskript 1933)

**Geologische Karten 1 : 100.000 und 1 : 200.000**

- 6 GANSS, O.: Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Bl. 666 Reit im Winkel, München (1975).  
7 FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Geologische Karte der Steiermark 1 : 200.000. – Geol. B.-A. (1984).

**Geologicka Mapa CR 1 : 50.000**

- I GM 32-14 Nová Pec MIKSA, V. & OPLETAL, M. (1995)  
II GM 32-23 Český Krumlov KODYM, O. (1990)  
III GM 32-24 Thrové Sviny VRÁNA, S. (1992a)  
IV GM 33-13 Česká Velenice SLABÝ, J. (1992a)  
V GM 32-41 Vyšší Brod SLABÝ, J. (1991)  
VI GM 32-42 Rožmberk nad Vltavou VRÁNA, S. (1992b)  
VII GM 33-31 Pohorí na Šumavě SLABÝ, J. (1992b)

**Einzelwerke**

- 8 DAURER, A.: Abgedeckte Geologische Karte des Donautales zwischen Jochenstein und Schlögen 1 : 25.000. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23 (1976).  
9 FINGER, F.: Kristalline Geologische Karte des Gebietes der Donauschlingen bei Obermühl. – Jb. Geol. B.-A., 128 (1986).  
10 MATURA, A.: Geologische Karte des Kristallins am Südrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St.Pölten 1 : 50.000. – Jb. Geol. B.-A., 127, Beilage 1 (1984).  
11 EGGER, H.: Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – Jb. Geol. B.-A. 132, Heft 2 (1989).  
12 MAURER, H.: Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 64 (1971).  
13 WAGREICH, M.: Lithostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie der Gosau-Gruppe von Bad Ischl und Strobl am Wolfgangsee. – Jb. Geol. B.-A., 141 (1998).  
14 PREY, S.: Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung – eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., 135 (1992).  
15 OTTNER, F.: Zur Geologie der Wurzer Deckscholle und deren Rahmen im Bereich des Warschenecks. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 36 (1990).  
16 NOWY, W. & LEIN, R.: Zur Geologie des Bosruck-Autobahntunnels. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30/31 (1984).  
17 HESS, R. & ROSSNER, R.: Lithofazies der Salberg-Schichtenfolge im Bereich Liezen-Admont. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 30/31 (1984).  
18 RATSCHBACHER, L.: Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke bei Lassing. – Jb. Geol. B.-A., 127 (1984).  
19 WIESENEDER, H.: Der Eklogit amphibolit vom Hochgrössen, Stmk. – Mitt. d. Abt. Mineralog. Landesmuseum Joanneum (1969).  
32 BRAUNSTINGL, R.: Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 122 (1986) und BRAUNSTINGL, R. & EGGER, H. (1986): Geologische Karte der Flyschzone und des Kalkalpenrandes beiderseits der Enns.  
39 FUCHS, G.: Der geologische Bau der Böhmisches Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., 145, Beilage 1 (2005).

**Revisionsbegehungen Geol. B.-A. (1998 - 2001):**

- 1 ROETZEL, R.; 2 KRENMAYR, H.G.; 3 EGGER, H.

**Unpublizierte Unterlagen****Geologische Manuskriptkarten der laufenden Landesaufnahme neueren Standes (Archiv der Geol. B.-A.)**

- ÖK 16 Freistadt ROCKENSCHAUB, M. (1998) zwischenzeitlich publiziert in SCHUBERT et al. (2010).  
ÖK 67 Grünau EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2004) zwischenzeitlich publiziert: EGGER & VAN HUSEN (2007).  
ÖK 68 Kirchdorf MOSSBAUER, L. (1990)  
ÖK 100 Hieflau BAUER, F.K. (1988)

**Geologische Manuskriptkarten des Projektes GEOFAST (Archiv der Geol. B.-A.)**

- ÖK 92 Lofer PAVLIK, W. (2003), - unter Verwendung von GANSS, O. (1975, 1978), HÄUSLER, H. & BERG, D. (1980), POSCHER, G. (1983), NEES, S. (1989).

**Diverse Manuskriptkarten**

- BREITER, K.: Diverse Skizzen und Manuskripte. Prag und Wien (1994 - 1998).  
FREIMOSER, M, HAGN, H. & ZIEGLER, H.J. (1987) und JERZ, H. (1998): Geologische Manuskriptkarte von Bayern 1 : 25.000, Blatt 8142 Teisendorf.

