

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

72 MARIAZELL

VON MICHAEL MOSER & WOLFGANG SCHNABEL

Mit Beiträgen von

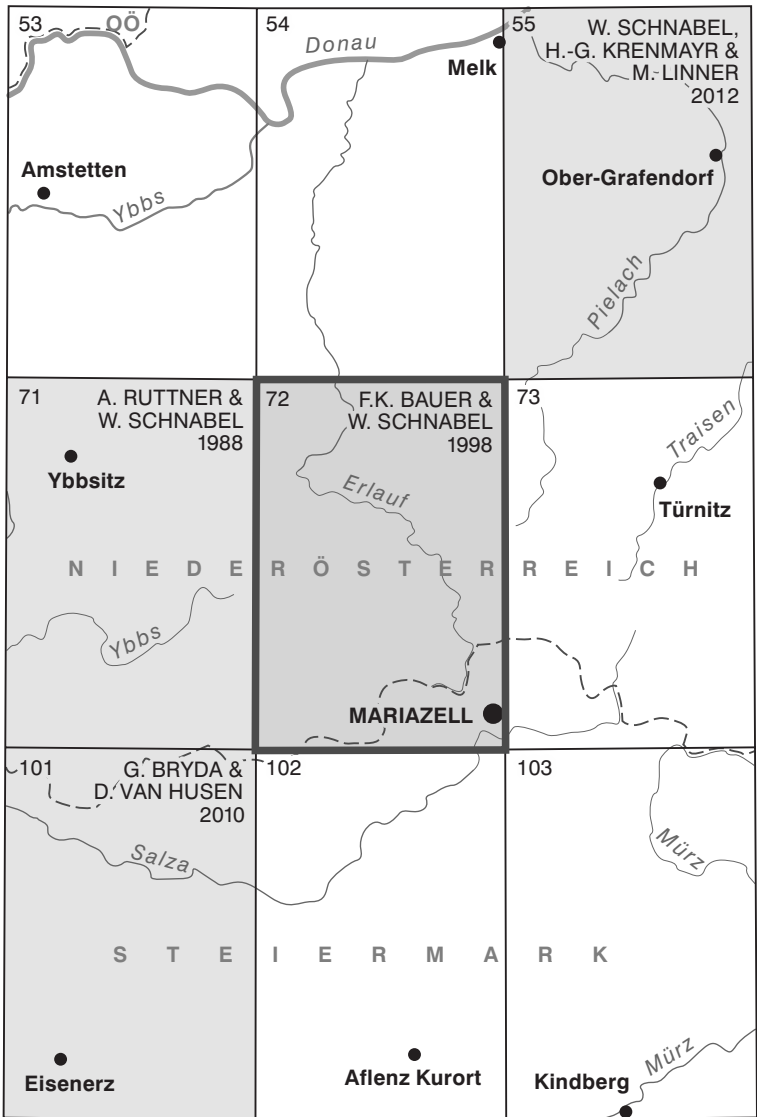
ANDREAS AHL, FRANZ K. BAUER, RUDOLF BERKA, ILSE DRAXLER,
MARIA HEINRICH, ESTHER HINTERSBERGER, THOMAS HOFMANN,
DIRK VAN HUSEN, WOLFGANG A. LENHARDT, MICHAEL LOTTER,
BEATRIX MOSHAMMER, RUDOLF PAVUZA, ANTON RUTTNER, ALBERT SCHEDL,
GERHARD SCHUBERT & PETER SLAPANSKY

61 Abbildungen, 11 Tabellen, 7 Tafeln, 1 Faltafel



Wien 2019

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



Blatt 72 Mariazell
 und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Mitte 2019)

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

72 MARIAZELL

VON MICHAEL MOSER & WOLFGANG SCHNABEL

Mit Beiträgen von

ANDREAS AHL, FRANZ K. BAUER, RUDOLF BERKA, ILSE DRAXLER,
MARIA HEINRICH, ESTHER HINTERSBERGER, THOMAS HOFMANN,
DIRK VAN HUSEN, WOLFGANG A. LENHARDT, MICHAEL LOTTER,
BEATRIX MOSHAMMER, RUDOLF PAVUZA, ANTON RUTTNER, ALBERT SCHEDL,
GERHARD SCHUBERT & PETER SLAPANSKY

61 Abbildungen, 11 Tabellen, 7 Tafeln, 1 Falttafel



 Bundesministerium
Bildung, Wissenschaft
und Forschung

Wien 2019

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

Anschriften der Verfasserinnen und Verfasser

Dr. ANDREAS AHL, Mag. RUDOLF BERKA, Dr. ESTHER HINTERSBERGER, Mag. THOMAS HOFMANN,
Dr. MICHAEL LOTTER, Dr. BEATRIX MOSHAMMER, Dr. ALBERT SCHEDL, Dr. GERHARD SCHUBERT,
Dr. PETER SLAPANSKY

Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien

andreas.ahl@geologie.ac.at, rudolf.berka@geologie.ac.at,
esther.hintersberger@geologie.ac.at, thomas.hofmann@geologie.ac.at,
michael.lotter@geologie.ac.at, beatrix.moshammer@geologie.ac.at,
albert.schedl@geologie.ac.at, gerhard.schubert@geologie.ac.at,
peter.slapansky@geologie.ac.at

Dr. FRANZ K. BAUER
Auhofstraße 79/5/8, 1130 Wien

Dr. ILSE DRAXLER
Ketzergasse 473/5/14, 1230 Wien
pal.draxler@gmail.com

Dr. MARIA HEINRICH
Marxergasse 37/5, 1030 Wien
maria.heinrich@gmx.at

Dr. DIRK VAN HUSEN
Rustonstraße 7/4, 4810 Gmunden
dirk.van-husen@aon.at

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

Mag. MICHAEL MOSER
Universität Wien
Department für Geodynamik und
Sedimentologie
Althanstrasse 14, 1090 Wien
moser.geologie@gmx.at

Dr. RUDOLF PAVUZA
Naturhistorisches Museum
Karst- und Höhlenkundliche Abteilung
Museumsplatz 1/10, 1070 Wien
speleo.austria@nhm-wien.ac.at

Dr. WOLFGANG SCHNABEL
Hasenauerstraße 8, 1190 Wien
wolfgang.schnabel@utanet.at

Zitiervorschlag

Gesamtwerk

MOSEK, M. & SCHNABEL, W. (Red.) (2019): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 72 Mariazell. – 229 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Einzelartikel

SLAPANSKY, P. & AHL, A. (2019): Geophysikalische Landesaufnahme. – In: MOSEK, M. & SCHNABEL, W. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 72 Mariazell, 114–129, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Alle Rechte vorbehalten.

ISBN-13: 978-3-903252-04-2

Redaktion: Michael Moser

Technische Redaktion: Christoph Janda

Lektorat: Christian Cermak

Umschlaggestaltung: Monika Brüggemann-Ledolter

Satz: Jarmila Böhm

Druck: Gerin Druck GmbH, Gerinstraße 1–3, 2120 Walkersdorf im Weinviertel

Inhalt

Vorwort.....	5
1. Geografischer Überblick (F.K. BAUER & M. MOSER).....	6
2. Geologisch-tektonischer Überblick (W. SCHNABEL & M. MOSER).....	9
3. Erforschungsgeschichte (F.K. BAUER, A. RUTTNER & M. MOSER).....	15
4. Geologischer Bau, tektonische und übergeordnete lithostratigrafische Großeinheiten (M. MOSER, W. SCHNABEL & E. HINTERSBERGER).....	17
4.1. Ultrahelvetikum: Gresten-Klippenzone.....	17
4.2. Penninikum.....	18
4.3. Oberostalpin.....	18
4.3.1. Tief- und Hochbajuvarikum.....	20
4.3.2. Tirolikum.....	23
4.3.3. Juvavikum.....	28
4.4. Hochwart-Störung.....	29
4.5. Fenster von Urmannsau.....	31
5. Kurzgefasste geologische Entwicklungsgeschichte (M. MOSER).....	32
5.1. Perm (299–252 Mio. Jahre).....	32
5.2. Trias (252–201 Mio. Jahre).....	32
5.3. Jura (201–145 Mio. Jahre).....	34
5.4. Kreide (145–66 Mio. Jahre).....	36
5.5. Paläogen (66–23 Mio. Jahre).....	39
5.6. Neogen (23–2,6 Mio. Jahre).....	40
5.7. Quartär (2,6 Mio. Jahre–heute).....	40
6. Erläuterungen zur Kartenlegende (A. RUTTNER, W. SCHNABEL, F.K. BAUER, M. MOSER & D. VAN HUSEN).....	43
6.1. Ostalpin (Nördliche Kalkalpen).....	43
6.1.1. Juvavikum: Mürzalpen-Decke, Juvavikum-Deckscholle.....	43
6.1.2. Zone von Rotwald–Gindelstein.....	44
6.1.3. Tirolikum: „Ötscher-Decke“.....	46
6.1.4. Hochbajuvarikum: Lunz-Decke.....	58
6.1.5. Tiefbajuvarikum: Frankenfels-Decke.....	74
6.1.6. Gosau.....	83
6.2. Penninikum.....	84
6.2.1. Schuppenzone vor der Stirn der Frankenfels-Decke.....	84
6.2.2. Rhenodanubischer Flysch.....	86
6.3. Ultrahelvetikum: Gresten-Klippenzone.....	89
6.4. Quartär.....	97
6.4.1. Pleistozän.....	97
6.4.2. Spät- und Postglazial.....	105
7. Seismotektonik (W.A. LENHARDT).....	109
8. Geophysikalische Landesaufnahme (P. SLAPANSKY & A. AHL).....	114
8.1. Aeromagnetik.....	114
8.2. Gravimetrie.....	121
8.3. Bodengeophysik, angewandte Geophysik.....	129
9. Rohstoffe (M. HEINRICH, B. MOSHAMMER & A. SCHEDL).....	130
9.1. Baurohstoffe.....	130
9.2. Industriemineralien.....	133
9.3. Erze.....	134
9.4. Kohle.....	135
9.5. Kohlenwasserstoffe.....	137

10. Höhlen und Karstformen (R. PAVUZA & M. MOSER)	138
10.1. Übersicht über die Höhlen des Kartenblattes	138
10.2. Das Ötscherhöhlensystem (M. MOSER).....	140
11. Hydrogeologie (R. BERKA & G. SCHUBERT)	143
11.1. Einleitung	143
11.2. Messstellen des Hydrographischen Dienstes (Niederschlag und Abfluss).....	143
11.3. Messstellen der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV)	145
11.4. Zentrale Wasserversorgungen	148
11.5. Studie „Hydrogeologie im Einzugsgebiet der Erlauf und des Ötschers“	158
11.6. Weitere hydrogeologische Untersuchungen im Ybbs- und Jeßnitztal ...	164
12. Geogene Naturgefahren, Ingenieurgeologie (M. LOTTER, M. MOSER & W. SCHNABEL).....	165
12.1. Gravitative Massenbewegungen auf Kartenblatt Mariazell	165
12.2. Massenbewegungen nördlich des Ötscher-Massivs (Juckfidelwald, Trübenbach)	165
12.3. Massenbewegungen der Brandmauer und des Brandebenwaldes	168
12.4. Massenbewegungen westlich des Greinbergs (Rudolfshöhe, Mieselmaiß, Gaisberg) und in der Umrahmung des Erlauf-Halbfensters.....	171
12.5. Massenbewegungen südöstlich des Lampelsberges (Hundsschlag, Luegggraben, Pilsenöd).....	173
13. Geologische Naturdenkmale (T. HOFMANN & M. MOSER)	174
14. Moore (I. DRAXLER)	180
14.1. Moore in den niederösterreichischen Kalkvorpalpen.....	180
14.2. Moore in den steirisch/niederösterreichischen Kalkalpen.....	181
15. Tiefbohrungen (M. MOSER)	185
15.1. Lithostratigrafie	185
15.2. Bohrprofile	188
16. Exkursionspunkte und Routenvorschläge (M. MOSER).....	190
Literatur	200
Tafeln	220

Vorwort

Nachdem die beiden geologisch eng zusammengehörenden Kartenblätter im Maßstab 1:50.000, ÖK 71 Ybbsitz und ÖK 72 Mariazell, als neu bearbeitete Geologische Karten bereits 1988 bzw. 1997 im Druck erschienen sind und das Bedürfnis nach Erläuterungen zu diesen detail- und erkenntnisreichen Karten sehr groß ist, haben die Verfasser es unternommen, dies zunächst für das später erschienene ÖK-Blatt 72 Mariazell zu verwirklichen. Für dieses Blatt lagen zum Zeitpunkt der Erstellung von Erläuterungen bereits halbverfasste, zuletzt jedoch nicht mehr überarbeitete, alte Erläuterungstexte für den größeren, kalkalpinen Anteil (RUTTNER, 2002; BAUER, 1998) vor. Weiters fand bereits im Jahr 1979 eine für das benachbarte Kartenblatt 71 Ybbsitz bedeutende Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt statt, mit einem 82 Seiten umfassenden Tagungsband, in dem auch die nicht-kalkalpinen Einheiten des Kartenblattes zur Sprache kommen. Ein kartierender Autor auf Blatt 72 Mariazell, Franz K. Bauer, hatte bereits im Jahr 1998 begonnen, Erläuterungen zu den Legendentexten vom kalkalpinen Anteil des Blattes Mariazell niederzuschreiben. Auf diese Unterlagen und die kurz gehaltenen Kartierungsberichte von Anton Ruttner (1911–2006), Franz K. Bauer und Wolfgang Schnabel aus den Jahren 1948 bis 1993 konnten die Autoren zurückgreifen. Natürlich sind die Erläuterungstexte, vor allem was die tektonische Stellung der Klippenzonen sowie die Feinstratigraphie der Nördlichen Kalkalpen und des Rhenodanubischen Deckensystems betrifft, nach Möglichkeit auf den neuesten Stand der Forschung gebracht worden, da zwischen dem Erscheinen der gedruckten Karte und den hier nun vorliegenden Erläuterungen die geologische Forschung große Fortschritte gemacht hat und auch das digitale Zeitalter neue Herausforderungen an Karte und Erläuterung stellt. Somit sind den Tektonischen Einheiten – zum besseren Verständnis – die Begriffe der Kartenlegende entnommen, aber im Erläuterungstext den Begriffsfassungen des Thesaurus der Geologischen Bundesanstalt angepasst worden. Das gleiche gilt auch für alle lithostratigrafischen Einheiten, deren stratigrafische Bezeichnung aus der Kartenlegende zunächst in die Überschrift übernommen wurde, aber im Erläuterungstext selbst den Begriffen der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) untergeordnet wurden. Ähnliches wurde auch an den chronostratigrafischen Begriffen vorgenommen (substantivischer Gebrauch). Die in den verschiedenen Erläuterungstexten in Klammer angeführten Zahlen entsprechen stets der Legendenummer in der Geologischen Karte 1:50.000. Im Bereich der quartären Formen und Ablagerungen wurde nach Möglichkeit auf die neuesten Vorstellungen, die auch in das Kartenblatt eingeflossen sind, Rücksicht genommen. Nachdem die auf dem Kartenblatt ÖK 72 Mariazell ehemals kartierenden Geologen heute nur mehr zu einem kleinen Teil erreichbar sind, war die Erstellung der Erläuterungstexte nicht ohne umfangreiche Literaturrecherchen und Diskussionen mit Fachkollegen möglich. Auch neue Erkenntnisse, die einer der Autoren (Michael Moser) aufgrund von Kartierungstätigkeiten auf den Nachbarblättern 71 Ybbsitz, 101 Eisenerz und 102 Aflenz Kurort sammeln konnte, sind nach Möglichkeit in die Erläuterungen eingeflossen. Von Wolfgang Schnabel sind die zwischenzeitlich gewonnenen neuen Erkenntnisse in der Flysch- und den Klippenzonen natürlich berücksichtigt worden.

1. Geografischer Überblick

(F.K. BAUER & M. MOSER)

Der größte Teil des Kartenblattes ÖK 72 Mariazell ist im Bereich der niederösterreichischen Kalkvoralpen gelegen. Die Berge nördlich und südlich des unteren Erlauftales erreichen kaum 1.300 m SH und fallen gegen den Nordrand der Kalkalpen auf unter 1.000 m SH ab. Doch die komplizierte Geologie dieses Raumes hat eine äußerst reizvolle, morphologisch reich gegliederte Landschaft mit einem unübersichtlichen Gewässernetz entstehen lassen. Das enge Nebeneinander von schroffe Felsen bildenden Kalk- und Dolomitgesteinen und sanfte Wiesen, Almen und Wäldern bildenden Mergel- und Sandsteinen macht den besonderen Reiz dieser voralpinen Landschaft aus. Wichtige Orte in diesem nördlichen Abschnitt sind Scheibbs, Gaming (mit der Kartause), Neubruck (mit dem Töpperschloss), St. Anton an der Jeßnitz (mit der Aussichtsstraße zum Skigebiet Hochbärneck und dem kleinen Antonisee), Frankenfels (mit dem Klettergarten „Falkenstein“ und der bekannten „Nixhöhle“), Laubenbachmühle (Zentrum der Niederösterreichischen Landesausstellung 2015) und Puchenstuben (mit der „Panoramastraße“). Die Region wird zum alpinen Teil des Mostviertels gerechnet und ist eher dünn besiedelt. Interessant ist die slawische Wurzel vieler Flur- und Ortsnamen wie Ötscher („otčan“) oder Treffling („trebnik“). Der südliche Teil des Kartenblattes wird natürlich vom isoliert stehenden Ötscher (1.893 m) dominiert, der sich gegen Westen über den Scheiblingstein (1.622 m) mit den östlichen Göstlinger Alpen verbindet. Das Ötschermassiv kann – zusammen mit seinen Nebengipfeln – bereits Hochgebirgscharakter aufweisen, wobei auch die den südlichen Blattrand einnehmenden Zellerhüte (bis 1.639 m) die Baumgrenze bereits deutlich übersteigen. Das Ötscherland, zu dem man die umgebenden Berge der Stadtgemeinde Mariazell zusammenfassen kann, hat seinen besonderen landschaftlichen Reiz den weit ausgedehnten Dolomitarealen zu verdanken, die durch deren starke Erosionsanfälligkeit und dem damit verbundenen Zerfall in zahllose Türme, Grate, Zacken, Gräben und Kanten im Bereich der Ötschergräben der Phantasie des Wanderers freien Lauf lassen. Die kleingliedrige, zum Teil auch von verzweigten Furchen (Runsen) geprägte Landschaft ist typisch für dolomitbetonte Regionen. Landschaftlich ebenso von Bedeutung ist der gebankte Dachsteinkalk, der den Ötscher, den Scheiblingstein, die Gemeindealpe, die Feldwiesalm und Teile der Zellerhüte aufbaut. Auch an der Bildung der Göstlinger Alpen spielt der gebankte Dachsteinkalk (Dürrenstein, 1.878 m; Hochkar, 1.808 m) eine bedeutende Rolle. Der Wanderer sieht im Dürrenstein bei Lunz deutlich eine morphologisch ähnliche Form zum Ötscher, und dies nicht zuletzt auch aufgrund des gleichartigen geologischen Aufbaues dieser beiden Berge. Schon von weitem sind seine dicken und hellen Dachsteinkalkbänke erkennbar, die am „Rauhen Kamm“ (Ostgrat des Ötscher) auch für den alpinen Bergsteiger von besonderer Bedeutung sind. Natürlich ist der relativ reine Kalk stark verkarstet und weist zahlreiche Dolinen, Schächte, Schlucklöcher, Karstgassen, Karrenfelder und tiefreichende Höhlenbildungen auf. Die dem lagunären Dachsteinkalk aufruhenden Jura-Rotkalke (vor allem Hierlatzkalk) im Umfeld der Feldwiesalm und Brunnsteinalm wurden auch als Dekor- und Baustein („Brunnstein-Marmor“) für Sakralbauten (u.a. in der Mariazeller Basilika) genutzt.

Seit 1970 besteht bereits der etwa 170 km² große Naturpark Ötscher-Tormäuer, der größte Naturpark von Niederösterreich. Anlass für die Begründung dieses Naturparks war der Schutz vor weiterer Erschließung, z.B. durch neue Kraftwerksbauten. Der Geologe Alexander Tollmann (1928–2007) galt damals als wichtiger politischer und wissenschaftlicher Vertreter des Naturparkgedankens. Auf seine Initiative geht auch der Gesteinslehrpfad Ötscherland mit sechs beschreibenden

Tafeln an der „Panoramastraße“ zwischen Puchenstuben und Trübenbach zurück (HEINRICH & WESSELY, 2015). Ein besonderes Kleinod sind die von den Wanderern oft und gerne begangenen Ötschergräben sowie die Hinteren Tormäuer, bei denen sich der Ötscherbach bereits tief in den Wettersteindolomit des Ötschermassivs hineingearbeitet hat und die allseits zuströmenden Bäche über sehenswerte Wasserfälle („Mirafall“, „Lassingfall“, „Schleierfall“) in die Schluchten stürzen. Der Lassingfall war bereits in der Biedermeierzeit (etwa 1815 bis 1848) ein beliebtes Ausflugsziel und gilt auch heute noch als der schönste Wasserfall Niederösterreichs. Ähnliche Landschaftsformen, mit Schluchten, Wasserfällen, Felswänden und sogar Höhlen, weisen die Vordenen Tormäuer auf. Der besonders wasserreiche Trefflingfall und die gut erschlossene „Ötscher-Tropfsteinhöhle“ sind besondere Sehenswürdigkeiten in den Vordenen Tormäuern. Natürlich werden die Talengen von Erlauf, Ötscherbach und Lassingbach durch die Errichtung von Staukraftwerken auch für die moderne Energiegewinnung genutzt, unter anderem auch für den elektrischen Betrieb der Mariazellerbahn. Im 18. Jahrhundert war das Gebiet südlich des Ötscher besonders von Holzschlägerungen betroffen. Daran, dass die aus anderen Teilen Österreichs angeheuerten Holzarbeiter oft protestantischen Glaubens waren, erinnert der kleine Gedenkstein „St. Johann in der Wüste“ oberhalb des Ötschergrabens. Das geschlägerte Holz wurde zu einem guten Teil für die Holzkohlegewinnung und Energiegewinnung zur Verhüttung und Verarbeitung der Blei-, Zink-, Silber- und Eisenerze in der niederösterreichischen Eisenwurzen verwendet. Von der Tätigkeit der auch im Mariazellerland umgehenden Bergbaue und von deren Schutzheiligen zeugen zahlreiche Orts- und Flurnamen wie „Silbergrube“, „Arzriedel“, „Sulzgraben“, „Trübenbach“, „Schmelz“, Gußwerk, Joachimsberg und Annaberg. Heute ist in der Ötscherregion nicht mehr der Bergbau von wirtschaftlicher Bedeutung, dafür aber im Sommer, wie auch im Winter, der Fremdenverkehr. Dabei ist auch der Ötscher von Westen her durch Straßen, Liftanlagen, einfache Wanderwege und einem Schutzhaus touristisch erschlossen worden sowie im Winter durch das Winter sportzentrum Lackenhof, das den Kleinen Ötscher (1.552 m) und den Hüttenkogel (1.526 m) mit mehreren Pisten, Skiliften und einem Sessellift befahrbar gemacht hat. Von landschaftlicher Bedeutung sind der malerisch schön gelegene Endmoränensee des Erlaufsees und die verschiedenen künstlichen Stauseen an der Erlauf und dem Lassingbach, die an heißen Sommertagen auch zum Baden einladen. Weithin bekannt und zum Teil noch auf diesem Kartenblatt gelegen ist einer der letzten „Urwald“-Reste von Österreich, das Wildnisgebiet Dürrenstein mit dem Rothwald, das zum Zweck der Naturbelassenheit seiner Wälder teilweise der Öffentlichkeit nicht zugänglich ist und seit 2003 als einziges von der IUCN (International Union for Conservation of Nature) anerkanntes Gebiet der höchsten Schutzkategorie im Land gilt. Im Juli 2017 wurde das Wildnisgebiet Dürrenstein zudem zum UNESCO-Weltnaturerbe erhoben unter dem Titel „Alte Buchenwälder und Buchenurwälder der Karpaten und anderer Regionen Europas“ als Teil heutzutage räumlich getrennter ehemaliger Buchenwaldgebiete, die Europa seit der letzten Eiszeit bedeckten und landschaftlich prägten. Bestrebungen, das Wildnisgebiet um das steirische Lassingtal zu erweitern, sind aktuell im Laufen. Zu verdanken ist diese Naturreserve einerseits seiner Abgelegenheit, andererseits aber auch den jagdlichen Eigeninteressen der Familie Rothschild. Etwas weiter östlich, am Fuß der Zellerhütte, entspringt die „Weiße Ois“, die ihren Namen dem hell verwitternden Wettersteindolomit verdankt, und fließt nordwärts Richtung Lunz, wo sie bereits als „Ybbs“ bezeichnet wird. Die Landesgrenze zwischen Niederösterreich und der Steiermark verläuft schräg durch das südliche Ötscherland und setzt sich im Halltal weiter fort. Es ist eine alte Landesgrenze, die bereits seit dem Jahr 1254 (Zeit der Babenberger) besteht. Mariazell, der namensgebende Ort des Kartenblattes, ist einer der kulturell und religiös wichtigsten Orte der Steiermark. Zahlreiche Pilgerwege verleihen dem

Wallfahrtsort seine überregionale Bedeutung. Der Ort selbst liegt auf einer breit ausgebildeten und hoch gelegenen rißeiszeitlichen Terrassen- und Moränenlandschaft, die sich von Rasing bis Mitterbach am Erlaufsee verfolgen lässt. Eingelagert sind diese quartären Sedimente in zwei morphologisch trennbare Teilbecken, dem Mitterbacher Becken im Norden und dem Mariazeller Becken im Süden. Zwischen beiden Becken verläuft die Wasserscheide zwischen den Flüssen Erlauf und Salza. Das Erlauftal im Norden, das Salzatal im Süden und das Ybbstal im Westen sind die wichtigsten Talläufe des Kartenblattes und schneiden sich tief in das zum Teil leicht erodierbare dolomitische Gestein ein. Mit der kurzgefassten geologischen Entwicklungsgeschichte dieser Talschaften befasst sich das Kapitel 5.7.

2. Geologisch-tektonischer Überblick

(W. SCHNABEL & M. MOSER)

Das Kartenblatt Mariazell liegt zum größten Teil in den kalkvorpalpinen, **tirolichsbajuvarischen Einheiten** der oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen. Nur am Nordwestrand des Kartenblattes treten in einem schmalen Streifen zum Teil fensterartig tiefere tektonische Einheiten des **Ultrahelvetikums (Gresten-Klippenzone bzw. Grestener Klippenzone)** und des **Penninikums (Rhenodanubisches Deckensystem, Ybbsitz-Klippenzone bzw. Ybbsitzer Klippenzone)** unter den kalkalpinen Decken hervor.

Ultrahelvetikum

Das tiefste tektonische Element auf Blatt Mariazell ist die **Gresten-Klippenzone**, die dem Helvetischen Deckensystem zugezählt wird. Ihre Gesteine sind ab der Obertrias am südlichen Schelf der Eurasischen Platte abgelagert worden und demnach der paläogeographisch am nördlichsten gelegene Ablagerungsraum der Sedimente der Alpen. Ab dem Obereozän bis Oligozän sind sie vom Rhenodanubischen Deckensystem überschoben worden, in diesem Raum im Westen Niederösterreichs fast zur Gänze, so dass sie heute am Südrand der Flyschzone fensterartig anzutreffen sind. So ist das auch in dem kleinen, auf Blatt Mariazell reichenden Abschnitt. In Robitzboden, am nordwestlichen Eck des Blattes, wo die Schichtfolge von der basalen Gresten-Formation des Unterjura über Mittel- und Oberjura/Unterkreide bis in die Buntmergelserie der Oberkreide und bis zum Eozän fast ungestört aufgeschlossen ist, und zwar in der südlichen Scheibbs-Fazies, die sich im Gegensatz zur küstennahen Waidhofen-Fazies im Norden meist aus tiefermarinen Schelfsedimenten zusammensetzt (SCHNABEL, 1983b, 1992). Nur in der Schuppenzone unmittelbar am Stirnrand der Frankenfels-Decke und den Rändern des Erlauf-Halbfensters sind die Gesteine des Ultrahelvetikums mit Flyschen und auch Tiefseegesteinen des Penninikums verschuppt worden.

Penninikum

Das Deckensystem des Penninikums ist im westlichen Niederösterreich dominant durch das **Rhenodanubische Deckensystem (= Rhenodanubischer Flysch)** vertreten, das hier in Form der Flysch-Hauptdecke vom Südrand der Molassezone im Alpenvorland bis zum Nordrand der Kalkalpen reicht. Diese ist geprägt durch monotone Abfolgen von Sandstein-, Mergel- und Tonmergelbänken mit einem Alter von oberster Unterkreide über Oberkreide bis in das Paläogen. Im Meridian des Blattes Mariazell und dem im Norden anschließenden ÖK-Blatt 54 Melk ist sie an der Oberfläche nur ein schmaler Streifen von etwa 2 bis 4 km Breite. Im Erlauftal zwischen Scheibbs und Neubruck und in das Jeßnitztal hinein sind Reste dieses Flysches in einem Halbfenster („Erlauf-Halbfenster“) noch weitere 4 km sichtbar, umrahmt von meist sehr flach darüber liegenden Gesteinen der kalkalpinen Frankenfels-Decke (Abb. 1). Am Kontakt zu dieser bildet diese gemeinsam mit Gesteinen der Gresten-Klippenzone und auch tiefermarinen Resten von Radiolarit und Aptychenkalk der südpenninischen **Ybbsitz-Klippenzone** (Ybbsitzer Klippenzone) eine **Schuppenzone** unmittelbar vor der Stirn der Nördlichen Kalkalpen. So belegt das Erlauf-Halbfenster mit etlichen anderen Flyschfenstern der näheren Umgebung (z.B. „Brettli-Fenster“ auf ÖK 71 Ybbsitz) die weite Überschiebung der ostalpin-kalkalpinen Einheiten über die Großeinheit des penninischen Rhenodanubischen Deckensystems. Dieser Kontakt begleitet auf Blatt Mariazell auch westlich und östlich des Erlauf-Halbfensters den gesamten Nordrand der Frankenfels-Decke in einem



Abb. 1.

Die flach liegende Überschiebungsbahn der oberostalpinen Frankenfels-Decke auf dem penninischen Rhenodanubischen Deckensystem im Erlauf-Halbfenster. Der stellenweise söglich bis flach gegen Süden fallende Hauptdolomit der Frankenfels-Decke baut die steilere, bewaldete Gipfelregion des Greinberges auf, die darunterliegenden flachen Wald- und Wiesenhänge werden hauptsächlich von den Sand- und Mergelsteinen des Rhenodanubischen Deckensystems eingenommen. Blickrichtung Nordosten. Foto: Michael Moser.

schmalen Streifen von oft nur wenigen Metern und beweist damit eindrucksvoll auch die Überschiebung dieser GroÙeinheit über das Ultrahelvetikum der Gresten-Klippenzone. So sind hier in einem Profil von oft nur wenigen Zehnermetern paläogeografisch weit auseinanderliegende Räume von vielen Hunderten von Kilometern erkennbar, welche vom Südrand der Europäischen Plattform (Helvetikum i.w.S.) über die Tiefsee des Penninischen Ozeans und die tiefen Jura- und Kreidebecken des Ostalpins bis an den damaligen Schelf Afrikas reichten.

Nördliche Kalkalpen

Den weitaus überwiegenden Anteil des Kartenblattes Mariazell nehmen die **Nördlichen Kalkalpen** ein. Diese lassen sich insgesamt in drei Deckensysteme bzw. sieben Decken untergliedern. Bereits der Münchner Geologe FELIX F. HAHN (1912: 338) hatte die Nördlichen Kalkalpen von Liegend gegen Hangend in das **Bajuvarische, Tirolische und Juvavische Deckensystem** untergliedert (entspricht in der Tektonischen Übersicht der Karte dem Tief- und Hochbajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum). Die **bajuvarischen Decken** lassen sich wiederum in die untere **Frankenfels-** und die höhere **Lunz-** und **Sulzbach-Decke** (sowie, laut Tektonischem Übersichtskärtchen auf der Karte, in die Reisalpe-Decke) untergliedern. Das Bajuvarische Deckensystem (Bajuvarikum) tritt in geografisch nördlichster und daher tektonisch tiefster Position innerhalb der Nördlichen Kalkalpen auf. Die Schichtfolge beginnt innerhalb der tiefbajuvarischen **Frankenfels-Decke (Frankenfels-Decke)** meist erst mit der Obertrias in Lunzer Fazies (Opponitzer Schichten), was auf die starke basale Abscherung der nördlichsten kalkalpinen Deckeneinheiten zurückzuführen ist (TOLLMANN, 1966: 149). Durch Bohrungen und neuere Kartierungen sind jedoch auch noch ältere Anteile in der Frankenfels-Decke (z.B. Wettersteinkalk und Lunzer Sandstein in der Bohrung Urmannsau 1) aufgeschlossen worden. Während die höhere Obertrias der Frankenfels-Decke durch Hauptdolomit, Kössen-

Formation und Schattwalder Schichten vertreten wird, kann man in der obersten Unterkreide die für das Tiefbajuvarikum charakteristische Losenstein-Formation (exotikreiche Konglomerate, Mergel und Sandsteine des Albiums/Cenomaniums) auffinden. In der tektonisch höheren **Lunz-Decke bzw. Lunzer Decke i.e.S.** (= Opponitzer Decke bei STEINER, 1968) liegt bereits eine zeitlich tieferreichende, vom Oberperm (Haselgebirge) bis in den Unterjura (Hierlatzkalk) durchlaufende Schichtfolge vor. Diese ist ebenso, wie in der Frankenfels-Decke, in Lunzer Fazies (mit mächtigem Lunzer Sandstein und Opponitzer Schichten) ausgebildet. Die Mitteltrias liegt, wo sie in der Lunz-Decke zutage tritt, zum Teil in Form einer durchgehenden Beckenentwicklung (Gutenstein-Formation des unteren und mittleren Anisiums sowie Reifling-Formation des oberen Anisiums bis untersten Karniums) vor. Von besonderer Bedeutung ist das „Fenster von Urmannsau“, in dem tiefbajuvarische Elemente der Frankenfels-Decke („Aptychenkalk“ oder Ammergau-Formation) innerhalb einer Mitteltrias-Antiklinale der Lunz-Decke fensterförmig zutage treten. Dieser fensterförmige Aufbruch belegt eine Mindestüberschiebung der Lunz-Decke über die Frankenfels-Decke von etwa 5 km (TOLLMANN, 1966: 151). Als die innerhalb des Bajuvarikums nächsthöhere tektonische Einheit ist die **Sulzbach-Decke** (= Göstlinger Teildecke bei STEINER, 1968) anzuführen. Diese zeigt auf ÖK-Blatt 72 Mariazell eine vom Anisium (Annaberger Kalk) bis in die Unterkreide (Ammergau-Formation) reichende, generell verkehrt liegende Schichtfolge. Letztere ist das Ergebnis eines großzügigen nordvergent liegenden Faltenbaues, bei dem die den verkehrt liegenden Mittelschenkel einer Großfalte darstellende Sulzbach-Decke östlich von Lunz deckenförmig aus ihrem Verband herausgerissen wurde und zwischen Lunz und Annaberg bereits eine eigenständig überschobene, verkehrt liegende Deckeneinheit darstellt. Die Zuordnung der Sulzbach-Decke zum Hochbajuvarikum wurde aus folgenden Gründen vorgenommen: im Westen (ÖK-Blatt 71 Ybbsitz: Königsberg) überlagert die Sulzbach-Decke die Lunz-Decke mit einem nur relativ geringen Überschiebungsbetrag („Königsberg-Überschiebung“ und „Großschuppe“ oder „Teildecke“ der Sulzbach-Decke bei STEINER, 1968: 68), sodass ein ursprünglich unmittelbar vorhanden gewesener großer Zusammenhang beider Decken zueinander gegeben scheint. Weiters weist die Sulzbach-Decke mit ihrer Entwicklung von Plattenkalk, mergeliger Kössen-Formation und massigen oberrhätischen Riff- und Lagunenkalen in der Obertrias eine andere fazielle Ausbildung auf, als die den dickbankigen Megalodontenkalk (Dachsteinkalk) führenden höheren, tirolischen Deckeneinheiten. In ähnlicher Weise ist dem tirolischen Deckensystem die „**Zone von Rotwald-Gindelstein**“ eingelagert, die sich durch eine von der mächtigen Obertriasentwicklung der Unterberg- (= Ötscher-) und Göller-Decke abweichende triassisch-jurassische Faziesentwicklung auszeichnet (Kapitel 4.3.2).

Lunz-, Sulzbach- und Reisalpe-Decke werden von BAUER & SCHNABEL (1997) zum Lunzer Deckensystem zusammengefasst. Aufgrund von faziellen Analogien (z.B. Lunzer Fazies, Reiflinger Becken) und des tektonischen Baustils (Hangenteil der überkippten Antiklinale der Sulzbach-Decke) ist die **Reisalpe-Decke (Reisalpen-Decke)** im Tektonischen Übersichtskärtchen des ÖK-Blattes 72 Mariazell von BAUER & SCHNABEL (1997) zum Bajuvarischen Deckensystem (Bajuvarikum) gestellt worden. Demgegenüber wird die Reisalpe-Decke von KOBER (1912), SPENGLER (1928: 93: hier noch „Annaberger Decke“) und SPENGLER (1931) als Teildecke des Ötscher-Deckensystems („Ötscher-Decke“ sensu KOBER) und von TOLLMANN (1976: 278) als zum Tirolikum zugehörig aufgefasst. Dieser Meinung haben sich auch die Verfasser dieser Erläuterungen angeschlossen, da die Reisalpe-Decke in der Umgebung des Türnitzer Höger (ÖK-Blatt 73 Türnitz) die für das Tirolikum charakteristische ladinisch-cordevole Wetterstein-Karbonatplattform enthält, die nur von geringmächtiger Reifling-Formation unterlagert wird (Kapitel 4.3). Die Reisalpe-Decke ist also die tiefste tirolische Einheit und von TOLLMANN (1976: 278) aufgrund

ihrer paläogeografisch nördlichen Position – randlich zum Reiflinger Becken – als „Vielfaziesdecke“ bezeichnet worden. Die Reisalpe-Decke stellt somit ein zwischen Bajuvarischem und Tirolischem Deckensystem vermittelndes Element mit deutlich ausgeprägter Reifling-Formation dar. Insgesamt lagert die Mitteltrias der Reisalpe-Decke sehr flach der Sulzbach-Decke auf, sodass sie sich im Osten des Kartenblattes in einzelne Deckschollen aufzulösen vermag (z.B. „Gösing-Deckscholle“, „Hochstadel-Deckscholle“).

Morphologisch markant lagert südlich der Reisalpe-Decke die durch eine fast durchgehende triadische Karbonatplattform-Entwicklung charakterisierte **Unterberg-Decke** (= **Ötscher Decke**) auf. Da nach TOLLMANN (1976: 282) die Bezeichnung Unterberg-Decke gegenüber dem Begriff Ötscher-Decke (in der Kartenlegende) bevorzugt zu verwenden ist, wurde vom Autor im Erläuterungstext generell dieser Anweisung gefolgt. Der dickbankige, lagunäre Dachsteinkalk bildet am Ötscher, Schwarzen Ötscher, Scheiblingstein, Hetzkogel, Großkopf, Dürrenstein und Hochkar eine deutlich ausgeprägte Steilstufe, die uns als „Deckenstirn“ der Unterberg-Decke entgegentritt. Unterlagert wird der Dachsteinkalk der Unterberg-Decke stets von Haupt- oder Dachsteindolomit sowie von Wetterstein-/Ramsaudolomit und sehr geringmächtiger Reifling-Formation. Ein stratigrafisch wichtiges Element der Unterberg-Decke ist die „Oberseebrekzie“, die zuletzt von GAWLICK et al. (2009: 74) und MOSER (2016) in den Oberjura (Oxfordium–Kimmeridgium) eingestuft worden ist. Ebenso nimmt die Obertrias mit der „Bärwies-Formation“ eine eigenständige Entwicklung im Tirolikum ein. Als tektonisch höchstes Element des Tirolikums tritt am Südrand des Kartenblattes Mariazell die **Göller-Decke** (= Göller-Schuppe bei SPENGLER, 1928) auf, die vor allem die drei Zellerhüte aufbaut und nach Osten – nach geringem Versatz von etwa 4 km – zur Bürgeralpe weiterstreicht. Der Schichtbestand der Göller-Decke gleicht ganz dem der Unterberg-Decke und weist zwischen Wetterstein-/Ramsau- und Haupt-/Dachsteindolomit noch ein nur geringmächtiges Band der Nordalpinen Raibler Schichten auf. Die Reifling-Formation scheint in der Göller-Decke zu fehlen. Ganz im Südosteck des Kartenblattes Mariazell tritt in Form der „Wipfelmauer“ gerade noch ein kleines Stück **Juvavikum** in Form der **Mürzalpen-Decke** auf das Kartenblatt, das von Dachstein-Riffkalk der Sauwand bei Gußwerk aufgebaut wird. Ebenso zum Juvavikum sind kleine, olistolithartige Deckschollen aus Hallstätter Kalk zu zählen (Juvavikum-Deckscholle), die der Obertrias der Göller-Decke aufzulagern scheinen. Die Herkunft dieser altbekannten, von LEIN (1981: 218) in das oberste Karnium bis mittlere Norium eingestuften Oberen Hallstätter Kalke bei Rasing war lange umstritten. Nach TOLLMANN (1967: 241f.) sollen die Hallstätter Schollen aus dem Verband der Mürzalpen-Decke abgeleitet werden können. Wie LEIN (1981: 218f.) aber bereits betont, sind norische Hallstätter Kalke vom Typ „Massiger Hellkalk“ und „Hangendrotkalk“ der Schichtfolge der Mürzalpen-Decke völlig fremd, was seither auch die Neuaufnahme des benachbarten Kartenblattes ÖK 103 Kindberg bestätigte (MANDL, 2015: 93ff., Abb. 6, 7). Die Hallstätter Kalke der Rasinger Schollen müssen daher aus dem Ablagerungsraum weit südlich der Mürzalpen-Decke hergeleitet werden.

Von großer Bedeutung ist die Frage nach dem **Alter des Falten-, Schuppen- und Deckenbaues** der Nördlichen Kalkalpen. Als ältestes Deformationsereignis im Gebiet des Blattes Mariazell kann nach der einfachen Bruchschollentektonik des tieferen Jura und der oberjurassischen Eingleittektonik der Hallstätter Schollen (Haselgebirge, Hallstätter Kalk) auf dem Rücken der Göller-Decke die langwellige, im Gebirgsstreichen liegende, ENE–WSW und E–W streichende Großfaltung der kalkalpinen Decken sowie erste, Nordwest gerichtete Deckenüberschiebungen und Faltungen in der Lunz- und Unterberg-Decke in die Zeit Albium bis Cenomanium gelegt werden. Nachdem die Schichtfolge im Bajuvarikum ohne Diskordanzen bis

in die oberste Unterkreide durchläuft und sich erst im Albium/Cenomaniun bzw. Turonium erste Diskordanzen einstellen (Kalkbrekzien der Branderfleck-Formation, exotikareiche Konglomerate der Losenstein-Formation und transgressive Konglomerate der Kreuzgraben-Formation), kann man diese erste, noch deutlich vorgosauisch ausgeprägte Bewegungsphase in den Zeitraum Albium–Turonium legen. Der Top nach Nordwest gerichtete Deckentransport verläuft dabei schräg zum etwa W–E streichenden Vorland („Transpression“), wodurch einzelne Deckenteile bei der Überschiebung zurückbleiben müssen. Die sich daraus ergebenden unterschiedlichen Überschiebungsweiten einzelner Deckenteile werden durch WNW–ESE streichende, rechtssinnige Längsstörungen („tear faults“) kompensiert, wie auch bei der auf diesem Kartenblatt liegenden Hochwart-Störung. Die in der tieferen Oberkreide (Turonium–Coniacium) transgredierende Gosau-Gruppe (z.B. Mariazell, Weyerer Bögen, Lilienfeld) überlagert diskordant den kalkvoralpinen Falten- und Deckenbau. Der vorgosauische Faltenbau steigerte sich bis zur initialen Bildung von Decken und Schuppen (Lunz-Decke, Sulzbach-Decke), wobei sich einzelne Deckenelemente – wie die Stirn der Lunz-Decke – bereits während der Sedimentation der Losenstein-Formation im Albium herausbildeten. Etwa zu gleicher Zeit wird die abgeschernte paläozoische und kristalline Basis der Nördlichen Kalkalpen bereits in bedeutende Tiefen (> 30 km) subduziert („Eoalpine Orogenese“) und die von ihrer Basis entkoppelten Kalkalpen werden während der Ablagerung der Sedimente der Gosau-Gruppe als Gesamtes weit nach Norden über südpenninische Gesteine verfrachtet. Noch während der obersten Kreidezeit (Campanium–Maastrichtium) erreichte also der kalkalpin-ostalpine Deckenstapel den nördlichen, penninischen Ablagerungsraum.