**Kompilationen**

- 20 KOHL, H.: Kompilierte Geologische Karte 1 : 20.000 des oberösterreichischen Zentral- und Donauraumes. – Geol. B.-A. (1990).  
21 BRAUMÜLLER, E, ABEL, O., GRILL, R., KOHL, H., LOTZE, F., MAURER, H., PREY, S. & WEINBERGER, E.: Geologische Karte 1 : 25.000 der Konzessionsgebiete Bad Hall, Pettenbach und Wels-W. – Wien (1974).  
22 LETOUZÉ-ZEZULA, G., KOCIU, A., LIPIARSKI, P., PFLEIDERER, S. & REITNER, H.: Jahresendbericht 1995 zum Projekt OC-10 der Bund-/Bundesländerkooperation Massenrohstoff-sicherung OÖ und Jahresendbericht 1997 zum Projekt OC-10a der Bund-/Bundesländerkooperation: Beiträge zur Baurohstoffvorsorge in OÖ mit Nachträgen aus Juni 2000. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-010/95, O-C-010a/97, Geol. B.-A. (1999).  
23 DECKER, K. & HEINRICH, M.: Kompilierte geologische Arbeitskarten Bezirk Amstetten und Waidhofen a.d. Ybbs 1 : 25.000. – Proj.-Ber. – Geol.B.-A. (1992).  
24 REITNER, H. & DECKER, K.: Kompilierte Geologische Gebietskarte 1 : 50.000 Oberösterreichische Kalkvorpalen NE der Enns. In: PFLEIDERER, S.: Geohydrologische... Grundlagenstudien in den Oberösterr. Kalkvorpalen NE der Enns. – Proj.-Ber. – Geol. B.-A. (1999).  
25 MOSER, M.(Komp.): Geologische Manuskriptkarte des Bundeslandes Salzburg 1 : 100.000 - Überlappung anteiliges Manuskript O.Ö., unter Verwendung v. JARITZ, W. 1997, POSCHER, G. 1987, TICHY, G. 1977, 1979, GANSS, O. 1988, SUTTERLÜTTI, R. 1995-97, HÄUSLER, H. 1981, KLAPPACHER, W. & TICHY, G. 1985, GOLDBERGER, J. 1955, HEISSEL, G. 1945, 1953, TRAUTH, F. 1925, ROSSNER, R. 1971, LAHODYNSKY, R. 1991, KURZ, W. 1998,1999, EXNER, C. 2001, MOSHAMMER, B. 1988, SCHWINGENSCHLÖGL, R. 1986, GEYER, G. 1918, SCHÖLLNERBERGER, W. 1973, TOLLMANN, A. 1960, STEIGER, T. 1980, VAN HUSEN, D. 1968,1977, BÖHM, F. 1988, MANDL, G.W. 1996, SAPUSEK, W. & SUETTE, G. 1987. - Geol. B.-A. (2004), zwischenzeitlich publiziert: BRAUNSTINGL (2005), siehe auch PESTAL et al. (2009).

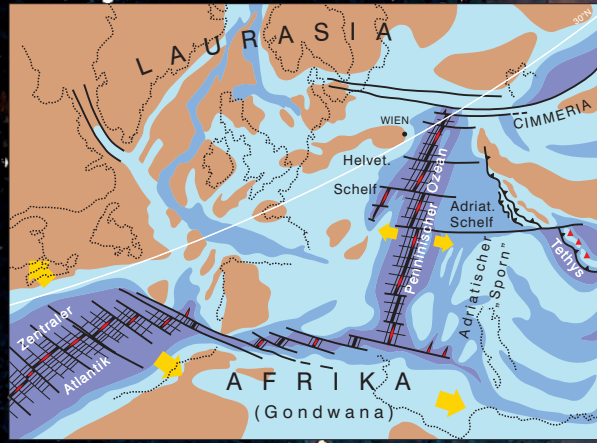
**Projekt-Berichte**

- 26 FLÖGL, H. & FLÖGL, W.: Mittlere und östliche Traun-Enns-Platte: Geologie und Hydrologie, 1 : 50.000. – Linz (1984).  
27 ERHART-SCHIPPEK, W.: Wasserwirtschaftliche Grundlagenerhebung im Raum Erlaufal. – Bericht Amt d. Niederösterr. Landesreg. Abt B/9, Gz.93/216, Wien (1994).  
28 GRUBER, P.: Geologische Kartierung von Seismikprofilrassen im Raum Molln, Windischgarsten und Großraming – Weyer 1 : 25.000. – OMV-Ber. (1989).  
29 BECHTOLD, D. & GADERMAYER, W.: Hydrogeologische Untersuchung Tenneck – Paß Lueg. – Salzburg (1990).  
30 BRÜGGEMANN, H.: Geländeaufnahmen der Quartärsedimente im Becken von Windischgarsten – Stoder. – Proj.-Ber. – Geol. B.-A. (1982).  
31 MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., SÄTLER, U., DECKER, K., DRAXLER, I., KRISTYIN, L., & PIROS, O.: Manuskriptkarten Hochschwabgebiet Karstprojekt WA4a-StA028n Stand 2001 – Geol.B.-A. (2000/2001).

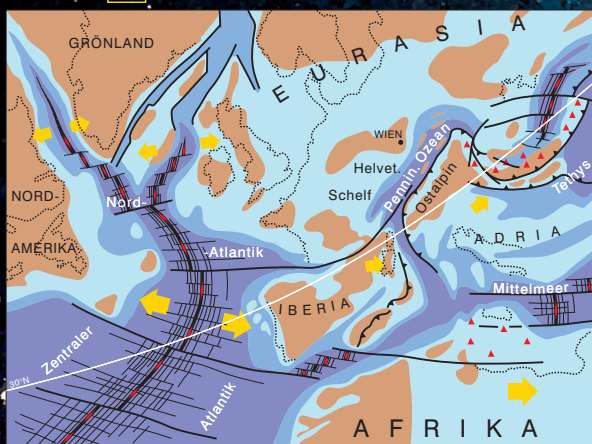
**Diplomarbeiten und Dissertationen**

- 33 GATTINGER, T.E.: Geologie der Kremsmauergruppe in Oberösterreich. – Diss. Univ. Wien (1953).  
34 JAESCHKE, A., JENSEN, S., OTT, C. & ZYCHLA, B.: Unveröff. Diplomarbeiten Geol. Inst. Univ. Bremen, Arbeitsgruppe Prof. Henrich. – Bremen (2002,2003).  
35 POBER, E.: Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der Gosau von Wörschach. – Diss. Univ. Wien (1984).  
36 FRITSCHER, G.: Die Geologie des Gebietes westlich Wald/Schoberpaß. – Diss. Univ. Graz (1979).  
37 NEUHUBER, G.: Geologisch – Petrographische Untersuchungen im Aschachtal im südöstlichen Sawwald (Oberösterreich) mit besonderer Berücksichtigung der dortigen jungen Granitstöcke. – Dipl. Univ. Salzburg (1990).  
38 HAUNSCHMID, B.: Das Granitgebiet um Plochwald zwischen Sandl und Windhaag im nordöstlichen Oberösterreich mit besonderer Berücksichtigung des dortigen Plochwalder Granit-Typs und des Pseudokinzigitis. – Dipl. Univ. Salzburg (1989).

Graphik: M. Brüggemann-Ledolter  
 Spirale nach "Understanding Earth" (F. Press, R. Siever, Verlag W.H. Freeman and Company, New York 1994), Weltkugeln nach G.M. Stampfli, G. Borel, 2002, 2004, verändert.  
 Karten aus "Rocky Austria - eine bunte Erdgeschichte" (H.G. Krennmayr et al., Wien 1999), verändert.



7 153 Mio. J. (Oberjura)

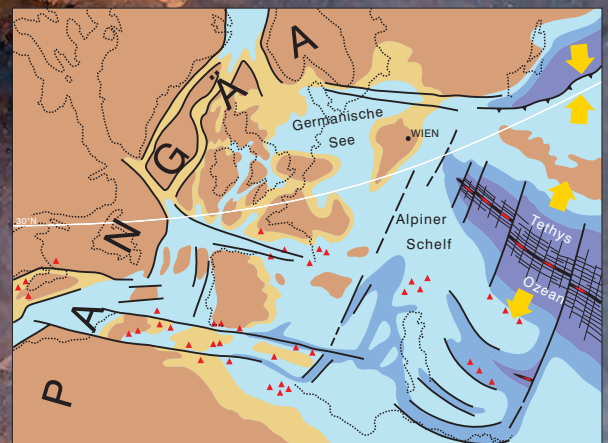


8 83 Mio. J. (Oberkreide)

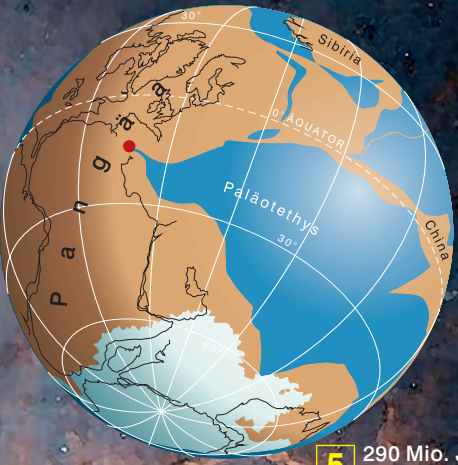
- Festland mit klastischen Sedimenten
  - Flachmariner Schelf
  - Tiefmariner Schelf
  - Tiefsee auf ozeanischer Kruste
  - Aktiver Vulkanismus
  - Bruchzone
  - Mittelozeanischer Rücken
  - Subduktionszone, Hauptüberschiebung (Zacken weisen zur Oberplatte)
  - Relative Plattenbewegung
- Mio. J. Alter in Millionen Jahren (im Textteil „Ma“)



9 28 Mio. J. (Oligozän)



6 214 Mio. J. (Obertrias)



5 290 Mio. J. (Perm)



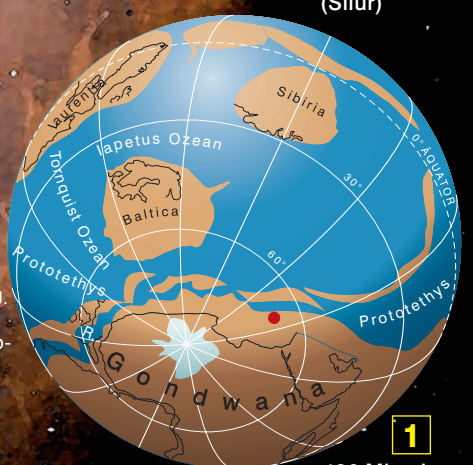
4 340 Mio. J. (Unterkarbon)



3 380 Mio. J. (Devon)



2 420 Mio. J. (Silur)