Von ebenso großer tektonischer Bedeutung ist der nachgosauische Deckenbau, der ab dem Paläogen einsetzte. In dieser Zeit wurden vor allem die Tirolischen Deckeneinheiten und Schuppen weit über die Sedimente der Gosau-Gruppe überschoben (Großkopf-Gosau vor der Unterberg-Decke, Gamser und Gießhübler Gosau vor der Göller-Decke und Gosau vom Gippel innerhalb der Göller-Decke). Gleichzeitig mit den nachgosauischen Überschiebungen und Faltungen wurden schräg zum Gebirgsstreichen verlaufende Blattverschiebungen („tear faults“), die unterschiedliche Überschiebungsweiten der einzelnen Deckenkörper kompensiert hatten, reaktiviert (Einschuppung von Flysch- und Klippengesteinen während des Paläogens). Markant ist in den Nördlichen Kalkalpen der Wechsel der Nordwest gerichteten Einengungsrichtung in der Oberkreide zum nunmehr Nord- bis Nordost gerichteten Beanspruchungsplan des Oligozäns und Miozäns. Dieser durchschneidet mit NNE–SSW und WSW–ENE streichenden, sinistralen Blattverschiebungen (mit teilweise vertikalen Bewegungskomponenten) den kretazischen Deckenbau (z.B. Göstling-Störung im Bajuvarikum der niederösterreichischen Kalkvoralpen, die etwa N–S streichende Mariazell-Störung im Tirolikum der Steirischen Kalkalpen oder die Mariazell-Puchberg-Störung im Juvavikum der Steirischen Kalkhochalpen). Motor für diese sehr weitreichenden Bewegungen an den im Neogen (tieferes Miozän) aktiven Blattverschiebungssystemen war die durch Krustenverdickung bewirkte Heraushebung der Hohen Tauern bzw. der Zentralalpen im Zuge der stark kompressiven, nordgerichteten Einengungstektonik der Adriatischen Platte und das damit bedingte Ausweichen der ostalpinen Einheiten in östliche Richtung („laterale Extrusion“). Ebenso von Bedeutung ist eine von NEMES et al. (1995: 361) und PERESSON & DECKER (1997) beschriebene, allgemein in das obere Miozän (Pannonium) eingestufte Quereinengung in den Kalkalpen, bei der ältere Strukturen durch eine ausgeprägte E–W-Einengung mit gegenteiligem Bewegungssinn reaktiviert worden sind.

Auf Blatt Mariazell treten auch größere Blattverschiebungen auf. Die bedeutendste von ihnen ist die WNW–ESE streichende **Hochwart-Störung**, welche die Lunz-, Sulzbach- und Reisalpe-Decke um etwa 5 km rechtssinnig nach Südosten versetzt (Kapitel 4.4). Nach dem Kartenbild, aber auch aus den Beschreibungen von RUTTNER (1963: 14) geht hervor, dass die Hochwart-Störung abschnittsweise senkrecht steht, abschnittsweise aber auch ein steil südliches Einfallen erkennen lässt. Weiters spiegeln die Beschreibungen Ruttners nicht nur den horizontalen Bewegungsversatz an der Hochwart-Störung wider, sondern auch den Vertikalversatz. Nach RUTTNER (1962a: A 58) soll die Ausstrichfläche der Deckengrenze von der Reisalpe-Decke nordöstlich der Hochwart-Störung um etwa 300 m höher liegen als südwestlich davon. Daraus ergibt sich, dass die Scholle südlich der Hochwart-Störung um etwa diesen Bewegungsbetrag abgesenkt worden ist. Dies mag auch erklären, warum nordöstlich der Hochwart-Störung tiefere tektonische Einheiten (z.B. Sulzbach-Decke) zu Tage treten als südwestlich der Störung (Reisalpe-Decke).

3. Erforschungsgeschichte

(F.K. BAUER, A. RUTTNER & M. MOSER)

Das Gebiet des vorliegenden Kartenblattes 72 Mariazell ist eines der Schlüsselgebiete für die Geologie der östlichen Kalkalpen und des ihnen vorgelagerten Klippenraumes. Durch Alexander Bittner erfolgte, aufbauend auf älteren Arbeiten, vor allem von Johann Kudernatsch, Marko Vincenz Lipold (Prospektion nach Kohle) und Alfred Wilhelm Stelzner in den Jahren 1891 bis 1894, und danach mit Hilfe von Carl Maria Paul und Ernst Kittl bis 1906, die erste systematische geologische Erforschung des Gebietes. Die Ergebnisse dieser Arbeiten mündeten 1907 in der Erscheinung des Kartenblattes „Gaming – Mariazell“ im Maßstab 1:75.000 (BITTNER, 1907). Dabei fällt auf, dass die Gesteine der Trias-Periode bereits außerordentlich exakt im Kartenbild festgehalten sind. Die verkehrt liegende Serie der Sulzbach-Decke konnte auf dieser Karte allerdings noch nicht erkannt werden und auch die Gesteine der Kreide-Periode (vor allem der Frankenfels-Decke) sind noch stark zusammengefasst worden und nicht von den Gesteinen des Rhenodanubischen Deckensystems abgegrenzt worden („Neocomflysch“). Dafür kann man schon das Fenster von Urmannsau und die Hochwart-Störung im Kartenbild erkennen. Die Erläuterungen zu diesem Kartenblatt wurden erst nach dem Tode Bittners von GEYER (1908) verfasst. Etwas später veröffentlichte TRAUTH (1921, 1948a) die ersten Ergebnisse seiner stratigrafischen Bearbeitung der Klippenzone aus den Jahren 1906 bis 1909. Die Arbeiten wurden nach dem Ersten Weltkrieg fortgesetzt und auch auf die Jura-Formationen der kalkvoralpinen Decken ausgedehnt. Versuche einer Gesamtdarstellung der Tektonik des kalkalpinen Bereiches, die sich auf die Dreiteilung der kalkalpinen Deckensysteme (HAHN, 1912) stützt, wurden von TRAUTH (1936), SPENGLER (1928, 1959), THURNER (1962) und schließlich TOLLMANN (1966, 1976) unternommen. Ein wichtiger Beitrag für das Verständnis des tektonischen Baues in den östlichen Voralpen waren die Ergebnisse der Tiefbohrung Urmannsau, die nicht nur den alpinen Deckenbau, sondern auch die Überschiebung der alpinen Decken als Gesamtes auf die Vorlandmolasse belegen konnten (KRÖLL & WESSELY, 1967; KÜPPER, 1968). In jüngerer Zeit traten stratigrafische und mikrofaziale Untersuchungen in der Flysch- und Klippenzone (SCHNABEL, 1992; FAUPL, 1975; WIDDER, 1988; HOMAYOUN & FAUPL, 1992) und in den Kalkalpen (Mitteltrias: WAGNER, 1970; SUMMESBERGER & WAGNER, 1971; Obertrias: HINTEREGGER, 1979; FISCHER, 1964; Jura: FENNINGER & HOLZER, 1970; BÖHM, 1992; GAWLICK et al., 2009; Kreide: FAUPL, 1979; WAGREICH, 2003) in den Vordergrund. Auf SCHNABEL (1970) ist auch die für großtektonische Fragestellungen bedeutsame Zweiteilung des Klippenraumes in zwei grundsätzlich verschiedene Klippenzonen (Gresten- und Ybbsitz-Klippenzone) zurückzuführen. Durch ihn erfolgte auch eine Zuordnung der tektonischen Klippen zum helvetischen oder penninischen Ablagerungsraum. SCHNABEL (1983a, b, 1984a, b, 1985a, b, c, 1986) hatte zur genaueren Kenntnis der Klippenzonen auch den an Blatt 72 Mariazell im Norden anschließenden Streifen von ÖK-Blatt 54 Melk mit einbezogen.

Im kalkalpinen Anteil des Kartenblattes Mariazell beschäftigte sich Anton Ruttner ab 1935, ausgehend von einer Dissertation im Bereich der Ötscher-Decke, bis 1994 mit der Stratigrafie und Tektonik dieses Gebietes. In enger Zusammenarbeit mit Franz K. Bauer wurde schließlich die Kartierung des kalkalpinen Anteils in den Jahren 1970 bis 1994 auch in der südlichen Blatthälfte zu Ende geführt.

Die Erforschungsgeschichte der quartären Sedimente ist vor allem in der Talfurche von Mariazell und Mitterbach am Erlaufsee von größerer Bedeutung. Erste, differenzierende Beschreibungen glazialer Spuren im Gebiet von Mariazell gehen auf MICHAEL (1891) und PENCK & BRÜCKNER (1909) zurück. Letzteren gelang es bereits,

eine realistische Höhenlage der rißeiszeitlichen Schneegrenze im Raum Mariazell-Hochschwab von 1.100 m SH abzuschätzen. SCHMIDBAUER (1915) führte als Erster die einzelnen Gletscher in der Umgebung von Mariazell an und begann bereits eine erste, realistische Abschätzung der Mächtigkeiten diluvialer Kiese in der Mariazeller Furche zu treffen. Auf STRZYGOWSKI (1937) geht eine schon frühe, detaillierte quartärgeologische Kartierung der „Paßlandschaft von Mariazell“ zurück, in der neben den eiszeitlichen Moränen auch glaziofluviale Kiese differenziert wurden. Die Lockerse-
dimentfüllung des Mariazeller Beckens beschrieb zunächst HAUSER (1941) am ausführlichsten. Er erkannte, dass zahlreiche, in der Geologischen Karte 1:75.000 von GEYER (1908) noch als „Gosaukonglomerat“ ausgeschiedene Flächen fest konglomerierte, quartäre Terrassenbildungen sind. Neben dem Mariazeller Raum verdienen die quartärgeologischen Arbeiten von NAGL (1970), der vor allem das Einzugsgebiet der Ybbs (Ois) untersucht hat, und die quartärgeologischen Arbeiten von FISCHER (1957, 1964), der das Erlauftal untersuchte, besondere Erwähnung. Auch GÖTZINGER (1938) setzte einen Schwerpunkt in die quartärgeologische Erforschung des Öttschergebietes. Die letzten und modernsten Bearbeitungen der quartären Sedimente im Mariazeller Umland sind die Diplomarbeiten von STROHMAIER (1984) und GRÖSEL (1996), die besonders gut den deutlichen Unterschied im Ausmaß der Vergletscherung zwischen Riß- und Würmeiszeit herausgearbeitet haben.

4. Geologischer Bau, tektonische und übergeordnete lithostratigrafische Einheiten

(M. MOSER, W. SCHNABEL & E. HINTERSBERGER)

4.1. Ultrahelvetikum: Gresten-Klippenzone

Das Deckensystem des Helvetikums, das in den Westalpen und im Bregenzer Wald noch von großer Breite ist, setzt sich gegen Osten über Bayern hinweg bis nördlich von Salzburg nur mehr als ein schmales Band jurassischer, kretazischer und paläogener Gesteine zwischen der Allochthonen (ehemals „subalpinen“) Molasse und dem penninischen Rhenodanubischen Deckensystem fort. Östlich von Gmunden (Oberösterreich) wird generell von dem paläogeografisch südlicher und in größerer Meerestiefe sedimentierten Ultrahelvetikum gesprochen.

Tektonische Position und Faziesdifferenzierung erlauben im Westen noch eine Unterscheidung in verschiedene Ablagerungsräume, in Nord-, Süd- und Ultrahelvetikum. Im Raum von Oberösterreich hat die Flyschdecke in immer flacher werdenden Überschiebungsbahnen das helvetische Deckensystem fast gänzlich zugedeckt, das hier nur mehr als sogenanntes Streifenfenster innerhalb der Flyschzone zutage tritt. Die hier dominierende Fazies der oberkretazisch-paläogenen sogenannten „Buntmergelerde“ hat Anklänge an das Ultrahelvetikum im Westen, weshalb dieser Terminus hier immer noch in Gebrauch ist.

Ab der Großstruktur der Weyerer Bögen hat die Flyschdecke dieses Ultrahelvetikum fast gänzlich überwunden, das von hier weg gegen Osten am Südrand der Flyschzone als Gresten-Klippenzone entlangstreicht. Nur kleine Reste von Flysch an deren Südrand lassen die Fensternatur des Ultrahelvetikums nach wie vor erkennen.

In Analogie zum Helvetikum in den Westalpen werden hier unter diesem Begriff die Sedimentgesteine verstanden, die auf dem südlichen passiven Kontinentalhang Alteuropas (Eurasia), ab der späten Obertrias bzw. dem Unterjura, abgelagert worden sind. Es gibt also hier – zum Unterschied vom Mittelabschnitt der Ostalpen – wieder eine sehr differenzierte mesozoische Abfolge. Die Schichtfolge beginnt mit der namensgebenden **Gresten-Formation**: Kohle führende Tonschiefer und eine differenzierte neritische, fossilreiche Folge von Arkosesandstein, Mergel, Sandkalk und stellenweise Brekzien und Konglomeraten des Unterjura, die mit einer sandig-mergeligen fossilreichen Folge bis in den Mitteljura andauert („Posidonien-schichten“). Die ab dem Mitteljura beginnende kleinräumige Ausbildung der Fazien hat eine Vielzahl von örtlichen Schichtnamen entstehen lassen (v.a. TRAUTH, 1921, 1948a). Diese Differenzierung ist wohl auch bedingt durch den durch listrische Brüche gegliederten äußeren Schelfbereich am nun spürbar sich entwickelnden passiven Kontinentalhang gegen den Penninischen Ozean. In unserer Raum, der Umgebung von Blatt Mariazell, sind die **Zell-Formation** (grüngraue, etwas tonige Kalke und Tonmergel, Mitteljura), die **Lampelsberg-Formation** (tonreiche, grünliche Hornsteinkalke und Radiolarite, Mittel- und Oberjura), die **Scheibbsbach-Formation** (karbonatische und kieselige distale Turbidite, Oberjura) und die **Konradsheim-Formation** (konglomeratischer Kalk und Brekzie, Oberjura) von Bedeutung. Sie repräsentieren hier im Raum von Scheibbs eine südlicher gelegene tiefermarine Fazies („Scheibbs-Fazies“) gegenüber der nördlicher gelegenen, seichtermarinen bis küstennahen „Waidhofen-Fazies“ (SCHNABEL, 1983b: 302). Weit verbreitet unter den Klippengesteinen des Ultrahelvetikums sind die pelagischen, zum Teil Hornstein führenden **Aptychenkalke und Fleckenmergel** (= **Blassenstein-Formation**)

des Tithoniums bis späte Unterkreide. Sie werden von der sogenannten **Buntmergelserie** (Albium bis mittleres Eozän) überlagert, die hier ebenfalls bereits unter pelagischen Verhältnissen abgelagert wurde, was aus der dominierenden Foraminiferen-Sandschalerfauna geschlossen werden kann. Neben der bis in das Eozän anhaltenden „bunten“ Fazies schaltet sich ab dem Paleozän auch terrigener Eintrag mit Silt, Sandstein und Grobdetritus bis hin zu riesigen Schollen (Buchdenkmal-Granit im Pechgraben bei Großraming, Oberösterreich) ein.

4.2. Penninikum

Paläogeografisch südlich des Ultrahelvetikums schließt das Penninikum an, ein Bereich, der sich ab dem frühen Jura im Zusammenhang mit der Öffnung des Atlantiks zu einem schmalen Ozean zwischen der Europäischen und der Afrikanisch-Adriatischen Kontinentalplatte entwickelt hat. Die Mächtigkeit der ozeanischen Tiefseesedimente erreicht etliche Kilometer. Im Südtrog lässt sich in Form von Ultrabasiten (Ophiolithen) echte ozeanische Kruste nachweisen. Reste solcher Ophiolithserien (Serpentinite, Ophikalzite, Pillowlaven, manganreiche Radiolarite, pelagische Kalke) sind in nicht metamorpher Form in der Ybbsitz-Klippenzone am Nordrand der Ostalpen erhalten geblieben.

Die großen Sedimentmächtigkeiten der Flysche sind aus Trübströmen entstanden, die in die Tiefsee abgingen und das mitführende Lockermaterial am Meeresboden sedimentierten – erst das gröbere, dann gegen oben hin immer feineres. Strömungsmarken lassen die Paläotransportrichtungen rekonstruieren, für die Altersbestimmungen sind die Nannofossilien aus den autochthon abgelagerten Feinsedimenten besonders nützlich.

Die hier dominierende **Rhenodanubische Supergruppe** (EGGER, 2013) reicht mit ihrem Südrand gerade noch auf Blatt Mariazell und die Formationen sind im Erlauf-Halbfenster trotz der großen tektonischen Beanspruchung und extrem schlechter Aufgeschlossenheit unter den großräumigen Massenbewegungen meist gut zu erkennen. Sie reichen von der späten Unterkreide („**Flysch-Gault**“) bis in das Paleozän (**Aitlengbach-Formation**). Nur in der **Schuppenzone vor der Stirn der Frankenfels-Decke** ist die Zuordnung einzelner Vorkommen nicht mehr möglich. In diese Schuppenzone sind Gesteine eingeschlossen, die neben Hinweisen zur Gresten-Klippenzone auch solche zur Ybbsitz-Klippenzone geben.

Die **Ybbsitz-Klippenzone (Ybbsitzer Klippenzone)** ist auf Blatt Mariazell nur in Spuren innerhalb der Schuppenzone vor der Stirn der Frankenfels-Decke vorhanden. Es ist das ein Vorkommen von **Radiolarit** an der Westflanke des Greinberges sowie eine Folge von Radiolarit und **Kalkschiefer mit bunten Brekzien** im Westgehänge des Erlauf-Halbfensters. Die Ybbsitz-Klippenzone, die in der Gegend von Ybbsitz etliche Vorkommen von Ultrabasiten (Pillow-Laven, Ophiolith, Ophikalzit u.a.) und tiefmeerische Sedimente (z.B. Radiolarite) ab dem Mitteljura enthält sowie distale Kalkturbidite der Unterkreide und Chromit führende Flyschsandsteine der Oberkreide, hat damit Beziehungen zum Südpenninikum. Sie ist von Gresten bis zum Pielachtal nur in schmalen Spänen am Nordrand der Frankenfels-Decke nachweisbar.

4.3. Oberostalpin

Das Oberostalpin ist das höchste tektonische Bauelement der Ostalpen. Das nichtmetamorphe Permomesozoikum der **Nördlichen Kalkalpen** nimmt dabei den größten Teil des Kartenblattes Mariazell ein. Innerhalb der Decken der Nördlichen

Kalkalpen wird seit HAHN (1912: 338) von liegend gegen hangend das Bajuvarikum, Tirolikum und Juvavikum unterschieden. Natürlich haben alle kalkalpinen Einheiten einen ursprünglich zusammenhängenden Sedimentationsraum vom Oberperm bis in die Unterkreide besessen, der erst durch den alpidischen Deckenbau schräg oder auch senkrecht zu den Faziesräumen zerschnitten worden ist. Gemäß dem nord(west)vergente alpinen Überschiebungsbau der Nördlichen Kalkalpen sind die südlichsten tektonischen Einheiten (Juvavikum) dabei früher vom paläozoischen Sockel abgeschert und in den alpinen Überschiebungsbau eingebaut worden (Oberjura), als die mittleren tektonischen Einheiten (Tirolikum in der Unterkreide) und zuletzt die nördlichsten Einheiten (Bajuvarikum in der obersten Unterkreide), wobei der basale Abscherhorizont von Süden nach Norden in immer höhere stratigrafische Niveaus angestiegen war. Zusätzlich muss das Tirolische Deckensystem (Tirolikum) nachgosauisch im Paläogen noch weit über das Bajuvarische Deckensystem (Bajuvarikum) überschoben worden sein, wie zahlreiche Gosau-Vorkommen an der Deckenstirn von Unterberg- und Reisalpe-Decke beweisen. Dies steht auch in Einklang mit den westlichen Kalkalpen (HAHN, 1913: 276).

Folgende tektonische Gliederung der östlichen Nördlichen Kalkalpen kann, fußend auf neueste stratigrafische und paläogeografische Erkenntnisse (MANDL et al., 2012; GAWLICK et al., 1999; HERTWECK, 1961; SCHMID et al., 2004; GAUPP, 1982), durchgeführt werden:

Als **Bajuvarikum** (Bajuvarisches Deckensystem) kann man jene kalkalpine Decken betrachten, die eine rein **kalkige Mitteltrias** mit einer ausgeprägten Faziesheterotopie zwischen einer jungen, nach Süd(ost)en progradierenden, unterstkarnischen Plattform und mächtigen Beckensedimenten („Reiflinger Becken“) besitzen, **Plattenkalk** in der Obertrias zeigen, **Ammergau-Formation** in typischer Ausbildung besitzen und eine durchgehende Schichtfolge bis in die **tiefste Oberkreide** (Turonium) aufweisen. Als paläogeografisch am weitesten im Norden gelegene Einheit der Nördlichen Kalkalpen zeigt das Tiefbajuvarikum (Frankenfels-Decke) einen feinklastischen Einfluss vom im Norden gelegenen europäischen Festland her („**Keuperlagen**“ im Hauptdolomit, **Schattwalder Schichten**, Kalksburger Schichten). Das Bajuvarikum steht in ursprünglichem stratigrafischem Verband mit dem **Silvretta-Seckau-Kristallin** (SCHMID et al., 2004).

Als **Tirolikum** (Teil des Tirolisch-Norischen Deckensystem) kann man jene kalkalpine Decken betrachten, die eine mächtige, ladinisch-unterstkarnische, kalkig-dolomitische, **nach Norden progradierende Mitteltriasplattform** mit Faziesheterotopie im Norden besitzen, Dachstein- oder Plattenkalk in der Obertrias zeigen, im Jura durch **mächtige Brekzien** und durch das Auftreten der **Oberalm-Formation** bzw. **Plassenkalk** charakterisiert sind und eine durchgehende Schichtfolge bis in die **obere Unterkreide** (mit Hallstätter Gleitschollen) aufweisen. Das Tirolikum ist paläogeografisch südlich vom bajuvarischen Ablagerungsraum einzuwurzeln. Das Tirolikum steht in transgressivem Verband mit dem Paläozoikum der variszisch gefalteten **Nördlichen Grauwackenzone** („Tirolisch-Norisches Deckensystem“).

Als **Juvavikum** (Juvavisches Deckensystem) kann man jene kalkalpinen (Gleit-) Decken betrachten, die entweder eine geringmächtig-bunte, pelagische Schwellen- oder Beckenentwicklung in der Trias („**Hallstätter Fazies**“) aufweisen, oder eine graue, heterogene, mächtige **Becken- und Karbonatplattformentwicklung in der Mittel- und/oder Obertrias** zeigen sowie eine geschlossene Schichtfolge, die bis maximal in den **Oberjura** (Oxfordium bzw. Tithonium) reicht.

4.3.1. Tief- und Hochbajuvarikum

Frankenfels-Decke

Die Frankenfels-Decke (Frankenfeler Decke) bildet die tektonisch tiefste und am weitesten nördlich gelegene Einheit des Bajuvarikums in Niederösterreich („Tiefbajuvarikum“). Auf Blatt Mariazell überschiebt die Frankenfels-Decke sehr flach das Rhenodanubische Deckensystem (z.B. im „Erlauf-Halbfenster“ sichtbar) bzw. die Gresten-Klippenzone. Auf Blatt Mariazell ist der Bau der Frankenfels-Decke nicht einheitlich und besonders im Westteil kompliziert (SCHNABEL, 1984b). Zusammenfassend soll hier der Bau in drei unterschiedlich aufgebaute Abschnitte gegliedert werden:

Vom Erlauf-Halbfenster zum westlichen Blattrand: Die Frankenfels-Decke zeigt hier drei Schuppen. Im direkten Kontakt zwischen Frankenfels-Decke und Rhenodanubischem Deckensystem eine Stirnschuppe aus **Allgäu- und Kössen-Formation** in aufrechter Lagerung, an die sich südlich – mit tektonischem Kontakt – der Hauptdolomit anschließt. Entsprechend der flachen Lagerung reichen diese Einheiten in den Tälern weit gegen Süden. An die Stirnschuppe schließt im Süden eine weite Mulde an, mit Schrambach-, Rossfeld- und **Losenstein-Formation** im Muldenkern (Sierninggraben). An diese schließt vor der Stirn der Lunz-Decke ein enger tektonischer Mischbereich, eine enge Schuppenzone aus Allgäu- und Schrambach-Formation, Bunten Jurakalken und Ammergau-Formation („Aptychenkalk“) an.

Vom Erlauf-Halbfenster bis zum Schlagerboden: In ganz flacher bis söhliger Lagerung dominiert hier der Hauptdolomit in zwei schon morphologisch gut erkennbaren tektonischen Stockwerken. Im unteren Stockwerk lagern dem Hauptdolomit die Kössen-Formation und bei Schwarzenberg die **Schattwalder Schichten** und Allgäu-Formation auf. Im oberen Stockwerk baut der Hauptdolomit die markanten Höhen des Greinberges, Almkogels und Holzkogels auf. Südlich daran und auch die Südgrenze des Erlauf-Halbfensters begrenzend, schließt eine sehr gestörte Zone aus den jüngeren Schichtgliedern des Jura und der Kreide an, welche die östliche Fortsetzung der Schuppenzone im westlichen Abschnitt ist. Sie wird hier flach von der Lunz-Decke überschoben, die in Deckschollen, deren größte der Hackstocklößl ist, auf der Frankenfels-Decke liegt (Abb. 2). Sie reicht südlich St. Anton an der Jeßnitz als Halbfenster über das Jeßnitztal bis zum Reifgraben und zeigt, dass diese vormals als „**Jessnitzfenster**“ beschriebene Struktur ein Halbfenster der Frankenfels-Decke unter der Lunz-Decke ist. Zwei deutliche N-S verlaufende Störungen schneiden gegen Osten diese Gegebenheiten ab. Der östliche Bruch ist eine offensichtlich bedeutendere Störung, an der die Lunz-Decke linkssinnig etwa 4 km gegen Norden vorspringt und auch bedeutend gegen Osten abgesenkt worden ist. In seinem weiteren Verlauf gegen Norden verstellt er bei Wohlfahrtsschlag auch die Frankenfels-Decke, wo im Oberlauf des Klammergrabens zwischen den Jurafolgen und dem Hauptdolomit Sandstein der Rossfeld-Formation eingeklemmt ist. Dieser Sandstein hat einen bedeutenden Chromitanteil (bis 33 %) im Schwermineralspektrum und führt neben viel Zirkon auch Apatit. Ebenso an diesem Bruch brach im Juli 1994 200 m südlich des Hofes Mitterreith die Wiese ein und gab unter einer etwa einen Meter breiten Öffnung einen Schacht frei (Mitterreithschacht, Nr. 1836/150 des Höhlenregisters; LEB, 1995).

Vom Schlagerboden zum östlichen Blattrand bei Frankenfels: In diesem Abschnitt ist der geologische Bau einfach. An einem N-S verlaufenden Bruch wird der „Muschelkalk“ des Schlagerbodens wieder gegen Süden versetzt und gibt gegen Osten Raum für eine einzige Schuppe, die im Südteil gegen die Überschiebung der Lunz-Decke eine NNW-vergente überschlagene Mulde – mit der **Losenstein-**

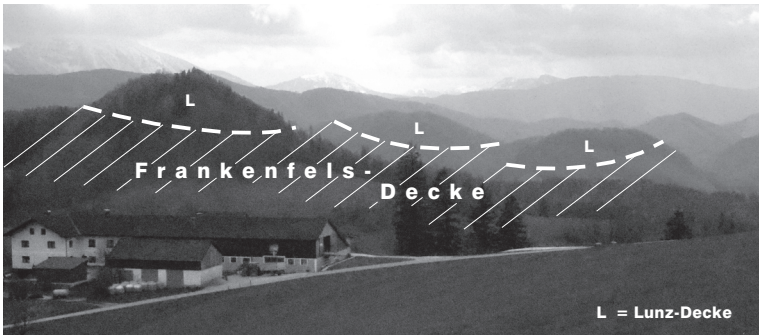


Abb. 2.

Die stark bewaldeten Bergkuppen von Reithkogel (894 m, links), Brettreck (833 m, Mitte) und Hackstockloidl (814 m, rechts) bestehen aus „Alpinem Muschelkalk“ der Lunz-Decke (L), die hier flach in Form von einzelnen Deckschollen den unterlagernden Kreidemergeln und Kreidesandsteinen der Frankenfels-Decke (meist Wiesengelände) auflagert; Blick vom Gehöft Wohlfahrtsschlag Richtung Süden (Jeßnitztal), links das Gehöft Ganalehen. Foto: Michael Moser.

Formation im Kern – bildet. Der sehr regelmäßig flach gegen Südosten einfallende aufrechte Liegendschenkel hat beträchtliche Ausdehnung. Am nördlichen Blattrand bestehen die Nordhänge gegen das Weißenbachtal (schon auf Blatt 54 Melk) aus Hauptdolomit, darauf liegt an den Nordhängen des Frankenfelder Berges Kössen-Formation, **Schattwalder Schichten** und Allgäu-Formation, wandbildende Bunte Mittel- bis Oberjura-Kalke (Steinmühlkalk) und darauf „Aptychenkalk“ (Ammergau-Formation). Seine breite Ausbissfläche im Südhang bei Hochscharten ist durch das hangparallele Einfallen bedingt. Charakteristisch für die Schichtfolge der Frankenfels-Decke ist das **Fehlen von Oberrhätkalken**, das Auftreten dunkelroter Schiefertone der **Schattwalder Schichten** und die **Beckenentwicklung des Unterjura** (Allgäu-Formation). Hangabwärts folgen über dem Jura Schrambach-, Rossfeld- und **Losenstein-Formation** des Muldenkernes. In etwa halber Höhe schneidet durch die nach Süden entwässernden Gräben die Muldenachse, an die sich gegen Frankenfels und das Tal des Nattersbaches der inverse, intern verschuppte Hangendschenkel anschließt. Er besteht nur mehr aus „Aptychenkalk“ (Ammergau-Formation) und den Kreide-Formationen sowie bunten Jurakalk-Schürflingen vor der Stirn der Lunz-Decke, die sich gegen Süden mit mittelsteil bis steil nach Südosten einfallendem „Muschelkalk“ (Gutenstein- und Reifling-Formation, Annaberger Kalk) direkt an die enggefaltete Frankenfels-Decke anpresst.

Lunz-Decke

Die Schichtfolge der Lunz-Decke (Lunzer Decke) in der nördlichen Blatthälfte ist in typischer **Lunzer Fazies**, mit einer reinen Beckenentwicklung im Ladinium (**Reifling-Formation**), mit den relativ **mächtigen Lunzer Sandsteinen und Opponitzer Schichten** im Karnium, mit (gegenüber dem Dachsteinkalk) dünnergebanktem **Plattenkalk** im Norium, einem **gelbgrauen Kalk** im Rhätium sowie **Hierlatzkalk** (Crinoidenspatkalk) im unteren Jura, entwickelt. Zwischen Gaming und Brandgegend wird die Lunz-Decke von einer rechtssinnigen Blattverschiebung, der **Hochwart-Störung**, versetzt und in zwei Hälften zerschnitten. Die nördliche Hälfte der Lunz-Decke ist tektonisch reich in sich gegliedert. **NE-SW streichende Faltenstrukturen** (z.B. Grafenmühlantiklinale, Wolfsgrubkogelmulde) sowie Schuppengrenzen prägen das strukturelle Bild dieser Deckeneinheit. Die **Grafenmühlantiklinale** verläuft etwa

im Bereich des Erlaufaltales und führt Opponitzer Schichten und Kohle führenden Lunzer Sandstein im Antiklinalkern. Unterhalb des Lunzer Sandsteins beschreibt RUTTNER (1949a: 48) im Bereich Peutengraben auch noch das Auftreten von „Alpinem Muschelkalk“ („hell- bis dunkelgrauer, bituminöser Kalk“), der in der Geologischen Karte 1:50.000 allerdings fehlt. Der Bereich des Reifgrabens (südwestlich von St. Anton an der Jeßnitz) ist geologisch und tektonisch von großem Interesse. Hier ist nämlich einerseits das Hervortreten der Frankenfels-Decke mit Gesteinen des Jura und der Kreide (in inverser Lagerung) unterhalb einer Trias-Antiklinale der Lunz-Decke (= **Gamingstein-Antiklinale**) im sogenannten „**Halbfenster von St. Anton**“ zu beobachten. Andererseits kann dabei aber auch festgestellt werden, dass die Deckengrenze selbst den Faltenbau in der Lunz-Decke nachzeichnet und mitverfaltet worden ist. Demnach muss die NE–SW streichende, vorgosauisch angelegte und später reaktivierte Faltenstruktur der Lunz-Decke jünger sein als die Überschiebung der Lunz-Decke auf die Frankenfels-Decke. Nördlich der Grafenmühlantiklinale folgt eine ebenso NE–SW streichende Synklinale mit Hauptdolomit im Muldenkern (**Wolfsgrubkogelmulde**). Dabei beschreibt RUTTNER (1949a: 51) das allmähliche Ausheben der Mulde gegen Nordosten. Ebenso synklinalförmig ist das Hauptdolomit-Gebiet südlich der Grafenmühl-Antiklinale (Peutengraben, Haigerkogel) angelegt, wobei jedoch der Kontakt zu den südlich an den Hauptdolomit anschließenden Opponitzer Schichten tektonisch ist. Innerhalb der Lunz-Decke treten NE–SW streichende Störungslinien (Schuppengrenzen) auf (z.B. Trefflingtal-Störung), die die älteren, karnischen Schichtglieder gegen den jüngeren Hauptdolomit versetzen und einen durchgescherten, **NW-vergente**n Faltenbau widerspiegeln (RUTTNER, 1962a: A 60). Die tektonische Grenze zwischen Frankenfels- und Lunz-Decke beschreibt RUTTNER (1949a: 52, 1954: 70) als steil (60°) nach Süden einfallende Scherfläche.

Sulzbach-Decke

Wie bereits in Kapitel 2 („Geologisch-tektonischer Überblick“) beschrieben, ist die Sulzbach-Decke als „**verkehrt liegende Decke**“ (TOLLMANN, 1966: 154) aus dem „Mittelschenkel“ einer vorgosauisch angelegten, überdimensionalen, liegenden Faltenstruktur hervorgegangen. Die verkehrte Lagerung dieses Abschnittes der Sulzbach-Decke wurde auch in der Bohrung Mitterbach U1 belegt. Durch die WNW–ESE streichende **Hochwart-Störung** wird die verkehrt liegende Sulzbach-Decke, ähnlich wie die Lunz-Decke, in zwei Hälften zerschnitten. Sowohl westlich, als auch östlich dieser Störung setzt sich die Sulzbach-Decke gemäß ihrer inversen Lagerung aus Gesteinen der Unterkreide und des Jura im Liegenden sowie Gesteinen der Trias (Ober- und Mitteltrias) im Hangenden zusammen. Die Überschiebungsbahn der Sulzbach-Decke ist flach gelagert und fällt flach nach Süden ein. Sie kann als Fortsetzung der „Königsbergüberschiebung“ im Westen (ÖK-Blatt 71 Ybbsitz) gelten. Die Schichtfolge der Sulzbach-Decke ist, wie die der Lunz-Decke, in **Lunzer Fazies** (mit Reifling-Formation, Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein und Opponitzer Schichten) ausgebildet. Generell fällt die Schichtfolge der Sulzbach-Decke, mit Abweichungen, in südliche Richtung ein, sodass – aufgrund der verkehrten Lagerung – die jüngsten Schichten (Unterkreide) im Norden zu liegen kommen. Die Mitteltrias der Sulzbach-Decke zeigt eine sehr vielfältige Entwicklung verschiedener Formationen aus Plattformkarbonaten (Steinalm-Formation, Annaberger Kalk: in der Geologischen Karte 1:50.000 noch als **(91)** „Wettersteinkalk“) und Beckensedimenten (Gutenstein- und Reifling-Formation, Partnach Schichten). Die Überschiebungsbahn der Sulzbach-Decke über der Lunz-Decke muss sehr flach liegen, da die tektonisch tiefere Lunz-Decke südlich Bergrotte (bei Puchenstuben) weit unter die Sulzbach-Decke hineinzieht („**Nattersbach-Halbfenster**“ der Lunz-Decke).

4.3.2. Tirolikum

Reisalpe-Decke

Die Schichtfolge des westlichen Teiles der Reisalpe-Decke (Reisalpen-Decke) setzt sich prinzipiell aus Gesteinen der **Lunzer Fazies** mit einer Mitteltrias, die meist in **Beckenfazies** (Gutenstein- und Reifling-Formation) entwickelt ist, zusammen. Allerdings kann man, gegen Osten (ÖK-Blatt 73 Türritz) zu, einen raschen Fazieswechsel der Reifling-Formation in die mächtigen Karbonatplattformen des Steinalm-Wettersteinkalkes (**Steinalm-Formation**, **Wettersteinkalk**, **Wettersteindolomit**) feststellen, der sich auch in einer gänzlich andersartigen tektonischen Ausgestaltung des Raumes widerspiegelt. Im westlichen Bereich (Schindelberg und Polzberg) soll nach BAUER & SCHNABEL (1997) Wettersteinkalk auf Gutenstein-Formation folgen. Dabei soll sich lagunärer Wettersteinkalk mit der etwa gleich alten Reifling-Formation verzahnen. Allerdings konnte nach einer Begutachtung dieser Stelle durch BRYDA (2012: 204) am Schindelberg eine Dasycladaceenflora aufgefunden werden, die eindeutig für ein anisisches Alter der lagunären Kalke spricht. Demnach kann für diesen Bereich (auch am Polzberg) eine normale Abfolge von Gutenstein-Formation, **Steinalm-** und Reifling-Formation angenommen werden. Für das Anisium der Reisalpe-Decke muss also mit einem nebeneinander Auftreten von Beckensedimenten (mergelige Gutenstein-Formation) und lagunären Plattformsedimenten (Steinalm-Formation) im Pelsonium (mittleres Anisium) gerechnet werden. Gesichert ist das Vorkommen der Steinalm-Formation im Bereich des Falkensteins in den Vorderen Tormäuern. Dessen tektonische Zugehörigkeit zur Reisalpe-Decke erscheint hierdurch jedoch fraglich zu werden, da südlich der Erlauf scheinbar keine Steinalm-Formation in der Reisalpe-Decke entwickelt ist.

Die Reisalpe-Decke überschiebt am Stierhaltkogel (nördlich Lackenhof) an einer steil nach Süden geneigten **Überschiebungsbahn** (RUTTNER, 1958: 251) stets mit der Gutenstein-Formation und Rauwacken an der Basis die Obertrias der Sulzbach-Decke. Auffälligerweise enthält die Überschiebungsbahn auch Späne und Schuppen aus Obertrias (Lunzer Sandstein und Opponitzer Schichten), die aus dem Verband beider Deckeneinheiten abgeleitet werden können. An einer N-S streichenden Querstörung (Blattverschiebung bzw. Abschiebung der **Hundsgraben-Störung**) beim Sandgrubenkogel versetzt, kann man die Deckengrenze bis in die Vorderen Tormäuer weiterverfolgen, wo sie von der **Hochwart-Störung** abgeschnitten wird. Diese versetzt nun die Deckengrenze der Reisalpe-Decke rechtssinnig um 5 km in das Gebiet nördlich Gösing. Hier wird die Reisalpe-Decke allerdings völlig in kilometergroße **Mitteltrias-Deckschollen** der Gutenstein- und Reifling-Formation aufgelöst, die flach der Obertrias der verkehrt liegenden Sulzbach-Decke auflagern. Als Beweis für die Deckschollennatur dieses Teiles der Reisalpe-Decke gibt RUTTNER (1962a: A 57) das völlig gegenläufige strukturelle Einfallen zwischen den Mitteltrias-schollen der Reisalpe-Decke und der obertriadischen Unterlagerung der Sulzbach-Decke an. Nach RUTTNER (1962a: A 56) enthält die Reisalpe-Decke sowohl verkehrt liegende Anteile (z.B. Polzberg, Gösing), als auch aufrecht liegende Anteile (z.B. Nestelberg), die auf den durchgescherten Großfaltenbau zwischen den bajuvarischen und tirolischen Einheiten zurückzuführen sind. **NE-SW** streichende Kleinfalten werden von RUTTNER (1962a: A 56) im Bereich der Vorderen Tormäuer beschrieben, **ENE-WSW** streichende Kleinfalten am Schüsseleck (RUTTNER, 1962a: A 59) bei allgemeiner **NW-Vergenz** der Faltsenscheitel. Nach BUCHHOLZ (1979) ist der Faltenbau der Reisalpe-Decke bereits **vorgosauisch** angelegt worden und hat nach RUTTNER (1962a: A 59) bei der Überschiebung der Reisalpe-Decke auf die Sulzbach-Decke bereits schon vorgelegen, da die Streichrichtungen der Faltenachsen beider Deckeneinheiten nicht miteinander übereinstimmen. Ganz am Südrand der Reisalpe-Decke befindet sich die etwa W-E streichende, der Stirn der Unterberg-Decke



Abb. 3.

Das Ötschermassiv von Nordosten mit der gesamten Schichtfolge der Unterberg-Decke (= Ötscher-Decke). Links der breite, bewaldete Hügel (Großer Koller, 1.109 m) und das felsige Gelände dahinter (Hintere Tormäuer) bestehen aus dem sehr kleinstückig-grusig zerfallenden Wetterstein- oder Ramsaudolomit, der aufgrund seiner starken Verwitterungsanfälligkeit nur mittelsteiles Gelände aufbaut. In dem flachen Waldstück oberhalb der Tormäuer verbirgt sich

(= Ötscher-Decke) unmittelbar vorgelagerte **Hirschwand-Synklinale**, die zwischen Kalken der Opponitzer Schichten den Hauptdolomit im Muldenkern führt. Ebenso wird von TOLLMANN (1966) und BAUER (1977) im Gebiet Erlaufboden–Koller ein fensterförmiges Hervortreten der Sulzbach-Decke unter der Stirn der Unterberg-Decke im Süden und der Reisalpe-Decke im Norden beschrieben und als **Koller-Fenster**, **Arzriedel-Fenster** und **Teufelskirchen-Fenster** bezeichnet. Im unmittelbaren Kontaktbereich der Reisalpe-Decke zur Unterberg-Decke im Bereich Bergl–Edelbachkogel–Bärenlacken treten u.a. auch die hochgeschürften Basalteile der Reisalpe-Decke in Form von Haselgebirge, Reichenhall- und Gutenstein-Formation auf (BAUER, 1998; SPENGLER, 1928). Stets umstritten war die tektonische Stellung des aus dickbankigem Annaberger Dolomit bestehenden Teufelsriedels, der unmittelbar der Deckenstirn der Unterberg-Decke vorgelagert ist. SPENGLER (1928) rechnete diesen zu einer an Brüchen eingesenkten Scholle der Unterberg-Decke, während AMPFERER (1930) diesen Dolomitriegel mit den Kalken und Dolomiten der Gutenstein-Formation der Reisalpe-Decke in Verbindung bringen wollte. BAUER (1998) zuletzt trennt den Dolomit des Teufelsriedels tektonisch von der Unterberg-Decke ab und bringt ihn in Zusammenhang mit den dem Lunzer Sandstein auflagernden Mitteltriasschollen der Sulzbach-Decke.