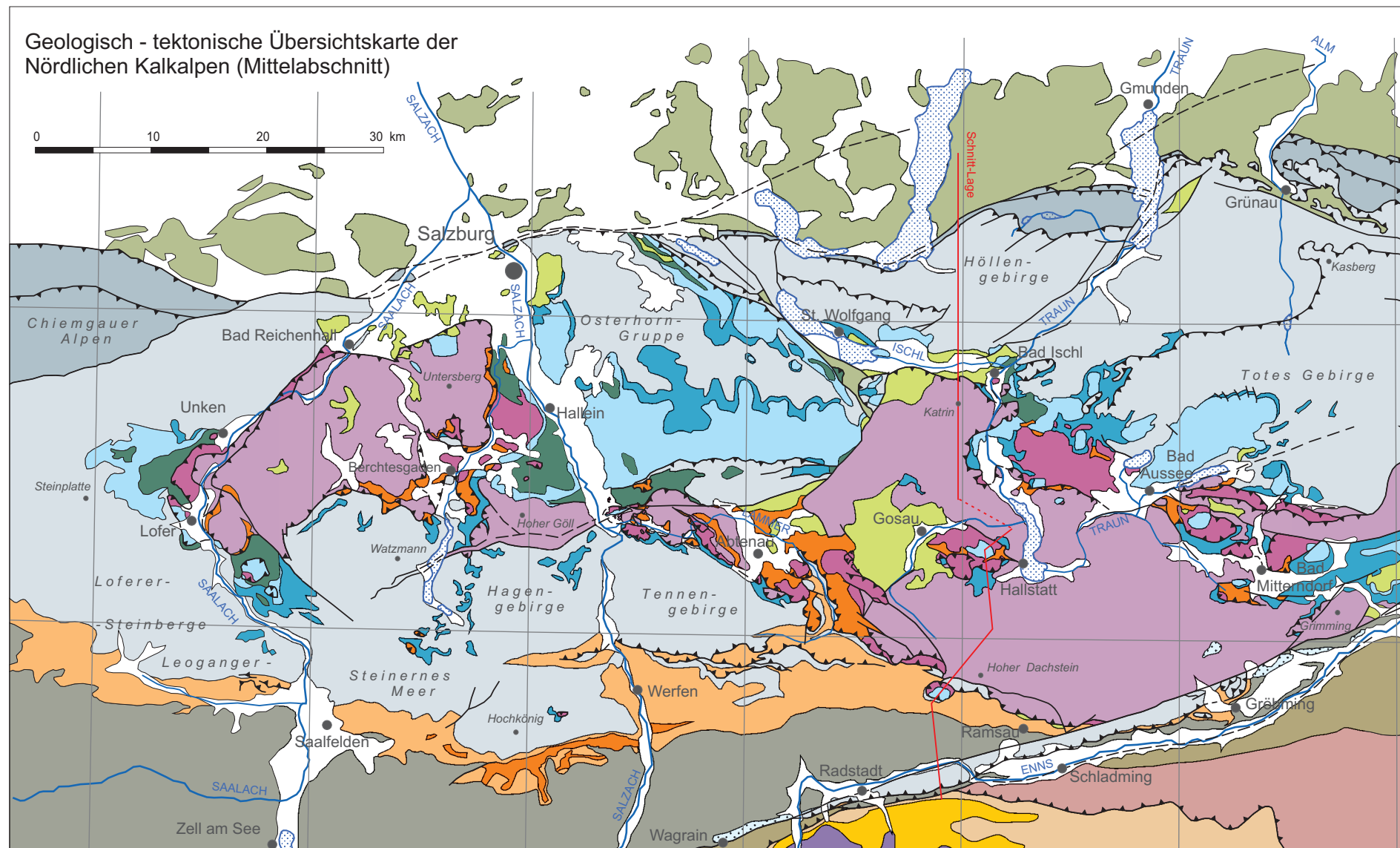


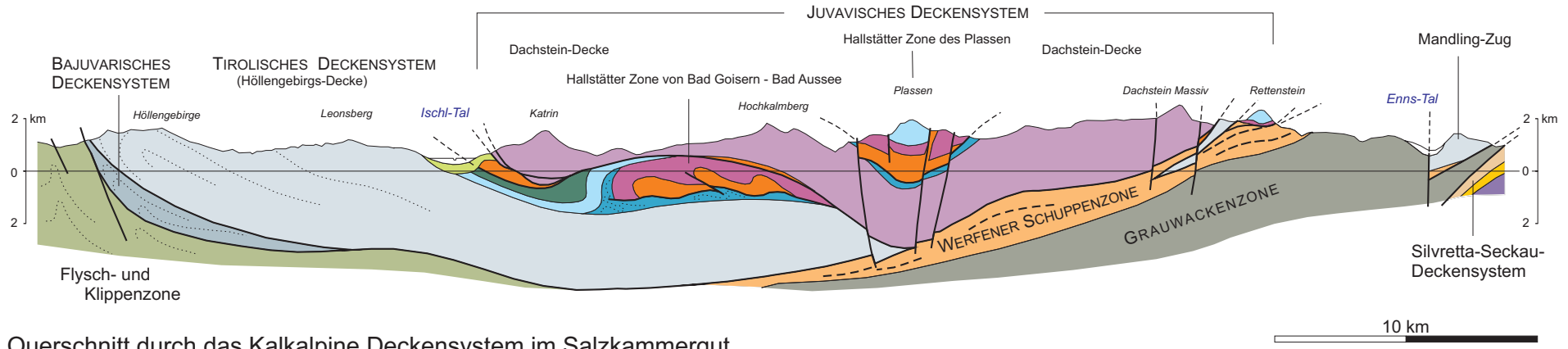
1 490 Mio. J. (Unterordovizium)