Ötscher-Decke

Die Unterberg-Decke (= Ötscher Decke) ist durch **mächtige Plattformkarbonate** im Ladinium (Wetterstein- bzw. Ramsaudolomit) und Norium (Dachstein- bzw. Hauptdolomit und Dachsteinkalk) sowie **Beckensedimente** im Anisium (Kalke und Dolomite der Gutenstein-Formation sowie der Reifling-Formation) und einem **geringmächtigen Karniumband** (Mergel, Kalk und Sandstein der Nordalpinen Raibler Schichten) charakterisiert (Abb. 3). Die basalen Partien der Unterberg-Decke im Bereich Erlaufboden–Wienerbruck–Trübenbach bestehen aus Gips führen-



das schmale Band der Nordalpinen Raibler Schichten. Rechts, unterhalb des Ötschers, der von größeren Wandeln durchsetzte Schwarzkogel (1.207 m), der aus steilem Gelände und kleinen Wänden bildendem Hauptdolomit aufgebaut ist. Zuoberst die helle Kalkkuppe des Ötschers (1.893 m), die sich aus dickbankigem, lagunärem Dachsteinkalk zusammensetzt. Foto: Franz K. Bauer.

dem **Haselgebirge** (Name: Sulzgraben mit milchig-weißem und trübem Wasser, Ortsteil Trübenbach) und mächtigen Tonschiefern der Werfener Schichten sowie Kalken der Gutenstein-Formation. Im Ausgang der Ötschergräben konnte BAUER (1971: A 22) graue, Hornstein führende Dolomite antreffen, die er als „Übergangsfazies“ zwischen Hornsteinknollenkalken der Reifling-Formation und Ramsau-/Wettersteindolomit bezeichnet hat. Zwischen Wienerbruck und Josefsberg erwähnt BAUER (1971) die **Untere Reifling-Formation**, die zusammen mit „Wurstelkalk“ der Gutenstein-Formation die tiefere Mitteltrias der Unterberg-Decke umfassen dürfte. Darüber baut sich in den Ötschergräben ein mächtiger **Sockel aus Wetterstein-/Ramsaudolomit** auf, dem, gegen Westen zu (Ötscher, Gemeindealpe, Schwarzkogel, Goganz), tektonisch stark zerhackt, eine wiederum **mächtige Obertrias (Haupt-/Dachsteindolomit und lagunärer, gebankter Dachsteinkalk)** auflagert. Die Lagerung der Obertrias ist keine einheitliche, das Einfallen des gebankten Dachsteinkalks und Dachstein-/Hauptdolomits wechselt zwischen westfallend (Ötscher, Scheiblingstein), südfallend (Feuersteinmauer–Spielmauer) und ostfallend (Jägerberg, Schwarzkogel, Gemeindealpe). Gelegentlich zeigt der gebankte Dachsteinkalk eine langwellige Verfaltung, wobei Gebiete mit jüngeren, wahrscheinlich postgosauisch angelegten, W–E streichenden Faltenachsen (z.B. die Antiklinale im Bereich der Ötschergräben oder die N(W)-vergente Deckenstirn) von Gebieten mit einem **älteren**, ostvergenten **Querfaltenbau** in N–S-Richtung (z.B. am Großen Kar, in der „Wagnerritschen“ und an der Edelbachmauer am Großen Ötscher) abgelöst werden. Letzteres mag auch das von BAUER (1972: A 22) zurecht festgestellte ausgesprochen häufige **N–S-Streichen** der Schichten im Bereich der Unterberg-Decke (und auch in der südlich anschließenden Göller-Decke) erklären. Zu den im Gebirgsstreichen liegenden Großfalten zählen die **NNW-vergente**, liegende Falte in Jura-Schichten des Jägerberges oder die weitgespannte, nach Westen abtauchende Antiklinale im Bereich der Ötschergräben.

Die von RUTTNER (1948: 101) beschriebene „Stirn-Antiklinale der Ötscher-Decke“, also das an der **Deckenstirn** gelegentlich beobachtete Herabbiegen des Dachsteinkalkes in nördliche Richtung (im Sinne einer Halbantiklinale an der Deckenstirn) kann nur vereinzelt, wie z.B. am Schwarzen Ötscher, an der Edelbachmauer der Ötscher-Nordflanke oder am Kleinen Hetzkogel beobachtet werden. Viel öfters jedoch kann an der Deckenstirn ein steilstehender, bis zu 500 m breiter Span aus zertrümmertem Dachsteinkalk erkannt werden. Dieser mag das Ergebnis einer jungen Überschiebungstektonik sein, bei der die Hauptmasse der Unterberg-Decke ihre eigene Deckenstirn überfahren hat. Parallel zu diesem Dachsteinkalk-Span zieht eine rote, tektonische Brekzie, die sich aus Dachsteinkalk- und Hierlatzkalkkomponenten zusammensetzen scheint und deren Hohlräume (Klüfte) von grobspätigen Kalzit-Drusen ausgefüllt werden, deren Kalzit-Großkristallaggregate eine Megagröße von bis zu einem Meter erreichen können (BITTNER, 1893: 74). Die Überschiebungsbahn der Unterberg-Decke selbst fällt nach RUTTNER (1948: 102) mittelsteil bis steil (40–60°) in südliche Richtung ein.

An zahlreichen Stellen sind dem relativ geringmächtigen Dachsteinkalk (ohne Zwischenschaltung von Rhätium in Kössener Entwicklung) **rote Jurakalke** des Unterjura (**Hierlatzkalk, Adnet-Formation**) aufgelagert oder als Jura-Spaltenfüllungen eingelagert (BAUER, 1998). Bemerkenswerterweise vollzieht die Unterberg-Decke eine Änderung in der Abfolge des tieferen Jura gegen Westen zu: während in der Ötscherregion bis etwa zum Seetal roter Hierlatzkalk unmittelbar dem Dachsteinkalk auflagert, so sind es weiter im Westen (Hochkar-Region, Salzatal) erst die roten Filamentkalke des Mitteljura (**Klaus-Formation**). Als Besonderheit kann der etwa 1.000 m breite Streifen aus Kieselmergeln und Kalkbrekzien des **Oberjura** im Bereich zwischen Scheiblingwiese und Obersee angeführt werden. Neben den Tresensteinalken des Saurüssels sind dies die jüngsten Sedimente der Unterberg-Decke und finden unter Umständen ein Äquivalent in der **Tauglboden-Formation** im Bereich des Hochkares (BRYDA, 2013: 86). Im Süden grenzt dieser etwa 8 km lange Jura-Streifen stets tektonisch an W–E streichenden Störungslinien an die sogenannte „**Zone von Rotwald-Gindelstein**“. Von besonderem Interesse sind die im Schnitt etwa 200 m mächtigen Kalkbrekzien, die von TOLLMANN (1976) als **Oberseebrekzie** bezeichnet worden sind. RUTTNER (1949b: 76f.) stellt die stratigrafische Auflagerung dieser Brekzie auf lagunärem Dachsteinkalk und rotem Hierlatzkalk im Norden (Feuersteinmauer) fest, wobei die Brekzie auch auf tiefere Niveaus hinabreichen kann (brekziöse Spaltenfüllungen im Dachsteinkalk). Im Verband mit der Oberseebrekzie beschreibt RUTTNER (1949b: 78) sowohl im Liegenden, als auch im Hangenden „Gesteine des Fleckenmergeltypus“, also graue bis grüngraue, dünnplattige Mergel, Mergelkalke und Schiefertone (104), sowie mittel- bis dunkelgraue, mergelige Kieselkalke und graue, kieselige Brekzien. Diese dürften das normale, tiefe **Beckensediment** darstellen, in das die einzelnen Bänke von Oberseebrekzie hineinsedimentiert worden sind. Stets werden die Beckensedimente von rotem oder grauem, mehrere Zehnermeter mächtigem Ruhpoldinger Radiolarit unterlagert, der von GAWLICK et al. (2009) mit Hilfe von Radiolarien in den Grenzbereich Mittel-/Oberjura (Callovium–Oxfordium) eingestuft worden ist. Damit kann das Alter der Oberseebrekzie auf tieferen Oberjura (oberes Oxfordium–Kimmeridgium) eingengt werden.

Eine besondere Stellung innerhalb der Unterberg-Decke nimmt die „**Zone von Rotwald-Gindelstein**“ (RUTTNER, 1984) ein. Diese Zone weist eine von der restlichen Unterberg-Decke abweichende Obertrias- und Jura-Entwicklung auf, die in so manchem fazielle Anklänge an die bajuvarische Sulzbach-Decke, insbesondere an die Obertrias- und Jura-Entwicklung der Königsbergmulde (ÖK-Blatt 71 Ybbsitz) erkennen lässt: grauer, gut geschichteter **Plattenkalk, Kössen-Formation** und

„**Oberhätkalk**“ (in Riff- und Lagunenfazies, auch „Königsbergkalk“ und Ooidkalk) sowie im Jura **Klaus-Formation**, Radiolarit und **Ammergau-Formation** („Aptychenschichten“). Während RUTTNER (1984) die tektonische Eigenständigkeit der „Zone von Rotwald-Gindelstein“ betont, bevorzugt BAUER (1974: A 30) die Meinung eines Faziesüberganges zwischen Plattenkalk und Dachsteinkalk in ein und derselben tektonischen Einheit. In diesem Sinne beschreibt BAUER (1977: A 75) in der Kühlhausleiten die Unterlagerung des Dachsteinkalkes durch fossilführenden Plattenkalk mit grünen oder bunten Mergellagen. Sowohl in der Langwand (ÖK 72), als auch am Gindelstein (ÖK 71) kann RUTTNER (1984: 218) eine enge und isoklinale **NW-vergente** Verfaltung der inkompetenten rhätisch-jurassischen Schichten beschreiben. Im Süden wird diese Zone allerdings von der tektonisch hangend gelegenen Gölle-Decke mittelsteil bis flach durch Wettersteindolomit überschoben.

Eine besondere Erwähnung verdient die interne Bruchtektonik der Unterberg-Decke. Ziemlich in Blattmitte befindet sich die **Feldwies-Riffel-Störung**, eine N-S bis NW-SE streichende, senkrecht stehende Bruchlinie, die sich vom Nordrand der Unterberg-Decke („Riffelboden“) über den Riffelsattel und – mit kurzer Unterbrechung – weiter über die „Klamm“ zur Feldwies bis an die Stirn der Gölle-Decke verfolgen lässt. Den einzelnen Störungsabschnitten ist gemeinsam, dass die jeweilig östliche Scholle (Ötscher, Schwarzkogel) gegenüber der jeweilig westlichen Scholle (Kleiner Ötscher, Goganz) um etwa 500 m abgesenkt worden ist. Eine weitere N-S streichende Störung (**Saurüssel-Störung**) überquert die Westflanke des Holzhüttenbodens und weist den gleichen Bewegungssinn auf. Tektonisch und stratigrafisch interessant ist die NE-SW streichende **Teufelsgraben-Störung**. Diese versetzt nicht nur die angrenzenden Schollen der Unterberg-Decke um etwa 200 m in vertikaler Richtung und 1 km in horizontaler Richtung gegeneinander (schräge Abschiebung nach Nordwesten), sondern verursacht auch stratigrafisch unterschiedliche Abfolgen im Jura, was für eine bereits **syndimentär** aktive Störungslinie spricht. Der Nordwestflügel (Saurüssel) weist über einem gelblich-rötlichen, Crinoiden- und Hornstein führenden „Rhätoliaskalk“ sofort oberjurassischen Tressensteinkalk (Hornstein führender Schuttalk mit Aptychen) auf. Der Südostflügel (Molterboden-Jägerberg) hingegen kann zwischen „Rhätoliaskalk“ und Tressensteinkalk auch noch einen grauen, kieseligen Mergel, in den Hornsteinkalke und Feinbrekzien eingeschaltet sind, aufweisen. Nachdem RUTTNER (1992: 700) angibt, dass sich die kieseligen Mergel des Südostflügels teilweise mit dem Tressensteinkalk verzahnen dürften, kann man bei diesen oberjurassischen Beckensedimenten eventuell auch von der mergelig-kieselig entwickelten **Oberalm-Formation** des Tithoniums sprechen, deren tieferer Teil lithologisch auch die **Tauglboden-Formation** (Oxfordium-Kimmeridgium) umfassen mag. Unter den W-E streichenden Störungen in der Unterberg-Decke soll, neben der Stirnschuppe, auch die in W-E-Richtung gewunden verlaufende **Brennleiten-Störung** (Brennleitengraben-Scheiblingwiese) erwähnt werden, die eine nordfallende **Rücküberschiebungslinie** darstellen dürfte. Weiters muss auch eine von BAUER (1971: A 21) bzw. AMPFERER (1930: 54) angenommene W-E streichende **Bruchlinie im Bereich der Ötschergräben** vermutet werden, da BAUER (1971: A 21) an zwei Stellen (Untere Ötschergräben und nördlich Sommerkogel) von liegend oder hangend in den Wetterstein-/Ramsaudolomit-Sockel eingeschupptes, Gips führendes Haselgebirge und grüne Tonschiefer der Werfener Schichten auffinden konnte. Man kann hier auch von einer tektonischen Verzeichnung des bis zu 200 m tiefen Ötschergrabens sprechen. Ebenso von BAUER (1998) wird die **Josefberg-Störung** beschrieben. Diese bedeutende, NE-SW streichende Störungslinie durchschlägt die Unterberg-Decke nahe dem östlichen Blattrand zwischen Reith-Sonnwendkogel-Grünau und ist dadurch charakterisiert, dass kleine Schollen von Gutenstein-Formation und Annaberger Kalk in die Störungslinie eingeschuppt sind (Sonnwendkogel, Josefsrotte) oder den angrenzenden Triasdolomiten

aufgeschoben worden sind (Großer Kainz, Hocheck). BAUER (1998) interpretiert die Josefberg-Störung als **Blattverschiebung** mit einem großen Vertikalbewegungsbeitrag, über den die Kalkschollen der Gutenstein-Formation im Sinne einer „positive flower structure“ an die Oberfläche gebracht worden wären. Auffällig ist, dass sich die Bruchstrukturen der Unterberg-Decke nicht in der südlich daran anschließenden Göller-Decke fortsetzen. Diese Bruchstrukturen müssten also als relativ alt in Bezug auf den Deckenbau im Tirolikum gewertet werden, und das auch in Bezug auf die Überschiebung der Unterberg-Decke auf die nördlichen tektonischen Einheiten (RUTTNER, 1992a: 701), die – aufgrund der eingeschuppten Gesteine der Gosau-Gruppe (Oberkreidesandsteine beim Großkopf auf ÖK-Blatt 71) an der Deckenstirn – sicherlich nachgosauisch reaktiviert worden ist.

Göller-Decke

Die Göller-Decke nimmt den südlichsten Teil des Blattes Mariazell ein. Während der mächtige **Sockel aus Wetterstein-** bzw. **Ramsaudolomit** das weitläufige Gebiet zwischen Neuhaus–Zeller Rain und Ois-Ursprung einnimmt, werden die sechs Gipfel der Zellerhüte (Großer Zellerhut, Mittlerer Zellerhut, Hüttenkogel, Vorderer Zellerhut, Oischingkogel und Feldhüttl) sowie die Hochfläche der auf ÖK-Blatt 102 Aflenz Kurort hinüberreichenden Hansbauermauer aus Obertrias (**Haupt-/Dachsteindolomit** und **gebankter Dachsteinkalk**) aufgebaut. Wie in der Schichtfolge der Unterberg-Decke, ist dem Wetterstein-/Ramsaudolomit und dem Haupt-/Dachsteindolomit der Göller-Decke nur ein schmales Band aus Sandstein und Tonschiefer der **Nordalpinen Raibler Schichten** zwischengeschaltet. Die im Norden sehr gewunden verlaufende, flach bis mittelsteil einfallende Überschiebungsfläche der Göller-Decke auf die Unterberg-Decke wurde schon von SPENGLER (1922: 171) als „**Neuhauser Überschiebung**“ beschrieben. Die Überschiebungsrichtung dieser vermutlich bereits vorgosauisch angelegten Deckeneinheit ist – normal oder schräg zum Gebirgsstreichen – **nach Nordwesten gerichtet**. Eine spätere, nachgosauisch wiederbelebte Reaktivierung der Deckenüberschiebung wird auch hier durch die Überschiebung von Sedimenten der Gosau-Gruppe (z.B. Gams auf ÖK-Blatt 101 Eisenerz) angezeigt. In die Deckenbahn eingeschuppt, finden sich immer wieder Scherkörper von gut gebankten, dunklen Kalken der Gutenstein-Formation, grünen Tonschiefern der Werfener Schichten und buntes Haselgebirge (SPENGLER, 1922; BAUER, 1998; BRYDA, 2013), die alle nur von der Deckenbasis abgesichert worden sein können.

Die Talfurche von Mariazell scheint durchaus auch tektonisch vorgegeben zu sein, da eine nicht unbedeutende, etwa **N-S streichende Bruchlinie** mit linkslateralem Versatz durch die Talfurche zwischen Mitterbach am Erlaufsee und Gußwerk gelegt werden kann. An dieser Bruchlinie wird die Deckengrenze der Göller-Decke um etwa 4 km nach Norden versetzt (BAUER, 1998), während bei Gußwerk, an derselben Bruchlinie, die Obertrias der Mürzalpen-Decke um 600 m nach Norden zur Sauwand versetzt wird (MOSER, 2014).

4.3.3. Juvavikum

Mürzalpen-Decke, Deckschollen der Sauwand und bei Rasing

Die Mürzalpen-Decke zählt, gemeinsam mit der Schneeberg-Decke, zur höchstens kalkalpinen Deckeneinheit des **Juvavikums** in Ostösterreich. Die auf Blatt Mariazell gelegenen Anteile des Juvavikums umfassen lediglich obertriassische Gesteine. Dazu zählen einerseits der massige **Dachstein-Riffkalk** der Sauwand („Wipfelmäuer“), andererseits die Becken- und Schwellensedimente des **Hallstätter Kalkes** (Juvavikum-Deckschollen bei Rasing). Der Dachstein-Riffkalk der Sau-

wand („Zentrales Riffareal“ nach FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER, 1962) ist nach Gerhard W. Mandl (mündliche Mitteilung) durch Beprobung der dem basalen Dachsteinkalk eingelagerten Beckensedimente indirekt in das mittlere bis obere Norium (Sevatum) eingestuft worden, während die Hallstätter Kalke von Rasing durch LEIN (1981) in das oberste Karnium bis mittlere Norium gestellt werden können. Nach TOLLMANN (1967) sei die Herkunft der Rasinger Hallstätter Schollen (Juvavikum-Deckschollen) aus dem Verband der Mürzalpen-Decke im Süden ableitbar. Diese Vorstellung ist jedoch bereits von LEIN (1981) widerlegt worden, da Norische Hallstätter Kalke vom Typus „Salzbergfazies“ (Buntkalkentwicklung) in der Schichtfolge der Mürzalpen-Decke nicht vorkommen und dort im tieferen Teil durch dolomitisierte, kieselige und graue Beckensedimente vertreten werden.

4.4. Hochwart-Störung

Die Hochwart-Störung ist eine spröde aktive Störungszone, die auf dem Kartenblatt Mariazell von Pockau (bei Kienberg) im Nordwesten bis nach Gösing im Südosten verläuft und dabei eine **WNW-ESE orientierte Streichrichtung** aufweist (RUTTNER, 1963: 14f.). Der Verlauf der Störungszone wird durch zahlreiche subparallele Störungsflächen, öfters Kataklysezonen, markiert. Er ist über weite Strecken durch den lithologischen Kontrast zwischen den östlich (Hauptdolomit) und westlich der Störung (Gutenstein- und Reifling-Formation, Lunzer Sandstein) anstehenden Gesteinen leicht verfolgbar. Die Messungen sprödetektonischer Strukturen direkt an der Störung haben bestätigt, dass es sich um eine steilstehende **Rechtsseitenverschiebung** handeln muss, die später reaktiviert worden ist (LINZER et al., 1995: 51). Anhand der Striemungslineare auf den Harnischflächen und deren Schersinn können Rückschlüsse auf die Kinematik der parallel dazu verlaufenden Störungsflächen und Lineare gezogen werden. Insgesamt konnten bis zu sechs spröde Deformationsereignisse identifiziert werden, die mit den von PERESSON & DECKER (1997) beschriebenen überregionalen Paläostressrichtungen korrelierbar sind. Die am deutlichsten ausgebildeten und am häufigsten vorhandenen Scherflächen sind WNW-ESE streichende, dextrale Störungsflächen, welche die Hauptdeformationsphase der Hochwart-Störung repräsentieren. N(NE)-S(SW) streichende, sinistrale Störungsflächen hingegen bilden normal dazu entstandene, konjugierte Scherflächen. NE-SW streichende Aufschiebungen verdeutlichen das Bild einer NW-SE-gerichteten Einengung, wie sie von PERESSON & DECKER (1997) für das Eozän-Oligozän beschrieben werden. Die weiteren Deformationsereignisse sind weniger ausgeprägt. Eine Gruppe von NNW- bis NNE streichenden Seitenverschiebungen, die teilweise auch konjugiert auftreten kann, weist auf eine Rotation der Einengungsrichtung nach Norden hin. Die Reaktivierung der NNE-SSW streichenden Störungsflächen mit dextralem Schersinn dokumentiert schließlich eine NNE-orientierte Einengungsrichtung (Abb. 4A). Diese Rotation von einer nordwestlichen Einengungsrichtung hin zu einer nördlichen bzw. nordöstlichen Orientierung wird von PERESSON & DECKER (1997) im frühen Miozän beschrieben. Zusätzlich finden sich Abschiebungen, teilweise mit schrägen Bewegungslinearen („oblique slip“), die auf eine vermutliche Reaktivierung hinweisen. Neugebildete Störungsflächen mit Striemungslinearen subparallel zur Fallrichtung weisen auf eine E-W orientierte Extension hin. Es gibt aber auch klare Anzeichen für eine osterorientierte Kompression in einem späteren Stadium, die an einem Aufschluss durch sehr flache Überschiebungen gekennzeichnet ist, die definitiv das jüngste spröde Deformationsereignis repräsentieren.

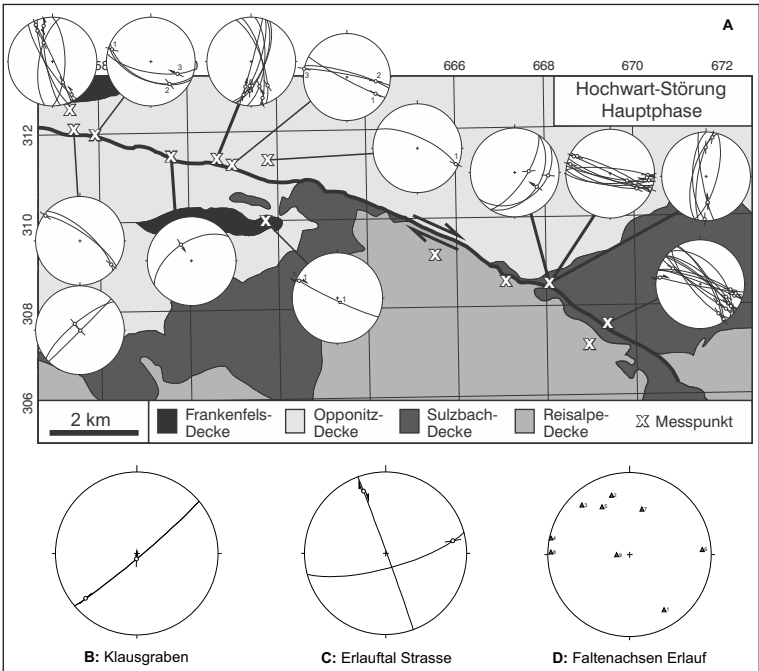


Abb. 4.

A: Spröde Störungsflächen der Hauptphase der Bewegung an der Hochwart-Störung, die auf eine (N)NW–(S)SE orientierte Einengungsrichtung hindeuten, B: Harnischfläche mit zwei Strömungslinearen aus dem Klausgraben, C: konjugierte Flächen entlang der Straße im Erlaufal, D: Faltenachsen aus der Gutenstein-Formation im Erlaufal.

Im Folgenden werden die einzelnen Überschneidungskriterien erläutert:

Im Horeckgraben (östlich Kienberg) findet sich im Hauptdolomit nahe dem Verlauf der Hochwart-Störung ein Aufschluss mit guten Überschneidungskriterien. Auf N/NNE–S/SSW streichenden, steil nach E/ESE einfallenden Harnischflächen findet sich sowohl ein steiles Linear L_1 sowie ein flaches, mit ca. 20° nach Süden einfallendes Linear L_2 mit sinistralen Schersinn. Das flache Linear L_2 muss jünger sein als das Linear L_1 . Da das steile Linear L_1 fast parallel zum Einfallen der Störungsflächen verläuft, ist es wahrscheinlich, dass sich dieses Linear gemeinsam mit den Störungsflächen neu gebildet hat und während der Bildung des Linears L_2 schräg (revers sinistral) reaktiviert wurde.

Auch im Klausgraben (an der „Panoramastraße“) gibt es eine Harnischfläche mit zwei Strömungslinearen, wobei wiederum ein Linear parallel zum Einfallen der Störung liegt, während das andere eine schräge Bewegungsrichtung anzeigt (Abb. 4B). Auch hier kann vermutet werden, dass das steilere Linear die ursprüngliche Bewegungsrichtung anzeigt, während das schräge Linear durch Reaktivierung entstanden ist.

Im Erlaufal findet sich entlang der Straße ein Aufschluss, wo konjugierte Flächen zu finden sind. Die nach Osten einfallende zeigt einen deutlichen dextralen Schersinn an, so dass aus den beiden Flächen eine NNE-Einengung zu rekonstruieren ist (Abb. 4C).

In der Gutenstein-Formation im Erlaufstal wurden Faltenachsen gemessen, die in zwei Gruppen unterteilt werden können. Gruppe 1 (1, 2, 3 und 5) weist auf eine ENE-WSW-Einengung hin, während Gruppe 2 (4, 6, 8) auf eine N-S-Einengung hindeutet (Abb. 4D).

4.5. Fenster von Urmannsau

Von besonderer Bedeutung für den Bau des bajuvarischen Deckensystems ist das Fenster von Urmannsau, in dem Gesteine der Frankenfels-Decke („Aptychenkalke und -kalkmergel“, Ammergau-Formation) unter einer Trias-Antiklinale der Lunz-Decke an der Oberfläche sichtbar sind. Dieses ca. 4 km südlich der Deckenstirn der Lunz-Decke im oberen Erlaufstal beiderseits der Vorderen Tormauer gelegene, schlitzförmige Fenster der Frankenfels-Decke wurde von RUTTNER (1963) eingehend erläutert. Dieser beschreibt das fensterförmige Hervortreten von einfüßig grauen, zum Teil Hornstein führenden, dünnbankigen, stark gefalteten Kalkmergel der Aptychenschichten (Ammergau-Formation) in der Urmannsau zwischen Filzmoos-Sattel und Sulzgraben unterhalb des „Muschelkalkes“ der Schlagelmäuer. Das Fenster hat eine Länge von 2,7 km und eine Breite von bis zu 700 m. Die Mächtigkeit der im Fensterinneren auftretenden Aptychenkalke und -mergel beträgt mindestens 120 m. Aus dem Bachbett der Erlauf werden von RUTTNER (1963: 7) aus dem stratigrafisch Liegenden der Aptychenschichten auch rote „Tithon-Flaserkalke“ (Steinmühlkalk) beschrieben. Etwa an dieser Stelle wird auch der Austritt von „Steinöl“, der bereits den Karthäusermönchen von Gaming gut bekannt war, beschrieben. Eine Versuchsbohrung (SCHAFFER, 1941) konnte neben den roten Oberjura-Kalken auch noch Vilser Kalk (weißer und roter Crinoidenspatkalk) und Kieselkalke im Liegenden der Aptychenschichten antreffen; beides Schichtglieder, die in der nördlich folgenden Zone der Frankenfels-Decke obertags von BAUER & SCHNABEL (1997) nirgendwo mehr angetroffen wurden und nach RUTTNER (1963: 8) einem südlichen Teil der Frankenfels-Decke entstammen könnten. Der **Fensterrahmen** (= Mitteltrias der Lunz-Decke) besteht nach RUTTNER (1963: 9) aus einem hellgrauen Kalk (Steinalm-Formation oder Annaberger Kalk), der nicht der Gutenstein-Formation in südlichen Teilen der Lunz-Decke entspricht, aber stets im Liegenden der Reifling-Formation auftritt. Dieser zeichnet deutlich den antiklinalen Bau der Lunz-Decke im Fensterrahmen nach. Da jedoch der nördliche Fensterrahmen – im Gegensatz zum südlichen Fensterrahmen – von einer tektonisch stark reduzierten, steil nach Norden abtauchenden Schichtfolge eingenommen wird, muss das Fenster asymmetrisch gebaut sein. An der Kontaktfläche zwischen Fensterrahmen („Muschelkalk“) und Fensterinhalt (Ammergau-Formation) werden von RUTTNER (1963: 9) Dolomite und Rauwacken beschrieben. Weiters können am östlichen Fensterende mächtige kataklastisch zerriebene Gesteine beobachtet werden.

Die Ergebnisse der zum Zweck der Kohlenwasserstoff-Exploration in den Jahren 1965/1966 am Fensterrand noch in der Lunz-Decke angesetzte **Tiefbohrung Urmannsau 1** wurden von KRÖLL & WESSELY (1967) allgemein bekanntgemacht. Einzelheiten sind in Kapitel 15 (Tiefbohrungen) genauer beschrieben. Im Bohraufschluss besonders hervorzuheben ist ein Nachweis von Mitteltrias, der zur Frankenfels-Decke gehört und deren Schichtstoß im Untergrund damit stratigrafisch tiefer reicht, als bis dahin aus den Obertagsaufschlüssen angenommen worden war. Das Fenster von Urmannsau hat eine besondere Bedeutung für die Erkenntnisse des Baues der gesamten Alpen, wurde doch durch die Bohrung hier zum ersten Mal die **Fernüberschiebung der alpinen Decken** auf das Vorland im Tiefenaufschluss bewiesen und damit eine jahrzehntelange Diskussion im Sinne der Deckenlehre entschieden (KÜPPER, 1968).

5. Kurzgefasste geologische Entwicklungsgeschichte

(M. MOSER)

5.1. Perm (299–252 Mio. Jahre)

In der Periode des **Perm** herrschten am Großkontinent Pangea trockene und heiße, wüstenhaft-aride Klimabedingungen. Dementsprechend waren **rote, fein- und grobklastische Sandsteine und Konglomerate**, die am Festland sedimentiert wurden, die für diese Zeit typischen Sedimente (Gröden- und Präbichl-Formation, Alpiner Verrucano). Günstig für dieses wüstenhafte Klima war die Existenz eines Großkontinentes, der in der Geologie gemeinhin als „Pangäa“ bezeichnet wird, und der, als Ergebnis der variszischen Gebirgsbildung, die Eurasische Landmasse im Norden mit der Afro-Amerikanischen Landmasse im Westen und Süden verband. Der Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen befand sich während des späten Perm ganz am Rand einer tropischen Meeresbucht, die sich, von Osten kommend, im Laufe der Trias allmählich in westlicher Richtung ausweitete – die Tethys. An der Küste dieses in Äquatornähe gelegenen Ozeans kam es im heißen und trockenen Klima des späteren Perm durch starke Verdunstung im sehr flachmarinen, vom offenen Meer abgeschnürten Bereichen (sogenannte „Salzpfannen“) zur **Ablagerung von Evaporiten** wie Steinsalz, Anhydrit und Gips. Diese Evaporitbildung im späten Perm war sehr umfangreich und reicht innerhalb der heutigen Ostalpen von den Tiroler Kalkalpen (Hall/Innsbruck) über das Salzkammergut (Hallein, Hallstatt, Bad Aussee) bis nach Pfennigbach im Schneeberggebiet. Vermischt mit vom Festland eingeschwemmten Tonen bildeten die Evaporite das **brekziöse Haselgebirge**.

Weiters war das Perm eine plattentektonisch aktive Zeit, in der es zur Ausdünnung und Dehnung in der kontinentalen Kruste Pangäas kam. Damit in Zusammenhang stand eine temperaturbetonte Metamorphose, die sich in Teilen des heutigen ostalpinen Kristallins nachweisen lässt, und auch Magmatismus mit damit verknüpften Intrusionen basischer Gesteine aus dem Erdmantel (Gabbros, Diabase) und saurer Gesteine (Granitoide, Pegmatite) aus der mittleren Erdkruste. Heute liegen diese Gesteine in alpidisch hochmetamorpher Form als Metadiabase, Amphibolite, Gneise und Eklogite im zentralalpin gelegenen ostalpinen Kristallin vor.

5.2. Trias (252–201 Mio. Jahre)

Die Basis der Trias stellt in allen ostalpinen Einheiten einen deutlich ausgeprägten Transgressionshorizont dar. Auf die durchwegs seichten, hypersalinaren Evaporitbecken des späten Perm folgten in der frühesten Triaszeit die bereits normal-marinen, **feinsiliziklastischen Tonschiefer und Sandsteine** der **Werfener Schichten**. Diese lagerten sich am nördlichen Kontinentalschelf der Tethys innerhalb des sich langsam gegen Westen ausweitenden Tethys-Ozeans ab. Während der Untertrias dominierten die flachmarinen, überwiegend sandig-tonigen Sedimente der Werfener Schichten. Lediglich im oberen Abschnitt der Werfener Schichten waren geringmächtige Ablagerungen von hochenergetischen Flachwasserkarbonaten in Form von Ooid führenden, meist fossilreichen, detritären Werfener Kalken möglich, die einen kurzzeitigen, offen-marinen Einfluss in die sonst monotonen siliziklastischen Sedimente der Untertrias darstellten.

Die Basis des **Anisiums** (Aegeum) war im Bereich des heutigen Ostalpins durch eine deutliche Regression charakterisiert, während der die erneut stark **salinar beeinflusste Reichenhall-Formation** zur Ablagerung kam. Darüber bildeten sich in der **tieferen Mitteltrias** (Bithynium und Pelsonium) einerseits **Flachwasserkar-**

bonate, das heißt Karbonatrampen und Karbonatplattformen, andererseits **Beckensedimente**, also pelagische Kalke aus. Zu den Flachwasserkarbonaten des Anisiums (Bithynium, Pelsonium) zählen der **Annaberger Kalk** und die **Steinalm-Formation**. Der Fossilinhalt des Annaberger Kalkes mit Crinoiden, Bivalven, Gastropoden und Brachiopoden ist charakteristisch für ein flachmarines, sauerstoffarmes, eingeschränkt-bituminöses Bildungsmilieu einer Karbonatrampe. Für die Steinalm-Formation hingegen sind etwas offenere, sauerstoffreiche, flachmarine Bildungsbedingungen mit stärkerer Wasserbewegung (Bildung von Onkoiden, Cortoiden, Bioklasten, Dasycladaceen) anzunehmen. Die Beckensedimente des Anisiums (Bithynium–Illyrium) sind durch eine enge Abfolge von **Gutenstein-Formation** und Hornsteinknollenkalk der **oberanisischen Reifling-Formation** ausgezeichnet. Die in der Gutenstein- und Reifling-Formation vorhandenen Organismenreste (Radiolarien, Schwammnadeln, Ammoniten, pelagische Bivalven, nodosariide Foraminiferen, Conodonten) sowie der daraus abzuleitende Kieselsäuregehalt (Hornsteinkügelchen und Hornsteinknollen) sprechen für größere Ablagerungstiefen dieser Beckensedimente. **Dolomit** in der **Gutenstein-Formation** ist das Ergebnis einer späteren, vor allem an Störungszonen gebundenen Dolomitierung ursprünglich primärer Kalke. Einen markanten Einschnitt, der im gesamten Bereich des heutigen Ostalpins von Bedeutung war, stellte die sogenannte „**Reiflinger Wende**“ im obersten Pelsonium/Illyrium dar. Über den mittelanisischen Karbonaten sowohl des Flachwassers (Steinalm-Formation), als auch des Beckens (Gutenstein-Formation) folgten ab der „Reiflinger Wende“ rein pelagische, feine Bivalvenfilament- und Radiolarien führende, mikritische Kalke der **Reifling-Formation** und der **Hallstätter Kalke** (Schreyeralmkalk). Diese tektonische Absenkung, die auch weite Bereiche der Seichtwasserareale erfasste, kann mit tektonischen Prozessen im Zuge der sich immer weiter gegen Nordwesten erweiternden Tethys-Bucht in Verbindung gebracht werden. Gleichzeitig begann sich im späten Anisium der faziell eigenständige, weit im Süden gelegene Faziesbereich des Neotethys-Ozeans (Meliatat-Hallstatt-Ozeans) zu etablieren (Schreyeralmkalk, Hallstätter Kalk, Trias-Radiolarite in den Westkarpaten). Die pelagische Beckensedimentation (Reifling-Formation) hielt in der Regel über die Anisium/Ladinium-Grenze hinweg an und reichte im Lunzer Faziesraum bis in die früheste Obertrias. Etwa zeitgleich zum späteren Ladinium kamen auch mergelige Einschaltungen in der Reifling-Formation (**Partnach Schichten**) zur Ablagerung, die einen sehr feinklastisch-tonigen Sedimenteintrag im Langobardium vom Festland her anzeigen. In der Mitteltrias kam es zur Ausbildung mächtiger **Karbonatplattformen** in Form von **Wetterstein-Riffkalken** und **lagunären Wettersteinkalken**, die im Hangenden der Reifling-Formation aufgrund des stagnierenden Meeresspiegels allmählich über die Beckensedimente progradierten. In den südlicher gelegenen Einheiten des späteren Tirolikums kam im wahrscheinlich gesamten **Ladinium** die Entwicklung einer sehr flachmarinen, dolomitisch-lagunären Karbonatplattform mit Algenmatten zum Absatz. Der fazielle Übergang dieser monotonen, dolomitischen Karbonatplattform (**Wetterstein- oder Ramsaudolomit**) in das Reiflinger Becken (Reifling- und Raming-Formation) kann im Bereich der heutigen Reissalpe-Decke vermutet werden.

Ein einschneidendes Ereignis in allen Sedimentfolgen war die sogenannte „**Reingrabener Wende**“, die einen markanten Sedimentationsumschwung in der frühen Obertrias mit sich brachte. Da dieses Ereignis von überregionaler Bedeutung war, kann man mitunter auch den Wechsel zu einem niederschlagsreichen, humiden Klima im frühen **Karnium** (Julium 2) für den raschen Sedimentationsumschwung verantwortlich machen. An dieses Klimaereignis der unterkarnischen, höher-julischen Stufe gebunden war eine völlige Unterbrechung der Karbonatproduktion, welche dem stark feinklastisch-detritären Sedimenteintrag vom Festland im Norden („Vindelizisch-Böhmisches Land“) her wich. Der karnische (julische) terrigene

Sedimenteintrag von Nordosten führte zur Bildung der relativ mächtigen, Kohle führenden Feinklastika der **Lunzer Sandsteine** sowie der geringermächtigen, feinklastisch-karbonatisch entwickelten **Nordalpinen Raibler Schichten**. Danach (Tuvaium = oberes Karnium) wurde das Klima wieder trockener und arider und es kam zur Ausbildung von Flachwasserkalken (Ooidkalke, Onkoidkalke, Schwammkalke) sowie von Rauwacke, Gips und Dolomit der **Opponitzer Schichten**. Bei Letzteren ist in Form von Mergellagen, Mergelkalken und tonigen Kalken weiterhin ein feinklastisch-festländischer Fazieseinfluss bemerkbar. An der Grenze oberes Karnium/**Norium** begannen sich die mächtigen **Karbonatplattformen der Obertrias** zu entwickeln. Durch Zunahme des Dolomitgehaltes entwickelte sich allmählich aus den Rauwacken, Kalken und Mergeln der Nordalpinen Raibler Schichten und Opponitzer Schichten die eingeschränkt lagunäre Fazies des **Hauptdolomits**. Die lagenweise im Hauptdolomit eingeschalteten Stromatolithen zeigen eine Ablagerung im gezeitenbeeinflussten Intertidal an. Ganz im Norden, im Bereich der heutigen Frankenfels-Decke, zeigen Einschaltungen roter und dunkler Tonlagen schon einen Übergang zur nördlich anschließenden Fazies des „Bunten Keuper“ an. Gegen Süden ging durch bankweise Zunahme des Kalkgehaltes der Hauptdolomit in höheren **Norium** bis **Rhätium** allmählich in den offen lagunären Faziesraum des **gebankten Dachsteinkalkes** über. Dieser ist durch die **Loferer Fazies** charakterisiert, also durch eine aperiodisch-zyklische Abfolge von subtidalen, sehr feinkörnigen, teilweise fossilreichen, hochlagunären Kalken (Megalodontenkalk, *wacke-* bis *floatstone*), intertidalen Dolomiten (Algenstromatolithe, bindstone) und supratidalen Brekzien mit bunten Tonlagen („Auftauchhorizonte“). Gegen Norden zu, im Bereich des heutigen Bajuvarikums, wurde der dickbankige lagunäre Dachsteinkalk vom dünnergebankten **Plattenkalk** abgelöst, der ebenso eine teilweise fossilreiche, offenlagunäre Ausbildung zeigt. Die darüber folgenden, mergeligen **Beckensedimente** der **Kössen-Formation** des Rhätiums waren das Ergebnis sowohl von erhöhter Subsidenz, als auch der Rhätium-Transgression. Verstärkt feinklastisch-terrigen Einfluss von Norden führte in den Becken zur Ausbildung mergeliger Sedimente, die mit fossilreichen Tempestitlagen wechsellagern. Gegen Süden war auch der Südrand der vorwiegend lagunären **Karbonatplattformen** der Obertrias angesiedelt. Ein deutlich ausgeprägter, von Korallen aufgebaute Riffgürtel (**Dachsteiriffkalk**) trennte den Faziesbereich der Lagune im Norden (gebankter Dachsteinkalk) vom Faziesbereich der **Hallstätter Becken (Rand des Neotethys-Ozeans)** mit den typischen mikritischen **Hallstätter Kalken** im Süden. Die feinkörnigen, ammonitenreichen Hallstätter Kalke sind ein typisches Element des Juvavikums. Sie zeichnen sich vor allem durch eine pelagische Fauna (Ammoniten, Halobien, Filamente, Conodonten) aus und liegen heute als „eingeglittene“ Schollen auf dem Rücken der tirolischen Göller-Decke. Damit nehmen sie eine ähnliche Position ein wie die Hallstätter Kalke zwischen Bad Goisern und Bad Aussee im Salzkammergut. Das Ende der Trias bedeutete auch das Ende der mächtigen Karbonatplattformen, die sich während der Triaszeit über längere Zeiträume hinweg hatten ausbilden können. Eine kurzzeitige, aber markante Klimaverschlechterung und damit verbunden eine kurzzeitige Regression sowie das Massenaussterben am Ende der Trias könnten dafür verantwortlich gewesen sein.

5.3. Jura (201–145 Mio. Jahre)

Mit dem Zeitalter des Jura begann ein einschneidendes plattentektonisches Ereignis am Nordrand der Tethys. Pangäa, der Superkontinent, der sich erst im ausgehenden Paläozoikum gebildet hatte, begann sich im Jura entlang tiefgreifender Störungszonen neu zu gliedern und in einzelne kontinentale Teilplatten zu zerfallen. Gleichzeitig kam es zu einer kräftigen Klimaerwärmung und damit zur Entwicklung

einer transgressiven Phase, welche die Absenkung der Karbonatplattformen zusätzlich noch begünstigte. Die ersten Bewegungen der jurassischen Dehnungstektonik machten sich bereits im **tiefen Jura** mit einem allgemeinen, aber regional stark unterschiedlichen Absinken einzelner Schollen der Trias-Plattformen bemerkbar. Das Resultat war ein kleinräumig stark variierender Fazieswechsel von meist **roten Jura-Schwellensedimenten (Hierlatzkalk und Adnet-Formation)** und **mergeligen grauen Beckensedimenten (Allgäu-Formation)**, die eine allgemeine Vertiefung des Sedimentationsraumes gegenüber der Trias anzeigen. Gleichzeitig bildete sich im Norden, auf dem Schelf des europäischen Teilkontinentes, der neue Ablagerungsraum des **Helvetikums** mit basal **grobklastischen, auch Kohle führenden Sedimenten (Gresten-Formation)** aus. In der Folge kann eine seichtere Fazies im Norden (Waidhofener Fazies) von einer südlichen (Scheibbser Fazies) unterschieden werden.

Im mittleren Jura begann sich der Zerfall von Pangäa weiter fortzusetzen und es bildete sich allmählich der zentrale Teil des Atlantiks mit Bildung von echter ozeanischer Kruste zwischen den Kontinenten Afrika und Amerika aus. Gleichzeitig mit der Entstehung des Atlantiks begann sich auch, an Transformstörungen gegen Osten versetzt, der schmale **Penninische Ozean** („Piemont-Ligurischer Ozean“, Piemontais, „Alpine Tethys“) zwischen dem europäischen Teilkontinent und dem Südkontinent (Afrika) herauszubilden. Dieser Vorgang ist das zentrale Ereignis im späteren Jura (Mittel- und Oberjura), das ab dem Callovium die Europäische Platte im Norden von der Adriatischen Platte im Süden trennt.

Das Ostalpin wurde nun Teil der **Adriatischen Platte**, die sich ihrerseits wiederum von Gondwana löste und deren Sedimente im Jura vor allem durch geringmächtige mikritische, **rote Schwellensedimente (Klaus-Formation)** gekennzeichnet sind, die mit einer mehr oder weniger großen Schichtlücke der Obertrias auflagern können. Spalten und Klüfte, die vom jurassischen Meeresboden tief in die sedimentäre, obertriassische Unterlagerung der Jurasedimente eingedrungen waren, wurden mit dem roten Kalkschlamm der bunten Jurakalke (Adnet- und Klaus-Formation) verfüllt. Niedrige Sedimentationsraten, bei gleichzeitiger Ausbildung von „hardgrounds“ (Hartgründe, Omissionsflächen) sowie von Eisen-Mangankrusten (Eisen-Mangan-Knollen und „Hartgrundklasten“), sind typisch für die alpinen Rotkalksedimente.