# Die Entwicklungsgeschichte der Erde und die Paläogeographie des alpinen Raumes und seines weiteren Umfeldes

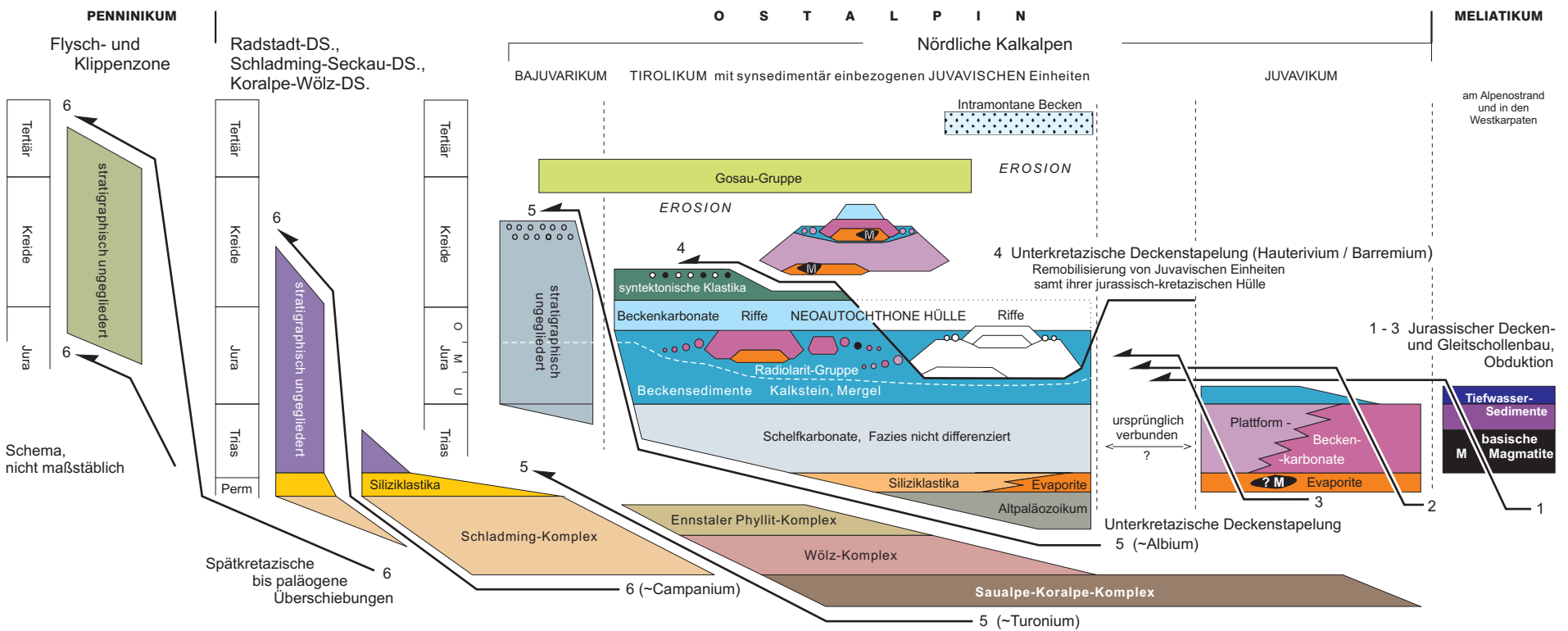
# Geologischer Bauplan des Mittelabschnittes der nördlichen Kalkalpen

G. W. MANDL



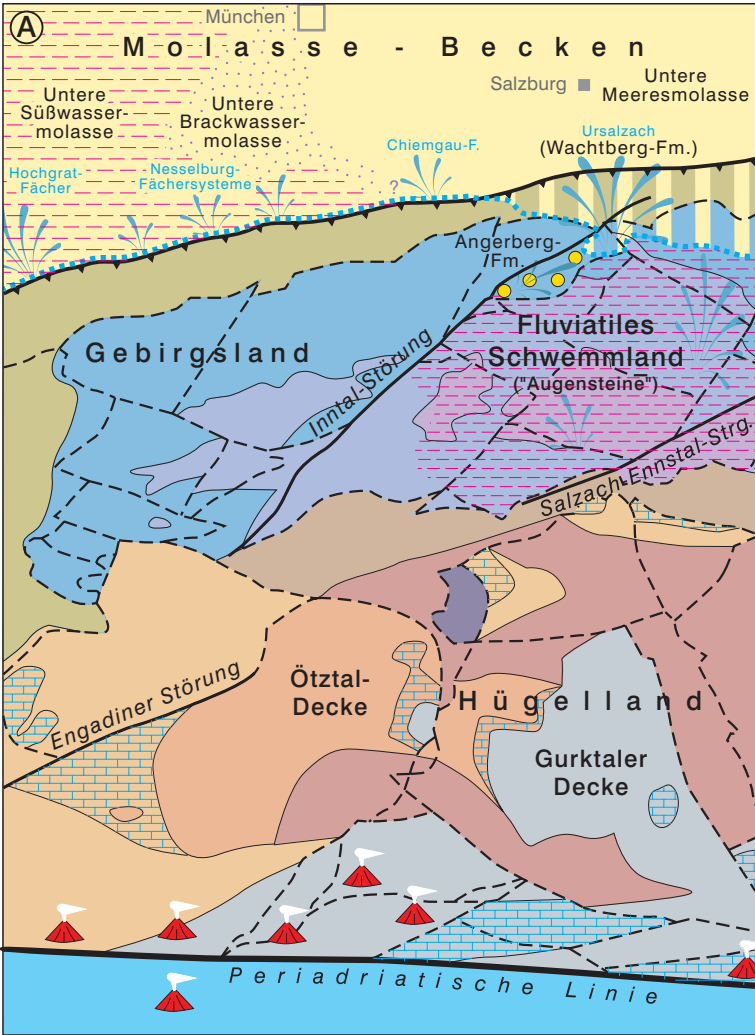


Querschnitt durch das Kalkalpine Deckensystem im Salzammergut



Wechselfolge von Sedimentation und Tektonik im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen und in angrenzenden großtektonischen Einheiten

Tafel 5



### Schematische Darstellung der Ostalpen im Oligozän

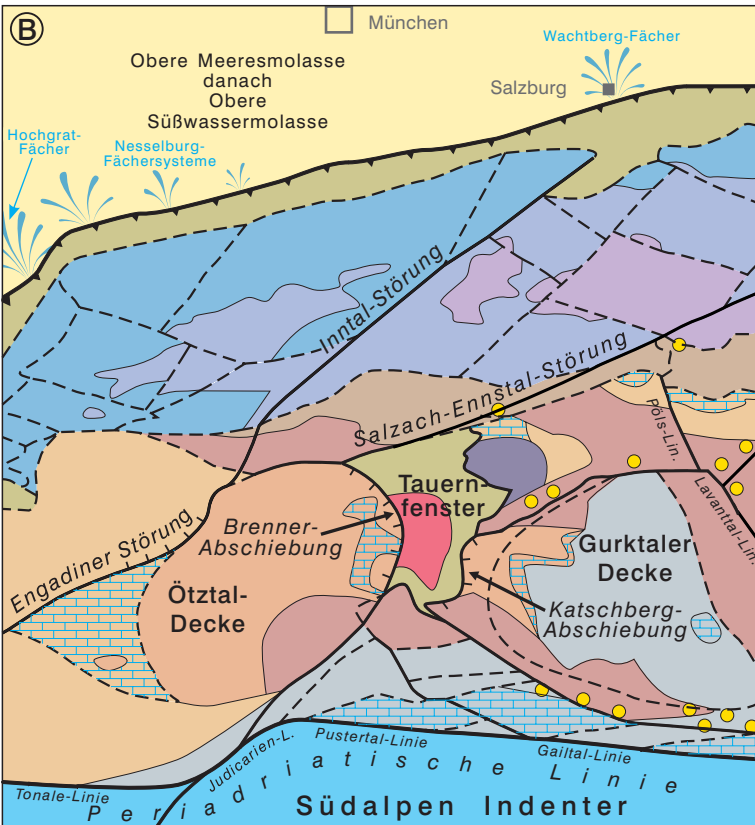
während der Ablagerung der Augensteine, 30 - 25 Ma

(Nach FRISCH et al., 1998; Ausschnitt, verändert)

(A)

- VORLANDMOLASSE, INNERALPINE MOLASSE
- Periadriatischer Magmatismus
- Küstenlinie  
Schwemmfächer, Flussdelta
- SÜDALPIN
- OSTALPIN**
- Oberostalpin**
- Drauzug-Gurktal-Deckensystem mit /Permo-Mesozoikum
- Ötztal-Bundschuh-Deckensystem mit /Permo-Mesozoikum
- Juvavikum
- Tirolikum
- Bajuvarikum
- Grauwackenzone
- Koralpe-Wölz-Deckensystem
- Silvretta-Seckau-Deckensystem mit /Permo-Mesozoikum
- Unterostalpin
- PENNINIKUM
- SUBPENNINIKUM
- Alpine Orogenfront
- Hauptstörungen
- Tektonische Blöcke

0 100 km



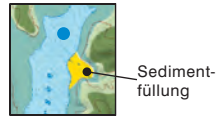
### Schematische Darstellung der Ostalpen im Miozän

während der Freilegung des Tauernfensters, ca. 18 - 15 Ma

(Nach FRISCH et al., 1998; Ausschnitt, verändert)

(B)

Glazial übertieftes Becken



● 131 m Seetiefe

Bohrung

- in 372 m Felssohle erreicht (bezogen auf Geländeoberkante)
- in > 150 m Felssohle nicht erreicht
- > 55 m Talfüllung ohne Übertiefung
- ~ in 480 m Felssohle seismisch erfasst
- ? Keine Daten

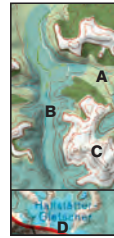
Gletscherzungen:



Ehemalige Verbreitung der Älteren Deckenschotter (Günz)

➔ Alte Abflussrichtung  
➔ Junge Abflussrichtung

Eisstromnetz



Bereich von Vergletscherung und Eisstrom

**A** im Riß,  
**B** im Hochwürm,  
**C** Firn- und eisbedeckte Kämme über der Schneegrenze im Hochwürm;  
**D** Heutige Gletscher

DHM und Reliefschummung abgeleitet aus SRTM-90 Daten (Shuttle Radar Topography Mission, USGS 2003).