Der Penninische Ozean hingegen, aber auch das Helvetikum und das Ostalpin machten im **späteren Jura** (Mittel- und Oberjura) eine **starke Absenkung**, zum Teil auch unter Bildung echter ozeanischer Kruste (Harzburgitische Ophiolith-Reste) im Südpenninikum (Piemont-Ozean oder Penninischer Ozean, Basis der Ybbsitz-Klippenzone) durch. Echte **Tiefwassersedimente** charakterisieren den späten Jura im Penninikum, Ultrahelvetikum und Ostalpin und markieren den Höhepunkt der tektonischen Absenkung, aber auch der warmzeitlichen Juratransgression im Oxfordium. Die Radiolaritbecken begannen sich dabei etwa zeitgleich ab dem späten Mitteljura (Callovium) in äquatornahen Bereichen auszubilden und hielten bis in das höhere Oxfordium an (**Lampelsberg-Formation, Rotenberg-Formation, Ruppoldingener Radiolarit**). In der Ybbsitz-Klippenzone kam es innerhalb der ozeanischen, tonigen Kieselsedimente auch zur Ausbildung hydrothormaler Eisen-Manganvererzungen. In den weniger tiefen **Schelf- und Beckenbereichen des Helvetikums und Ostalpins** kamen **Tonmergel (Zeller Schichten), kieselige Mergel, Ammoniten führende Kalke (Steinmühlkalk)** sowie **Kalkturbidite und Brekzien (Konradsheim-Formation, Scheibbsbach-Formation, Oberseebrekzie)** zur Ablagerung. Zeitgleich mit dieser starken Eintiefung, die in allen Sedimenten des heutigen ostalpinen Mittel- und Oberjura durch rege tektonische Aktivität des **Riftings** („*oblique spreading*“) mit Krustenausdünnung unter **Brekzienbildung** charakteri-

siert ist, begann im späten Oxfordium am äußersten, südöstlichen Schelfrand zum Meliata-Hallstatt-Ozean („Tethys-Golf“) hin jener **Subduktionsprozess**, der zur Überschiebung der kalkhochalpinen Decken (Schneeberg- und Mürzalpen-Decke) sowie dem Eingleiten der pelagischen Hallstätter Kalkschollen und des Haselgebirges als „Deckschollen“ in die tirolischen und juvavischen Radiolarit-Becken führte (aktiver Kontinentalrand des Ostalpins). Neben dem nordgerichteten gravitativen Eingleiten von Gesteinen der **Hallstätter Zone** (meist Hallstätter Kalk und Haselgebirge) wurde auch ophiolithisches Material (Radiolarit, Basalt, Gabbro, Peridotit, Serpentin) obduziert, sodass in den jüngeren, grobklastischen Serien des Ostalpins (z.B. Rossfeld-Formation und Konglomerate der Gosau-Gruppe) der Schwermineral-Detritus dieser **obduzierten ophiolithischen Hochzonen** in Form von Chromspinell (bzw. Chromit) zu finden ist. Die endgültige Subduktion des Meliata-Hallstatt-Ozeans geschah demnach während der späten Jura- und frühen Kreidezeit. Nach FAUPL & WAGREICH (2000: 88) gipfelte die Subduktion an dieser „Tethys“-Suturzone in der eoalpidischen Orogenese, die weite Teile des ostalpinen Kristallins betraf, und die Grünschiefer-, Amphibolit- und Eklogitfazies erreichte.

Nach der tektonisch sehr unruhigen und aktiven Zeit, die zumindest das Oxfordium und Kimmeridgium umfasste, kam es im (späten) **Tithonium** vor allem in den heute nördlich liegenden großtektonischen Bereichen wiederum zur Ablagerung von in größerer Wassertiefe abgelagerten, ruhigen, pelagisch-feinkörnigen, **mikritischen Kalken**, die sowohl im Penninikum und Ultrahelvetikum, als auch im Ostalpin als „Aptychenkalk“ (**Blassenstein-Formation, Fasselgraben-Formation, Ammergau-Formation**) bezeichnet worden sind. Diesen Kalktypen ist gemeinsam, dass sie unterhalb der Aragonit-Lysokline (ACD) abgelagert wurden (alleinige Erhaltung der kalzitischen Aptychen und Auflösung aller Aragonitschalen) und einen hohen Anteil an kieseligem und kalkigem Plankton (Radiolarien, Coccolithen, Calpionellen) führen. Im tirolischen Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen sind die tithonen Ablagerungen oft kalkreicher, detritusreicher und dickbankiger ausgebildet und werden hier als **Oberalm-Formation** bezeichnet. Diese unterscheidet sich mikrofazial von der Ammergau-Formation nur insofern, als in den Oberalmer Bankkalken oftmals dicke, allodapisch-turbiditische Kalklagen (Barmsteinkalke) eingeschaltet sind. Diese lassen erkennen, dass es im Tithonium auch rezifale **Flachwassersedimente** (Plassenkalk) gab, von denen nur der Riffschuttalk (**Tressensteinkalk**) am Kartenblatt 72 Mariazell erhalten ist.

5.4. Kreide (145–66 Mio. Jahre)

In den meisten Bereichen des Helvetikums, Penninikums und des Ostalpins lief die Sedimentation von der späten Jurazeit ohne Unterbrechung in die frühe Kreidezeit durch. Im ostalpinen Faziesraum wurde im Allgemeinen jedoch in der **frühen Kreide** vermehrt feinklastisch-toniges Material vom Festland in die Beckensedimente eingeschwemmt, sodass sich aus den tonigen Kalken des späten Jura (Oberalm- und Ammergau-Formation) zunehmend graue Kalkmergel und Mergelkalke der frühen Kreide entwickelten. Diese werden im oberostalpinen Ablagerungsraum als **Schrambach-Formation** bezeichnet. Im Laufe der frühen Kreidezeit wurden die Gesteinsserien zunehmend grobkörniger (zunächst Mergelschiefer, dann zum Teil gradierte Sandsteinlagen, zuletzt Konglomerate und Brekzien) und werden dann als **Rossfeld-Formation** bezeichnet. Die fein- bis grobklastischen Sedimente der Rossfeld-Formation wurden in einem tektonisch aktiven Tiefseetrog über ein kleinräumiges Tiefseefächersystem als Trübestrome („*turbidity currents*“) abgelagert. Die tektonische Aktivität dieser Zone wurde auch durch das Eingleiten von Schollen und Blöcken aus der obduzierten Trias des

Meliata-Hallstatt-Ozeans (Hallstätter Kalke, Diabase, Ultrabasite, Radiolarite) in der oberen Rossfeld-Formation begleitet („Austroalpine Phase“).

Im Hangenden der Rossfeld-Formation entwickelten sich die dunklen, hemipelagischen Tonmergel der Tannheim-Formation sowie die turbiditisch-flyschoiden Sandsteine und Konglomerate der **Losenstein-Formation**. Die polymikten und schlecht sortierten, exotikareichen Konglomerate, Sandsteine und Tonmergel der Losenstein-Formation stellen grobklastische, tiefmarine Rinnenfüllungen (*mass deposits*) eines synorogen angelegten, tektonisch aktiven Beckens dar. Diese wurden in Form von Turbiditen, Debriten und *grain flows* im relativ steilen, durch Bruchtektonik gegliederten Losensteiner Becken aus einem nördlich liegenden Einzugsgebiet abgelagert. Die Konglomerate der Losenstein-Formation sind reich an gut gerundeten, kalkalpenfremden Geröllen (Quarzporphyre, Quarzite, basische Vulkanite, Metasandsteine, Karbonate der Unterkreide, Granite, Metamorphite, Serpentine). Diese legen ein den Nördlichen Kalkalpen im Norden vorgelagertes Abtragungsgebiet nahe. Dieses dürfte sich aus einem kompliziert aufgebauten Akkretionskeil hochgeschürfter südpenninischer und unterostalpiner Elemente zusammengesetzt haben und muss während der Subduktion des Penninischen Ozeans ab der spätesten Unterkreide gebildet worden sein (WAGREICH, 2003: Abb. 9). Ebenso im Laufe der frühen Kreidezeit vollzog sich die Abscherung des paläozoischen Fundamentes (Phyllite, Gneise, Glimmerschiefer) der Nördlichen Kalkalpen sowie ein erster Falten- und Deckenbau innerhalb der Kalkalpen. Dafür spricht das generelle Ende der durchgehenden Sedimentation in den Kalkalpen zu dieser Zeit sowie die diskordante Auflagerung der Branderfleck-Formation (höheres Cenomanium) und der Gosau-Sedimente (Turonium/Coniacium) auf gefaltetem kalkalpinem Untergrund. Daneben stellen basanitische Ganggesteine („Ehrwaldite“), die mit einem Alter von etwa 100 Mio. Jahren in jüngermesozoischen Gesteinsserien der Lechtal-Decke stecken und als Abkömmlinge subkontinentaler Mantelgesteine betrachtet werden können, indirekte Beweise für das Noch-Vorhandensein kristalliner Sockelgesteine zu dieser Zeit dar.

Im **Helvetikum/Ultrahelvetikum** der Gresten-Klippenzone setzte sich die Sedimentation der **Blassenstein-Formation** („**Aptychenkalk**“) vom Oberjura bis in die Unterkreide fort. In der Oberkreide schließlich wurde die Blassenstein-Formation von den foraminiferenreichen Mergeln und Tonsteinen der „**Buntmergelserie**“ abgelöst. In ihr zeigt sich eine Sedimentation auf einem passiven Kontinentalrand von einer seichteren, nördlichen, planktonreichen Sedimentation zu einer tieferen, südlichen, sandschalerreichen Fazies, zum Teil auch unterhalb der Kalkkompensationsstiefe (CCD, generelle Lösung von Karbonat) von mehreren 1.000 m Wassertiefe, ein Vorgang, der als Resultat erhöhter Subsidenz und Dehnungstektonik im südlich angrenzenden penninischen Trog gesehen werden kann.

In der **Ybbsitz-Klippenzone** wurden die pelagischen „Aptychenschichten“ der **Fasselgraben-Formation** (frühe Unterkreide) von einer kalkig-kieseligen, turbiditischen Serie („**Neokom-Flysch**“ der **Glosbach-Formation**) abgelöst, die bis in die späte Unterkreide anhielt (**Haselgraben-Formation**). In der späteren Kreidezeit setzte sich die turbiditische Sedimentation in der von Sandstein und Pelit dominierten **Ybbsitz-Formation** fort. Auffällig ist dabei die lithologische Ähnlichkeit der Flyschsandsteine der Ybbsitz-Klippenzone zu den Sandsteinen des Rhenodanubischen Deckensystems mit „Bunten Schiefen“, Reiselsberg-Formation, „Gault-Flysch“ und Kahlenberg-Formation. Lediglich in der Schwermineralführung lassen sich Unterschiede im Liefergebiet wahrnehmen. So lieferte der Akkretionskeil am Nordrand der oberostalpinen Kalkalpen laufend ophiolithischen Detritus obduzierter penninischer Ozeankruste in Form von Chromspinell auch in den Südteil des penninischen Troges (WAGREICH, 2003: 50).

Der Flyschtrog des **Nordpenninikums** (Valais, Rhenodanubische Supergruppe, Rhenodanubisches Deckensystem) begann sich etwa zur selben Zeit zu entwickeln (Barremium), wie der südpenninische Ozean begann, unter die kontinentale ostalpine Platte subduziert zu werden. Er weist die charakteristische Fazies vieler Flyschbildungen auf: Rasche Absenkung, große Ablagerungstiefe, Makrofossilarmut, Spurenfossilien, turbiditische Sedimentation, gradierte Schichtung, Sohlmarken und andere Sedimentstrukturen. Turbidite sind meist allochthone Sedimente, die von Trübeströmen in die Tiefsee transportiert worden sind. Diese mächtigen, klastischen Sedimentabfolgen sind auf kontinentaler oder ozeanischer Kruste abgelagert und bei der allgemeinen Deckenüberschiebung über das Ultrahelvetikum im Paläogen abgeschert worden. Die Schichtfolge des Rhenodanubischen Deckensystems reicht von der frühen Kreide bis in das frühere Eozän (Ypresium) und setzt sich hauptsächlich aus distalen oder proximalen, turbiditischen Sandsteinen (z.B. **Aitlengbach-Formation**) und Mergeln („**Zementmergelserie**“, **Röthenbach-Subgruppe**) zusammen, deren unterschiedliche lithologische Zusammensetzung (siliziklastisch oder karbonatisch) auf unterschiedliche Liefergebiete schließen läßt, die heute schon weiträumig von den alpinen Decken überschoben worden sind.

In den **Nördlichen Kalkalpen** fiel in die späte Kreidezeit der Sedimentationszyklus der **Gosau-Gruppe**, in dem zahlreiche kleine Sedimentbecken aufgrund regional erhöhter Subsidenz in einem horizontalen tektonischen Beanspruchungsplan angelegt wurden (u.a. „*pull-apart-basins*“). Dieser Sedimentationszyklus kann in die terrestrisch-flachmarine **Untere Gosau-Subgruppe** (Turonium–Santonium) und in die tiefmarine, pelagisch-turbiditische **Obere Gosau-Subgruppe** (Campanium–Eozän) untergliedert werden, wobei auf ÖK-Blatt 72 Mariazell nur die Untere Gosau-Subgruppe entwickelt ist. Diese setzte diskordant über gefaltetem kalkalpinem Untergrund mit zunächst grobklastischer Sedimentation (Konglomerate und Sandsteine) in der frühen Oberkreide (Turonium und Coniacium) innerhalb kleiner, durch Störungen begrenzter und abgesenkter Becken ein. Die Beckenbildung der Gosau-Gruppe wurde mitverursacht durch die oberkretazische Subduktion der (süd)penninischen Einheiten unter das Oberostalpin, das zu diesem Zeitpunkt die nördlicheren Einheiten der ostalpinen Platte (Unterostalpin) als aktiver Kontinentalrand bereits überfahren hatte. An der Basis ist die Untere Gosau-Subgruppe stets konglomeratisch-brekiös entwickelt (**Kreuzgraben-Formation**). Die roten oder grauen Konglomerate führen hauptsächlich kalkalpines Material (Lokalschutt), das in Form von Schwemmfächern (*alluvial fan*) und Fanglomeraten großteils von Flüssen terrestrisch abgelagert wurde. Die rote Gesteinsfarbe der Sedimente, die Bildung oxydischer Krusten („Wüstenlack“) sowie die Bildung roter Bauxite sprechen für ein sehr warmes, arides, wüstenhaftes Klima in der späten Kreidezeit. Gelegentlich auftretende, exotische, nicht-kalkalpine Gerölle (Quarzporphyre, Quarzite, Serpentine) zeigen den Einbezug außerkalkalpiner Bereiche in der Sedimentation an. Im Hangenden (Santonium, Campanium) werden die Sedimente der Unteren Gosau-Subgruppe stets feinkörniger in Form von **grauen Sandsteinen und Kalkmergeln**, die einen flachmarinen Fazieseinfluss erkennen lassen (Schelfsedimente). Die Mergel sind oft reich an Mollusken (Bivalven, Gastropoden) und Foraminiferen, die Sandsteine können Großforaminiferen (Orbitoiden) enthalten. Das Schwerminalspektrum dieser marinen Sandsteine ist reich an Granat, Chromspinell und Serpentinidetritus. Letztere betrachtet man als Indikator für die Erosion obduzierter Ophiolithserien, die im Süden (Neotethys-Ozean) gelegen waren (STERN & WAGREICH, 2013: 520). An der Grenze Santonium/Campanium kam es im Zuge kleinräumiger, tektonischer Umbildungsprozesse („*Ressen-Phase*“) zur Umgestaltung des Sedimentationsraumes der Unteren Gosau-Subgruppe, die in der überregional raschen Absenkung der flachmarinen Gosau-Becken in den tiefermarinen Faziesbereich gipfelte (flyschoide und hemipelagische Sedimente der **Oberen Gosau-Subgrup-**

pe). Die turbiditischen Sandsteine der „Tiefwasser-Gosau“ sind reich an siliziklastischen Komponenten (z.B. Phyllite und Granat-Glimmerschiefer), die einem südlich gelegenen, aus niedrig- oder hochmetamorphen, ostalpinen Kristallingesteinen aufgebauten Erosionsgebiet entstammen dürften (STERN & WAGREICH, 2013: 522). Die starke Absenkung der Gosau-Becken in der späten Oberkreide (Campanium, Maastrichtium) bzw. in der Oberen Gosau-Subgruppe wird von WAGREICH (1993) auf subkrustale tektonische Erosion aufgrund des Subduktionsvorganges am nördlich vorgelagerten Akkretionskeil zurückgeführt.

5.5. Paläogen (66–23 Mio. Jahre)

Im Bereich der ultrahelvetischen „**Buntmergelserie**“ hielt die pelagische Sedimentation über die Kreide/Paläogen-Grenze hinweg bis in das mittlere Eozän (Lutetium) an. Im Gegensatz zum kretazischen Anteil der „Buntmergelserie“ schalten sich im Paläogen verschiedene Typen von Konglomeraten und Sandsteinen in das tonig-mergelige Grundsediment ein. Die Konglomerate führen kristalline Komponenten (Granite und Metamorphite) bis zur Größe von Blöcken und Riesenschollen (z.B. Granit des Leopold von Buch-Denkmal), die als untermeerische Felssturzmassen über den südlichen Kontinentalabhang Europas in das ultrahelvetische Becken stürzten.

Im Rhenodanubischen Deckensystem reichte in der dort weit verbreiteten **Altengbach-Formation** die turbiditische Sedimentation bis in das Paleozän. Grobkörnige Quarzsandsteine wechseln mit grauen Kalkmergeln, die mit Hilfe von Coccolithen bis in das späteste Thanetium eingestuft werden konnten.

Im Allgemeinen endet die Schichtfolge in den ostalpinen und penninischen Einheiten spätestens im mittleren Eozän (OBERHAUSER, 1995: 414, 415). Dies mag mit der nunmehrigen Überschiebung der Kalkalpen auf die Flyschzone und der damit verbundenen Heraushebung der Nördlichen Kalkalpen zusammenhängen, die im Bartonium eingesetzt haben müsste. Dieses tektonische Geschehen kann man in den Nördlichen Kalkalpen auch als die „Nachgosauische Phase“ bezeichnen, während der auch die kalkalpeninternen Decken weiter nachbewegt wurden. Erkennbar ist dies an jenen Stellen, wo z.B. die jüngsten, eozänen Tiefwassersedimente der Oberen Gosau-Subgruppe (z.B. Zwieselalm-Formation) von höheren kalkalpinen Deckeneinheiten weit überschoben worden sind. Im Oligozän waren die Nördlichen Kalkalpen und auch die Zentralalpen bereits schon so weit herausgehoben, dass ein weitverzweigtes Entwässerungsnetz bereits beginnen konnte, die ostalpinen Elemente (Ostalpinen Kristallin, Grauwackenzone und Nördliche Kalkalpen) wieder erosiv abzutragen (Augensteinschotter, Augensteinlandschaft). Die plateauartige Erhebung des Gebietes Schwarzkogel–Breimauer–Jägerberg stellt den Rest einer heute zwischen 1.200 und 1.400 m Seehöhe gelegenen, verkarsteten Altlandschaft dar, der Reste von **Augensteinschottern** (z.B. auf der Feldwies) auflagern. Auch aus dem Ötschermassiv werden Reste von Augensteinschottern (Bohnerze, Quarzkörner, Hornsteingrus, Roterde), die in Karsthohlräumen und Klüften erhalten geblieben sind, beschrieben. Schließlich sollen noch Funde von Augensteinschottern (feinkörnige Konglomerate mit Quarz- und Bohnerzgeröllen) aus der Sulzbach-Decke im Bereich nordwestlich oberhalb „Steigrabenkreuz“, 2,5 km nordöstlich Lackenhof (RUTTNER, 1958: 251) angeführt werden. Etwa zur Zeit der fluviatilen Ablagerung der Augensteinschotter in den Kalkalpen bildete sich ganz im Norden des Alpenkörpers an der Eozän/Oligozän-Grenze der voralpine Molassetrog („Paratethys“) aus, der von nun an bis in das jüngere Miozän den Abtragungsschutt der sich heraushebenden Ostalpen aufnahm.

5.6. Neogen (23–2,6 Mio. Jahre)

Während des Neogens kam es im Bereich des Blattes Mariazell zu keinerlei Ablagerung von Sedimenten. Die Nördlichen Kalkalpen waren zum größten Teil landfest geworden und wurden durch die deutlich angewachsene Krustendicke, die bei der Kollision der Adriatischen Platte (Ost- und Südalpin) mit dem europäischen Kontinent (Helvetikum und Kontinentalsockel) entstanden war, **zu einem Gebirge herausgehoben**. Der Erosionsschutt dieses jungen Gebirges wurde vor allem durch Flüsse in die circumalpinen, aber auch inneralpinen Molassebecken transportiert und dort abgelagert. Gleichzeitig bewegten sich die Nördlichen Kalkalpen und das Ostalpin weiter in nördliche Richtung über die penninischen und helvetischen Decken vor. Ältere Molassesedimente, die im Oligozän noch vor dem Alpenkörper abgelagert worden sind, wurden in den **neogenen Überschiebungsbau** einbezogen und mit helvetischen und penninischen Gesteinen tektonisch vermengt (Allochthone Molasse, Inneralpine Molasse). Beweise dafür sind die in der Bohrung Urmannsau 1 in ultrahelvetische Buntmergelerde eingeschuppten Molassegesteine (Profil, Falltafel 1) des obersten Eozäns und Oligozäns und die im sogenannten „Fenster von Rogatsboden“ innerhalb von Gesteinen des Rhenodanubischen Deckensystems und des Ultrahelvetikums zutage tretenden Sandsteine und Mergel des Obereozäns und Oligozäns. Gleichzeitig war das Miozän in den Nördlichen Kalkalpen eine Zeit bedeutender tektonischer Prozesse. Wie bereits in Kapitel 2 angedeutet, wurden im frühen Miozän **NNE–SSW und NE–SW streichende, linkssinnige Blattverschiebungen** sowie nach Nordost gerichtete Überschiebungen aktiv, die auf ein neues, N–S bis NE–SW orientiertes Spannungsfeld zurückzuführen sind. Dieses Spannungsfeld bewirkte zu dieser Zeit auch die **nach Osten gerichtete Ausweichbewegung** von großen Teilen der ostalpinen Einheiten, womit die nordgerichtete Bewegung der Adriatischen Platte (Südalpin) relativ zu Europa kompensiert wurde (NEUBAUER et al., 1995: 3).

Erst ab dem **Plio- und Pleistozän** begannen sich zunehmend jene Landschaftsformen zu entwickeln, wie wir sie heute kennen: durch **pleistozäne Gletscher** tief und trogförmig ausgeschürfte Längs- und Quertäler, Bergspitzen mit zwei oder mehreren Karformen, große Endmoränenseen sowie weitläufige Terrassenlandschaften.

5.7. Quartär (2,6 Mio. Jahre–heute)

Der Einsatz des Quartärs wird seit jüngster Zeit (GIBBARD et al., 2010) mit **2,6 Mio. Jahren** vor heute mit der Gauss-Matuyama-Grenze (Beginn des Gelasiums) festgelegt. Auf dem Kartenblatt sind aber nur Ablagerungen von Ausschnitten der letzten beiden Eiszeiten erhalten. Es sind dies einerseits die des **Würm-Hochglazials**, was der MIS 2 (Marinen Isotopenstufe) um rund 20.000 Jahre vor heute entspricht. Andererseits die aus dem **Riß-Hochglazial** (MIS 6) vor rund 140.000/135.000 Jahren. Alle anderen Sedimente dieses Zeitraumes und ehemals vorhandenen älter-pleistozänen Sedimente sind bereits der Erosion anheimgefallen. Allerdings muss zur Zeit des Altpleistozäns die ursprüngliche morphologische Anlage der Talsysteme bereits ausgestaltet worden sein.

In den folgenden Kurzkapiteln wird die pleistozäne Entwicklung des Kartenblattes, beruhend auf SCHMIDBAUER (1915), STRZYGOWSKI (1931, 1937), GÖTZINGER (1938), RUTTNER (1955), FISCHER (1957), NAGL (1968, 1970), SPENGLINGWIMMER (1984), KOLMER (1993) sowie GRÖSEL (1995, 1996), dargelegt.

Rißeiszeit

Während der Rißeiszeit waren der im Süden von Neuhaus und Mariazell gelegene **Salzagleitscher**, der westlich vom Ötschermassiv gelegene **Ybbsgleitscher** sowie der südlich vom Ötschermassiv gelegene **Erlaufgleitscher** von größerer Bedeutung. Sowohl im westlichen Hochschwab (Salzatal), als auch in den Göstlinger Alpen (Hochkar und Dürrenstein mit dem Ois-, Ybbs- und Mendlingtal) sowie im Ötschergebiet (Erlaufthal) bestand jedoch ein großer Unterschied im Ausmaß der rißeiszeitlichen und würmeiszeitlichen Vergletscherung (VAN HUSEN, 2013, in: BRYDA et al., 2013: 59). Die größere Ausdehnung der Eismassen hatte somit auch Auswirkungen auf die Gletscher im Osten. So hatte beispielsweise der Gletscher des Dürrensteinplateaus im Ybbstal seinen rißeiszeitlichen Endmoränenstand erst weit im Westen (in St. Georgen am Reith) gehabt, während der zentrale Gletscher in der Würmeiszeit nur bis Lunz am See reichte (NAGL, 1970: Abb. 1). Ob auch die Gletscher an der Ostseite des Dürrensteins so ausgedehnt waren, dass das Einzugsgebiet der Ois (oberste Ybbs) und des Neuhauser Baches komplett mit Eis erfüllt waren, ist möglich. Belege konnten jedoch noch nicht gefunden werden. Lediglich im Osten, im Raum von Mariazell, konnte nachweislich der Gletscher des Erlauftales über den (heutigen) Erlaufsee hinaus in das Becken von Mariazell und Mitterbach am Erlaufsee vorstoßen und sich südlich Rasing/Bohrwerk wahrscheinlich mit dem Gletscher des Salztales vereinen (KOLMER, 1993: Beilage 3; GRÖSEL, 1996: 139).

In der dem Riß-Hochglazial folgenden ersten Abschmelzphase vor etwa 140.000 Jahren wurden die Ränder des nun abschmelzenden Eiskörpers von der Seite her mit Sediment zugeschüttet und die für die Talfurche von Mariazell und Mitterbach charakteristischen **Eisrandterrassen und Kamestrassen** gebildet. Dort, wo Seitentäler in das Hochtal von Mariazell einmündeten, wurden große Deltakörper in lokal aufgestaute, kurzlebige Seen vorgebaut. Für die Ablagerungen der Rißeiszeit war die breite Talfurche zwischen Mitterbach und Mariazell von großer Bedeutung, da das „Zeller Hochtal“ auch schon tektonisch von einer etwa N-S streichenden Störungslinie mit leicht erodierbaren Gesteinsserien (Haselgebirge, Werfen-Formation, Gosau-Gruppe, Kataklastite im Dolomitgestein) vorgezeichnet war.

Würmeiszeit

Das Ausmaß der würmeiszeitlichen Vergletscherung war auf Kartenblatt Mariazell wesentlich geringer als das Ausmaß der rißeiszeitlichen Vergletscherung. Es entwickelten sich zur Zeit des Würmglazials nur relativ **kleine Lokalgleitscher** in größeren Höhenlagen. Die Schneegrenze, das heißt die Gleichgewichtslinie der hochwürmglazialen Epoche, lag, bezogen auf den Gletscher des Erlauftales, nach GRÖSEL (1996: 49) auf etwa 1.050 m Seehöhe. Im Bereich des Kartenblattes entwickelten sich unter diesen Verhältnissen nur noch kleinere Lokalgleitscher, die, bis auf den Erlaufgleitscher, hauptsächlich durch Grund- und Seitenmoränen markiert werden. Sie befanden sich westlich des Dürrensteins, nördlich des Grenzüberschneidens zum Salzatal (Zellerhütte), vom Karstplateau Eiserner Herrgott-Schwarzkogel ausgehend, und um den Ötscher. Der einzige in seiner Längenerstreckung genau erfassbare Gletscher ist der im Quellgebiet der Erlauf, der auch das Zungenbecken des Erlaufsees ausgeformt hat (GRÖSEL, 1995). Die Eiszungen im Taglesbach (Dürrenstein) und Lackenbach (Ötscher) haben entsprechend ihrer Moränenablagerungen das Ybbstal gerade noch erreicht, wo sie auch mit der würmzeitlichen Terrasse der Ybbs in Kontakt gestanden haben dürften (20, 21). Die Eiszungen an der Südabdachung des Ötschers und der Schattseite des Karstplateaus im Süden haben mehr oder weniger die obersten Ötschergräben erreicht, ohne dass ihre Längenerstreckung erfassbar wäre. In den anderen Tälern dürften die Eiszungen nur noch die hohen

Talböden erreicht haben. Für den eisfreien Raum während der Würmeiszeit waren auch periglaziale Prozesse von Bedeutung, wie die Ausbildung von Solifluktionböden über Dauerfrostboden und die Neigung zur Ausbildung von Rutschhängen. Diese Vorgänge führten auch zu einer starken Umgestaltung der rißeiszeitlichen feinkornreichen Ablagerungen (z.B. Abflachung von Moränenwällen).

6. Erläuterungen zur Kartenlegende

(A. RUTTNER, W. SCHNABEL, F.K. BAUER, M. MOSER & D. VAN HUSEN)

6.1. Ostalpin (Nördliche Kalkalpen)

6.1.1. Juvavikum

Mürzalpen-Decke, Juvavikum-Deckscholle

131 Dachsteinriffkalk (Norium–?Rhätium)

Im Südosteck des Kartenblattes Mariazell werden die sogenannten „Wipfelmäuer“ aus Dachsteinriffkalk der Mürzalpen-Decke aufgebaut. Nach FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER (1962: 27) gehört dieser Abschnitt dem zentralen Riffkalk an, der sich durch große, riffbildende Organismen wie Kalkschwämme, Solenoporaceen und Korallen auszeichnet. Auf den einzelnen Biogenen kann man häufig biogene Anlagerung beispielsweise durch sessile Foraminiferen oder *Microtubus communis* beobachten. Kalkschwämme (Spongien) sind die wichtigste biogene Komponente in der Gesamtfauuna der Sauwand und werden hier lediglich durch die Inozoa vertreten (z.B. *Peronidella* sp.). Diese besiedelten oft Bereiche mit mikritischer, feinschlammiger Matrix. Die Hydrozoen sind durch ramose Coenostea von *Spongiomorpha ramosa* FRECH und laminare Kolonien von *Stromatomorpha rhaetica* KÜHN vertreten. Bei den Steinkorallen treten Kolonien und Korallenstöcke von *Retiophyllia* sp. am häufigsten auf. Weiters sind Einzelkorallen wie *Montlivaltia* sp. und *Stylophyllopsis* sp. am Riffaufbau beteiligt. Bryozoen sind im Riffkalk der Sauwand recht häufig vertreten. Unter den Kalkalgen können Rotalgen, Codiaceen, Dasycladaceen (*Macroporella* sp.) und Blau-Grünalgen in dicken, biogenen Anlagerungen auftreten.

Der Dachsteinriffkalk der Sauwand ist nach Gerhard W. Mandl (mündliche Mitteilung) durch Beprobung der in den basalen Dachsteinkalk eingelagerten Beckensedimente indirekt in das mittlere bis obere Norium (Sevatium) eingestuft worden.

Begriffsfassung: STUR (1871: 302).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Riff-Fazies, zentraler Riffbereich.

Fossilinhalt: Sauwand (ÖK 72, 102, 103): Korallen (*Retiophyllia* sp., *Montlivaltia* sp., *Stylophyllopsis* sp.), Schwämme (Inozoa, *Peronidella* sp.), Solenoporaceen, Hydrozoen (*Spongiomorpha ramosa* FRECH, *Stromatomorpha rhaetica* KÜHN), Bryozoen (*Paramonotrypella styriaca* FLÜGEL), Kalkalgen (*Macroporella* sp.), Würmer (Serpeln), Mikroproblematika, Foraminiferen.

Alter: Mittleres bis oberes Norium (Alaunium–Sevatium) und ?Rhätium.

Mächtigkeit: 500 m.

130 Hallstätter Kalk (Norium)

Kleine, fernüberschobene oder eingeglittene Schollen von Hallstätter Kalk, die heute auf dem Rücken der Göller-Decke liegen, konnten von BAUER (1998) wieder aufgefunden werden. Die bekannteste Scholle aus Hallstätter Kalk, die bereits BITTNER (1907) entdeckt hatte, liegt etwa 2 km westlich Rasing in etwa 1.000 m SH. Diese Scholle setzt sich nach LEIN (1981) aus massigem Hellkalk und Hangendrotkalk der Obertrias zusammen. Eine Beprobung des massigen Hellkalkes auf Conodonten erbrachte oberstkarnisches bis unternorisches Alter (oberstes Tuvalium–Lacium), während die Beprobung des Hangendrotkalkes mittelnorisches Alter (Alaunium) ergab.

Begriffsfassung: HAUER (1853: 723).

Bildungsmilieu: pelagische Becken- und Schwellenfazies.

Fossilinhalt: Rasing: Conodonten (Massiger Hellkalk: *Epigondolella abneptis* HUCKR., *E. nodosa* HAYASHI, *E. permica* HAYASHI, *Metapolygnathus communisti* HAYASHI, *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF., *G. navicula* HUCKR., *Chirodella dinodooides* TATGE, *Enantiognathus ziegleri* DIEBEL, *Metaproniodus suevica* TATGE, *Neohindeodella triassica* MÜLLER, *Grodella delicatula* MOSHER; Hangendrotkalk: *Epigondolella bidentata* MOSHER, *E. postera* KOZUR & MOSTLER, *E. slovakensis* KOZUR), Ammoniten, Bivalven, Foraminiferen.

Alter: Oberstes Karnium, Norium (Tuvalium 3, Ladium bis Alaunium).

Mächtigkeit: 10–20 m.

6.1.2. Zone von Rotwald-Gindelstein

129 Hauptdolomit (Norium)

Der Hauptdolomit ist in der Zone von Rotwald-Gindelstein stets ein lichtgrauer, braungrauer bis dunkelgrauer, regelmäßig dm-gebankter Dolomit, der sich aus zyklischen Lagen von Stromatolithen des Intertidals und Dolomikriten des Subtidals zusammensetzt. Zwischen den Dolomitbänken finden sich Einschaltungen von grünen Mergellagen.

Begriffsfassung: GÜMBEL (1857: 148).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Lagunenfazies des Intertidals.

Fossilinhalt: Algenmatten, Bivalven.

Alter: Norium (Obertrias).

Mächtigkeit: 500 m.

128 Übergangsschichten (Wechselagerung Plattenkalk/Hauptdolomit)

Im oberen Anteil des Hauptdolomits sind cm-dicke, rote oder grüne Mergellagen sowie brekziöse Horizonte den Dolomitbänken zwischengelagert. Im hangendsten Abschnitt schalten sich graue Kalkbänke des Subtidals ein. Ebenso können biogenreiche, bunt gefärbte mergelige Kalke beobachtet werden.

Begriffsfassung: RUTTNER et al. (1979: 71).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Lagunenfazies des Inter- bis Subtidals.

Fossilinhalt: Algenmatten, Bivalven.

Alter: Norium (Obertrias).

Mächtigkeit: 50 m.

127 Plattenkalk, dolomitisch

126 Plattenkalk (Rhätium)

Hangend der unregelmäßigen Kalk/Dolomit-Wechselagerung (128) folgen dm-gebankte, graue, plattige Kalke vom Habitus der Plattenkalke. Typisch sind fossilreiche Bänke mit zahlreich kleinen Muschelschälchen und auch Kleingastropoden. Zwischen den Kalkbänken können grüne und rote Mergellagen eingeschaltet sein.

Begriffsfassung: GÜMBEL (1861: 279, 285).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Lagunenfazies des Intertidals und Subtidals.

Fossilinhalt: Algenmatten, Bivalven (Megalodonten), Gastropoden.

Alter: Norium, das Rhätium wird im Allgemeinen durch einen Übergang in die Kössen-Formation vertreten (Obertrias).

Mächtigkeit: 40–60 m.

125 Kössen-Formation (grauer, mergeliger Kalk; Rhätium)

Die Kössen-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von fossilreichen, grauen bis dunkelgrauen, deutlich gebankten Kalken einer Seichtwasserfazies (Schlillagen, tempestitische Lumachellenkalke, Korallenkalke) mit dunkelgrauen Mergelkalken und Mergeln einer Beckenfazies (Biomikrite, Mikrite mit Ammoniten).

Begriffsfassung: SUESS (1852a: 180–181).

Bildungsmilieu: Mergelige Beckenfazies, kalkige Seichtwasserfazies.

Fossilinhalt: 500 m NW Neuhaus, Landstraße B 71 (Mariazeller Straße): Bivalven (*Rhaetavicula contorta* PORTL., *Lima* sp., *Modiola minuta* GOLDF., *Gervilleia inflata* SCHAFFH., *Homomya* sp., *Pecten* sp.), Brachiopoden (*Rhaetina gregaria* SUESS), Korallen (umgelagert), Crinoiden, Foraminiferen.

Alter: Rhätium (Obertrias).

Mächtigkeit: 120 m.

124 Rhätiriffkalk („Königsbergkalk“; Rhätium)

Im Folgenden wird der Rhätiriffkalk nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als „Oberrhätkalk“ bezeichnet. Als „Oberrhätkalk“ werden massive, hellgraue bis gelbliche Plattformkarbonate mit zahlreichen Korallen (*Retiophyllia*), Bryozoen und großen Megalodonten beschrieben. Mit Kalkspat erfüllte Hohlräume („Groöoolithe“) sind zusammen mit den Korallen ein Merkmal für die Riff-Fazies des „Oberrhätkalkes“. Ooolithe, Bivalven (u.a. Megalodonten) und Triasinen (Foraminiferen) sind hingegen Merkmale für lagunäre Fazieselemente des „Oberrhätkalkes“ (Rückriff-Fazies). Im Hangenden schalten sich rote Mergel und Brekzien ein.

Begriffsfassung: RICHTHOFEN (1859); RUTTNER et al. (1979: 53).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Riff- und Lagunenfazies.

Fossilinhalt: 500 m NW Neuhaus, Landesstraße B 71 (Zellerain Straße): Korallen (*Retiophyllia* sp.), Bivalven (Megalodonten), Bryozoen, Foraminiferen (*Triasina* sp., *Globoospiren*).

Alter: Oberes Rhätium (Obertrias).

Mächtigkeit: 20–80 m.

123 Roter Flaserkalk (Mitteljura)

Rote, dm-gebankte, mikritische Flaser- und Knollenkalke mit Filamenten (von *Bositra buchii*) und Eisen-Mangan-Knollen unterhalb des Radiolarites können als Klaus-Formation angesprochen werden. Die Filament-Fazies reicht nach BÖHM (1992) vom Toarcium bis in das Callovium.

Von SIEBER (1976, 1977) werden Unterjura-Fossilien (Belemniten, Ammoniten und Brachiopoden) aus Rotkalken (Adnet-Formation und Hierlatzkalk) im Liegenden der Klaus-Formation angeführt.

Begriffsfassung: TRAUTH (1921: 206f.), FLÜGEL (1967: 26f.).

Bildungsmilieu: Kondensierte Schwellenfazies.

Fossilinhalt: Ammoniten (500 m NW' Neuhaus, Landesstraße B 71 – Mariazeller Straße: *Psiloceras* sp.; Langwand-Rotpleiten – 2 km NNW' Jhnt. Langböden: *Lytoce-
ras* cf. *fimbriatum* (Sow.), *Calliphylloceras bicicolae* (MENEGHIN), Filamente, Crinoiden, Belem-
niten, Brachiopoden.

Alter: Unter- und Mitteljura.

Mächtigkeit: 10 m.

122 Radiolarit (Oberjura)

Den basalen Oberjura bilden graue Kieselkalke und -mergel sowie kompakte rote Radiolarite mit Feinbrekzien.

Begriffsfassung: „Ruhpoldinger Schichten“ bei TRAUTH (1948a: 185).

Bildungsmilieu: Tiefseefazies, teilweise unter der CCD (calcite compensation depth).

Fossilinhalt: Radiolarien.

Alter: Oxfordium (Oberjura).

Mächtigkeit: wenige Meter bis 100 m.

6.1.3. Tirolikum

„Ötscher-Decke“ (Unterberg-Decke, Göller-Decke)

121 Haselgebirge, Gips (Sulzgraben; Perm–Untertrias [„Skyth“])

Das Haselgebirge tritt an der Überschiebungsfront der Unterberg- (= Ötscher-) und Göller-Decke auf, kommt aber auch an internen Störungslinien zutage. Es ist eine sedimentäre Brekzie, die aus bunten, graugrünen, roten bis violetten Tönen und weiß-rot oder grau gebändertem Gips zusammengesetzt ist (Abb. 5). Letzterer erreicht im Sulzgraben 200 m Mächtigkeit. Vereinzelt sind im Haselgebirge auch Schollen dunkler, bituminöser Dolomite eingeschaltet. Meist kommt das Haselgebirge nicht mehr im stratigrafischen Verband vor, sondern als kleine Vorkommen eingeschuppt an Decken- und Schuppengrenzen oder auch an steilstehenden Störungsbahnen. Naturgemäß ist das Haselgebirge nur selten gut aufgeschlossen. Trotzdem hinterlässt es auch bei Schutt- oder Moränenüberdeckung seine Spuren in Form von Erdfällen oder Pinggen und neigt in steileren Hängen oder Grabenanrissen zur Bildung von rutschfreundigen Hängen (z.B. Juckfidelwald in Kapitel 12 „Geogene Naturgefahren“). Quellaustritte im Bereich des Haselgebirges sind auch dort, wo es unter größerer quartärer Bedeckung liegt, durch eine hohe Sulfatmineralisation (hohe elektrische Leitfähigkeit) charakterisiert.

Begriffsfassung: BUCH (1802: 157).

Bildungsmilieu: Küstennaher, abgeschnürter Flachwasserbereich.

Fossilinhalt: Pollen und Sporen im Salzbergbau (Salzkammergut, ÖK 96): *Pityosporites zapfei* POTONIÉ & KLAUS 1954, *P. schaubergeri* POTONIÉ & KLAUS 1954, *P. delasauci* POTONIÉ & KLAUS 1954, *Lueckisporites virkkiae* POTONIÉ & KLAUS 1953.

Alter: Oberes Perm (Jungpaläozoikum).

Mächtigkeit: mehrere hundert Meter.

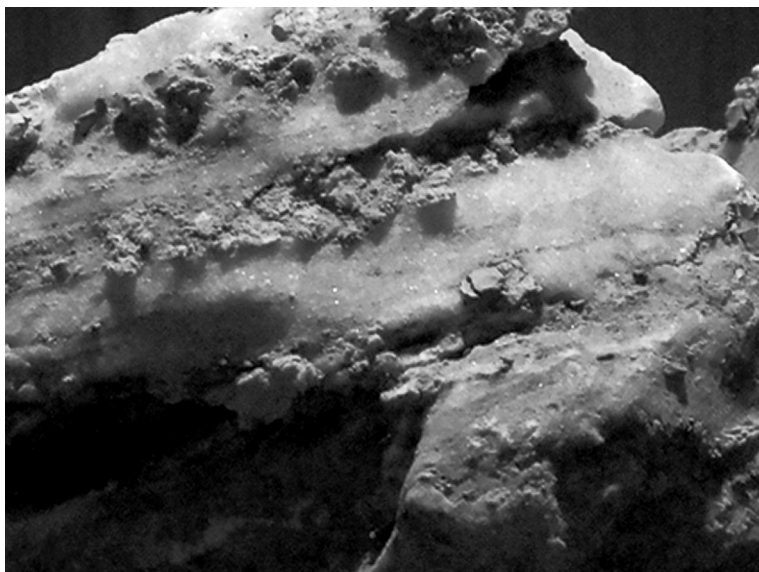


Abb. 5.

Das Haselgebirge in seiner typischen Ausbildung: graugrüne Tonlagen wechseln mit gebändertem, rot und weiß gefärbtem Gips. Lokalität: Bärenbachgraben (ÖK 102). Foto: Michael Moser.

120 Werfen-Formation (roter oder grüner Sandstein oder Schiefer-ton; Untertrias [„Skyth“])

Im Folgenden wird die Werfen-Formation nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Werfener Schichten bezeichnet.

An den Überschiebungsbahnen von Reaisalpe-, Unterberg- (= Ötscher-) und Göller-Decke, aber auch als normale stratigrafische Unterlage zur Mitteltrias der Unterberg-Decke, treten rotviolette oder grüne, sehr feinkörnige, glimmerreiche Tonschiefer und braun oder gelblich verwitternde, helle Quarzsandsteine und Quarzite der Werfener Schichten auf. Die Böden über den feinklastisch entwickelten Werfener Schichten sind charakteristischerweise sauer und günstig für dichten Fichtenbewuchs. Ebenso treten zahlreich Quellen (Schuttquellen, Naßgallen) und kleinere Rutschhänge auf.