Verbreitung glazial übertiefter Zungenbecken



Tafel 7

# Oberösterreich im Riß-Glazial



Nicht vergletscherte Bereiche, Tundra; In tieferen Bereichen verbreitet Lößbildung



Vegetationsarme Sedimentationsflächen; Hochterrasse (Kies und Sand)



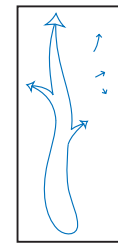
Lokalgletscher und Talgletscher des Eisstromnetzes



Firn und eisbedeckte Kämme über der Schneegrenze; Innerhalb des Eisstromnetzes Nunataker



Richtung des Eisflusses



Ausdehnung der Vereisung in der Mindel-Eiszeit



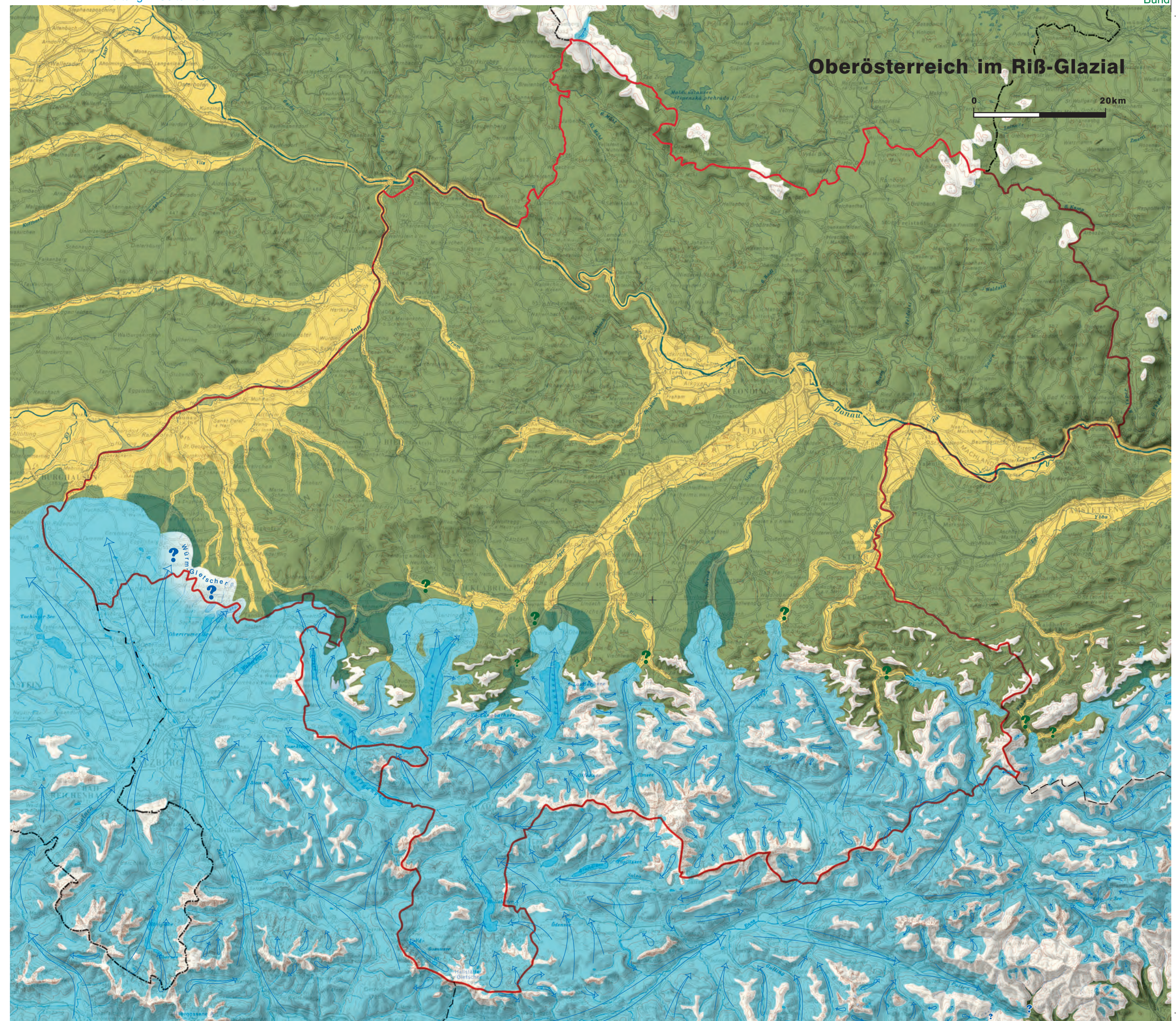
Oberösterreichische Landesgrenze



DHM und Reliefschummerung abgeleitet aus SRTM-90 Daten (Shuttle Radar Topography Mission, USGS 2003).