Begriffsfassung: LILL VON LILIENBACH (1830: 157).

Bildungsmilieu: Küstennaher Flachwasserbereich.

Fossilinhalt: Gstettner Sattel (ÖK 71), Joachimsberg: *Myophoria costata* ZENKER, *Natiria costata* MÜNSTER, *Anodontophora fassaensis* WISSMANN, *Gervillia* sp., *Avicula venetiana* HAU.

Alter: Untertrias.

Mächtigkeit: 100–300 m.

119 Gutensteiner Kalk (tw. Dolomit; Anisium)

Im Folgenden wird der Gutensteiner Kalk nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Gutenstein-Formation bezeichnet.

Die Gutenstein-Formation (Gutensteiner Kalk und Dolomit) bildet die Basis der Mitteltrias von Reisalpe- und Unterberg-Decke (= Ötscher-Decke). Nach SUMMESBERGER & WAGNER (1971) ist die Gutenstein-Formation ein schwarzer oder dunkelgrauer, feinkörniger, bituminöser, ebenflächiger, gut gebankter dünn-schichtiger Kalk. Typisch für die Gutenstein-Formation sind kleine Hornsteinkügelchen und – gelegentlich – schwarze Tonbestege auf den Schichtflächen. Im höheren Anteil der Gutenstein-Formation können auch dunkle Mergelzwischenlagen auftreten. Charakteristisch für die Gutenstein-Formation sind weiße Kalzitadern und die sogenannten „Wurstelkalke“, das sind intensiv bioturbat durchwühlte Bänke, deren Schichtflächen völlig von den Grabgängen diverser Würmer oder Krebse übersät sind. Gelegentlich können kleine Einschlüsse aus violetterm Fließspat oder hellblauem Coelestin beobachtet werden (GEYER, 1908: 17; WAGNER, 1970: 167). Die Gutenstein-Formation (im engeren Sinne, Typlokalität) kann als Sediment eines Beckens von mäßiger Wassertiefe, mit Hornsteinkügelchen, Ammoniten und Radiolarien, bezeichnet werden.

SPENDLINGWIMMER (1984) führt neben den Kalken und Dolomiten der Gutenstein-Formation auch dickerbankige Annaberger Kalke bzw. Dolomite an.

Begriffsfassung: HAUER (1853: 716, 722).

Bildungsmilieu: Seichte Beckenfazies, Karbonatrampe.

Fossilinhalt: Gutenstein (ÖK 75): Crinoiden (*Dadocrinus gracilis* BUCH), Bivalven (*Cos-tatoria costata* ZENK., *Modiola triquetra* SEEBÖCK); Ammoniten; Großer Sulzberg (ÖK 73), Ahornberg (ÖK 73), Schwarzenberg (ÖK 73) und Gutenstein (ÖK 75): Brachiopoden (*Coenothyris vulgaris* SCHLOTH., *Mentzelia mentzeli* DUNKER, *Tectratinella trigonella* SCHLOTH., *De-curtella decurtata* GIR., *Rhynchonella alteplecta* BOECKH.); Conodonten: Großer Kainz, Grün-aubach, Hocheck-Reitbauer: *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL), *Hindeodella triassica* (MÜLLER), *H. suevica* (TATGE), *Nicoraella kockeli* (TATGE), *Prioniodina muelleri* (TATGE), Ostrakoden.

Alter: Unteres bis mittleres Anisium (Bithynium–Pelsonium); Mitteltrias.

Mächtigkeit: 200 m („Lunzer Musterfalte“, ÖK-Blatt 71 Ybbsitz).

118 Reiflinger Kalk (Anisium–Ladinium)

Im Folgenden wird der Reiflinger Kalk nach der Stratigrafischen Tabelle von Öster-reich (PILLER et al., 2004) als Reifling-Formation bezeichnet.

Die Reifling-Formation ist ein dunkel- bis mittelgrauer, dm-gebankter, knollig-wellig schichtiger, mikritischer Hornsteinknollenkalk, in dem gelegentlich Mergella-gen (grüne Partnachmergel und Tuffite) beobachtet werden können. Nach WAGNER (1970) kann man eine Untere Reifling-Formation des Anisiums (dunkelgrau, wellig-schichtig, mit grauen Mergellagen) und eine Obere Reifling-Formation des Ladiniums (mittelgrau, knollig oder bankig) unterscheiden. Die Reifling-Formation ist ein typisches Beckensediment mit pelagischen Faunenelementen (Bivalven-Filamente, Daonellen, Ammoniten, Radiolarien, Conodonten).

SPENDLINGWIMMER (1984: 93) führt dunkelgraue Knollenkalke der Unteren Reifling-Formation unmittelbar östlich Grabnerbauer (südwestlich Mitterbach am Erlaufsee) an (nicht in der Geologischen Karte 1:50.000).

Begriffsfassung: HAUER (1853: 723).

Bildungsmilieu: Pelagische Beckenfazies.

Fossilinhalt: Türnitzer Höger (ÖK 73): Ammoniten (*Flexoptychites flexuosus* MOJS., *Para-ceratites trinodosus* MOJS., *Protrachyceras* sp., *Norites* sp.); Türnitz (ÖK 73): Bivalven (*Daonella lommeli* WISSMANN, *Halobia intermedia* MOJS.); Innere Schmelz (ÖK 73): Brachiopoden (*Tec-tractinella trigonella* SCHLOTH., *Rhynchonella trinodosi* BRITNER), Radiolarien, Ostrakoden, Foraminiferen (*Nodosaria* sp.), Crinoiden (*Dadocrinus gracilis* BUCH), Fischzähnen, Conodon-



Abb. 6.

Der kleinstückig-grusig zerfallende, zuckerkörnige, weiße, geschichtete, lagunäre Wettersteindolomit der Unterberg-Decke im Ötschergraben. Lokalität: Ötscherhias, 700 m SH. Foto: Alexandra Haberler.

ten: Großer und Kleiner Kainz: *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella constricta* (MOSHER & CLARK), Schwammnadeln, Holothurien.

Alter: Oberes Anisium bis unteres Julium (Mitteltrias).

Mächtigkeit: 150 m.

117 Ramsaudolomit (Anisium–Ladinium)

Im Folgenden wird der Ramsaudolomit nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Wettersteindolomit bezeichnet.

Der Wettersteindolomit ist ein stets hellgrauer bis weißer, meist nur undeutlich gebankter, zuckerkörnig-feinkristalliner, manchmal auch laminiertes Dolomit (Abb. 6). Er verwittert sehr kleinstückig-grusig und baut daher mittelsteiles, leicht anschrofiges Gelände auf („reichgegliederte-feingeschnitzte Formenwelt“ bei AMPFERER, 1930: 54). Nach BAUER (1998) dürfte der Wettersteindolomit der Unterberg- (= Ötscher-) und Gölser-Decke in lagunärer Fazies (Einschaltung von Stromatolithen) entwickelt sein. An wenigen Stellen (z.B. Lassingfall, Josefsberg, Alpl) kann die Basis des Wettersteindolomits mit grauen, zum Teil knolligen Hornsteindolomiten und -kalken (Reifling-Formation) und dunklen Bankkalken („Wurstelkalke“ oder Gutenstein-Formation) beobachtet werden (BAUER, 1971: A 22, 1973: A 36).

Begriffsfassung: GÜMBEL (1861: 222).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Lagunenfazies (Intertidal).

Fossilinhalt: Algenmatten; Mühlgraben/Mitterbach am Erlaufsee: Dasycladaceen (*Diplopora annulata* SCHAFFH.)

Alter: Ladinium (Mitteltrias).

Mächtigkeit: mindestens 500 m.

116 Lunz-Formation, „Raibl-Formation“ (Sandstein, Arkose, Schieferton; Karnium)

Im Folgenden wird die Lunz-Formation nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Lunzer Sandstein bezeichnet, die „Raibl-Formation“ als Nordalpine Raibler Schichten.

In der Reisalpe-Decke sind relativ mächtige Lunzer Sandsteine des unteren Karniums und Karbonate der Opponitzer Schichten (oberes Karnium) entwickelt. Im Gegensatz dazu sind in der Unterberg- (= Ötscher-) und Göller-Decke nur sehr geringmächtige Tonschiefer und Sandsteine der Nordalpinen Raibler Schichten („Raibl-Formation“) ausgebildet.

Der Lunzer Sandstein setzt sich aus braunen, feinkörnigen, karbonatfreien Sand- und Tonsteinen zusammen, die Opponitzer Schichten hingegen aus feinkörnigen, grauen, tonigen Kalken, Mergeln, Dolomiten und Rauwacken. Die Nordalpinen Raibler Schichten setzen sich aus nur wenige Zehnermeter mächtigen dunkelgrauen Tonsteinen und braunen Sandsteinen zusammen. Gelegentlich können den feinklastischen Gesteinen auch rotbraun verwitternde, flachmarine Dolomit- und Kalkbänke (auch Ooidkalk) eingeschaltet sein. Sowohl die Lunzer Sandsteine, als auch die Nordalpinen Raibler Schichten können kleine Pflanzenhäcksels führen.

Begriffsfassung: RICHTHOFEN (1859: 101): „Nordalpine Raibler Schichten“; LIPOLD (1863: 72): „Lunzer Schichten“.

Bildungsmilieu: Bewegte Flachwasserfazies (Karbonate), tonig-pelagische, anoxische Beckenfazies (Tonsteine) und seichte, zum Teil brackische, siliziklastische Delta-Ablagerung (Sandsteine).

Fossilinhalt: Pflanzenfossilien; Walster (ÖK 73): Bivalven (*Halobia rugosa* GÜMB.), Crinoiden, Algen (*Sphaerocodium bornemanni* ROTHPL.), Foraminiferen.

Alter: Karnium (Obertrias).

Mächtigkeit: 20 m (Nordalpine Raibler Schichten); 40–50 m (Lunzer Sandstein).

115 Bärwies-Formation (Kalk/Dolomit-Bänke, wechsellagernd; ?Karnium–Norium)

Unter der „Bärwies-Formation“ verstehen BAUER (1998) und RUTTNER (2002) eine dolomitische Sonderausbildung des Dachsteinkalkes. Diese besteht aus einer Wechsellagerung von metermächtigen, grauen, subtidalen Dachsteinkalkbänken (Megalodonten-, Gastropoden-, Ostrakoden- und Foraminiferen führende Wackestones) mit weißen, loferitischen, intertidalen Dolomitbänken und dünneren, graubraunen Dolomitbänken mit Algenlaminiten, Feinschichtung und Fenstergefügen sowie mächtigen, bunten (roten, grünen), supratidalen Tonschieferzwischenlagen und Kalk/Dolomit-Brekzien in den Bankfugen. Die Bärwies-Formation tritt an den Blattgrenzen ÖK 71/72/101 im Bereich des „Großen Urwaldes“, der „Kleinen Bärwies“, „Edelwies“, dem „Rotwald“ und dem „Waldsteinsattel“ auf.

Begriffsfassung: RUTTNER (1984: 218).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Lagunenfazies des Intertidals–Subtidals.

Fossilinhalt: Bivalven (Megalodonten), Gastropoden, Korallen, Algenmatten.

Alter: Norium (Obertrias).

Mächtigkeit: 100 m.

114 Dachsteindolomit, brekziös

113 Dachsteindolomit (?Karnium–Norium)

112 Übergangsschichten

Im Allgemeinen ist der mittelgraue, dunkelgraue oder braungraue Obertriasdolomit (Dachsteindolomit, Hauptdolomit) dunkler als der Wettersteindolomit und auch besser geschichtet als jener (Feinschichtung und regelmäßige Bankung). Häufig finden sich Bänke mit Stromatolithlagen (Algenlaminite) des intertidalen Ablagerungsraumes, seltener auch Molluskenschalen (Megalodonten, Gastropoden). Nicht selten sind auch Dolomitmikrobrekzien ausgebildet. Aufgrund dieser Beschreibung kann man den Dachsteindolomit besser als Hauptdolomit bezeichnen (BAUER, 1972: A 21; TOLLMANN, 1966: 140–141). Auch in den modernen Geologischen Karten 1:50.000, wie z.B. ÖK 101 Eisenerz (BRYDA et al., 2010), wird der obertriadische Dolomit der Unterberg- und Göller-Decke als Hauptdolomit bezeichnet. Desgleichen wird im Typgebiet des „Dachsteindolomits“, dem Dachsteingebiet, ebenso entweder von Hauptdolomit (MANDL et al., 2012: 65–66), oder von einer grauen Kalk/Dolomit-Wechselsequenz mit weißen Dolomit-Loferiten (MANDL, 1998) gesprochen (Abb. 7). Nach SCHLAGER (1967: 230), ZAPFE (1962: 350) und MOSER (2018: 144f.) ist unter „Dachsteindolomit“ dolomitierter, grauer Dachstein-Riffkalk zu verstehen, was bei den auf ÖK-Blatt 72 Mariazell ausgeschiedenen Dolomitgesteinen sicher nicht zutrifft. Dies gilt in demselben Maße vom „Dachsteindolomit“ in den Dolomiten.

Die Übergangsschichten zeichnen sich durch einen Wechsel von kalkigem Dolomit und dolomitischem Kalk aus und sind etwa 50 m mächtig. In den obersten Partien des Hauptdolomits können einzelne Kalkbänke den baldigen Übergang in gebankten Dachsteinkalk ankündigen. Der Übergang von Hauptdolomit zu Dachsteinkalk ist nicht schichtkonform, sondern verläuft schräg zur Schichtung.



Abb. 7.

Dickbankiger, gut geschichteter, grauer Haupt-(Dachstein)dolomit mit weiß verwitternden Algenstromatolith-Lagen des Intertidals. Foto: Michael Moser.

Begriffsfassung: GÜMBEL (1857: 148): Hauptdolomit; HAHN (1910: 333f.): Dachsteindolomit; HAHN (1910: 406, Fig. 14): Übergangsdolomit.

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Lagunenfazies des Intertidals.

Fossilinhalt: Algenmatten, Bivalven.

Alter: Oberstes Karnium bis Norium (Obertrias).

Mächtigkeit: 400 m.

111 Dachsteinkalk, brekziös

110 Dachsteinkalk (Norium–Rhätium)

Der lagunäre Dachsteinkalk (Abb. 8) ist ein mittelgrauer, meistens feinkörniger, im Meterbereich dick-gebankter Kalk. Er zeichnet sich durch eine zyklische Sedimentation aus, die zuerst von FISCHER (1964) beschrieben worden ist. Dabei lässt sich jeder Sedimentationszyklus des Kalksteines von unten nach oben in drei Glieder unterteilen. Glied A: bunter (roter oder grüner), toniger, oftmals brekziöser, im Supratidal aufgearbeiteter Kalkstein, darüber Glied B: kräuselig-feinschichtiger, weißer, intertidaler, dolomitischer Algenstromatolith (bindstone) und schließlich Glied C: feinkörniger, Mollusken-, Dasycladaceen- und Foraminiferen führender, subtidaler Kalkstein (wackestone, floatstone). Nach FISCHER (1964) können diese Sedimentationszyklen (Zyklotheme) auf den Einfluss von regelmäßigen Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt werden, wobei man für die zeitliche Dauer

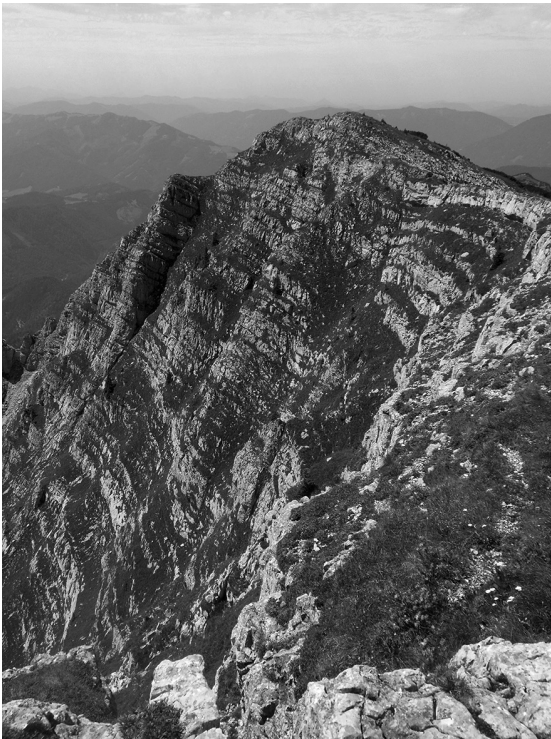


Abb. 8.

Der dickbankige, lagunäre Dachsteinkalk am Dürrenstein (1.878 m). Die dicken Kalkbänke entsprechen dem Megalodonten führenden C-Glied des Loferer Zyklothems, die Grasbänder hingegen dem stromatolithisch-dolomitischen B-Glied und die Schichtfugen dem roten, tonig-brekziösen A-Glied des Loferer Zyklothems im Dachsteinkalk. Foto: Michael Moser.

eines einzigen Sedimentationszyklus (= eine Bank Dachsteinkalk) eine Zeitspanne zwischen 20.000 und 50.000 Jahren annehmen darf. Stellenweise (z.B. auf der Feldwiesalm) beschreibt BAUER (1972: A 21) auch in die Lagune eingeschwemmte Rifffbildner (u.a. Korallen) und massige Rifffkalke. Monomikte Brekzien am Top des Dachsteinkalkes kündigen bereits die Aufarbeitung des obertriassischen Untergrundes im höheren Jura an.

Begriffsfassung: SIMONY (1847: 218).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Lagunenfazies des Supra-, Inter- und Subtidals.

Fossilinhalt: Ötscher, Dürrenstein (ÖK 71), Herrenalm (ÖK 71, ÖK 72): Bivalven (pachydonte Bivalven wie *Megalodon* sp. und *Dicerocardium* sp. sowie kleine Formen), Gastropoden (u.a. *Chemnitzia* sp.), Brachiopoden (*Rhynchonella* sp.), Korallen (*Retiophyllia* sp.), Crinoiden, Foraminiferen (*Triasina hantkeni* MAJZON, *Aulotortus* sp., *Involutina* sp., *Trocholina* sp.), Crinoiden, Bryozoen.

Alter: Norium bis Rhätium (Obertrias).

Mächtigkeit: 500 m.

109 Hierlatzkalk (Unterjura)

Der rote, teilweise grob gebankte Crinoidenspatkalk zeichnet sich durch das massenhafte Auftreten von Seelilienstielgliedern aus (Abb. 9). Typisch sind die aus Kalzit-Einkristallen zusammengesetzten Skelettelemente der Echinodermen. Die Matrix der Crinoidenkalke kann feinkörnig-mikritisch sein, oder auch spartisch. Übergänge in den mikritischen Rotkalk der Adnet-Formation sind möglich. Nicht selten kann man Hierlatzkalk auch in Spaltenfüllungen innerhalb des unterlagernden Dachsteinkalkes antreffen.



Abb. 9.

Roter, grobspätiger Hierlatzkalk mit großen, weißen Crinoidenstielgliedern. Lokalität: Herrenalm (1.570 m). Foto: Alexandra Haberler.

Die roten Jurakalke wurden in kleinen Steinbrüchen als sogenannter „Brunnstein-Marmor“ für Sakralbauten (z.B. Mariazeller Kirche) verwendet und abgebaut.

Begriffsfassung: SUESS (1852b: 171).

Bildungsmilieu: Seichte Schwellenfazies.

Fossilinhalt: Bürgeralpe-Hohlenstein und Thalerhof (ÖK 72, ÖK 73): Crinoiden, Brachiopoden (*Spiriferina alpina* OPP., *Terebratula andleri* OPP., *Waldheimia mutabilis* OPP., *W. stapia* OPP., *Rhynchonella belemnica* QUENSTEDT, *R. greppini* OPP., *R. alberti* OPP., *R. variabilis* SCHL.), Belemniten, Ammoniten (*Arietites* sp.).

Alter: Sinemurium bis Pliensbachium, Unterjura.

Mächtigkeit: maximal 80 m.

108 Bunter Kalk (Unterjura)

Die Ablagerungen des tieferen Jura setzen sich gebietsweise aus crinoidenarmen oder crinoidenfreien, roten oder grauen, feinkörnigen Kalken zusammen. Ebenso können grobe Brekzien mit roter Matrix beobachtet werden, aus denen schwarze Manganschiefer beschrieben werden.

Begriffsfassung: BAUER & SCHNABEL (1997).

Bildungsmilieu: pelagische Schwellenfazies und brekziöse Slope-Fazies.

Fossilinhalt: Ammoniten, Belemniten, Gastropoden, Crinoiden.

Alter: Unter- und Mitteljura.

Mächtigkeit: wenige Meter.

107 Klauskalk (Mitteljura)

Im Folgenden wird der Klauskalk nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Klaus-Formation bezeichnet.

Die Klaus-Formation ist ein ziegelroter bis bräunlichroter, mikritischer Knollenkalk, der sich durch eine sehr geringe Sedimentationsrate (Kondensation der Ammonitenfauna und Ausbildung von „hardgrounds“) auszeichnet. Häufig sind Eisen-Mangan-Knollen und -Krusten („Hartgrundklasten“) ausgebildet. Mikrofazial sind lagenweise die auch makroskopisch erkennbaren Filamente (*Bositra buchii* Sow.) für die Klaus-Formation typisch. Die Filament-Fazies reicht nach BÖHM (1992) vom Toarcium bis in das Callovium. Geringmächtige rote Knollenkalke der Klaus-Formation sind im Bereich Molterboden und Scheiblingwiese im Liegenden von Ruhpolding Radiolarit zu beobachten.

Begriffsfassung: SUESS (1857: 303f.).

Bildungsmilieu: pelagische Schwellenfazies.

Fossilinhalt: SE⁴ Bürgeralpe bei Mariazell (ÖK72, ÖK73): Ammoniten (*Phylloceras taticus* KUD.), Belemniten, Brachiopoden, Filamente, Crinoiden.

Alter: Bajocium bis Callovium (Mitteljura).

Mächtigkeit: wenige Meter.

105 Oberseebrekzie (Mitteljura)

106 Dachsteinkalkschollen darin

Die Oberseebrekzie ist eine grobklastische, polymikte Bildung des Oberjura (GAWLICK et al., 2009; TOLLMANN, 1976). Sie setzt sich zum weitaus überwiegenden Teil aus Komponenten der Obertrias (Dachsteinkalk und Hauptdolomit, seltener Kössener Schichten), mitunter aber auch aus Jura-Komponenten (Hierlatzkalk, Klauskalk, roter und grauer Hornstein, seltener Radiolarit und Mergel) zusammen



Abb. 10.

Polymikt zusammengesetzte Oberseebrekzie: etwa 90 % der kantengerundeten Komponenten bestehen aus grauem Dachsteinkalk, die restlichen 10 % aus roten Jurakalken (spätiger Hierlatzkalk, feinkörniger Filamentkalk der Klaus-Formation, Hornstein, selten auch Radiolarit). Lokalität: Herrenalm (1.500 m). Foto: Alexandra Haberler.

(Abb. 10). Die Obertrias-Komponenten geben der Brekzie einen grauen Habitus. RUTTNER (2002) beschreibt aus der Brekzie auch „Riesengleitschollen“ aus Dachsteinkalk mit einer Größe von bis zu 250 m (106). In der rötlichen Matrix der Brekzie kann neben rotem, kalkig-tonigem Material auch etwas Crinoidenstreu festgestellt werden. Nach RUTTNER (2002) ist die Brekzie von Westen nach Osten in eine beckenartige Vertiefung geschüttet worden. Tonig-kieselige Sedimente (graue Kieselkalle, Kalkmergel, grüne Kieselmergel) dürften diesem Becken entsprechen, da sie sich nach RUTTNER (2002) mit der Oberseebrekzie verzahnen. Der die Beckensedimente der Oberseebrekzie unterlagernde Ruhpoldinger Radiolarit engt das stratigrafische Alter der Oberseebrekzie auf tieferen Oberjura ein (Scheiblingwiese, Alpl, Herrenalm, in: MOSER, 2016). Eine biostratigrafische Datierung der Kieselssedimente, welche die Oberseebrekzie unterlagern (Radiolarit) bzw. in welche die Brekzie bankweise eingeschaltet ist („kieselig-mergeliger Schieferton“), mit Hilfe von Radiolarien durch LEIN et al. (2009) ergibt ein mittel- bis oberjurassisches Alter dieser Brekzie (Callovium–mittleres Oxfordium). Diesbezüglich wäre die chronostratigrafische Reichweite der Oberseebrekzie in der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) auf Oberjura zu korrigieren.

Begriffsfassung: TOLLMANN (1976: 338).

Bildungsmilieu: Brekziöse Slope-Fazies (Debrit, Olisthostrom, Schuttstrom) und Beckenfazies (Kieselmergel).

Fossilinhalt: Scheiblingwiese: Radiolarien (*Stichocapsa robusta* MATSOUKA, *Amphipyndax tsunoensis* ARA, *Dictyomitrella kamoensis* MIZUTANI & KIDO, *Eucyrtidiellum unumaense* YAO, *Guexella nudata* KOCHER, *Striatojaponocapsa plicarum* YAO, *Triversus hungaricus* KOZUR, *Williriedellum mar-*



Abb. 11.

Feinschichtiger, dunkelgrauer, kieseliger Kalkmergel von der Herrenalm (1.330 m). Foto: Michael Moser.

cucciae CORTESI, *W. crystallinum* DUMITRICA *Gongylothorax favosus favosus* DUMITRICA, *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA), Crinoiden.

Alter: Callovium bis mittleres Oxfordium (Oberjura).

Mächtigkeit: 200–500 m.

104 Schieferton, kieselig-mergelig (Mitteljura)

Im Bereich des Hasenwaldes kann eine Einschaltung von Oberseebrekzie (die auch große Dachsteinkalk-Schollen enthält) in bräunlich-grünlichgrau, mittelgrau und dunkelgrau gefärbte, dünnbankige, kieselige Mergel und feinschichtige Kieselkalke eines Beckensedimentes beobachtet werden (Abb. 11). Die Schüttung von groben Brekzien in kieselige und mergelige Beckensedimente lässt sich nach GAWLICK et al. (2009) lithostratigrafisch und chronostratigrafisch am ehesten mit der Sedimentation in der Tauglboden-Formation vergleichen. Die Unterlagerung durch roten Ruhpoldinger Radiolarit des (tieferen) Oxfordiums engt das stratigraphische Alter der kieselig-mergeligen Beckensedimente auf tieferen Oberjura ein (MOSER, 2016).

Begriffsfassung: RUTTNER (1984: 217).

Bildungsmilieu: Tiefere Beckenfazies.

Fossilinhalt: Radiolarien, Coccolithen.

Alter: Oxfordium bis Kimmeridgium (Oberjura).

Mächtigkeit: 150–200 m.



Abb. 12.

Die Hornstein führenden Kalke der Oberalm-Formation sind meist feinkörnig, gebietsweise auch tonig-mergelig entwickelt. Lokalität: Zellerhüte (Südseite, ÖK 102). Foto: Michael Moser.

103 Oberalm-Formation (dünnbankiger Kalk mit Mergellagen, hornsteinarm, Übergangsfazies; Oberjura)

Die Oberalm-Formation wird durch im dm-Bereich gebankte, mittelgraue, feinkörnig-mikritische, feinschichtige, Hornstein führende Mergelkalke und Mergel (mit Tonlagen) aufgebaut (Abb. 12). Charakteristisch für die Oberalm-Formation ist die Einschaltung von mehreren Meter/Zehnermeter dicken Bänken aus braungrauen, gradierten Schuttkalken und Feinbrekzien, die als Barnsteinkalk bezeichnet werden.

Begriffsfassung: LIPOLD (1854: 595).

Bildungsmilieu: Hemipelagisches Beckensediment, allodapischer Schuttkalk.

Fossilinhalt: Ammoniten (*Perisphinctes* sp.), Lamellaptychen, Punctaptychen, Belemniten, Echinodermen, Tintinniden (Calpionellen); Stanzenkogel (ÖK 71): Algen (umgelagert *Clypeina jurassica* FAVRE & RICAERD, *Globochaete alpina* LOMBARD), Radiolarien, Schwammnadeln, Foraminiferen, Spurenfossilien (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*).

Alter: Tithonium (Oberjura).

Mächtigkeit: 100 m.

102 Kieseliger Mergel (Übergang zu Tressensteinkalk; Oberjura)

Aus dem Gebiet des Molterbodens werden graue, kieselige Mergel mit Zwischenlagen und Einschaltungen von hellen, bräunlichen Hornsteinkalken, bunten Kalken und Feinbrekzien beschrieben. Diese gehen im Hangenden in hell-bunte, reichlich biogenen Feinschutt führende Hornsteinknollenkalke über.

Begriffsfassung: RUTTNER (1984: 217).

Bildungsmilieu: Beckenfazies.

Fossilinhalt: Radiolarien, Aptychen, Crinoiden, Bryozoen.

Alter: Tithonium (Oberjura).

Mächtigkeit: 200 m.

101 Tressensteinkalk (Oberjura)

Als Tressensteinkalk werden hellgraue, bräunlichgraue, Hornstein führende, dünnbankige Feinschuttkalke, Kalkturbidite und Feinbrekzien des Tithoniums bezeichnet. Im Allgemeinen gehen die grobklastischen Schüttungen des Tressensteinkalkes rasch in die brekziöse Vorriff-Fazies des Plassenkalkes über.

Begriffsfassung: MOJISOVICS (1905: 43).

Bildungsmilieu: Basinale Slope-Fazies mit Kalkturbiditen, Feinbrekzien und Flachwasserdetritus.

Fossilinhalt: Ammoniten, Aptychen, Echinodermen, umgelagerte Rifforganismen.

Alter: Tithonium (Oberjura).

Mächtigkeit: 200 m.

100 Tektonische Brekzie mit Calcit-Großkristallaggregaten als Spaltenfüllung

99 Rote, postsedimentäre Spaltenfüllung (Kalkbrekzie, Calcit-Kristallaggregat)

Die Deckenstirn der Unterberg-Decke (Roßkogel, Schwarzer Ötscher, Gapenriedel) wird abschnittsweise von einer roten, tektonischen Brekzie aufgebaut, die sich aus Dachsteinkalk- und Hierlatzkalk-Komponenten zusammensetzen scheint. Deren Hohlräume (Klüfte) werden von grobspätigen Kalzit-Drusen ausgefüllt, deren Kalzit-Großkristallaggregate eine Megagröße von bis zu einem Meter erreichen können.

6.1.4. Hochbajuvarikum

Lunz-Decke (inkl. Sulzbach-Decke und Reisalpe-Decke)

98 Haselgebirge (Gips; Oberperm)

Das Haselgebirge, das hier die Basis der Lunz-, Sulzbach- und Reisalpe-Decke darstellt, besteht aus bunten (violetten oder grünen) Tönen mit Gips und, selten, auch Steinsalz. Meist kommt das Haselgebirge nicht mehr im stratigrafischen Verband, sondern nur als kleine, eingeschuppte Vorkommen an Decken- und Schuppen Grenzen oder auch an steilstehenden Störungsbahnen vor. Naturgemäß ist das Haselgebirge nur selten gut aufgeschlossen. Trotzdem hinterlässt es auch bei Schutt- oder Moränenüberdeckung seine Spuren in Form von Erdfällen oder Pingens und neigt in steileren Hängen oder Grabenanrissen zur Bildung von Rutschhängen.

Nicht selten können in das Haselgebirge eingelagerte Kalkschollen der Gutenstein-Formation, teilweise sekundär dolomitisiert, angetroffen werden.

Begriffsfassung: BUCH (1802: 157).

Bildungsmilieu: Küstennaher, abgeschnürter Flachwasserbereich.

Fossilinhalt: Pollen und Sporen im Haselgebirge (Salzkammergut, ÖK 96): *Pityosporites zapfei*, *Pityosporites schaubergeri*, *Pityosporites delasauci*, *Lueckisporites virkkiae*.

Alter: Oberes Perm (Jungpaläozoikum).

Mächtigkeit: mehrere Zehnermeter.

97 Werfen-Formation (roter oder grüner Sandstein oder Schiefer-ton; Untertrias [„Skyth“])

Im Folgenden wird die Werfen-Formation nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Werfener Schichten bezeichnet.

Die Werfener Schichten bestehen aus feingeschichteten, rotviolettten oder grünen Tonschiefern und feinkörnigen, quarzitischen Silt- und Sandsteinen, auf deren Schichtflächen feinschuppiger Glimmer angeordnet ist. Nicht selten kommt im Zusammenhang mit den Werfener Schichten auch Haselgebirge vor, dessen Gipse und Tone gemeinsam mit den Tonschiefern der Werfener Schichten in Störungsbahnen, Decken- und Schuppengrenzen eingeschaltet sind. Die Böden über den Tonschiefern und Sandsteinen der Werfener Schichten sind sauer und günstig für Fichtenbewuchs. Ebenso treten zahlreiche Quellen (Schuttquellen, Nassgallen) und kleinere Rutschhänge auf.

Begriffsfassung: LILL VON LILIENBACH (1830: 157).

Bildungsmilieu: Küstennaher Flachwasserbereich.

Fossilinhalt: *Myophoria costata* ZENKER, *Natiria costata* MÜNSTER, *Anodontophora fassaensis* Wissmann, *Gervilleia* sp., *Avicula* sp.

Alter: Untertrias.

Mächtigkeit: etwa 100 m.

96 Saalfeldener Rauwacke (Anisium)

Im Folgenden wird die Saalfeldener Rauwacke nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Reichenhall-Formation bezeichnet.

Die Reichenhall-Formation (Reichenhaller Rauwacke) ist ein zellig-kavernöses, dunkelgraues, dolomitisch-brekziöses Gestein, das durch Evaporitauflaugung entstanden ist. Die in das dolomitische Sediment eingedrungenen Porenwässer haben Gips weggelöst und zur Bildung von „Kollaps-Brekzien“ geführt.

Begriffsfassung: PIA (1923: 40).

Bildungsmilieu: Evaporitische Flachwasserfazies.

Fossilinhalt: Panzengraben (Gutenstein, ÖK 75), Innerfahradfeld-Dürrental-Brennalm (ÖK 74), Türnitz-Auhof (Steinbruch, ÖK 73), Annaberg (ÖK 73): „Reichenhaller Fauna“ mit Gastropoden und Bivalven: *Neritaria stanensis* PICHLER, *Costatoria costata* ZENKER, *Gervilleia mytiloides* SCHLOTHEIM, *Gervilleia modiola* FRECH.

Alter: Aegaeum, unteres Anisium (Mitteltrias).

Mächtigkeit: 10–20 m.

95 Kalk, Dolomit („Muschelkalk“; Anisium–Ladinium)

Unter dem Begriff „Muschelkalk“ (= „Alpiner Muschelkalk“) werden all jene Kalke (bzw. Dolomite) der Mitteltrias zusammengefasst, bei denen eine Zuordnung zu einer Formation auf Schwierigkeiten gestoßen ist. RUTNER (2002) beschreibt unter dem Begriff „Muschelkalk“ bis zu 400 m mächtige, dm- oder dickgebankte, lichtgraue oder gelblichbraune, stets etwas bituminöse Kalke, die nach SPENGLER (1928) an mehreren Stellen von der (anisischen) Reifling-Formation überlagert werden. Aufgrund dieser und anderer Beschreibungen (z.B. WAGNER, 1970: 67–72; SPENGLER, 1931: 23) kann man vermuten, dass unter diesem Begriff verschiedene Typen von Gutenstein-Formation, Annaberger Kalk, Steinalm- oder Reifling-Formation zusammengefasst worden sind. Eine Zuordnung der Mitteltrias-Gesteine im Bereich Schlagerboden zur Oberen Reifling-Formation (mittel- bis lichtgrauer, wellig-schichtiger, dm-gebankter, etwas Hornstein führender, mikritischer und filamentreicher Knollen-

kalk) scheint möglich zu sein, sowie die Zuordnung der Mitteltrias-Gesteine entlang des Nattersbaches zum anisischen Annaberger Kalk (mittelgrauer, braungrauer, dunkelgrauer, bituminöser, dickbankiger Kalk) und zur Reifling-Formation des Anisiums und Ladiniums.

Begriffsfassung: STUR (1871: 271).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatrampe sowie pelagische Beckenfazies.

Fossilinhalt: Wintereck-Laubenbachgegend, Klausbach bei St. Anton/Jeßnitz, Rohrkogel (ÖK 74), Hochkienberg, Schlagerboden, Fischbach bei Frankenfels, Steindl bei Loich (ÖK 73), Nattersbach, Nussbaumlehen bei St. Anton/Jeßnitz, Steinbauer bei Frankenfels, Prochenberg (ÖK 71), Gamingstein: Brachiopoden (*Aulacothyris angusta* SCHLOTH., *Mentzella mentzeli* DUNK., *Spiriferina fragilis* SCHL., *Coenothyris vulgaris* SCHL., *Rhynchonella trinodosi* BITTNER, *Tetractinella trigonella* SCHLOTH.), *Modiola boehmi* SKUPH., Crinoiden, Gastropoden (*Chemnitzia* sp.), Bivalven (*Daonella* sp., *Koninckina leonhardi* WISSEM.); Hochkienberg: Ammoniten (*Ptychites* sp.); Kalkalgen (Dasycladaceen), Schwammnadeln, Ostrakoden, Radiolarien, Holothurien.

Alter: Anisium, Ladinium (Mitteltrias).

Mächtigkeit: 400 m.

94 Gutensteiner Dolomit (Anisium)

Nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) kann der Gutensteiner Dolomit der Gutenstein-Formation zugeordnet werden.

Der tiefere Teil der Gutenstein-Formation kann partiell dolomitisch ausgebildet sein. Es handelt sich dabei um gut gebankte bis dickbankige, dunkelgraue Dolomite und dolomitische Kalke mit kleingrusigem Zerfall. Dickbankige Typen werden von TOLLMANN (1966: 115) als „Annaberger Dolomit“ bezeichnet. Diesen beschreibt TOLLMANN (1966) im Bereich Schießwand-Teufelsriedel als dickbankigen, kalkigen, bituminös braungrauen, großstückig brechenden Dolomit.

Begriffsfassung: STUR (1871: 223).

Bildungsmilieu: Dolomitisierte Beckenfazies der Gutenstein-Formation.

Fossilinhalt: Crinoiden, Bivalven.

Alter: Bithynium bis Pelsonium, unteres- und mittleres Anisium (Mitteltrias).

Mächtigkeit: 200 m.

93 Gutensteiner Kalk (Anisium)

Der Gutensteiner Kalk wird nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) zur Gutenstein-Formation gezählt.

Nach SUMMESBERGER & WAGNER (1971) sowie TOLLMANN (1966: 115f.) ist die Gutenstein-Formation ein schwarzer oder dunkelgrauer, feinkörniger, auch feinschichtiger, bituminöser, ebenflächiger, gut gebankter dünnschichtiger Kalk (Abb. 13). Typisch für die Gutenstein-Formation sind kleine Hornsteinkügelchen und – gelegentlich – schwarze Tonbestege auf den Schichtflächen. Im obersten Anteil der Gutenstein-Formation (Pelsonium) können auch etwas dicker gebankte Kalke mit dunklen Mergelzwischenlagen auftreten. Meistens ist die Gutenstein-Formation, mit Ausnahme von etwas feinerer Crinoidenspreu, eher fossilarm. Charakteristisch für die Gutenstein-Formation sind weiße Kalzitadern und die sogenannten „Wurstelkalke“, das sind intensiv bioturbat durchwühlte Bänke, deren Schichtflächen völlig von den Grabgängen diverser Würmer oder Krebse übersät sind. Gelegentlich können kleine Einschlüsse aus violetterm Flußspat beobachtet werden (GEYER, 1908: 17).



Abb. 13.

Dunkelgrauer, dünn gebankter, ebenflächiger Kalk der Gutenstein-Formation in der Reisalpe-Decke. Lokalität: Gesteinslehrpfad „Panoramastraße“. Foto: Michael Moser.

Die Gutenstein-Formation (im engeren Sinne, Typlokalität) kann als flaches Beckensediment (mit Hornsteinkügelchen, Ammoniten und Radiolarien) bezeichnet werden. Eine laterale Verzahnung zwischen flachmarinem Annaberger Kalk und tiefermariner Gutenstein-Formation scheint möglich zu sein, z.B. in der Sulzbach-Decke. Teile der als Gutenstein-Formation kartierten Gebiete sowohl in der Lunz-Decke, als auch in der Sulzbach- und Reisalpe-Decke sind daher dem dickbankigen Annaberger Kalk oder der Algen führenden, hellen Steinalm-Formation („Gyroporellenkalk“ bei BITTNER, 1891: 321; „Physoporellenkalk“ bei WAGNER, 1970: 111) hinzuzurechnen.

Begriffsfassung: HAUER (1853: 716, 722).

Bildungsmilieu: Sediment eines seichten Beckens in eingeschränkter, sauerstoffarmer Fazies.

Fossilinhalt: Gutenstein (ÖK 75), Gamingstein, Prochenberg (ÖK 71), Hochbuchberg (ÖK 71), Königsberg (ÖK 71), Klausse im Pielachtal (ÖK 73): Crinoiden (*Dadocrinus gracilis* BUCH), Bivalven (*Costatoria costata* ZENK., *Modiola triqueter* SEEBÖCK), Ammoniten (*Acrochordiceras* sp.); Gamingstein: Brachiopoden (*Coenothyris vulgaris* SCHLOTH., *Aulacothyris angusta* SCHLOTH., *Mentzelia mentzeli* DUNKER, *M. kövescalliensis* SUESS, *Retzia mojsisovicsi* BÖCKH., *Rhynchonella trinodosi* BITTNER), Conodonten.

Alter: Bithynium, unteres Anisium (Mitteltrias).

Mächtigkeit: 200 m.

92 Annaberger Kalk (Anisium)

Als Annaberger Kalk werden meist feinschichtig-feinkörnige, ebenflächige, dickbankige bis massige, partienweise etwas dolomitische, leicht bituminöse, mittelgraue-graubraune oder dunkelgraue Kalke (selten mit etwas Hornstein), auch



Abb. 14.

Mittel- bis dickbankiger, ebenflächiger, dunkelgrauer, feinspätiger Annaberger Kalk im Referenzprofil (TOLLMANN, 1966) an der Straße in der „Inneren Schmelz“ bei Annaberg (ÖK 73), Niederösterreich; Foto: Michael Moser.

Feinschuttkalke und dolomitische Onkoidkalke bezeichnet (Abb. 14). Die Fossilführung ist gering, gelegentlich kann etwas Crinoidenstreu beobachtet werden. Im feinkörnigen Kalkschlamm des Annaberger Kalkes können nicht selten Spuren von Bioturbation („Wurstelkalke“) nachgewiesen werden. In der Sulzbach-Decke vertritt vor allem der dickerbankige, teilweise immer noch mikritische Annaberger Kalk die dünner gebankte Gutenstein-Formation.

Begriffsfassung: TOLLMANN (1966: 118).

Bildungsmilieu: Seichte Karbonatrampe in eingeschränkter, sauerstoffarmer Fazies.

Fossilinhalt: Südlich Frankenfels: Crinoiden, Brachiopoden (*Spiriferina mentzelii* DUNKER, *S. fragilis* SCHLOTH., *Tetractinella trigonella* SCHLOTH., *Terebratula vulgaris* SCHLOTH., *Waldheimia angusta* SCHLOTH.).

Alter: Bithynium bis Pelsonium, unteres und mittleres Anisium (Mitteltrias).

Mächtigkeit: 100 m.

91 Wettersteinkalk (Ladinium)

Aus den massigen bis dickbankigen Flachwasserkalken der Brandmauer südlich Puchenstuben beschreibt RUTTNER (1962a: A 58) Fazieselemente sowohl der Lagune, als auch des Riffes: Dasycladaceen (nach RUTTNER, 1962a: A 58: Diploporen), lagunäre Bankung und „Großoolithe“. Diese lassen einen rückriffnahen, lagunären Ablagerungsraum erwarten. Da jedoch „Großoolithe“ an den Brandmauern nirgendwo angetroffen werden können und lediglich lagunäre Fazieselemente (Feinschichtung, Algenlaminiten, Dasycladaceen, Mollusken, Onkoide) des Intertidals bis flachen

Subtidals entwickelt sind, handelt es sich bei den unter der Legendennummer (91) angeführten Kalken um rein lagunäre Sedimente. Eine Beprobung der lagunären „Wettersteinkalke“ der Brandmauer, des Florkogels und des Falkensteins auf Dasycladaceen ergab allerdings anisisches Alter, sodass nicht Wettersteinkalk (Ladinium), sondern die Steinalm-Formation des mittleren Anisiums (Pelsonium) entwickelt ist (MOSER & PIROS, 2015). Bemerkenswert ist die Bleiglanzvererzung, die mineralogisch und genetisch anders entwickelt ist, als in vergleichbaren Lagerstätten weiter im Osten (Annaberg, Türnitz). Nach SPENDLINGWIMMER (1979: A 98) lagern den hellen Kalken der Steinalm-Formation der Brandmauer im Süden – allerdings verkehrt liegend – dunkelgraue, dünn-schichtige bis dickbankige Annaberger Kalke auf. Deren Verbreitung ist wesentlich größer, als auf der Geologischen Karte 1:50.000 angedeutet ist. Unter Zwischenschaltung von Onkoid führenden Partien gehen die Annaberger Kalke in den helleren Kalk der Steinalm-Formation über. BRITNER (1891: 321) beschreibt *Physoporella pauciforata* GÜMB. aus dem Erz führenden Kalk der Brandmauer, was die Einstufung in das mittlere Anisium (Pelsonium) untermauert. Ein weiterer Fixpunkt ist die Beschreibung von Knollen- und Bankkalken der Reifling-Formation an der Nordflanke der Brandmauer durch SPENDLINGWIMMER (1984: 52), die das stratigrafisch Hangende der verkehrt liegenden Abfolge bilden dürften und zur verkehrt liegenden Obertrias der Sulzbach-Decke (Lunzer Sandstein und Opponitzer Schichten, Hauptdolomit) hinzuzurechnen sind. Es bleibt anzumerken, dass der „Wettersteinkalk“ des Weißmauerls nicht existiert, da dort eine Scholle aus Wettersteinkalk nicht anzutreffen ist, sondern eine etwa W–E streichende Folge von vor allem obertriadischen Schichtgliedern (Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein, Opponitzer Schichten, Rauwacke und Hauptdolomit, etc.).

Die Steinalm-Formation der Brandmauer ist vor allem im liegenden Abschnitt (Silbergruben) fossilreich (reine Dasycladaceenkalke (Abb. 15) oder helle, feinschich-

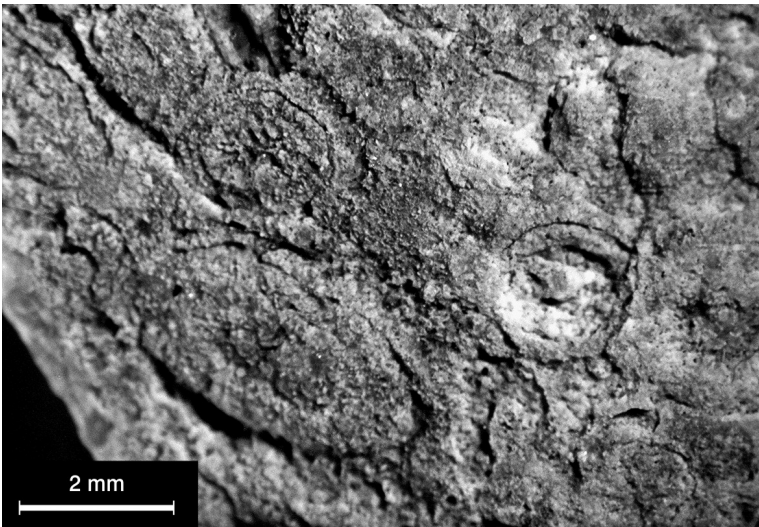


Abb. 15.

Anisischer Dasycladaceenkalk mit nur kleinen Physoporellen (\varnothing 2–4 mm) von der Brandmauer (Steinalm-Formation). Lokalität: Forststraße „Silbergruben“, 1.170 m SH. Foto und Probe: Michael Moser.

tige Kalke mit Crinoiden, Algen, Bivalven und Gastropoden), im Hangenden nimmt die Fossilführung stark ab (nur vereinzelt Dasycladaceen), dafür häufen sich Onkoidkalke und Crinoidenkalke (Encrinite).

Begriffsfassung: GÜMBEL (1861: 221); PIA (1930: 17).

Bildungsmilieu: Karbonatplattform und -rampe in hochlagunärer Fazies.

Fossilinhalt: Brandmäuer, Florkogel, Falkenstein, Prochenberg (ÖK 71), Schwarzenberg bei Türnitz (ÖK 73): Dasycladaceen (*Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKÝ, *P. pauciforata* var. *gemerica* BYSTRICKÝ, *P. pauciforata undulata* PIA, *P. pauciforata sulcata* BYSTRICKÝ, *P. dissita* PIA, *P. varicans* PIA, *Oligoporella pilosa* PIA, *O. pilosa varicans* PIA, *Teutloporella peniculiformis* OTT, *Pontecella helvetica* PIA (GÜVENC), *P. hexaster* PIA (GÜVENC), *Anisoporella anisica* OTT), Crinoiden, Gastropoden, Bivalven, Foraminiferen.

Alter: Pelsonium, Anisium, Ladinium (Mitteltrias).

Mächtigkeit: 80–100 m.

90 Reifling-Formation (Hornsteinknollenkalk; oberes Anisium–Ladinium)

Die Reifling-Formation setzt sich aus dunkel- bis mittelgrauen, dm-gebankten, knollig-wellig schichtigen, mikritischen Hornsteinknollenkalcken (Filamentmikriten) mit Mergellagen (grüne Tonmergel der Partnach Schichten und ockergelbe-gelbgrüne Tuffite) zusammen (Abb. 16). Nach WAGNER (1970) kann man eine Untere Reifling-Formation des Anisiums (dunkelgrau, wellig-schichtig, fossilreich, Mergellagen) und Obere Reifling-Formation des Ladiniums (mittelgrau, knollig oder dickerbankig) unterscheiden. Die Reifling-Formation ist ein typisches Beckensediment mit pelagischen Faunenelementen (Filamente, Ammoniten, Radiolarien, Schwammnadeln, Conodonten). Ein wichtiges Element der Reifling-Formation sind ockergelbe oder



Abb. 16.

Dezimeter-gebankter bis dickbankiger, wellig-schichtiger, mittelgrauer, mikritischer Hornsteinkalk (Radiolarien führender Filamentmikrit) der Oberen Reifling-Formation in der verkehrt liegenden Sulzbach-Decke. Lokalität: Nördlicher Wandfuß der Brandmäuer, Forstweg, 1.080 m SH. Foto: Michael Moser.

grüne Tuffitlagen. Diese stammen vom intermediär bis basischen, mitteltriassischen Vulkanismus in den Südalpen ab (PLÖCHINGER & WIESENER, 1965: 66) und sind in vielen anderen Beckensedimenten der Ostalpen ebenso nachweisbar (Trachyt, Trachyandesit, Dazit, Biotitandesit). Der erste Tuffit-Horizont liegt im obersten Anisium (Illyrium), alle weiteren Tuffithorizonte liegen im Ladinium. In den jeweils liegendsten Tuffitschichten lassen sich Biotit, Feldspat (Sanidin, Plagioklas), Tonminerale (Serizit, Montmorillonit) und Quarz erkennen.

Begriffsfassung: HAUER (1853: 723).

Bildungsmilieu: Pelagische Beckenfazies.

Fossilinhalt: Ybbssteinbach bei Göstling (ÖK 71), Gstettnerberg bei Lunz (ÖK 71), Klausgraben bei St. Anton/Jeßnitz: Ammoniten (*Ptychites studeri* HAU., *Flexoptychites flexuosus* MOJS., *Paraceratites trinodosus* HAU., *Protrachyceras steinmanni* MOJS., *Acrochordiceras carolinae* MOJS., *Norites* sp., *Gymnites* sp.), Bivalven (*Daonella lommeli* WISSMANN, *D. indica* BITTNER, *D. cassiana* KITTEL, *Halobia intermedia* MOJS., *H. vixaurita* KITTEL), Brachiopoden (*Tectractinella trigonella* SCHLOTH., *Rhynchonella trinodosi* BITTNER, *R. decurtata* GIR., *Mentzella mentzeli* DUNKER, *M. köveskalliensis* SUESS.), Radiolarien, Ostrakoden, Foraminiferen (*Pseudonodosaria obconica* REUSS, *Lingulina* sp., *Austrocolomia* sp.), Crinoiden (*Dadocrinus gracilis* BUCH), Fischzähne, Conodonten, Schwammnadeln, Holothurien.

Alter: Illyrium bis Cordevolium (oberes Anisium bis unterstes Karnium, Mitteltrias).

Mächtigkeit: 150 m.

89 Partnach-Formation (oberes Anisium–Ladinium)

Im Folgenden wird die Partnach-Formation nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Partnach Schichten bezeichnet.

Die grünen oder grauen, dünnschieferigen, stengelig brechenden, Bactryllien (Kotpillen) führenden Tonmergel und Mergelschiefer der Partnach Schichten finden sich als bis zu 10 m mächtige Einschaltungen in der Oberen Reifling-Formation des oberen Langobardiums. Erreichen die Mergel unter Einschaltung nur dünner, dunkelgrauer, brekziöser Kalkbänkchen größere Mächtigkeit, so spricht man (wie in den westlichen Kalkalpen) auch bei den Kalken von Partnach Schichten. Das stratigrafische Alter der Partnachmergel und -kalke umfasst nach KRYSŤYN (mündliche Mitteilung) nur das obere Langobardium.

Begriffsfassung: GÜMBEL (1858).

Bildungsmilieu: Feinklastisch-terrigen beeinflusste Beckenfazies.

Fossilinhalt: Steinbühel-Beikogel und Frankenfels: Bivalven (*Halobia vixaurita* KITTEL, *Daonella cassiana* KITTEL), *Bactryllium schmidtii* HEER.

Alter: Langobardium, Ladinium (Mitteltrias).

Mächtigkeit: 10–20 m.

88 Reingraben-Formation (Schiefer-ton; Karnium)

Im Folgenden wird die Reingraben-Formation nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Reingrabener Schiefer bezeichnet.

Die Reingrabener Schiefer treten meist an der Basis des Lunzer Sandsteins auf. Sie setzen sich aus dunkelgrau-schwarzen, blätterig oder griffelig zerfallenden Tonsteinen und Tonschiefern zusammen. Gelegentlich können auch Mergel mit Einschaltungen feinkörniger Sandsteine ausgebildet sein. Ein typisches Element der Reingrabener Schiefer sind Sphaerosideritknollen, das sind kugelige Eisenkarbonat-Konkretionen. Die dunkelgraue-schwarze Farbe der an organischem Material reichen, Pyrit führenden Tonsteine lässt auf anaerobe Ablagerungsbedingungen schließen.

Begriffsfassung: HAUER (1853: 727).

Bildungsmilieu: tonig-pelagische, anoxische Beckenfazies.

Fossilinhalt: Polzberg bei Lunz, Preslhof bei Türnitz (ÖK 71): Bivalven (*Halobia rugosa* GÜMBEL), Ammoniten (*Carnites floridus* WULFEN), Gastropoden, Arthropoden, Fische, Foraminiferen, Ostrakoden, Crinoiden.

Alter: Julium, unteres Karnium (Obertrias).

Mächtigkeit: 50 m.

87 Lunz-Formation (kalkfreier, feinkörniger Sandstein oder Arkose, Schiefer-ton, Steinkohle; Karnium)

Im Folgenden wird die Lunz-Formation nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Lunzer Sandstein bezeichnet, da zum Lunzer Sandstein kein Typprofil existiert, anhand dessen eine Formation nach den Regeln der Stratigrafie definierbar wäre.

STUR (1885) und GEYER (1908) unterschieden innerhalb der Lunzer Sand- und Tonsteine über dem basalen Tonsteinhorizont (Reingrabener Schiefer) einen „Liegend- oder Hauptsandstein“, darüber die „Pflanzen und Kohle führenden Schiefer-tone“ und schließlich einen „Hangendsandstein“. Die Lunzer Sandsteine sind meist feinkörnig und etwas tonig (Abb. 17). Nach sedimentpetrografischen Untersuchungen durch BEHRENS (1973) soll die Feinsandfraktion überwiegen. In der Zusammensetzung der Sandsteine dominieren Quarz und Feldspat (vorwiegend Orthoklas), während die Glimmer (Illit, Biotit, Chlorit) und lithischen Fragmente zurücktreten. Das Schwermineralspektrum mit Zirkon, Turmalin, Granat und viel Apatit verrät ein granitoid und höhermetamorph zusammengesetztes Einzugsgebiet im Nordosten



Abb. 17.

Graubrauner, feinkörniger, karbonatfreier Lunzer Sandstein. Lokalität: Brandebewald, 1.020 m SH. Foto: Michael Moser.

(„Vindelizisch–Böhmisches Land“). Die genaue sedimentpetrografische Ansprache (nach FÜCHTBAUER, 1959) des Lunzer Sandsteins wäre demnach „tonarme Arkose“ oder „tonarme Feldspatgrauwacke“. Bei der Überprüfung des Karbonatgehaltes mit verdünnter Salzsäure erweisen sich die Sandsteine meist als karbonatfrei. Die Gesteinsfarbe ist grau, im angewitterten Zustand hingegen sind die Sandsteine immer braun. Gelegentlich können in den Lunzer Sandsteinen Sedimentstrukturen wie gradierte Schichtung, Schrägschichtung, Flaserschichtung, Rippelschichtung, Wickelschichtung, Parallelschichtung sowie Stoß-, Schleif-, Zopf- und Strömungsmarken beobachtet werden. In den hangenden Lunzer Sandstein eingeschaltet finden sich Schiefertone und vor allem Kohleschiefer und geringmächtige Kohleflöze, die in der Vergangenheit eine wichtige wirtschaftliche Bedeutung hatten (Kapitel 9.4). Auch ist der Lunzer Sandstein für seinen Reichtum an Pflanzenfossilien bekannt. In der Lunzer Flora dominieren Farne, Schachtelhalme und Cycadophyten. In den feinkörnigen Sandsteinen sind stets Pflanzenhäcksel enthalten.

Begriffsfassung: LIPOLD (1863: 72).

Bildungsmilieu: Seichte, zum Teil brackische, siliziklastische Delta-Ablagerung in Form von Suspensions- oder Trübeströmen.

Fossilinhalt: Kohlebergbaue bei Lunz und Gaming (ÖK 71, ÖK 72): Pflanzenfossilien (*Equisetites arenaceus* JÄG., *Alethopteris lunzensis* STW., *A. meriani* BRONGN., *Pterophyllum lunzensis* STUR, *P. lipoldi* STUR, *P. meriani* HEER, *P. jägeri* BRONGN., *Zamites lunzensis* STUR), Bivalven (*Anoplophora lettica* QUENST.), Gastropoden, Krebse (*Esteria minuta* GOLDF.).

Alter: Julium, unteres Karnium (Obertrias).

Mächtigkeit: 350 m.

86 Opponitz-Formation (gelblichgrauer, z.T. dünngeschichteter Kalk und Mergel, Rauwacke, Brekzie; Karnium)

Im Folgenden wird die Opponitz-Formation nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Opponitzer Schichten bezeichnet, da zu den Opponitzer Schichten kein Typprofil existiert, anhand dessen eine Formation nach den Regeln der Stratigrafie definierbar wäre.

Die Opponitzer Schichten setzen sich aus braungrauen oder mittelgrauen, feinkörnig-feinspätigen, manchmal bituminösen, teils massigen, teils meist gut gebankten, ebenflächigen oder wellig-schichtigen, mitunter löchrig-„luckigen“, tonigen Kalken (Abb. 18) und Mergelkalken mit grauen Mergellagen, Gips- und Anhydrit führenden Rauwacken, Brekzien und laminierten Dolomiten zusammen. In den Kalken können flachmarine Ooidkalke und Stromatolithrasen angetroffen werden. Die Sedimente der Opponitzer Schichten sind zum Teil im ruhigen, zum Teil im bewegten, sehr seichten Flachwasser in Landnähe abgelagert worden. Gelegentlich können in den Opponitzer Schichten Hornsteine auftreten, deren Kieselsäure auf die Lösung von Schwammnadeln zurückzuführen ist. Stets führen die Kalke der Opponitzer Schichten einen gewissen Tongehalt (tonige Kalke, Mergelkalke), der sich bei diagenetischer und tektonischer Beanspruchung in der Ausbildung von Tonfasern, Druckflaserung und Styolithen äußert. Die kalkigen Anteile der Opponitzer Schichten neigen stark zur Verkarstung und zur Ausbildung einer zellig-löchrigen Oberfläche. Weiters sind auch die Rauwacken das Ergebnis intensiver Verwitterung von Kalk/Dolomitbrekzien, wobei die rasch verwitternden, kantigen Dolomit-, Mergel- und Gipskomponenten früher herauswittern als die beständigeren Kalkkomponenten. Aus Bohrung ist eine starke Gipsführung der Rauwacken der Opponitzer Schichten bekannt.

Begriffsfassung: LIPOLD (1865: 32).

Bildungsmilieu: Flachmarine, stark feinklastisch-terrigen beeinflusste, karbonatisch-hypersalinare Fazies des Intertidals und Supratidals mit nur geringer Wasserbewegung.

Fossilinhalt: Nattersbach, Mitterlehen (ÖK 71), Stiegengraben (ÖK 71): Bivalven (*Ostrea montis caprillis* KLIPST., *Myophoria fissidentata* WOEHRMANN, *Corbis mellingii* HAUER, *Corbula rosthorni* BOUE, *Gervilleia bouei* HAUER, *Cardita crenata gümbeli* PICHL., *Pecten weissenbachensis* TOULA, *P. hallensis* WOEHRMANN); Stiegengraben (ÖK 71): Brachiopoden (*Spirigera indistincta* BEYRICH, *Amphicyclina haberfellneri*), Crinoiden (*Encrinurus cancellistriatus* BATHER, *Isocrinus* sp. und Stacheln von *Cidaris dorsata* BRAUN, *C. decoratissima* Beyrich), Algen (*Sphaerocodium bornemanni* ROTHPLETZ in Rindenkörnern oder Onkoiden), Gastropoden, Bryozoen, Osttrakoden, Foraminiferen, Schwammnadeln, Fischschuppen.

Alter: Tuvalium, oberes Karnium (Obertrias).

Mächtigkeit: 260 m.

85 Rauwacke, Brekzie

Die Rauwacken in den Opponitzer Schichten sind eine sedimentäre Bildung. Ihre zellig-löchrige Ausbildung (Abb. 19) ist das Resultat einer stark verwitterten Brekzie, deren leichter verwitterbare, kantige Komponenten aus Gips oder Dolomit herausgelöst worden sind. Im Anschlag sind die Rauwacken stets hart und zähe. Außerdem bilden sie gerne lehmige, feuchte Böden.

Begriffsfassung: LIPOLD (1865: 32).

Bildungsmilieu: Hypersalinärer, landnaher, vom offenen Meer weitgehend abgeschnürter Ablagerungsraum mit Intraklastbildung (Kalk-Dolomitm Brekzien) durch Sturmfluten, Beben oder Austrocknung.

Alter: Tuvalium, oberes Karnium (Obertrias).

Mächtigkeit: 60 m.



Abb. 18.

Braungraue Kalke und Mergel der Opponitzer Schichten aus der Lunz-Decke. Lokalität: Erlauf-tal östlich Gehöft Steiner. Foto: Daniel Elster.



Abb. 19.

Zellig-löchrig verwitternde Opponitzer Rauwacke aus der Lunz-Decke. Lokalität: Laubenbach-
gegend, 540 m SH. Foto: Michael Moser.

84 Trümmerbrekzie, Rauwacke

Katakklasezonen im Hauptdolomit sowie Rauwacken markieren Decken- und Schuppengrenzen innerhalb der Lunz-Decke. Stellenweise ist der tektonisch stark zertrümmerte Hauptdolomit völlig zu einem hellen Dolomitsand (Gesteinsmehl) zerrieben.

83 Hauptdolomit (Norium)

Der Hauptdolomit kann als lichtgrauer bis braungrauer, gut gebankter, auch feinschichtiger Dolomit mit Algenlaminiten und gelegentlich bunten (roten, grünen oder gelben) Schiefertton-Mergel-Zwischenlagen beschrieben werden. Er verwittert kleinblockig bis kleinstückig, baut meist steilere Berghänge auf und neigt zur Bildung von kleinen Felswänden und -schrofen. Wie jeder Dolomit bildet er flachgründige und trockene, mit reichlich Gras bestandene Böden. Der Hauptdolomit ist in der Lunz-Decke deutlich mächtiger als in der Frankenfels-Decke.

Begriffsfassung: GÜMBEL (1857: 148).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Lagunenfazies des Intertidals.

Fossilinhalt: Algenmatten, Bivalven (Megalodonten).

Alter: Norium (Obertrias).

Mächtigkeit: 500 m.

82 Kalk/Dolomit-Übergangsschichten (Norium–Rhätium)

Im Hangenden wird der Hauptdolomit kalkig und geht durch Wechsellagerung mit Kalkbänken in den Plattenkalk über. Die kalkigen Dolomite und dolomitischen Kalke haben eine lichtgraue Farbe und sind kompakter als der reine Hauptdolomit.

Begriffsfassung: RUTTNER et al. (1979: 53), RUTTNER (2002: 19).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Lagunenfazies des Intertidals bis Subtidals.

Fossilinhalt: Algenmatten, Bivalven (Megalodonten).

Alter: Norium (Obertrias); das Rhätium dürfte durch Kössener Schichten vertreten sein.

Mächtigkeit: 100–250 m.

81 Plattenkalk (Rhätium)

Als Plattenkalk wird ein braungrauer, ebenflächiger, gut im dm-Bereich gebankter, plattiger Kalk bezeichnet. Er ist stets feinkörnig, kann aber auch Ooide führen (Ooidkalke). Gelegentlich sind Stromatolithe und Lumachellebänke aus kleinen Mollusken beobachtbar.

Begriffsfassung: GÜMBEL (1861: 279, 285).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Lagunenfazies des Subtidals.

Fossilinhalt: Kleine Bivalven und Gastropoden, Algenmatten.

Alter: Norium (Obertrias); das Rhätium dürfte durch Kössener Schichten vertreten sein.

Mächtigkeit: 25–150 m.

80 Gelber Kalk (Rhätium–Unterjura)

Im Hangenden geht der Plattenkalk in einen meist gelblich oder rötlich gefärbten, feinkörnigen, undeutlich gebankten, Crinoiden führenden Kalk über. Lagerweise ist der Kalk fossilreich und enthält Lumachellen und Korallen. Auch Oolithe und Brekzien können beobachtet werden.

Begriffsfassung: RUTTNER (2002: 19).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies und Schwellenfazies.

Fossilinhalt: Zürnerberg (ÖK 71): Crinoiden, Bivalven (*Oxytoma inaequivalve* Sow., *Pecten* sp.), Korallen.

Alter: Rhätium bis Unterjura.

Mächtigkeit: 40 m.

79 Kössen-Formation (dunkler Kalk; Rhätium)

Unter Kössen-Formation werden fossilreiche, gut gebankte, ebenflächige bis leicht knollige, dunkelgraue Kalke und Mergel zusammengefasst, welche die charakteristischen molluskenreichen Lumachelle-Lagen (Tempestite) enthalten. Überwiegen in den Hangendpartien hingegen – bei Fehlen der Mergel – in größerer Mächtigkeit dickbankige, dunkle Kalke, dann spricht man auch von „Puchenstübener Kalk“ (TOLLMANN, 1966: 135). Sehr charakteristisch sind in den dunklen Kalken und Mergeln der Kössen-Formation metermächtige Einschaltungen von „Lithodendronkalken“ (Korallenkalke). SPENGLINGWIMMER (1984: 89f.) führt auch hellgrauen, oolithischen Oberrhätalk an.

Begriffsfassung: SUESS (1852a: 180–181); LIPOLD (1852: 93).

Bildungsmilieu: Mergelige Beckenfazies, kalkige Flachwasserfazies mit Tempestiten und Korallenbänken.

Fossilinhalt: Königsberg (ÖK 71), Puchenstuben: Bivalven (*Rhaeticula contorta* PORTL., *Lima praecursor* QU., *Modiola minuta* GOLDF., *Gervilleia inflata* SCHAFH., *Anomia alpina* WIN., *Cardita austriaca* HAU., *Homomya* sp., *Pecten* sp.), Brachiopoden (*Terebratula gregaria* SUESS, *T. pyriformis* SUESS, *Waldheimia norica* SUESS, *Spiriferina suessi* WINKL., *Rhynchonella fissicostata* SUESS), Korallen (*Retiophyllia* sp., umgelagert), Foraminiferen.

Alter: Rhätium (Obertrias).

Mächtigkeit: 300–400 m.

78 Mergel

Die tonmergelreiche Entwicklung in der Kössen-Formation entspricht den ruhigen Ablagerungsbedingungen eines Intraplattformbeckens. Im Gelände bewirken die Mergel eine Verflachung der Hänge und die Ausbildung von lehmigen Verwitterungsböden.

Bildungsmilieu: Mergelige Beckenfazies.

Fossilinhalt: Bivalven (s.o.), Brachiopoden (s.o.).

Alter: Rhätium (Obertrias).

Mächtigkeit: 10–20 m.

77 Hierlatzkalk (Unterjura)

Der Hierlatzkalk ist stets als roter, manchmal auch lichtgefärbter, grobspätiger Crinoidenspatkalk, gelegentlich mit brachiopodenreichen Gesteinspartien, entwickelt.

Begriffsfassung: SUESS (1852b: 171).

Bildungsmilieu: Seichte Schwellenfazies.

Fossilinhalt: Eggerberg (ÖK 71), Zürnerberg (ÖK 71): Crinoiden, Brachiopoden (*Spiriferina alpina* OPP., *Terebratula andleri* OPP., *Waldheimia mutabilis* OPP., *W. stapia* OPP., *Rhynchonella belemnitica* QUENSTEDT, *R. greppini* OPP., *R. alberti* OPP.), Belemniten (*Belemnites paxillosus* QUENSTEDT).

Alter: Sinemurium bis Pliensbachium, Unterjura.

Mächtigkeit: 40–60 m.

76 Crinoidenspatkalk (Unter- bis Mitteljura)

Es handelt sich hierbei um grau bis dunkelgrau gefärbte, mehr oder weniger Crinoiden führende, deutlich verkieselte Spatkalke mit Hornstein.

Bildungsmilieu: Crinoidenreiche, kieselige Beckenfazies.

Fossilinhalt: Crinoiden, Belemniten.

Alter: Unter- bis Mitteljura.

Mächtigkeit: 50 m.

75 Klauskalk (Mitteljura)

Im Folgenden wird der Klauskalk nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Klaus-Formation bezeichnet.

Als Klaus-Formation wird ein braunroter, hellroter oder weißer Knollenkalk bzw. Flaserkalk mit Filamenten bezeichnet. Dieser kann auch als Spaltenfüllung im Plattenkalk auftreten. Die Filament-Fazies reicht nach BÖHM (1992) vom Toarcium bis in das Callovium.

Begriffsfassung: SUESS (1852b: 171).

Bildungsmilieu: Kondensierte Schwellenfazies.

Fossilinhalt: Oisberg (ÖK 70, ÖK 71), Kreuzkogel (ÖK 71): Ammoniten (*Phylloceras* sp., *Lytoceras* sp., *Haploceras* sp., *Stephanoceras* sp., *Perisphinctes* sp., *Oppelia* sp.), Bivalven (*Posidonia alpina* GRASS., *Bositra buchi* ROEMER), Crinoiden, Brachiopoden, Belemniten.

Alter: Toarcium bis Callovium (Mitteljura).

Mächtigkeit: wenige Meter.

74 Radiolarit, kieseliger Kalk (Oberjura)

In der Sulzbach-Decke werden gut gebankte, wellig-schichtige Kieselkalke mit Hornsteinknollen, die im Hangenden von roten oder graugrünen, dünnbankigen Radiolariten mit Tonschieferlagen (Ruhpoldinger Radiolarit) überlagert werden (Abb. 20), dem basalen Oberjura (Oxfordium) zugeordnet. Auf der Hahns Spitze tritt der rote Radiolarit in größerer Mächtigkeit auf und bildet dort auffällig rot gefärbte Böden.

Begriffsfassung: „Ruhpoldinger Schichten“ bei TRAUTH (1948a: 185).

Bildungsmilieu: Tiefseefazies, teilweise unter der CCD (Calcite compensation depth).

Fossilinhalt: Radiolarien.

Alter: Oxfordium (Oberjura).

Mächtigkeit: 5–40 m.

73 Aptychenkalk und -mergel (geschichtet, z.T. mit Hornstein; Tithonium–Unterkreide)

Im Folgenden wird der Aptychenkalk der Nördlichen Kalkalpen nach der Stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Ammergau-Formation bezeichnet.



Abb. 20.

Roter, etwas kalkiger Radiolarit der Sulzbach-Decke an der Ostflanke der Hahns Spitze, 640 m SH. Foto: Daniel Elster.



Abb. 21.

Dünnbankig-flaserige, mittelgraue, sehr feinkörnig-mikritische, tonige Aptychenkalke (Ammergau-Formation) der Sulzbach-Decke im Erlaufstal, 500 m SH. Foto: Daniel Elster.

Als Aptychenkalke (Ammergau-Formation) werden hellgraue, grünliche oder rötliche, dünnbankige, wellig-flaserige, sehr feinkörnig-tonige, pelagische Kalkmergel und Kalke mit Hornsteinschlieren und -knollen beschrieben (Abb. 21). Die rötlichen Varietäten sind eher in den Oberjura (Tithonium), die grünlichgrauen, mergeligen Varietäten eher in die Unterkreide zu stellen. SPENDLINGWIMMER (1984: 89) führt im Bereich der Deckengrenze der Sulzbach-Decke unmittelbar westlich Puchenstuben (Gehöft Sauprügl-Toreck) neben Aptychenkalken und -mergeln (Schrambach-Formation) auch das Auftreten dunkelgrauen, Pflanzenhäcksel führenden Sandsteines der Rossfeld-Formation an.

Begriffsfassung: TRAUTH (1948a: 169).

Bildungsmilieu: Tonig-mikritische, pelagische Beckenentwicklung.

Fossilinhalt: Lamellaptychen, Belemniten.

Alter: Tithonium bis Berriasium (Oberjura bis unterste Kreide).

Mächtigkeit: mindestens 100 m.

6.1.5. Tiefbajuvarikum

Frankenfels-Decke

72 Opponitz-Formation (Rauwacke; Karnium)

Im Folgenden wird die Opponitz-Formation nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Opponitzer Schichten bezeichnet, da zu den Opponitzer Schichten kein Typprofil existiert, anhand dessen eine Formation nach den Regeln der Stratigrafie definierbar wäre.

In der Frankenfels-Decke des Blattbereiches sind nur an einer einzigen Stelle die Opponitzer Schichten klar zu erkennen und zwar in Form von Rauwacken bei der Örtlichkeit „Im Point“ (Pointmühle) im Bodinggraben. Die Bohrungen, die zur Verlegung der II. Wiener Hochquellenleitung und dem damals in Planung befindlichen „Blassensteinstollen“ in den 1980er Jahren in der Gegend des Greinberges abgeteuft wurden, erbrachten an der Basis der Frankenfels-Decke etliche Meter Bohrstrecke mit erheblichen Mengen Gips. Das legt die Vermutung nahe, dass es sich hier eher um sedimentäre Bildungen handelt, die tektonisch überarbeitet sind. Vielleicht gehören sie auch schon zum Hangenden der Opponitzer Schichten. Die an der Basis der Frankenfels-Decke im Erlauf-Halbfenster auftretenden kalkig-dolomitischen Rauwacken (in der Karte mit der Legendenausscheidung „Trümmerbreccie“ bezeichnet) dürften auf Grund ihrer Gipsführung ebenso den Opponitzer Rauwacken zuzuordnen sein.

Begriffsfassung: LIPOLD (1865: 32).

Bildungsmilieu: Flachmarine, stark feinklastisch-terrigen beeinflusste, karbonatisch-hypersalinare Fazies des Intertidals und Supratidals mit nur geringer Wasserbewegung.

Fossilinhalt: Bivalven (*Ostrea montis caprillis* KLIPST.), Brachiopoden, Crinoiden (*Encrinurus cancellistriatus* BATHER, „*Cidaris*“-Keulen), Ostrakoden, Foraminiferen.

Alter: Tuvalium, oberes Karnium (Obertrias).

Mächtigkeit: hier bis etwa 30 m.

71 Trümmerbreccie, z.T. rauwackig

70 Rauwacke

Kataklysezonen im Hauptdolomit und Rauwacken markieren Decken- und Schuppengrenzen innerhalb der Frankenfels-Decke. Stellenweise ist der tektonisch stark zertrümmerte Hauptdolomit völlig zu einem hellen Dolomitsand (Gesteinsmehl) zerrieben. An Decken- und Schuppengrenzen können sie eine Mächtigkeit von mehreren Zehnermetern erreichen. Zusammen mit den Trümmerbreccien treten auch isolierte Züge von felsbildenden Rauwacken auf. Vielleicht handelt es sich auch schon um hangendste Teile der Opponitzer Schichten.

Mächtigkeit: 40 m.

69 Hauptdolomit (Norium)

Der Hauptdolomit ist die in der Frankenfels-Decke bei weitem vorherrschende Formation. Es ist ein feinkristalliner, dunkelgrauer, bituminöser, gut gebankter, leicht wellig-schichtiger Dolomit. In der Frankenfels-Decke sind bunte (grüne, gelbliche, rote, violette oder schwarze), feinkörnige und feinschichtige Ton- und Sandsteinzwischenlagen („Keuperfazies“), auch mit Pflanzenhäcksel, häufig. An tektonischen Grenzen, wie Schuppengrenzen sowie an der Überschiebungfläche um das Erlauf-Halbfenster herum und am Nordrand gegen die Klippenzone zu, ist er zertrümmert,

rauackig ausgebildet und geht in die auf der Karte gesondert ausgeschiedenen Flächen (70) und (71) über. Diese sind besonders großflächig im Bereich nördlich Kraxenberg und Spoßberg im Nordschenkel der Kreidemulde am Sierningbach. Der Hauptdolomit formt meist eine sehr regelmäßige Morphologie mit Hangneigungen von etwa 30 Grad.

Begriffsfassung: GÜMBEL (1857: 148).

Bildungsmilieu: Flachwasserfazies einer Karbonatplattform, Lagunenfazies des Intertidals.

Fossilinhalt: Algenmatten.

Alter: Norium (Obertrias).

Mächtigkeit: 200 m.

68 Kalkiger Dolomit

In der Frankenfels-Decke geht der Hauptdolomit im Hangenden in einen kalkigen Dolomit über, der hier den Plattenkalk vertritt.

Alter: Norium (Obertrias).

Mächtigkeit: 100 m.

66 Kössen-Formation (dunkler, fossilreicher Kalk; Rhätium)

67 roter Ton darin

Die meist dunkelgrauen bis schwärzlichen Kalke, Mergel und Mergelkalke der Kössen-Formation sind durch ihre dunklen Farbtöne und den reichen Fossilgehalt eine markante Formation der Frankenfels-Decke (Abb. 22). Die Mikrofazies ist ge-



Abb. 22.

Fossilreicher Lumachellekalk (v.a. Bivalven) aus der Kössen-Formation westlich Gehöft Rottenstein (860 m) (Rollstück aus Bauaushub). Foto: Michael Moser.

kennzeichnet durch den zerkleinerten Biodebitus aus Schalen und Echinodermen, der in den angewitterten Gesteinsoberflächen meist gut erkennbar ist. Charakteristisch sind die Korallenkalke mit den Stöcken der Koralle *Retiophyllia* sp. Stellenweise, so an der Straße von Scheibbs Richtung Blassenstein bei Schwarzenberg oder in der Katastralgemeinde Gärtenberg, ist roter Ton innerhalb der Kössen-Formation auffallend.

Begriffsfassung: SUESS (1852a: 180–181).

Bildungsmilieu: Mergelige Beckenfazies, kalkige Flachwasserfazies mit Tempestiten und Korallenbänken.

Fossilinhalt: Nattersbach bei Frankenfels, Hundsdorf/Pielach (ÖK 73): Bivalven (*Rhaeticavicula contorta* PORTL., *Lima praecursor* QU., *Modiola minuta* GOLDF., *Gervilleia inflata* SCHAFH., *Anomia alpina* WIN., *Cardita austriaca* HAU., *Homomya* sp., *Pecten* sp.), Brachiopoden (*Terebratulina gregaria* SUESS, *T. pyriformis* SUESS, *Waldeimia norica* SUESS, *Spiriferina suessi* WINKL., *Rhynchonella fissicostata* SUESS, *Rhaetina gregaria* SUESS), Korallen (*Retiophyllia* sp., umgelagert), Foraminiferen.

Alter: Rhätium (Obertrias).

Mächtigkeit: 60–100 m.

65 Schattwald-Formation (dunkelroter Schieferton; Rhätium/Unterjura-Grenze)

Zwischen der fossilführenden Kössen-Formation im Liegenden und der hangenden Allgäu-Formation („Liasfleckenmergel“) treten auf einer Distanz von wenigen Metern rotbraune Schiefertone sowie weinrote, schmierige Mergel und Glimmer führende, grünlichgraue-rote Tonschiefer auf, die auch für rote Bodenfärbung verantwortlich sind. Die Tonsteine sind sehr fossilarm und werden allgemein an die Trias/Jura-Grenze gestellt.

Begriffsfassung: REISER (1920: 91).

Bildungsmilieu: Stark terrigen-feinklastische (sandig-glimmerige) Beckenentwicklung.

Alter: Unterstes Hettangium (Unterjura).

Mächtigkeit: 2–3 m.

64 Allgäu-Formation (Fleckenmergel; Unterjura)

Die Allgäu-Formation besteht hier fast ausschließlich aus dunkel gefleckten, dunkelgrauen, gut geschichteten Mergeln und Hornstein führenden dunklen Mergelkalken (Abb. 23) mit den charakteristischen, auf Bioturbation durch Würmer (Anneliden) und deren Kotfüllungen in den Fress- und Wohnbauten zurückgehenden, dunklen Flecken („Lias-Fleckenmergel“). Im Lehener Graben, 600 m nördlich des Zentrums von Frankenfels, steht an der Straße ein harter Tonmergel an, der dort an einer Störung zwischen buntem Jurakalk steckt. Er besteht fast zur Gänze aus der Nannoplanktonart *Schizosphaerella punctulata* des Unterjura, die hier gesteinsbildend ist (det. H. STRADNER), eine interessante Fazies in der Allgäu-Formation.

Begriffsfassung: GÜMBEL (1856: 9).

Bildungsmilieu: Mergelig-kieselige Beckenentwicklung in ruhigem Wasser mit Sauerstoffarmut.

Fossilinhalt: Buchberg, Gehöft Wohlfahrtsschlag: Ammoniten (*Arietites nodotianus* D'ORB., *A. raricostatus* ZIEL., *A. tardecrescens* v. HMT., *Barpaceras medians* REIN., *Phylloceras partschi* STU., *Amaltheus margaritatus* MONT., *Aegoceras brevispina* ORB.), Brachiopoden (*Spirifer* sp.), Bivalven, Crinoiden, Schwammnadeln, Ostrakoden.



Abb. 23.

Grauer, bioturbater Fleckenmergel der Allgäu-Formation mit „Fukoiden“ am Gschwandtnerberg bei Losenstein (ÖK-Blatt 69 Großraming). Foto: Michael Moser.

Alter: Hettangium bis Aalenium, Unterjura.

Mächtigkeit: etwa 50 m.

63 „Suturenkalk“

Als „Suturenkalk“ wurde von Anton Ruttner im Bereich der Kreidemulde am Sierningbach ein hellbräunlichgrauer, massiger, Hornstein führender, geringmächtiger Kalk ausgeschieden, der, frisch angeschlagen, feine, dunkle Suturen zeigt. Zusammen mit dem hangenden dünngeschichteten, flaserig-knolligen Rotkalk wird der „Suturenkalk“ zu den extrem kondensierten Schichtgliedern gezählt. FENNINGER & HOLZER (1970) beschreiben den „Suturenkalk“ mikrofaziell als Intraklasten führende Oopelmikrite mit Protoglobigerinen, milioliden Foraminiferen, Gastropoden, Crinoiden und Algen (*Globochaete alpina*). Demnach dürfte der „Suturenkalk“ das Oxfordium vertreten, nachdem in seinem Hangenden *Saccocoma* AGASSIZ führende Flaserkalke des Kimmeridgiums auftreten. Ein Vergleich mit dem „Mikritoidkalk“ (Reitbauernmauer-Formation) des Bajuvarikums bietet sich an.

Begriffsfassung: RUTTNER (1954: 71).

Bildungsmilieu: kondensierte Schwellenfazies.

Fossilinhalt: Foraminiferen, Radiolarien, Gastropoden, Crinoiden, Algen.

Alter: Oxfordium, Oberjura.

Mächtigkeit: wenige Meter.

62 Roter Flaserkalk

Dieser wurde von Anton Ruttner im Bereich der Kreidemulde am Sierningbach und der Peutenburger Enge (im Erlaufstal zwischen Miesenbach und Grafenmühl)

ausgeschieden, wo er an Stelle der dort weitgehend fehlenden Ammergau-Formation (Aptychenkalk) auftritt. FENNINGER & HOLZER (1970) beschreiben den dünngeschichteten roten Flaser- und Knollenkalk als Biomikrit mit Radiolarien, *Saccocoma* AGASSIZ, Brachiopoden, Crinoiden, *Globochaete alpina*, Foraminiferen (Protoglobigerinen) und Aptychen. Altersmäßig wird der Rote Flaserkalk in das Kimmeridgium bis unteres Tithonium gestellt. Im 17. und 18. Jahrhundert wurde der bunte Kalk als „Peutenburger Marmor“ für sakrale Gegenstände abgebaut.

Begriffsfassung: RUTTNER (1952).

Bildungsmilieu: Kondensierte Schwellenfazies.

Fossilinhalt: Radiolarien, Saccocomen, Brachiopoden (*Pygope diphya* COL.), Crinoiden, Aptychen, Belemniten-Bruchstücke, Foraminiferen.

Alter: Kimmeridgium bis unteres Tithonium (Oberjura).

Mächtigkeit: 10 m.

61 Bunter Kalk (Mittel- bis Oberjura)

Unter dieser Sammelbezeichnung werden alle jene meist fossilreichen „Bunten Kalke“ unterschiedlicher Fazies des Mittel- bis Oberjura zusammengefasst, die wegen ihrer geringen Mächtigkeit bzw. Verbreitung nicht gesondert ausgeschieden werden können. Sie bilden aber immer ein markantes, durch Felsbildung hervorstechendes Merkmal im Landschaftsbild. Sie wurden zunächst am ehesten unter dem Begriff „Steinmühlkalk“ (TRAUTH, 1948a) zusammengefasst. Im Einzelnen kann man darunter rotbraune, mikritische Filamentkalke mit Eisen/Mangan-Krusten (Klaus-Formation, Mitteljura, im Steinbruch nordwestlich Jeßnitzhof), rote, Radiolarien führende Kiesel- und Hornsteinkalke (Radiolarite, Oxfordium), rote, biomikritische

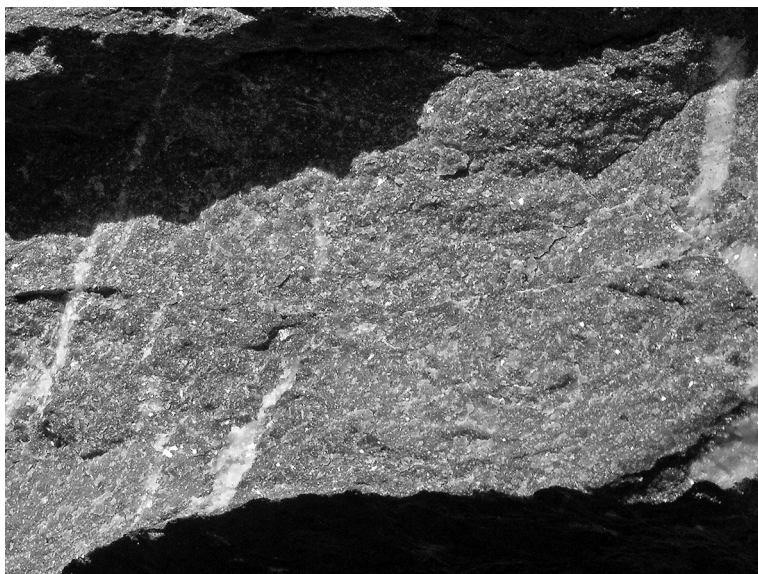


Abb. 24.
Roter Crinoidenspatkalk zwischen Gehöft Lehen und Gehöft Graben (540 m). Foto: Michael Moser.

Saccocomenkalke (Tegernseer Kalk, Kimmeridgium) sowie mikritische Calpionellenkalke (Haselbergkalk, Tithonium–Berriasium) und spätige Crinoidenkalke (Mühlbergkalk, Oberjura, Abb. 24) verstehen (FLÜGEL, 1967). Nördlich von Frankenfels im Gebiet der Höfe Schrambach bis Rottenstein (Kote 884 m) im nordöstlichen Eck der Karte haben diese Kalke auffallend dünne, kieselige Bänke eingeschaltet, die offenbar in einem örtlich begrenzten tieferen Bereich der CCD (Calcit-Lysokline) zur Ablagerung kamen.

Bildungsmilieu: Kondensierte Schwellenfazies neben tieferen Beckenbereichen.