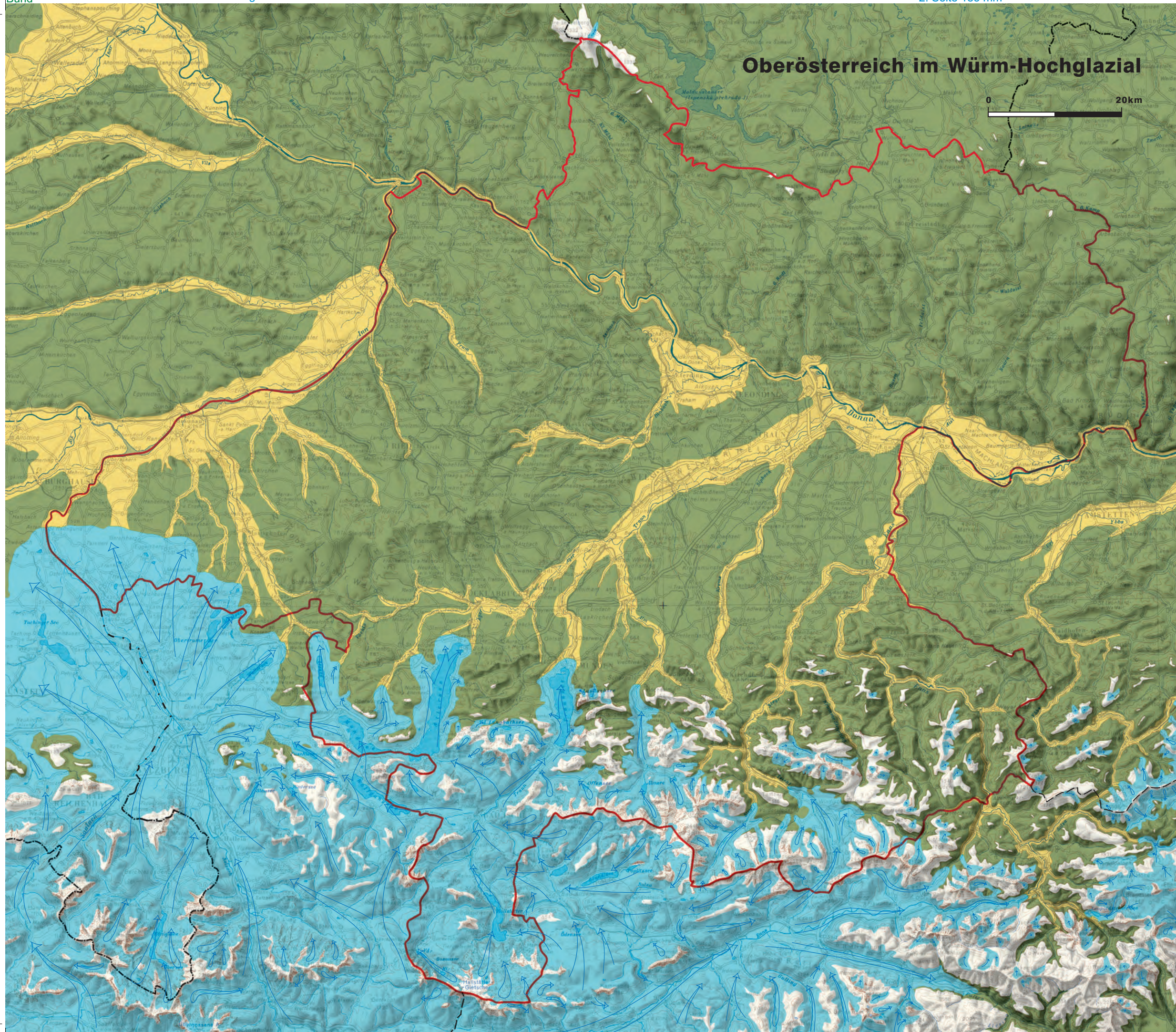
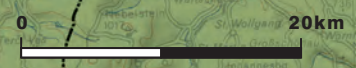
Topographie: BEV, digitaler Datensatz BEV - 2011, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV - Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2011/79457.


Graphik: M. Brüggemann-Ledolter






# Oberösterreich im Würm-Hochglazial

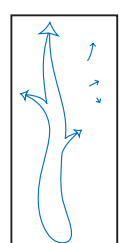


 Nicht vergletscherte Bereiche, Tundra; In tieferen Bereichen verbreitet Lößbildung

 Vegetationsarme Sedimentationsflächen; Niederterrasse (Kies und Sand)

 Lokalgletscher und Talgletscher des Eisstromnetzes

 Firn und eisbedeckte Kämme über der Schneegrenze; Innerhalb des Eisstromnetzes Nunataker

 Richtung des Eisflusses

 Oberösterreichische Landesgrenze

DHM und Reliefschummung abgeleitet aus SRTM-90 Daten (Shuttle Radar Topography Mission, USGS 2003).

Topographie: BEV, digitaler Datensatz BEV - 2011, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV - Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2011/79457.

Graphik: M. Brüggemann-Ledolter

# Einteilung der Metamorphose in Faziesbereiche nach Druck und Temperatur

(Druck-Temperatur(P/T)-Diagramm nach OBERHÄNSLI & GOFFE, 2004)  
 Hintergrund: Eklogitdünnschliff (Silvrettakristallin) unter doppelt polarisiertem Licht

- [DIA] Diagenese
- [SGS] Sub-Grünschiefer Fazies
- [LGS] Untere Grünschiefer Fazies
- [UGS] Obere Grünschiefer Fazies
- [HPGS] Hochdruck Grünschiefer Fazies
- [GAT] Grünschiefer-Amphibolit Übergangsfazies
- [AM] Amphibolitfazies
- [BS] Blauschieferfazies
- [UBS] Obere Blauschieferfazies
- [BET] Blauschiefer-Eklogit Übergangsfazies
- [ECL] Eklogitfazies
- [GF] Granulitfazies
- [UHP] Ultrahochdruckfazies