Fossilinhalt: Crinoiden, Bivalven, Ammoniten (Jeßnitzhof: *Phylloceras zignodianum* D'ORB., *Perisphinctes villanoides* TILL), Aptychen, Brachiopoden (*Terebratula diphya* COL.), Radiolarien, Schwammnadeln, Foraminiferen, Ostrakoden, Algen (*Globochaete alpina*), Saccocomen (*Saccocoma* AGASSIZ), Calpionellen, Fischzähne.

Alter: Bajocium bis Tithonium, Mittel- bis Oberjura.

Mächtigkeit: 40 m (insgesamt).

60 Aptychenkalk, Fleckenmergel (Tithonium–tiefere Unterkreide)

Im Folgenden wird der Aptychenkalk der Nördlichen Kalkalpen nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Ammergau-Formation bezeichnet.

Die Aptychenkalke (Ammergau-Formation) der Frankenfels-Decke sind deutlich dünn- bis mittelbankige, hellgraue, weißlich verwitternde, an der Basis auch rötliche, gelegentlich Hornstein führende Kalkmergel und Kalke mit Tonbestegen auf den Schichtflächen. Die weite Verbreitung in den Südhängen des Frankenfelder Berges ist durch deren fast hangparallele Lagerung bedingt.

Begriffsfassung: TRAUTH (1948a: 169).

Bildungsmilieu: Tonig-mikritische, pelagische Beckenentwicklung.

Fossilinhalt: Windhag (östlich Gft. Bruck) bei Frankenfels: Aptychen (*Aptychus depressus* VOLTZ.).

Alter: Tithonium bis Berriasium (Oberjura bis Unterkreide).

Mächtigkeit: 100 m.

59 Tektonischer Mischbereich von Schrambach-Formation, Aptychenkalk und Allgäu-Formation vor der Stirn der Lunz-Decke

An der Deckenstirn der Lunz-Decke westlich des Erlauftales zwischen Schneekogel und Naschenberg befindet sich eine schmale Scherzone und Schuppenzone aus grauen Tonmergeln, Mergeln und Kalkmergeln, in denen schmale Späne von verschiedenen Jurakalken stecken.

Alter: Jura bis Unterkreide.

Mächtigkeit: 100 m.

58 Schrambach-Formation (Tonmergel bis Kalkmergel; höhere Unterkreide)

Dünnschichtige, hell verwitternde, grüngraue oder gelbgraue, Hornstein führende Tonmergel und Kalkmergel, seltener auch Fleckenmergel und Mergelschiefer der Frankenfels-Decke werden als Schrambach-Formation bezeichnet (Abb. 25). Im hangenden Abschnitt der Schrambach-Formation schalten sich zunehmend feinsandige Mergel und schließlich dm-dicke Sandsteinlagen ein, die zu der nicht exakt abzutrennenden Rossfeld-Formation überleiten.



Abb. 25.
Graue Kalkmergel und Mergelschiefer der Schrambach-Formation; Straßenaufschluss in der Rosenbühelrotte, 650 m SH. Foto: Michael Moser.

Begriffsfassung: LILL VON LILIENBACH (1830: 159).

Bildungsmilieu: Mergelige Beckenfazies unterhalb der ACD (aragonite lysocline).

Fossilinhalt: Ammonitenabdrücke, Aptychen (*Lamellaptychus didayi* COQU.), Belemniten-Steinkerne, Echinodermen, Schwammnadeln, Radiolarien, Foraminiferen, Nannofossilien (Coccolithen und Dinoflagellaten-Zysten), Spurenfossilien (*Zoophycos*, *Chondrites*, *Planolites*).

Alter: Berriasium bis Valanginium (tiefere Unterkreide).

Mächtigkeit: 80–100 m.

57 Rossfeld-Formation (kalkhaltiger, geschichteter Sandstein; höhere Unterkreide)

Die Rossfeld-Formation besteht aus harten, dunkelgrauen, kalkigen Quarzsandsteinbänken (Abb. 26) unterschiedlicher Mächtigkeit, in die dünne Lagen sandiger Mergelschiefer eingelagert sind. An den Schichtflächen erkennt man Pflanzenhäcksel und Kriechspuren. Das Schwermineralspektrum ist gekennzeichnet durch meist Zirkon- und Apatitdominanz bei weitgehendem Zurücktreten von Granat und einen erheblich hohen Chromspinell-Gehalt.

Begriffsfassung: LILL VON LILIENBACH (1830: 167).

Bildungsmilieu: Trübeströme („turbidity currents“) eines kleinräumigen Tiefseefächersystems.



Abb. 26.

Dunkelgrauer, braun verwitternder, feinkörniger Sandstein der Rossfeld-Formation. Straßenaufschluss in der Rosenbühelrotte (Straßenkehre in 580 m SH). Foto: Michael Moser.

Fossilinhalt: Ammoniten (*Neocomites neocomiensis* ORB., *Olcostephanus astierianus* ORB.), Belemniten, Aptychen (*Lamellaptychus angulocostatus* PET., *L. inflexicosta* TRAUTH), Foraminiferen (Sandschaler, Nodosariidae, Lenticulinen), Radiolarien, Ostrakoden, Echinodermen, Nannofossilien (Dinoflagellaten-Zysten), Pflanzenhäcksel, Spurenfossilien.

Alter: Valanginium bis Barremium (höhere Unterkreide).

Mächtigkeit: etwa 80 m.

56 Losenstein-Formation (Konglomerat)

Die Losenstein-Formation ist durch oft metermächtige Konglomeratbänke ausgezeichnet. Dazwischengeschaltet sind dunkelgraue, feinsandige Schiefertone und sandige, Geröll führende Kalkmergel mit dunkelgrauen, flyschähnlichen turbiditischen Sandstein- und Konglomeratbänken. Die Komponenten der Konglomerate sind gut gerundet, schlecht sortiert und zeigen viel kalkalpenfremdes, „exotisches“ Material, wie grüne oder rote Quarzporphyre, basische Vulkanite, weiße Quarze und Quarzite, schwarze Lydite und Seichtwasserkalke der Unterkreide („Urgon-Kalke“). Nicht selten können auch Gerölle verschiedener Größe in den Mergeln stecken (= Geröllpelite, „Rosinenmergel“, Abb. 27). Die zähen Sandsteine (lithische Wacken) sind ebenso schlecht sortiert und unreif, matrixreich, reich an Pflanzenhäcksel und setzen sich hauptsächlich aus metamorphen Gesteinsbruchstücken (Glimmerschiefer, Quarzite) zusammen. Die Sandsteine zeigen zum Teil typische Strukturen von turbiditischer Sedimentation wie erosive Basis, normal gradierte Schichtung, Parallelschichtung, Rippelschichtung, Wickelschichtung, Strömungsmarken, Schleifmarken, Setzungsmarken und Entwässerungsstrukturen. Das Schwermineralspektrum ist durch einen hohen Prozentsatz von Chromspinell ausgezeichnet.



Abb. 27.

Rotbraun verwitternder, feinsandiger Mergel mit zentimetergroßen Quarzgeröllen und -abdrücken („Rosinenmergel“) aus der Losenstein-Formation im Bereich der Rosenbühelrotte, 660 m SH. Foto: Michael Moser.

Die höheren Anteile der Schrambach-Formation sind ebenso wie die Rossfeld- und Losenstein-Formation in den tektonisch stark gestörten Bereichen gegen die Stirn der Lunz-Decke kartierungsmäßig kaum genau zu trennen.

In der Geologischen Karte 1:50.000 nicht gesondert ausgeschieden wurden die dunkelgrauen Tonmergel der Tannheim-Formation, welche die oberste Unterkreide (Aptium bis Albium) umfassen.

Begriffsfassung: KOLLMANN (1968: 131).

Bildungsmilieu: Grobklastische, tiefmarin-turbiditische und grobdebristische Rinnefüllung (mass deposit, steile submarine Rampe in tektonisch aktivem Gebiet, „slope apron“, slumps).

Fossilinhalt: Ammoniten, Gastropoden, Bivalven, planktonische Foraminiferen (*Hedbergella* sp., *Rotalipora* sp., *Globotruncana* sp.), Großforaminiferen (*Orbitolina* sp.), Nannofossilien (Coccolithen), Pflanzenhäcksel.

Alter: Albium bis Cenomanium.

Mächtigkeit: 200–300 m.

55 Sandstein, Mergel (Aptium–Cenomanium/Turonium)

Graue bis dunkelgraue, feinsandige Tonmergel und Schiefertone mit Zwischenlagen aus grauem, karbonathaltigem, flyschoidem Quarzsandstein werden in die basale Oberkreide gestellt.

6.1.6. Gosau

54 Brauner Siltit, Sandstein (Coniacium–Santonium)

Im Gebiet Ochsenboden treten rote Pelite auf (JARNIK, 1994), die eine wasserstauende Wirkung haben (Quellen). Auch die unruhige Bodenmorphologie und das langsame Bodenfließen werden von den Feinsedimenten beeinflusst.

53 Graues Konglomerat, Sandstein (Coniacium–Santonium)

JARNIK (1994) beschreibt im Bereich der Pfarralm (südöstlich Mariazell) rote Sandsteine mit einem granatreichen Schwermineralspektrum. Daneben treten im Bereich der Pfarralm graue Sandsteine sowie Konglomerate auf – beide sind nicht in der Geologischen Karte (BAUER & SCHNABEL, 1997) eingetragen. Die Konglomerate sind reich an kalkalpinen Geröllen, führen jedoch auch kalkalpenfremdes Material wie Quarzporphyr- und Serpentiniterölle. Graue, kalkige Orbitoidensandsteine und polymikte Konglomerate stehen im Bereich der Teichmühle (ehemalige Haltestelle Rasing – St. Sebastian), östlich Kote 787 m, an. Darüber folgen südöstlich Brunnkogel marine, blaugraue, siltreiche und foraminiferenreiche Kalkmergel mit hohen Chromspinnel-Anteilen im Schwermineralspektrum. Diese sind ebenso nicht in der Geologischen Karte (BAUER & SCHNABEL, 1997) eingetragen.

52 Kreuzgraben-Formation (rotes Konglomerat, Sandsteinlagen; Coniacium–Santonium)

Die basalen Anteile der Gosau-Gruppe stehen an den Kehren der südlichen Ortszufahrt von Mariazell in Form von roten Konglomeraten, Sandsteinen und siltigen Peliten der Kreuzgraben-Formation an (JARNIK, 1994). Die sedimentären Lithofaziestypen der Konglomerate beschreibt sie als Schuttstrom- und braided-stream-Sedimente einer alluvialen Schwemmfächerfazies. Dünnschliffe aus den Sandsteinen zeigen dominant kalkalpines Material, aber auch Quarzporphyr-Detritus. Am Ende des Forstweges südöstlich Brunnkogel in 860–880 m SH – nicht in der Geologischen Karte (BAUER & SCHNABEL, 1997) eingetragen – sowie im Bereich des Köckensattels sind ebenso rote, pelitreiche Konglomerate und Sandsteine der Kreuzgraben-Formation aufgeschlossen. Diese ziehen über den Sattel auch auf ÖK 102 (Aflenz Kurort) hinüber (MOSER, 2013).

Rote, Geröll führende Sandsteine und graue, Exotika führende Konglomerate werden von JARNIK (1994) als reliktsche Blöcke auch aus dem Gebiet Ochsenboden-Farnbodenhütte beschrieben.

Begriffsfassung: WEIGEL (1937: 14).

Bildungsmilieu: Terrestrisch-fluviatile Konglomerate und Sandsteine eines alluvialen Schwemmfächersystems.

Fossilinhalt: Feinkörnige Lagen mit Pflanzenfossilien (Pollen).

Alter: Coniacium bis Santonium (tiefere Oberkreide).

Mächtigkeit: 100 m.

6.2. Penninikum

6.2.1. Schuppenzone vor der Stirn der Frankenfels-Decke

Klippen, Flysch, Ybbsitz-Klippenzone

51 Gresten-Formation (sandiger Kalk, Mergel, Mergelkalk; Unterjura–?Mitteljura)

Die Gresten-Formation umfasst glimmerreiche, fluviatile Sandsteine, Arkosen, sandige Mergel und Mergelschiefer sowie Kohle mit Pflanzenfossilien. Hangend folgen flachmarine, fossilführende sandige Kalke und Brekzien.

In der Schuppenzone unter der Frankenfels-Decke sind aus dem Zusammenhang gerissene Gesteine der Gresten-Formation an zwei Stellen zu finden. Die eine ist am östlichen Ende des Erlauf-Halbfensters im Bach des Saggrabens bei Kote 446, wo graue sandige Schiefer mit Muschelabdrücken auf „Posidonieschiefer“ des mittleren Jura hindeuten. Die zweite Stelle ist das linke Flussufer des Jeßnitzbaches gegenüber dem Hof Hasenöd. Hier sind deutlich feinsandig-glimmerige Tonmergel aufgeschlossen, die schon bei flüchtiger Betrachtung Makrofossilien erkennen lassen (u.a. Ammoniten des Hettangiums–Sinemuriums; SIEBER, 1980; SCHNABEL, 1983a). Eine Schlämprobe erbrachte eine reiche Ostrakodenfauna.

Begriffsfassung: HAUER (1853: 739).

Bildungsmilieu: Feinklastisch, limnisch-fluviatiles und flachmarin karbonatisches Ablagerungsmilieu.

Fossilinhalt: Pflanzen, Bivalven (*Gryphaea arcuata* LAM., *Posidonomya bronni* VOLTZ.), Brachiopoden, Ammoniten (*Arietites bucklandi* QU., *Amaltheus margaritatus* MTF.), Ostrakoden.

Alter: Unterjura.

Mächtigkeit: bis 100 m.

50 Kieselkalk, Radiolarit (Oberjura)

Eine rhythmische Wechsellagerung von dünnbankigem Radiolarit, Kieselkalk und Kieselton, die unterhalb der CCD (calcite compensation depth) abgelagert worden ist. Charakteristisch für diesen tiefmarinen Ablagerungsraum sind Fe/Mn-Krusten hydrothermalen Ursprunges. Nach SCHNABEL (in RUTTNER et al., 1979: 27) und nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) werden diese Radiolarite und Kieselkalke zu der Rotenberg-Formation der Ybbsitz-Klippenzone gezählt. OZVOLDOVA & FAUPL (1993) beschreiben aus der Rotenberg-Formation von Ybbsitz eine Radiolarienfauna, die höheres Callovium bis oberes Oxfordium belegt.

Das auf Kartenblatt Mariazell größte Vorkommen von Radiolarit ist im Westgehänge des Erlauftales gegenüber dem Schloss Neustift unmittelbar südlich der Karstquelle zu finden, von der aus sich die große Sinterterrasse von Neustift entwickelt. Er ist von etwa 380–420 m SH im steilen Waldgebiet als scharfkantiger Grus (Abb. 28) nachweisbar, darüber folgen einige Meter „Aptychenkalk“. Es ist also eine Schichtfolge vorhanden, die am ehesten der Ybbsitz-Klippenzone entspricht. Ein kleines Vorkommen von grünem Radiolarit ist im Ostgehänge des Erlauftales in den Gleitmassen unmittelbar an der Überschiebung der Frankenfels-Decke am Weg nördlich des Hofes Gaisberg sichtbar gewesen, ein weiteres 400 m östlich des Hofes Hasenöd im östlichsten Zipfel des Erlauf-Halbfensters. In dieser Position sind alle diese Vorkommen am ehesten ein Span der Ybbsitz-Klippenzone.

Begriffsfassung: TRAUTH (1948a: 163).



Abb. 28.

Schwarzer, mit Mangankrusten überzogener, scharfkantig verwitternder Radiolarit in einer Schuppe der Ybbsitz-Klippenzone im Erlauf-Halbfenster. Lokalität: Straßenkehre in 420 m SH, 500 m nordwestlich Miesenbach. Foto: Michael Moser.

Bildungsmilieu: Tiefmarine Kiesel- und Radiolariensedimente.

Fossilinhalt: Radiolarien.

Alter: Oberes Callovium bis Oxfordium (Oberjura).

Mächtigkeit: bis 20 m.

49 Aptychenkalk, Fleckenmergel (vorw. Tithonium)

Mikritische Kalke, helle Fleckenmergel und Mergelkalke mit turbiditischen Intervallen. Der Altersumfang kann mit oberem Tithonium bis Berriasium angegeben werden. Der Aptychenkalk tritt im Bereich der Schuppenzone an mehreren Stellen auf, am deutlichsten als Hangendes des Radiolarits südlich des Schlosses Neustift. Sie ist auch nördlich davon gegen den Lueggraben zwischen oberkretazischen Flyschs der Hauptflyschdecke noch verfolgbar, womit seine tektonische Isolierung offenbar ist. Durch den Schichtverband mit dem Radiolarit ist die Zugehörigkeit zur Ybbsitz-Klippenzone wahrscheinlich. Nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) werden Aptychenkalk und Fleckenmergel der Ybbsitz-Klippenzone zur Fasselgraben-Formation gestellt.

Begriffsfassung: TRAUTH (1948a: 164).

Bildungsmilieu: Tonig-mikritische, pelagische Beckenentwicklung.

Fossilinhalt: Aptychen, Calpionellen, Radiolarien.

Alter: oberes Tithonium bis Berriasium (Oberjura bis Unterkreide).

Mächtigkeit: bis 20 m.

48 Flysch-„Neokom“, z.B. mit bunten Brekzien

Hier in der Position in der Schuppenzone unter der Überschiebung der Frankenfels-Decke ist eine Zuordnung zur Ybbsitz-Klippenzone wahrscheinlich. Nach HOMAYOUN & FAUPL (1992) sowie nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) kann man diese unterkretazischen Flysche zur Glosbach-Formation stellen, nach DECKER (1991: 477) im hangendsten Bereich auch zur Haselgraben-Formation der höheren Unterkreide. Diese karbonatreiche Abfolge setzt sich aus schwarzgrauen, weichen Mergeln und hellgrauen, harten Kalksandsteinbänken mit Tonlagen sowie harten Fleckenmergelbänken zusammen. An einigen Stellen sind dunkel-hellgraue, harte, schiefrige Kalkmergel aufgeschlossen, oft im Verband mit bunten Feinbrekzien. Eine solche Vergesellschaftung ist am ehesten in die Fazies des „Flysch-Neokom“ (Tristel-Formation) zu stellen, wie sie in mehreren tektonischen Einheiten penninischer Flysche auftritt. In den Ablagerungen kann man zwischen dünnbankigen, distalen und dickbankigen, proximalen Turbiditbänken, mit Brekzienlagen (Dolomitbrekzien) an der Basis, unterscheiden.

Begriffsfassung: RICHTER (1957: 165).

Bildungsmilieu: Turbiditische Tiefwasserfazies.

Fossilinhalt: Coccolithen (*Cyclagelosphaera deflandrei* MANIVIT 1966).

Alter: Unterkreide.

Mächtigkeit: wenige Meter.

47 Flysch-Sandstein

In der Schuppenzone unter der Überschiebung der Frankenfels-Decke im Erlauf-Halbfenster ist an mehreren Stellen isolierter Sandstein aufgeschlossen, der wahrscheinlich zur Greifenstein-Decke gehört, dessen Zuordnung aber wegen des fehlenden Schichtverbandes nicht einwandfrei möglich ist.

Bildungsmilieu: Turbiditische Tiefwasserfazies.

Alter: Oberkreide.

Mächtigkeit: bis 200 m.

6.2.2. Rhenodanubischer Flysch

46 Flysch-Gault, Bunte Schiefer

Die Gesteine des „Flysch-Gault“ sind als harte, splittrig brechende, grünliche, glaukonitische, mitunter gradierte Sandsteine und schwarze Glaukonitquarzite („Ölquarzite“) leicht von anderen Gesteinen des Rhenodanubischen Deckensystems zu unterscheiden (Abb. 29). Das Herauswittern der Kalkspatadern gibt den Sandsteinen an der Oberfläche ein „rissiges“ Aussehen. Neben polymikten Brekzien mit schwarzer Grundmasse treten auch dunkle Tonmergel und Tonsteine auf. Auf Blatt Mariazell ist das umfangreichste Vorkommen von „Flysch-Gault“ nördlich des Lueggrabens zu finden. Im Gerinne nordöstlich Hasenöd im Jeßnitzgraben wurden bunte Schiefer beschrieben (SCHNABEL, 1983a: A 51), die eine auf Flysch-Mittelkreide (Aptium bis Cenomanium) hinweisende Foraminiferenfauna von primitiven Sandschalern ergeben hat (?Untere Bunte Schiefer). Dieses und andere Vorkommen konnten wegen der geringen Ausdehnung nicht gesondert auf der Karte ausgeschieden werden und sind in der Legende unter **44** (Flysch, nicht differenziert) eingeschlossen.

Nach WORTMANN et al. (2004) kann für die Gesteine des „Flysch-Gault“ der Formationsname Rehbrengraben-Formation gelten. Für die „Unteren Bunten Mergel“



Abb. 29.

Schwarzer, harter Ölquarzit aus dem „Flysch-Gault“ (Rehbreingraben-Formation) bei Gehöft Pilsenöd (500 m). Foto: Michael Moser.

ist von TEIPEL et al. (2014) der Formationsname Lahnegraben-Formation eingeführt worden. Beide Formationsnamen haben noch nicht Eingang in die Stratigrafische Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) gefunden.

Begriffsfassung: GÜMBEL (1856: 19); WORTMANN et al. (2004); TEIPEL et al. (2014).

Bildungsmilieu: Turbiditische Tiefwasserfazies.

Fossilinhalt: spärlich Foraminiferen (Sandschaler, *Plectrocurvoides alternans* NOTH), Radiolarien, Nannofossilien.

Alter: Aptium bis Albium (oberste Unterkreide).

Mächtigkeit: bis 100 m.

45 Zementmergelserie, Bunte Schiefer (Santonium–Campanium)

Das Hauptgestein der „Zementmergelserie“ ist ein harter, grauer, muschelig brechender, etwas sandiger Kalkmergel mit einer hellen, weißlichen Verwitterungsfarbe. Auf den Schichtflächen der Kalkmergel sind häufig Spurenfossilien (Helminthoideen, Fukoiden, Paläobulla) anzutreffen. Die Kalkmergel stehen in Wechsellagerung mit Kalksandsteinen, die gegen das Hangende an Häufigkeit zunehmen. Nach der neuen stratigrafischen Nomenklatur kann die Zementmergelserie zur Kalkgraben-Formation gestellt werden (EGGER & SCHWERD, 2008). Die Bunte Schiefer, früher „Mittlere und Obere Bunte Schiefer“, heute entweder Seisenburg-Formation (oberes Coniacium–unteres Campanium) oder Perneck-Formation (oberstes Campanium) setzen sich aus roten, grauen und grünen Tonschiefern und Mergeln zusammen. Sie neigen sehr zur Bildung von Hangrutschungen. Die reiche Nannofossilführung in der Zementmergelserie ergab an allen beprobten Vorkommen im Erlauf-Halbfenster ein Alter von Campanium. Der schönste Aufschluss ist der Bahneinschnitt der



Abb. 30.

Mittelgrauer Kalkmergel („Zementmergel“) mit heller Verwitterungsfarbe aus der Kalkgraben-Formation. Lokalität: Aufschluss an der Bahntrasse bei Neubruck nördlich Miesenbach. Foto: Michael Moser.

inzwischen aufgelassenen Bahnstrecke nördlich der Haltestelle bei Neubruck, wo die Zementmergelserie etliche Meter in aufrechter Lagerung sichtbar ist (Abb. 30).

Begriffsfassung: PREY (1949: 125); EGGER & SCHWERD (2008).

Bildungsmilieu: Kalkturbitidische Tiefseefazies.

Fossilinhalt: Foraminiferen (Sandschaler, Globotruncanen), Spurenfossilien (*Chondrites*, *Helminthoidea* oder *Nereites*), Nannofossilien (Coccolithen).

Alter: Santonium bis Campanium (Oberkreide).

Mächtigkeit: bis 350 m.

44 Flysch, nicht differenziert, siliziklastisch (meist Altlenzbach-Formation; Maastrichtium–Paläozän)

Es handelt sich hier meist um Sandstein der Altlenzbach-Formation, welche ja die dominierende Formation in der Hauptflyschdecke in Niederösterreich ist und bis 1.500 m Mächtigkeit erreichen kann. Sie ist hier am Südrand und südlich der Gresten-Klippenzone nur als ein sehr schmaler Streifen zwischen dieser und dem Kalkalpenrand verfolgbar. Im Erlauf-Halbfenster bildet sie immer wieder Rücken zwischen den hier vorherrschenden instabilen und von Schutt bedeckten Hängen. Es sind dickbankige, bräunlich und mürb verwitternde, Glimmer führende, oft auch gradierte Quarzsandsteine mit grauen, weichen Mergelbänken. Als Komponenten im Sandstein können Tonlinsen auftreten („Tongallensandstein“) sowie Pflanzenhäcksel und Kohleschmitzen. Die dünngebankten Mergeleinschaltungen führen oft Fukoiden und können auch größere Mächtigkeiten bis zu 10 m erreichen. Daneben sind auch Kalksandsteine zu erwähnen. Das dominante Schwermineral in

den oberkretazischen Sandsteinen ist der Granat. Namhafte Zirkongehalte können als Hinweis auf paleozäne Anteile in der Altenglach-Formation gewertet werden (SCHNABEL, 1985b: 252).

Bildungsmilieu: Siliziklastisch-turbiditische Tiefseefazies.

Fossilinhalt: Foraminiferen (Sandschaler, spärlich Globotruncanen), Nannofossilien.

Alter: Oberkreide bis Paläogen.

Mächtigkeit: bis 1.500 m (in ungestörter Schichtfolge).

6.3. Ultrahelvetikum: Gresten-Klippenzone

43 Gresten-Formation, inkl. „Posidonienschichten“ (sandiger Kalk, Mergel, Mergelkalk; Unter- bis Mitteljura)

Anteile der Gresten-Formation bilden die stratigrafische Basis der auf ÖK-Blatt 72 Mariazell gerade noch in einem schmalen Streifen am nordwestlichen Blatt- rand reichenden Gresten-Klippenzone. Diese ist hier in mindestens vier aufrecht liegenden Schuppen vorhanden, von denen die erste (nördlichste) am Nordabfall des Lampelsberges noch zur Gänze auf ÖK-Blatt 54 Melk liegt (HÜLS, 1991). Die Gresten-Formation der 2. Schuppe ist am nördlichen Blatttrand noch etwa 100 m im Oberlauf des Feichsenbaches (Robitzboden) und gegen Westen am Nordhang des Berges bis Kote 696 m und zum Gehöft „Unterosang“ verfolgbar. Es sind dunkelgraue bis schwärzliche Sandkalle mit oft gelblich-hellbraun angewitterter Oberfläche mit Bankmächtigkeiten bis zu mehreren Dezimetern, dazwischen gelagert sind dunkel gefleckte Kalle und dunkle feinsandige Mergelschiefer (Abb. 31). Die Mächtigkeit dürfte hier etwa 80 m betragen. Die für die Gresten-Formation typischen Kohlenflöze gibt es hier nicht, sicher war das Ablagerungsmilieu hier in der Scheibbser Fazies schon stärker marin. Gegen das Hangende ist eine Trennung von Gresten-Formation (des „Lias“) und „Posidonienschichten“ (des „Dogger“) als eigenständige Formationen im Sinn moderner stratigrafischer Nomenklatur nicht möglich, der lithologische Charakter der Grestener Fazies und das terrestrisch beeinflusste Ablagerungsmilieu hält bis in den Mitteljura an (FAUPL, 1975).

Anteile der Gresten-Formation bilden auch die Basis der 3. Schuppe im Oberlauf des Feichsenbaches in 480 bis 500 m SH, sie streichen gegen Osten unter dem weitläufigen Rutschgelände beim Gehöft Hundsschlag zum kleinen Graben westlich des Gehöftes Berg, wo Fleckenkalk und dunkler bis bräunlicher schwach sandiger Mergelschiefer mit einer Nannoflora mit *Schizosphaerella punctulata* deutlich aufgeschlossen ist. Ebenso bildet ein geringmächtiger Anteil von Gresten-Formation auch die Basis einer 4. Schuppe im Oberlauf des Lueggrabens südwestlich Sturmlehen bei etwa 620 m SH.

Begriffsfassung: HAUER (1853: 739).

Bildungsmilieu: Fein- bis grobklastisches, limnisch-fluviatiles Ablagerungsmilieu mit küstennahen Sumpfgebieten im Liegenden, küstennah-flachmarines, zum Teil karbonatisches, zum Teil pelitisch-anoxisches Ablagerungsmilieu im Mittelbereich und marine Fazies im Hangendbereich.

Fossilinhalt: Gehöft Hasenöd, Bergwerke um Gresten: Pflanzen (*Equisetetes ungeri* ETT., *Sagenopteris rhoifolia* var. *elongata* GOEPP., *Dictyophyllum nilsoni* GOEPP., *Taeniopteris tenuinella* BRAM., *Pterophyllum andraei* STU.), Bivalven (*Lima* sp., *Pecten* sp., *Gryphaea* sp., *Plagiostoma punctata* SOWERBY, *Posidonia alpina* GRAS., *Posidonomya bronni* GLDF., *Ostrea* sp., *Lucina* sp., *Astarte* sp., *Macrodon* sp., *Cardinia* sp.) Brachiopoden (*Terebratula grestenensis* SUSS., *Rhynchonella austriaca* SUSS.), Ammoniten (*Arietites* sp., *Psiloceras* sp., *Amaltheus margaritatus* MONTF., *Harpoceras opalinum* REIN., *H. murichisonae* SOW., *H. radians* REIN., *Stephanoceras humphresianum*



Abb. 31.

Gresten-Formation: Wechsellagerung von dunkelgrauen, sandigen Tonmergeln mit dunkelgrauen, sandigen und fleckigen Kalkbänken. Lokalität: Klausbachgraben östlich Klausbauer bei 430 m SH (ÖK 72, ÖK 54), 5 km westlich Scheibbs, 430 m SH. Foto: Wolfgang Schnabel.

Sow., *Nautilus subtruncatus* MORR., *Phylloceras kudernatschi* HAU., *P. zignodianum* ORB., *Perisphinctes pronecostatus* TRTH.), Belemniten (*Belemnites acutus* MILLER), Gastropoden, Echinodermen, Crinoiden, Serpeln, Ostrakoden, Spurenfossilien (*Zoophycos*).

Alter: Unter- bis Mitteljura.

Mächtigkeit: bis 250 m.

42 Zell-Formation (grünlichgrauer, schiefriger Tonmergel; Mitteljura)

Im Folgenden wird die Zell-Formation nach der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) als Zeller Schichten bezeichnet.

Zu den Zeller Schichten werden dunkelgrünlichgraue Mergel und Mergelkalke gezählt (Abb. 32), die in den Wiesen entlang der Straße durch den Feichsenbach im Hangenden der Gresten-Formation sichtbar sind. Hier, in der Scheibbser Fazies, ist die zu den Zeller Schichten gerechnete Serie kieseliger als die der Typlokalität bei Waidhofen/Ybbs. Das gleiche Alter, die grünliche Farbe und die Stellung im Profil ließen eine Neubenennung aber nicht nötig erscheinen. Eine detaillierte sedimentologische Beschreibung der Zeller Schichten findet man bei FAUPL (1975: 40–41).

Begriffsfassung: TRAUTH (1954: 105).

Bildungsmilieu: Neritisch-energiearmes und gut durchlüftetes Schelfsediment.

Fossilinhalt: Im Bereich der Typlokalität bei Waidhofen an der Ybbs (ÖK 70): Crinoiden, Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden, Ammoniten (Macrocephaliten, Perisphincten, *Oxynoticeras* sp.), Belemniten.

Alter: Mitteljura (Bathonium).

Mächtigkeit: etwa 20 m.



Abb. 32.

Grünlichgraue, blätterig zerfallende Tonmergel der Zeller Schichten an der Straße Richtung Gehöft Hundsschlag in 470 m SH. Foto: Michael Moser.



Abb. 33.

Rötlich-grüngrauer, scharfkantig brechender, gut gebankter und ebenflächiger Radiolarit aus der Lampelsberg-Formation. Lokalität: Forststraßenaufschluss Nordseite Kote 646 m (Klauskogel, Robitzboden), etwa 500 m SH. Foto: Wolfgang Schnabel.

41 Lampelsberg-Formation (dünnbankiger Radiolarit und Kieselton; Mitteljura)

Die Lampelsberg-Formation besteht aus dunkelgrünen, fleckigen, karbonatfreien gebankten Kieselgesteinen mit Bankmächtigkeiten von durchschnittlich 10 cm, die mit grünen, karbonatfreien Tönen wechsellagern. Sie geht aus den unterlagernden Zeller Schichten durch Abnahme der Karbonatgehalte hervor und erreicht im Typprofil der Forststraße Klauskogel an der nördlichen Blattgrenze im Feichsenbach eine Mächtigkeit von 20 bis 30 m. Sie kann als autochthon-pelagische Beckenablagerung gedeutet werden, die im Mitteljura unterhalb der Kalkkompensationstiefe (CCD) von etwa 2.000 bis 3.000 m Wassertiefe am seit dem Unterjura subsidierenden Kontinentalschelf abgelagert wurde. Eine eingehende Beschreibung und Faziesdeutung ist durch DECKER (1987) erfolgt. OZVOLDOVA & FAUPL (1993) beschreiben aus der Lampelsberg-Formation am Klauskogel (Kote 646 m, BMN 34, RW: 658050, HW: 318400) eine Radiolarienfauna, die tieferes Callovium belegt (Abb. 33). Die Altersstellung dieser kieseligen Gesteine ist noch nicht völlig gesichert, laut WIDDER (1988: 99) aber am ehesten in das Callovium bis Oxfordium einzustufen.

Begriffsfassung: SCHNABEL (1985b: 252).

Bildungsmilieu: Tiefseefazies, teilweise unter der CCD („Scheibbser Fazies“).

Fossilinhalt: Radiolarien.

Alter: Callovium bis Oxfordium (Mittel- bis Oberjura).

Mächtigkeit: 20–30 m.

40 Scheibbsbach-Formation (kieselige und karbonatische Turbiditfolge, tw. bunt; Oberjura)

Die Scheibbsbach-Formation geht aus der unterlagernden Lampelsberg-Formation durch Zunahme der Karbonatgehalte und dem Einsetzen turbiditischer Bänke hervor. Auffallend ist das Einsetzen rot-grünfleckiger kalkhaltiger Radiolarite und Kieselkalke. Die genaue Beschreibung dieser „Scheibbsbach-Schichten“ durch DECKER (1987) rechtfertigte es, diese im Sinne der Empfehlungen zur Handhabung der stratigrafischen Nomenklatur (STEININGER & PILLER, 1999) hier in den Rang einer Formation zu erheben. Als Typprofil wurde von DECKER (1987) das Profil Klauskogel (Kote 646 m) vorgeschlagen, das sich genau an der nördlichen Blattgrenze zum nördlich anschließenden ÖK-Blatt 54 Melk befindet. Es handelt sich demnach um klastische Kalkabfolgen (Konglomerate, Brekzien und Sandsteine), die eine dickbankige, grünliche, kalkig-kieselige Turbidit- bis Fluxoturbiditfazies repräsentieren. Die Bänke zeigen typische Merkmale von allodapischer Sedimentation wie gradierte Schichtung mit grobklastisch-konglomeratischen Basispartien, Wickelschichtung („convolute bedding“) und Lagen radiolaritischer Beckensedimente, die mit Mergelbänken rhythmisch wechsellagern (Abb. 34). Sie wurden in einem tiefmarinen Hangfuß- und Beckenbereich abgelagert, das klastische Material wurde von einem im Norden liegenden Hang geliefert. Aufgrund der Tatsache, dass Kalkbänke der mit Fossilien datierbaren Konradsheim-Formation in die Sedimente der Scheibbsbach-Formation hineinreichen, kann die Scheibbsbach-Formation zumindest gesichert in das Kimmeridgium gestellt werden. Die Scheibbsbach-Formation ist in allen vier Schuppen in unterschiedlicher Mächtigkeit zu finden und auch östlich der Traisen in den Hängen der Rudolphshöhe südlich von Scheibbs.

Begriffsfassung: TRAUTH (1948a: 170).

Bildungsmilieu: Proximal und distal turbiditische Tiefseefazies („Scheibbser Fazies“).

Fossilinhalt: Aptychen (*Lamellaptychus seranonis* COQU.), Radiolarien, Nannofossilien.



Abb. 34.

Scheibbsbach-Formation: gut gebankte und geschichtete allodapische Schuttkalke in rhythmischer Wechsellagerung mit dünnblättrigen Mergellagen. Lokalität: Forststraßenaufschlüsse an der Nordseite von Kote 646 m (Klauskogel, Robitzboden), etwa in 500 m SH. Foto: Michael Moser.

Alter: Oxfordium bis Kimmeridgium (Oberjura).

Mächtigkeit: 50 m.

39 Konradsheim-Formation (Kalkbrekzie, Kalkmergel; Oberjura)

Die Konradsheim-Formation überlagert die Scheibbsbach-Formation, von der sie nicht scharf zu trennen ist. Sie ist hier im Gebiet von Scheibbs gegenüber ihrer Typlokalität westlich von Waidhofen an der Ybbs auch nur eingeschränkt entwickelt. Wieder ist die Forststraße am Klauskogel (Kote 646 m) die hier am besten erschlossene Stelle und sie ist auch nur in dieser zweiten Schuppe kartierungsmäßig ausscheidbar. Bezüglich der Bezeichnung der „Konradsheimer Schichten“ als Formation gilt das im vorigen Abschnitt (40, Scheibbsbach-Formation) Gesagte.

Eine detaillierte Beschreibung und Interpretation der Konradsheim-Formation gibt DECKER (1987). Demnach ist hier im Raum von Scheibbs nur der untere Abschnitt („Untere Konradsheimer Schichten“ – Kimmeridgium) vertreten, also der konglomeratisch-brekziöse Anteil. Es handelt sich um grüngraue, grobbankige, fein- bis grobbrekziöse, matrixarme konglomeratisch-brekziöse Kalke, deren meist kantige bis kantengerundete Komponenten sich aus Mergeln und Kalken der unterlagernden Formationen der Gresten-Klippenzone zusammensetzen (Abb. 35). Gelegentlich kann an den Bänken gradierte Schichtung beobachtet werden. Untergeordnet treten feinturbiditische, kalkig-mergelige Lagen auf. Pelagische Beckensedimente in Form von Kalkmergeln bilden die autochthone Sedimentation. Es sind Hangedimente, die in N-S verlaufenden Rinnen und Canyons abgelagert wurden, sich beckenwärts mit dünnbankigen Zwischenrinnen-Turbiditen und mit



Abb. 35.
Konradshem-Formation: grobklastische, monomikte konglomeratische Brekzie mit Ammoniten- und Belemniten-Bruchstücken. Lokalität: Grobe Lucke (Höhenberg, ÖK 69). Foto: Michael Moser.

pelagischen Kalken verzahnen. Gelegentlich zeigen die Kalke Verkieselungen (Bildung von Hornstein und verkieselten Biogenen), die auf Lösung an Radiolarien zurückzuführen sind. Die Konradshem-Formation ist aufgrund ihrer stratigrafischen Position zwischen Neuhauser Schichten und Blassenstein-Formation und wegen ihres Fossilinhaltes (Ammoniten, Calpionellen) mit Vorbehalt in das Kimmeridgium bis Tithonium zu stellen (TRAUTH, 1948a; EGGER, 1986; WIDDER, 1988).

Begriffsfassung: TRAUTH (1948a: 166).

Bildungsmilieu: Proximal turbiditische Tiefseefazies im Beckenabhang mit Fluxoturbiditen und Turbiditen sowie pelagische Beckensedimente in „Aptychenkalkfazies“.

Fossilinhalt: Grossau bei Konradshem (ÖK 70), Pechgraben bei Großbraming (ÖK 69), Maria Neustift (ÖK 70): Ammoniten (*Phylloceras polyolcus* BEN., *Oppelia* sp., *Perisphinctes* sp., *Aspidoceras acanthicum* OPP.); Lampelsberg (ÖK 54), Reinsberg, Blassenstein (ÖK 54), Reinsberg bei Gresten (ÖK 71), Gresten (ÖK 71): Aptychen (*Lamellaptychus rectecostatus* (PET.) TRTH., *L. beyrichi* (OPP.) TRTH., *Punctaptychus punctatus* VOLTZ., *Laevaptychus latus* (PARK.)); Konradshem (ÖK 70), Gehöft Hochosang: Belemniten (*Belemnites zeuschneri* OPP.), Radiolarien, Schwammnadeln, Bivalven, Crinoiden, Calpionellen (*Calpionella alpina* LORENZ).

Alter: Kimmeridgium bis Tithonium (Oberjura).

Mächtigkeit: bis 30 m.

38 Aptychenkalk, Fleckenmergel (Tithonium–Unterkreide)

Nach TRAUTH (1948a: 162f.) können die den Oberjura (Tithonium) und die Unterkreide („Neokom“) umfassenden Aptychenkalk und -mergel der Gresten-Klippenzone als „Untere und Obere Blassensteinschichten“ bezeichnet werden, für die

gemeinsam sich in der neuesten Literatur die Blassenstein-Formation als Formationsbegriff durchgesetzt hat. Als solche scheinen sie auch in der Stratigrafischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) auf. Sie ist die prominenteste Formation der Gresten-Klippenzone und findet sich auf ÖK-Blatt 72 Mariazell dominierend in allen vier Schuppen und in der Rudolfshöhe südlich von Scheibbs. Die Blassenstein-Formation geht allmählich aus der Konradsheim-Formation durch Zurücktreten der Klastika-Führung hervor. Es sind demnach dichte, mikritische, lichtgraue, weißlich verwitternde, dünnbankige, im unteren Abschnitt Hornstein führende Kalke und Mergelkalke mit reicher Calpionellenführung (Abb. 36), die eine Teilung in einen unteren (oberes Tithonium–unteres Berriasium) und einen oberen Abschnitt (oberes Berriasium–Barremium) gestatten (HÖSCH, 1971): der obere Abschnitt ist im Graben nördlich Gehöft Hundsschlag gut aufgeschlossen und hat stellenweise eine rötliche Farbe, die damit bereits Anklänge an die Buntmergelserie zeigt.

Begriffsfassung: TRAUTH (1948a: 164).

Bildungsmilieu: Tonig-mikritische, pelagische Beckenentwicklung („Scheibbszer Fazies“).

Fossilinhalt: Hochkogel bei Konradsheim, Gehöft Wimlehen (ÖK 70): Aptychen (*Lammellaptychus angulocostatus* PET., *L. didayi* COO., *L. seranonis* COO., *L. mortilleti* PICT. & LOR.), Belemniten (*Belemnites hastatus* BLV., *B. bipartitus* BLV.), Ammoniten (Abdrücke von *Perisphinctes* sp., *Parkinsonia* sp.), Brachiopoden, Calpionellen (*Calpionella alpina* LOR., *C. elliptica*, *Crassicollaria massutiniana*), Echinodermen, Foraminiferen, Radiolarien, Nannofossilien, Spurenfossilien.

Alter: Tithonium bis Aptium (Oberjura bis Unterkreide).

Mächtigkeit: 40–50 m.



Abb. 36.

Feinkörnig-mikritischer, mittelgrauer, plattig-dünnbankiger, toniger Kalk der „Aptychenschichten“ (Blassenstein-Formation) mit der typisch blass-weißlichen Verwitterungsfarbe. Lokalität: Rudolfshöhe bei Scheibbs, 480 m SH. Foto: Michael Moser.



Abb. 37.

Bunte, dünnblättrige Tonmergel der Buntmergelserie im Graben unterhalb Gehöft Hundsschlag, 490 m SH. Foto: Michael Moser.

37 Buntmergelserie; verrutschte Buntmergel

Als „Buntmergelserie“ werden bunte (rote, grüne oder graue), auch gefleckte Tone und Tonmergel, Mergel und Kalkmergel benannt (Abb. 37). Den „harten“, oft morphologisch hervortretenden Jura- bis Unterkreide-Gesteinen der „Klippenkerne“ wird sie auch als „Klippenhülle“ der Gresten-Klippenzone gegenübergestellt. Der stratigrafische Umfang der „Buntmergelserie“ umfasst den Zeitraum von der obersten Unterkreide (Albium) bis in das mittlere Eozän (Lutetium) und schließt – mit oder ohne Schichtlücke – an die unterkretazischen Mergelschiefer der Blasenstein-Formation an. Ein Übergang ist im Graben nördlich Gehöft Hundsschlag gut aufgeschlossen (siehe oben, 38). Die klastische wildfyschartige Hangendserie des Paläogens im oberen Abschnitt der Buntmergelserie ist bisher auf ÖK-Blatt 72 Mariazell nicht gefunden worden, doch befindet sich nur etwa 120 m nördlich der Blattgrenze auf ÖK-Blatt 54 Melk (nördlich Pilsenöd beim Lueggraben) ein solches Vorkommen (FAUPL & SCHNABEL, 1987). Die Buntmergelserie ist meist nur in Bachläufen anstehend sichtbar und neigt zu umfangreichen und oft tiefgehenden Rutschungen. Neben den Gräben um Gehöft Hundsschlag ist sie im Hang nördlich des Lueggrabens verbreitet. Nördlich Gehöft Hundsschlag hat sich eines der in der Oberkreide selten zu beobachtenden dünnen glaukonitischen Sandsteinbänkchen von 4 cm Dicke gezeigt. Es weist eine Schwermineralführung auf, in der Zirkon, Turmalin und Rutil vorherrschen, ein Spektrum, das in der gesamten Schichtfolge der Gresten-Klippenzone auftritt und auf ein vorherrschend granitoides (saureres) Liefergebiet aus Teilen der Böhmisches Masse hindeutet. Die Buntmergelserie ist sehr reich an Mikrofossilien. Hier in der Scheibbszer Fazies weist sie eine sehr reiche sandschalige Foraminiferenführung auf, kalkschaliges Plankton tritt zurück, was auf tieferes Ablagerungsmilieu als in der nördlich gelegenen Waidhofener Fazies schließen lässt.

Begriffsfassung: PREY (1952: 42).

Bildungsmilieu: Äußerer Schelfbereich und Kontinentalhang bis unterhalb der CCD (Calcit-Lysokline).

Fossilinhalt: Gehört Hochosang und Hundsschlag: Hauptsächlich planktonische Foraminiferen und agglutinierende Foraminiferen, seltener Kalk- und Sandschaler (Globotruncanen, Globigerinen, Globorotalien, Ventilabrellen, Hedbergellen, Rotaliporen, Pseudotextularien, Rugoglobigerinen, Rotaliidae, Rzehakina, Nodellum, Trochammina, Uvigerinammina), Radiolarien, Ostrakoden, diverse Nannofossilien (Coccolithen).

Alter: Albium bis Lutetium (oberste Unterkreide bis Paläogen).

Mächtigkeit: 50 m.

6.4. Quartär

6.4.1. Pleistozän

36 Verlehmtter Hangschutt

In manchen Gebieten können größere Areale mit einer bis zu einem Meter dicken, dunkelbraunen, lehmigen Verwitterungsschicht festgestellt werden. Ebenso sind oberflächlich angewitterte Komponenten Zeugen lang einwirkender Verwitterung. Die Wasser stauenden Lehme begünstigen die Bodenbildung von Pseudogleyen.

Riß

Die in den folgenden Legendenausscheidungen der Rißzeit angeführten Sedi-
mentbeschreibungen wurden in erster Linie der recht vollständigen und modernen
Diplomarbeit von GRÖSEL (1996) entnommen.

35 End- und Seitenmoränenmaterial (Moränenwall)

Nach GRÖSEL (1996: 52, 140) und KOLMER (1993: Beilage 3) sind die rißzeitlichen Moränenwälle östlich Wurzenkogel sowie nordwestlich Trettelhof vom Erlaufgletscher aufgeschüttet worden, der wahrscheinlich auch mit dem Eisstrom des Salztales Verbindung hatte. Die Wälle sind während des Bestehens des rißzeitlichen Eisstromnetzes gebildet worden. Die Kämme und Rücken dieser Moränenwälle sind oft abgerundet, was auf eine periglaziale Überformung dieser alten Wallformen zurückzuführen ist (GRÖSEL, 1996: 53). Die glazialen Geschiebe dieser Moränen sind bis etwa einen Meter Tiefe stark angewittert und Dolomitkomponenten zerfallen teilweise aschig oder zeigen stark herausgewitterte Kalzitadern (GRÖSEL, 1996: 55f.). Diese tiefgründige Verwitterung spricht für eine rißzeitliche Bildung der Moräne. Die staffelartige Anordnung der Seitenmoränenwälle zwischen Hansbaueralm und Trettelhof kann auf einen stufenweisen Rückzug der rißzeitlichen Gletscherzunge zurückgeführt werden (GRÖSEL, 1996: 53). Die Moräne selbst ist aus völlig unsortierten und ungeschichteten Lockersedimenten mit kantengerundeten bis gerundeten, zum Teil stark korridierten größeren Geschieben (erratische Blöcke), in einer sandig-schluffigen Matrix (Abb. 38), zusammengesetzt (GRÖSEL, 1996: 55f.). Das Komponentenmaterial mit bunten Jurakalken stammt vom Eisstrom, der vom Plateau des Schwarzkogels „Eiserner Herrgott“, wo Jurakalke (Hierlatzkalk) anstehen, herabfloss und das Becken von Mariazell erfüllte. Eine Verbindung mit einem Eisstrom im Süden im Tal des Grünaubaches und im Tal der Salza ist wahrscheinlich. Die rißzeitlichen Moränensedimente, in ähnlicher Zusammensetzung und mit gleich fortgeschrittener Verwitterung, von der Nordostflanke des Sonnwendko-



Abb. 38.

Matrixreiche Riß-Endmoräne mit kantigen und kantengerundeten Moränengeschrieben. Lokalität: Schottergrube Flesch nordwestlich Mariazell. Foto: GRÖSEL (1996: 112, Foto 24).

gels in 850 m SH (GRÖSEL, 1996: 54f.) belegen, dass die maximale Mächtigkeit des Gletschers etwas größer war.

Der äußerste Endmoränenstand des rißzeitlichen Gletschers ist nach STRZYGOWSKI (1937: 112) und GRÖSEL (1994) knapp nördlich von Mitterbach am Erlaufsee anzunehmen. Endmoränen oder andere Hinweise auf die Erstreckung sind jedoch nicht gefunden worden. Interessanterweise beschreiben STRZYGOWSKI (1937: 116) und SIEBER (1973: A 85) aus den Moränen von Mariazell selten, aber doch, kristalline Geschiebe (Quarzite, Phyllite) und größere Gosaukonglomeratblöcke, die eine Anlieferung des Moränenmaterials unter anderem von Süden (Salzagletscher) und Osten (Tonion-Student-Gletscher) belegen sollen.

Die auf der Karte im Tal des Lackenbaches beim Gehöft Freudental, bei der Dippeleiten und bei der Hirschwand als würmzeitlich ausgeschiedenen Moränenablagerungen und erratische Blöcke aus Dachsteinkalk wurden von GÖTZINGER (1938: 34) und später auch von NAGL (1970: 191) als rißzeitlich eingestuft.

34 Drumlin (Grundmoränenwall)

Als Drumlin wird ein stromlinienförmiger, langgestreckter Hügel bezeichnet, der vornehmlich aus Grundmoränenmaterial besteht. Seine Längsachse verläuft in Fließrichtung des ehemaligen Gletschers.

Der Drumlin (bei der Seerotte) ist nach GRÖSEL (1996: 140) während des Maximalstandes des rißzeitlichen Eisstromnetzes gebildet worden. Der nahezu elliptische Drumlin südöstlich des Mitterbacher Moores zeigt ein sehr dicht gelagertes, stark konsolidiertes, schluffiges Sediment, in dem zahlreich gut gerundete, oft gekritzte Geschiebe eingelagert sind. Neben dem mehr lokalen Material treten als Geschiebe auch Dachsteinkalk und Gosaukonglomerat auf, die von Süden zu beziehen sind.

33 Periglazial verschwemmtes Grundmoränenmaterial

Im Becken des Teicherbauern oberhalb von Rasing beschreibt GRÖSEL (1996: 125) periglazial verschwemmtes Grundmoränenmaterial. Das feinstoffreiche, sandig-kie-

siges Grundmoränenmaterial ist auf dem nordgeneigten Hang, auf dem auch das Gehöft des Teicherbauern steht, deutlich durch periglaziale Umlagerungsprozesse (im Würm) verrutscht und verschwemmt worden und bildet zahlreiche kleine Rutschkörper.

32 Grundmoränenstreu

Verstreutes Moränenmaterial der Rißeiszeit (Wurzenkogel, Riffel, Kleiner Kainz, Mitterbach am Erlaufsee) ist in Form von kleinen, relikthaft erhaltenen Grundmoränenflecken gemeinsam mit halbmetergroßen, erratischen Blöcken aus an der Oberfläche stark korrodiertem Dachsteinkalk oder rotem Jurakalk (Hierlatzkalk) bis maximal 1.050 m SH vorzufinden.

31 Grundmoräne

Rißeiszeitliche Grundmoränen, deren zum Teil facettierte und zugerundete Komponenten stark verwittert und verascht sind sowie unsortiert in einer kompakten, feinstoffreichen tonigen Matrix schwimmen, werden zum Beispiel nach GRÖSEL (1996: 134, 135) aus dem Langtal und vom Kleinen Kainz westlich Mariazell, von St. Sebastian, von der Pfarralm und Kreuzbergsattel südöstlich von Mariazell, vom Bodenbauer und der Hansbaueralm, von der Seerotte und Mitterbach am Erlaufsee, von Weißenbach und schließlich vom Flachbühel beschrieben. Auch im Liegenden der ausgedehnten Eisrandterrassen von Mitterbach und Mariazell können stellenweise noch Grundmoränen des Reiß-Hochglazials angetroffen werden. Die feinstoffreiche Grundmoräne bildet Wasser stauende Senken und Wiesengelände. An manchen Stellen wird das Moränenmaterial von tiefgründigen, rötlichbraunen, lehmigen Verwitterungsdecken verhüllt. Diese können aufgrund periglazial-solifluidaler Prozesse mehrere Meter mächtig werden.

30 Kame

Die langgestreckten Rücken nördlich und südlich der Grubau („Kälberhaldl“) sind nach GRÖSEL (1996: 58) Kame-Bildungen der Rißeiszeit. Er beschreibt daraus stark korridierte und oxidierte, ausgewaschene und gut zugerundete, schlecht sortierte Kiese, deren Bildung er bereits der Eiszerfallsphase des rißeiszeitlichen Salzagleiters zuschreibt. GRÖSEL (1995: 494) und STRZYGOWSKI (1937: 114) deuten dabei beide darauf hin, dass die Basis dieses N-S streichenden Kame-Rückens ursprünglich eine ehemalige „Mittelmoräne“ dargestellt haben könnte, die sich zwischen Salzagleiterscher und dem aus der Erlaufseemulde einmündenden Seitengletscher ausgebildet hätte. Darauf weisen matrixreiche und schlecht sortierte Moränensedimente mit gekritzten Geschieben hin, welche die Kame-Bildung unterlagern.

29 Bänderschlufl (Bottomset von Eisrandterrasse)

Als Bänderschlufl (Abb. 39) wird eine feinkörnige Ablagerung (schluflig, tonig) in stehende Gewässer bezeichnet, die deutlich gebändert ist. Die Bänderung ist auf Änderungen der Korngröße und/oder der Kornzusammensetzung zurückzuführen.

Die Bänderschlufl, die entlang der Erlauf zwischen Mitterbach am Erlaufsee und Mariazell aufgeschlossen sind, könnten das „bottomset“ zu den angrenzenden Terrassenkörpern darstellen, die ausgedehnt nordöstlich Trettelhof zu finden sind. Sie belegen die kurzzeitige Existenz eines Eisrandsees am Ostrand beider Becken. Von SPENDINGWIMMER (1984: 73) werden bis zu einem halben Meter mächtige Einschaltungen von Feintonlagen (Seetone) in den zum Teil konglomerierten Kiesen von Mitterbach und St. Sebastian beschrieben, die auf Stillwasserperioden hinweisen.

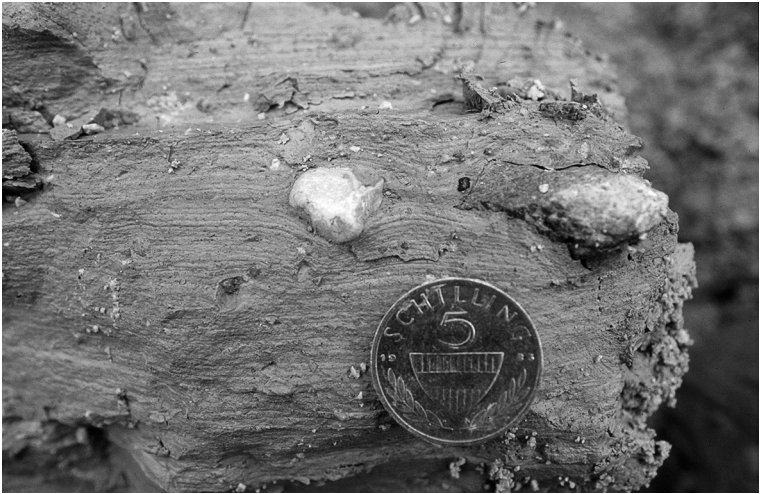


Abb. 39. Bänderschlufl mit „drop stones“ in der Schottergrube Hinterecker bei Eben nördlich Mitterbach am Erlaufsee. Foto: GRÖSEL (1996: 88, Foto 10).

28 Sand, Kies (Foreset von Eisrandterrasse)

Das Mitterbacher und das Mariazeller Becken sind durch mehrere ausgedehnte, randliche Terrassenkörper charakterisiert. Im Einzelnen sind dies die Terrasse von Friedenstein, die Kapellerterrasse, die Schmelzer Terrasse (Abb. 40), die Kapschhofterrasse, die Terrasse vom Bahnhof Mariazell, von der Stadt Mariazell, vom Kreuzberg und von Rasing (GRÖSEL, 1996: Abb. 7, 17). Aufgebaut werden diese Terrassen von bis zu 40 m mächtigen, schräg- und horizontalgeschichteten Kiesen und Sanden (Fore- und Topsets von Deltaschüttungen), die generell von Süden gegen Norden geschüttet wurden. Die Kiese sind reich an kantigem Dolomitschutt („Dolomitgrus“, „Zeller Grus“), der von den Talrändern her eingebracht wurde. Die Terrassen bilden ein deutlich ausgeprägtes Terrassenniveau auf 860 m SH, das durch die Verfüllung des ausgedehnten Sees am Eisrand entstanden ist. Die gleichmäßige Oberfläche zeigt den Wasserspiegel und zugleich die Höhe des Abflusssystems an. Feine Schluff- und Sandschichten wechseln mit fluviatilen, groben, gut ausgewaschenen und sortierten, matrixarmen, zum Teil konglomerierten Kiesen und groben Blocklagen, die auf rasch wechselnde Abfluss- und Sedimentationsverhältnisse hinweisen. Die Kiese und Sande bilden innerhalb des Sedimentkörpers Rinnenfüllungen („channel lag deposit“), die für häufige Verlagerungen des Flussbettes sprechen. In den Kiesgruben konnten oft grabenbruchartige Strukturen in den Sedimenten beobachtet werden. Es sind Setzungserscheinungen, die auf eine Sedimentation über kleinen separierten Toteiskörpern des abschmelzenden Gletschers schließen lassen. Einzelne Sedimentstrukturen, wie z.B. kletternde Strömungsrippel („climbing ripples“), sind auf eine hohe Sedimentationsrate bei der Ablagerung der foreset-Bildungen zurückzuführen. Feinkörnige Bänderschlufl zeigen subaquatische Gleitstrukturen (z.B. Falten) als Folge von gravitativen Instabilitäten im foreset, und in die feinkörnigen Sedimente eingesunkene Kieskörner („drop stones“), die von ausschmelzenden Eisschollen abstammen. Im Hangenden der Terrassen sind nach GRÖSEL (1994) auch Moränen oder moränennahe Sedimente (Diamikte,

Kiese mit gekritzten Geschieben) anzutreffen, die eine Bildung der Terrassenkörper im direkten Kontakt mit dem abschmelzenden Eiskörper belegen. Die Materialien sind durch murenartiges Verfließen transportiert worden. GRÖSEL (1995: 495) unterscheidet unterhalb des Terrassenniveaus von 860 m SH noch tiefergelegene Terrassenkörper des fortgeschrittenen Eiszerfalls. Es sind das die tieferen Terrassen oberhalb Rasing in 820 m SH (Deltaschotter und -sande des „foreset“) und die Terrasse unterhalb des Oberkogelbauers in 760 m SH. Dabei kann angenommen werden, dass hier die Entwässerungsrichtung im Gegensatz zu vorher bereits von Norden nach Süden erfolgte. An der Oberfläche der Terrassen sind manchmal Trockentäler entwickelt. Sie sind als würmeiszeitliche periglaziale Phänomene zu deuten. Das Wasser konnte während dieser Glazialperiode aufgrund des Dauerfrostbodens nur oberflächlich abfließen und erodierte dabei talförmige Mulden (GRÖSEL, 1995: 495). Die Oberflächen all dieser Terrassen sind meistens mit einer bis zu 2 m tiefen Verwitterungsschichte bedeckt, in der man neben den Trockentälern öfters auch kaltzeitliche solifluidale Strukturen beobachten kann. Zusätzlich belegt auch die tiefreichende fortgeschrittene Verwitterung vor allem der Dolomitkomponenten zu „Dolomitasche“ ein rißeiszeitliches Alter dieser Eisrandsedimente (GRÖSEL, 1995: 495). In der Kiesgrube nordwestlich Bärenkogel (an der Landesstraße B 71 – Zellerrain Straße – gelegen) sind ebenso rißeiszeitliche Terrassensedimente aufgeschlossen. Hier kann jedoch auch die Überlagerung dieser glazifluvialen Sedimente durch jüngere, würmeiszeitliche Moräne beobachtet werden.

Die in der Karte als Erdfälle bei Trettelhof und nordwestlich Mariazell ausgeschiedenen Hohlformen sind nicht als Toteislöcher, sondern auf Grund der frischen Formen als durch Auslaugung von Gips führendem Haselgebirge im Untergrund entstandene Formen anzusehen (GRÖSEL, 1995: 495).



Abb. 40.

Feinkörnige Kiese und Sande (Deltaschüttung) der Eisrandterrasse („Schmelzer Terrasse“) in der Schottergrube Pfandl westlich Nazbauer. Die Versetzungen im Sediment sind ein Hinweis auf Abschmelzprozesse des instabilen, zurückweichenden Eisrandes des Riß-Gletschers und auf abschmelzende Toteismassen. Foto: GRÖSEL (1996: 75, Foto 3).

Würm

27 Moränenwall

Die etwa W–E streichenden, scharf ausgebildeten, steilen und gestaffelt angeordneten, blockreichen Seiten- und Endmoränenwälle unmittelbar östlich des Erlaufsees (Abb. 41) sind Ablagerungen, welche die größte feststellbare Ausdehnung des würmeiszeitlichen, vom Süden der Gemeindealpe nach Osten abfließenden Gletschers markieren. Die zahlreichen, gestaffelten Moränenwälle zeigen dabei deutlich ein Oszillieren des Gletscherzungenendes zur damaligen Zeit an. Die Zusammensetzung des Moränenmaterials spiegelt deutlich das Einzugsgebiet Brunnsteinalm–Schwarzkogel als Nährgebiet wider (große gekritzte Geschiebe aus Dachsteinkalk, Hierlitzkalk, Radiolarit und Haupt-/Dachsteindolomit). Sedimentologisch ist das würmeiszeitliche Moränenmaterial durch seine schlechte Sortierung, geringe Kompaktion, seinen überwiegend schluffig-sandigen Feinkornanteil in der Matrix, seinen deutlich facettierten, angerundeten und gekritzten Geschieben sowie seinen geringen Verwitterungsgrad charakterisiert (GRÖSEL, 1996: 136). Eine ähnliche sedimentologische Zusammensetzung kann auch von den nordseitig gelegenen, würmeiszeitlichen Endmoränen im Bereich Draxlerboden–Hinterötscher–Spielbichler (Ötscherbach) erwartet werden. Innerhalb der Endmoräne des Würm ist der Erlaufsee als einziger Zungenbeckensee im Bereich des Kartenblattes erhalten geblieben. Diese Erstreckung zeigt eine deutlich geringere Ausdehnung der Gletscherzungen, die – im Gegensatz zur Rißeiszeit – als kleine Lokalgletscher bezeichnet werden müssen. Ein etwas westlicher gelegenes Einzugsgebiet, am Höhenrücken um die Breimauer, hatte jener Gletscher, der mehrere Moränenwälle im Bereich der Ortschaft Taschelbach abgelagert hat (NAGL, 1970: 189, in der Karte nicht ausgeschie-



Abb. 41.

Der Erlaufsee mit der Mariazeller Bürgeralpe (1.270 m) im Hintergrund. Der flache, bewaldete Rücken im Bild-Mittelgrund bildet die Endmoränenwälle des würmeiszeitlichen Erlaufgletschers. Blick nach Osten. Foto: Michael Moser.

den). Sicher würmeiszeitliche Moränen (Seiten-, Mittel- und Endmoränen) werden von Lackenhof (810 m) beschrieben, die von den Lokalgletschern des Schwarzen, Kleinen und Großen Ötscher abgeleitet werden können (NAGL, 1970: 190). Sowohl das frische Moränenmaterial, als auch das lokale Komponentenspektrum (Dachsteinkalk, Hierlatzkalk) aus dem Raum Feldwies–Breimauer spricht für dieses Einzugsgebiet der würmeiszeitlichen Ablagerungen. Weitverbreitet sind Moränenwälle im Tal des Lackenbaches um Lackenhof zu finden, die eine Gletscherzunge aus dem weitgespannten Karraum Ötscher–Hüttenkogel–Kleiner Ötscher–Schwarzer Ötscher markieren, die auch von Norden über den Taschelgraben aus dem Kar Reit–Ahorn–Stierhaltkogel einen Zufluss gehabt haben dürfte. Ihr Ende lag wahrscheinlich bei Maierhöfen knapp oberhalb des Talbodens der Ois. Die verzeichneten Moränenwälle markieren die größte Ausdehnung und Rückzugshalte im Talhintergrund, wobei die beiden Wallformen nördlich und südlich von Lackenhof durch die Morphologie des Untergrundes geprägt sein dürften. Erwähnenswert sind auch die würmeiszeitlichen Grund- und Endmoränen von Ochsenboden (blockreiche Moränenwälle von einem Kargletscher) sowie die kleinen Karlinge unterhalb vom Turmkogel (Kote 1.130 m) und in der Eisgrube (Kote 888 m).

26 Blockmoränenwall

25 Blockmoränen

In der Umgebung des Großen Ötschers finden sich stellenweise besonders grobblockige Lokalmoränen (Blockmoränen) aus Dachsteinkalk- und Haupt-/Dachsteindolomit-Blockwerk. Zum Teil sind deutlich ausgeprägte Moränenwälle (z.B. am Ochsenboden oder im Moißengraben) ausgebildet. Blockmoränen hinter dem Eibenkogel (bei Lackenhof) bestehen in der Hauptsache aus Dachsteinkalk-Blockwerk und stammen wohl hauptsächlich vom Schwarzen Ötscher. Ebenso führt RUTTNER (1955: 70) Blockmoränenwälle im Bereich des Draxler Bodens oberhalb der Ötschergräben an, die aber nicht auf der Karte verzeichnet sind.

Die „Blockmoräne“ am nördlichen Hangfuß der Brandmauer (südwestlich Puchstuben) ist kein Moränensediment, sondern setzt sich vielmehr aus Hangschutt und vereinzelt kleinen Körpern aus Blockwerk zusammen, die aus der Felswand der Brandmauer aufgrund gravitativer Prozesse (kompetenter Mitteltriaskalk über inkompetentem Lunzer Sand- und Tonstein) herausgebrochen sind, und stellt einen auf dem Wasser stauenden Untergrund des Lunzer Sandsteins langsam sich talwärts bewegenden Schuttstrom dar. Dieser setzt sich zu 90 % aus Kalkschutt der Steinalm-Formation (in der Karte: **91**, „Wettersteinkalk“) der Brandmauer und zum geringeren Teil aus Kalkschutt der Reifling-Formation und verrutschten Lunzer Sand- und Tonsteinen der Unterlage in der Matrix zusammen und erreicht somit eine moränenähnliche Zusammensetzung (Kapitel 12.2).

24 Grundmoränenstreu

23 Grundmoräne

22 Moränenmaterial, verschwemmt

Nach WOLDSTEDT (1961) kann man als Grundmoräne das unter dem fließenden Gletschereis ausgetaute und abgesetzte Moränenmaterial sowie das vom Gletschereis verdriftete Schuttmaterial bezeichnen.

Die Grundmoränen, die der Würmeiszeit entstammen, sind einerseits durch ihre ortsgebundene Position (Moränen aus Lokalmaterial), als auch durch die Frische des noch unverwitterten Gesteinsmaterials charakterisiert. Sie zeigen die typisch

diamiktische Zusammensetzung aus vereinzelt größeren Blöcken (auch mit gekritzten Geschieben), die in einer meist überwiegend schluffig-sandigen, stark kompaktierten Matrix eingelagert sind. Würmeiszeitliche Grundmoränen treten vor allem im Südteil des Kartenblattes auf, wo die Berge deutlich Höhen über 1.200 m SH erreichen. So östlich unterhalb von Dürrenstein (Kote 1.878 m) bis Gindelstein (Kote 1.626 m) im Bereich des Großen und Kleinen Urwaldes und des Taglesbaches, nördlich unterhalb vom Großen Zellerhut (Kote 1.639 m) im Bereich der Oisklausen und des Jägertales, südlich und südöstlich unterhalb vom Feldwiesplateau (1.400 m SH) in Taschelbach und im Steinbachgraben. Weitere würmeiszeitliche Grundmoränen des Ötschergletschers treten im Bereich der Ötscherwiesen und um Gehöft Freudental bei Lackenhof auf. Eine mächtige, würmeiszeitliche Grundmoräne des Ötschergletschers wird aus dem obersten Nestelberggraben an der Westflanke des Schobers (SPENDLINGWIMMER, 1984: 75) beschrieben (fehlt in der Geologischen Karte 1:50.000).

Grundmoränenstreu aus der Würmeiszeit kann in der Umgebung des Erlaufsees aufgefunden werden und besteht aus ortsfremdem Dachstein- und Hierlatzkalk.

21 Kies höherer Terrassen (Würm od. älter?)

Im Erlaufthal finden sich neben dem kleinen Körper in Neustift dann bei Kienberg, Urmannsau, Steiner und Schindlhütte ausgedehntere Terrassenkörper, die Reste einer rund 10 m mächtigen Terrassenfüllung darstellen. Sie werden durchwegs von groben Geschieben mit sandiger Matrix aufgebaut, wie im Einschnitt der Erlauf oft gut ersichtlich ist. Die schlecht sortierten Kiese zeigen ausgeprägte Kreuzschichtung und sind durchwegs gut konglomeriert, was auch auf kleinere, tiefer im unmittelbaren Flussniveau liegende Reste zutrifft. Die Konglomerate bilden weitgehend vertikale Wände (z.B. Neuhaus bei Kienberg).

Eine großflächiger erhaltene, durchaus vergleichbare, aber geringer mächtige Terrassenbildung ist auch im Ois(Ybbs)tal um Langau erhalten. Diese Terrassenbildung dürfte mit den beiden Gletscherzungen im Lackenbach- und Taglesbachtal in Verbindung gestanden haben, obwohl der direkte Zusammenhang nicht erhalten ist. In Resten ist die Terrasse auch flussabwärts bis Lunz zu verfolgen, wo sie mit den Würmendmoränen um den Lunzer See verbunden ist (RUTTNER et al., 1988).

Der gering entwickelten Verwitterung und der Frische der Formen entsprechend, handelt es sich in beiden Tälern dabei um die Niederterrasse.

20 Kies der Niederterrasse

Die mit dieser Signatur auf der Karte ausgeschiedenen Terrassenkörper am Holzstättenboden an der Ois oder am Grünaubach (GRÖSEL, 1996: 128) stellen knapp über dem jeweiligen Talniveau liegende Kiesschüttungen dar. Sie dürften hier wohl in einer Spätphase der Niederterrassenbildung geformt worden sein.

Die ebenso ausgeschiedene weit verbreitete Terrasse von Gaming über Kienberg, Peutenburg bis Neustift dürfte eine Erosionsform der Niederterrasse des Spätglazials darstellen, die auch kein einheitliches Niveau aufweist. Im Bereich Kienberg/Peutenburg zeigen die Terrassen eine auffällig unruhige Oberfläche, die auf die Unterlagerung mit gipshaltigen Gesteinen der Opponitzer Schichten zurückgeht. Durch diese sind ja auch die ausgeprägten Erdfälle östlich Kienberg zu erklären.

19 Ehemaliger Abfluss, Trockental, Schmelzwasserrinne

Unterhalb des Erlaufsees können ältere Schmelzwasserrinnen angetroffen werden, die einen zusätzlichen, höheren und kurzfristigen Abfluss über Weißenbach anzeigen, der von einem Gletschertor bei Grubau ausging. Erkennbar ist die Erosionstätigkeit dieser Schmelzwässer am Fehlen einer Lehm- oder Verwitterungsschichte im Bereich dieser Rinnen (GRÖSEL, 1996: 138).

6.4.2. Spät- und Postglazial

18 Deltasediment (Sand, Kies)

Das Zungenbecken des Erlaufsees wird seit dem Eisfreiwerden in der ausgehenden Würmeiszeit von Westen her mit Deltasedimenten der Erlauf bei Lindenhof und Ghf. Seewirt verfüllt.

17 Erratikum

Die unter „Spät- und Postglazial“ angeführte Legendenausscheidung „Erratikum“ sollte richtigerweise dem Würm- und Riß-Hochglazial zugeordnet werden.

Sowohl die rißeiszeitlichen, als auch die würmeiszeitlichen Gletscher haben größere Blöcke aus ihren jeweiligen Einzugsgebieten verfrachtet und meist am Gletscherrand abgelagert. Sie bestehen aus ortsfremdem Material und sind als bis mehrere Meter große Blöcke, die wie „hingestellt“ immer wieder im Wald zu finden sind, anzutreffen.

Die an den Hängen um den Erlaufsee verbreitet auftretenden Blöcke (Wurzenkogel, Kleiner Kainz, Rasingberg) sowie einzelne erratische Blöcke im Becken von Mariazell und Mitterbach am Erlaufsee entstammen mehrheitlich der Rißeiszeit. Ebenso sind die erratisch auftretenden Blöcke bei der Bichlhöhe (Kote 955 m), weit außerhalb der Würm-Gletscherzunge, im Tal des Lackenbaches als rißeiszeitlich anzusehen.

16 Rundhöcker

Westlich der Pfarralm – hin zur Ebene von Rasing – erhebt sich ein Hügel, der von der Mariazeller Bevölkerung „Vogelbühl“ genannt wird. Nach SCHMIDBAUER (1915) stellt dieser aus „dünn-schichtigem Liasfleckenmergel“ bestehende Hügel einen an der nach Westen gerichteten Stoßseite steil abfallenden, stromlinienförmigen Rundhöcker dar, der seine Form der erosiven Wirkung des Eises verdankt, das demnach von Osten nach Westen abgeflossen sein dürfte. Nach GRÖSEL (1996: 123), auf HAUSER (1941: 62) aufbauend, trägt auch der strukturelle Aufbau des Hügels (steil süd-fallende Schichtstellung) zu seiner morphologischen Formgebung bei.

15 Quellsinter

Altbekannt und von kultureller Bedeutung als Baustein ist das als „Neustifter Tuff“ bezeichnete 40 m mächtige Vorkommen im Erlaufstal beim Schloss Neustift, das früher in mehreren Steinbrüchen abgebaut wurde. Es liegt an der Mündung eines kleinen Tales, aus dem eine ergiebige Quelle austritt und ist das bei weitem größte, aber nicht das einzige derartige Vorkommen im näheren Umkreis. Das kleinklüftige, schuttreiche, kalkig-dolomitische Einzugsgebiet der Quelle kann zur erhöhten Karbonatisierung des Quellwassers beitragen. Ein weiteres, sehr umfangreiches Vorkommen von Quellsinter wurde am südlichen Talausgang des Saggrabens an-

lässlich eines Siedlungsneubaues festgestellt. Darüber hinaus beschreibt FISCHER (1956) mehrere kleinere Vorkommen von Kalksinter in der näheren Umgebung von St. Anton an der Jeßnitz, die auf der Karte nicht verzeichnet sind. Die „Tuffe“ bestehen aus einem fahlweißlich-gelbgrauen oder lichtbräunlichen, locker gelagerten, leicht brüchigen Kalktuff, in dem Schneckengehäuse und Pflanzenfossilien (Blattabdrücke, Wurzelröhren) eingeschlossen sind. Auch Zahnreste von Bären und Gehirnsfragmente von Hirschen waren schon früher gefunden worden (THENIUS in FISCHER, 1956). Die Häufung dieser Sinterbildungen an dieser Stelle ist sicher durch die sehr flache Lagerung der Kalkalpen über dem Flysch des Erlauf-Halbfensters bedingt, der als Wasserstauer unter den stark wasserleitenden und mineralisierenden Karbonaten fungiert.

14 Abgeglittene Scholle

An den Hängen im unteren Erlaufstal bei Neustift und Miesenbach kann man das gravitative Abgleiten großer Gesteinsschollen der Frankenfels-Decke (vor allem Hauptdolomit, vereinzelt Kössen-Formation) beobachten, die hier den Sandsteinen des Rhenodanubischen Deckensystems flach aufgelagert sind („Hangtektonik“). Die Hauptdolomit-Schollen haben sich dabei um mehr als 100 Höhenmeter über die Flyschgesteine (Sandstein, Mergel) hangabwärts bewegt. Sie haben die hier im Hangbereich verlaufende II. Wiener Hochquellenleitung immer gefährdet und schon seit dem Bau umfangreiche Sanierungsmaßnahmen nötig gemacht (SCHNABEL, 1985c; siehe auch Kapitel 12).

13 Gleitschuttdecke, Wanderschutt

Als solche wurden großflächige Hangbereiche an der Grenze der Nördlichen Kalkalpen zum Rhenodanubischen Deckensystem ausgeschieden, die durch ihre mächtige Bedeckung aus Hangschutt und ihre Rutschanfälligkeit das darunterliegende Anstehende nur mehr stellenweise sichtbar machen. Besonders ausgebildet sind sie im Oberlauf des Feichsenbaches beim Gehöft Hundsschlag, wo die Wirtschaftswege ständig auszubessern sind sowie an den beiden Hängen des Erlauftales, wo sie eine auffällige Buckellandschaft geformt haben, in der sich unter anderem auch große abgeglittene Schollen aus Hauptdolomit und Rauwacke befinden.

12 Instabiler Hangbereich mit Rutsch tendenz

Als solche sind Hänge charakterisiert, welche durch ihre unruhige Morphologie zwar Oberflächenbewegungen anzeigen (z.B. Buckelhänge, Bäume mit Säbelwuchs), aber noch keine abgrenzbaren Rutschkörper ausbilden. Naturgemäß neigen besonders die Wiesenareale im Flyschbereich sowie im Bereich der stark tonigen Buntmergelserie zu Instabilität. In den Kalkalpen sind es – bei stärkerer Hangneigung – besonders die Wasser stauenden Kalkmergel der Schrambach-Formation. Natürlich neigt auch die geringmächtige Hangschuttdecke aus Obertrias- und Jurakalken, die den Mergeln der Schrambach-Formation auflagert, stark zur Bildung von instabilen Rutschhängen. Der ausgedehnte instabile Hangbereich bei Trübenbach ist auf das verbreitete Auftreten des tonigen Haselgebirges zurückzuführen.

11 Rutschmasse mit Abrisskante

An wenigen Stellen am Nordrand des Kartenblattes sind im Kartenbild auch Abrisskanten von Rutschmassen eingetragen.

10 Blockwerk, Felssturz

In den Nördlichen Kalkalpen befinden sich unterhalb von Felswänden immer wieder blockschuttreiche Felssturz- und Hangschuttareale. Kalkalpine Gesteine, die sehr zur Blockschutt-Bildung neigen, sind vor allem der dickbankige lagunäre Dachsteinkalk, der mittel- oder dickbankige Plattenkalk, mitunter auch der Dachstein-/Hauptdolomit mit seinen Block- und Feinschuttarealen und die Steinalm-Formation mit kleinerem Blockwerk sowie in seltenen Fällen auch die Opponitzer Schichten und Rauwacken. Felssturmassen, die im Pleistozän auf die Oberfläche von Gletschereis abgestürzt sind, führten zur Bildung von Blockmoränen. In der Gresten-Klippenzone sind es die zum Teil wandbildenden Formationen des Jura (z.B. Konradsheim- und Blassenstein-Formation), die im Gebiet von Robitzboden in gegen Nord gerichteten steilen Hängen Felsstürze begünstigen.

9 Hangschutt, Schuttkegel

In Dolomitgebieten (z.B. Haupt- und Dachsteindolomit) sind oft breitere Mulden und Gräben von metermächtigem Hangschutt erfüllt. Charakteristischerweise treten am Unterrand solcher Schuttkörper oft kleine und unergiebig, dafür aber beständige Schuttquellen auf. An Berghängen, auf denen felsbildende Kalkgesteine in kleinen Wandstufen auftreten, bilden diese am Hang unterhalb der Felsrippen oft mächtige Hangschuttdecken. Diese verhüllen nicht selten weitgehend die darunterliegenden Dolomitgesteine oder Schiefer-, Mergel- und Sandsteine (z.B. Schutt der Opponitzer Schichten auf darunter anstehendem Lunzer Sandstein). Wird die Hangschuttdecke dünn und lagert diese Wasser stauenden Schichten (z.B. Tonschiefern, Sandsteinen, Mergeln) auf, neigt sie stark zur Ausbildung von gravitativen Massenbewegungen (Rutschhänge und Buckelwiesen) und zur Entsendung von Schuttquellen, deren Schüttung stark von der Größe des Einzugsgebietes (Mächtigkeit und Umfang der Hangschuttdecke) abhängig ist. Wird das Gelände steil und felsig, so bilden sich vor allem am Wandfuß (meist von kleinklüftigen Kalken) größere Schuttkegel und Schuttfelder aus. Dickbankige Kalkgesteine neigen zur Bildung von Blockschutt (z.B. gebankter Dachsteinkalk, Steinalmkalk oder Oberrhätalk).

8 Unaufgeschlossenes Gelände, Periglazialschutt

Als solche wurden Flächen ausgeschieden, wo auf Grund mangelnder Hinweise auf das darunterliegende Gestein genaue Ansprachen nicht möglich bzw. keine genauen Abgrenzungen zwischen Formationen zu geben waren. Meist handelt es sich um Periglazialschutt.

7 Schwemmkegel

Morphologisch gut erkennbare fächerförmige Schuttakkumulation von Bächen, meist am Ausgang kleinerer Täler gegen den Vorfluter gelegen. Am Grabenausgang größerer Dolomitgebiete bilden sich, durch den kleinstückigen Zerfall des Dolomitgesteins und damit leichterem fluviatiler Umlagerung bedingt, oft kleinere oder größere Schwemmfächer aus (z.B. im Grünautal unterhalb der Zeller Hüte).

6 Hochmoor

Von größerer Bedeutung ist das Mitterbacher Torfmoor an der Seerotte, das unterhalb der Terrassenoberflächen in einer Mulde der Grundmoräne eingebettet ist. 1934 wurde das etwa zwei Meter mächtige Moor zur Torfgewinnung trockengelegt (ehemaliger Torfabbau). Im Liegenden der Moorböden folgt Lehm und Dolomitkies.

Nach pollenanalytischen Untersuchungen (FINK, 1950: 23) ergibt sich für die Moorbildung ein postglaziales Alter. Ein weiteres Moor konnte in der Katastralgemeinde Hollenstein (südlich Schlagerboden) kartiert werden. Es ist ein Hochmoor mit typischen Moorpflanzen wie Wollgras, Seggengras, Sauerampfer, Torfmoos, Moosbeere, Sonnentau, Fettkraut, Faulbaum und Birkenwald.

5 Vernässung, Niedermoor

Feinstoffreiche Grundmoränen der Rißeiszeit mit ihrer siltig-tonigen Matrix sind wasserstauend und führen an mehreren Stellen in der Talung von Mariazell-Mitterbach am Erlaufsee zur Bildung von größeren Vernässungen und anmoorigen Böden. Auch alle anderen Wasser stauenden Schichten (Tonschiefer, Sandstein, Mergel) zeigen in flachem Gelände kleine Vernässungen, die in der Geologischen Karte 1:50.000 nicht gesondert dargestellt wurden.

In der Talung des Grünaubaches haben sich aufgrund feinkörniger Moränensedimente der Riß- und Würmeiszeit zwei kleine Moore gebildet. Das eine, taleinwärts gelegene, Hechtenseemoor und die Vernässungen und Moore bei der Teichmühle. Letztere werden von GRÖSEL (1996: 126) als postglaziales Röhrichtmoor und als verlandete Seebildungen beschrieben.

4 Terrassenkante

Deutliche durch Erosion entstandene Terrassenkanten sind in den rißeiszeitlichen Eisrandterrassen um Eben bei Mitterbach am Erlaufsee und bei Rasing sowie in der Niederterrasse der Erlauf östlich Kienberg und bei Zehethof entwickelt.

3 Kies und Sand der Salzterrasse (rezent)

Das Becken von Rasing weist auf 760 m SH einen postglazialen Schotterkörper auf, der sich aus gut geschichteten und sortierten Sanden sowie Fein- bis Mittelkiesen zusammensetzt, die fluvial aus nördlicher Richtung aufgeschüttet wurden.

2 Ablagerung in Talsohlen und Talkerben (Sand, Wildbachschutt, Lehm)

Jüngste flächige Talfüllungen (Talalluvionen) treten nur im Ybbstal (Saurüsselboden-Lunz), Erlauftal (Erlauboden-Trübenbach, Baumannboden) und Salzatal (Rasing) in größerer Breite auf. Alle anderen Seitentäler sowie das obere Erlauftal (Vordere und Hintere Tormäuer) und Ybbstal (Weiße Ois) sind nur als schmale Kerbtäler (v.a. in Dolomitgesteinen) ausgebildet.

1 Anthropogener Schutt

Im Zuge des Neubaus der Landesstraße B 20 (Mariazeller Straße) zwischen Mitterbach am Erlaufsee und Josefsberg und auch im Zuge der Arbeiten an der Mariazeller Bahn bei Rasing sowie am Flughafen nördlich Mariazell wurden einige größere Aufschüttungen von Baumaterial getätigt.

7. Seismotektonik

(W.A. LENHARDT)

Überblick

Die Erdbeben­­tätigkeit an der Grenze Nieder­­rösterreich/Steiermark und nördlich von Mariazell ist als moderat zu bezeichnen. Andere Bereiche in Nieder­­rösterreich, wie das Wiener Becken oder das Mürztal in der Steiermark, sind vergleichsweise viel stärker und öfter von Erdbeben betroffen. Zwischen 1876 und 2015 haben sich im Raum des Kartenblattes 15 spürbare Erdbeben ereignet, die aber – mit Ausnahme des Scheibbs­­er Erdbebens von 1876 – zu keinen Gebäudeschäden führten (Tab. 1, Abb. 42). Die stärksten Auswirkungen auf Mariazell dürften Erdbeben aus dem Mürztal gehabt haben. Vereinzelt wahrgenommen werden Erdbeben in Mariazell im Durchschnitt einmal im Jahr, sehr deutlich verspürt werden sie alle vier Jahre, und sehr stark werden sie alle 20 Jahre in Mariazell beobachtet. Verbreitete Gebäudeschäden sind aus den letzten Jahrhunderten aus Mariazell jedoch keine bekannt.

Die Erdbeben in Nieder­­rösterreich wurden in einer ausführlichen Studie untersucht und keine Hinweise auf stärkere Erdbeben in dieser Region zwischen dem Jahr 1000 und 1876 gefunden (HAMMERL & LENHARDT, 2013). Die Erdbeben­­tätigkeit konzentriert sich auf drei Bereiche des Kartenblattes:

1. Scheibbs.
2. Lackenhof, Puchenstuben.
3. Mariazell und Gusswerk/Weichselboden (letztere sind nicht mehr in Tabelle 1 erfasst, da sie sich außerhalb des Kartenblattes befinden).

	Datum	Uhrzeit	Mag.	Io	Epizentrum
1.	17.07.1876	12:17	4,4*	6–7	Scheibbs
2.	22.10.1900	01:50	1,7*	3–4	Mariazell
3.	22.10.1900	03:30	2,0*	4	Mariazell
4.	10.08.1902	13:23	2,3*	4–5	Wienerbruck
5.	03.09.1902	10:15	2,0*	4	Ötscher
6.	08.08.1917	02:49	2,7*	5	Lackenhof
7.	07.07.1918	03:00	1,7*	3–4	Lackenhof
8.	24.05.1943	23:40	2,0*	4	Ötscher
9.	21.06.1975	23:31	1,7*	5–6	Lackenhof
10.	22.06.1975	06:53	1,7*	5–6	Lackenhof
11.	18.11.1976	17:15	1,0*	4–5	Lackenhof
12.	30.04.1978	06:56	1,7	4–5	Puchenstuben
13.	02.08.1997	01:36	2,4	4	Mitterbach
14.	17.08.1997	21:07	1,7	3	Puchenstuben
15.	11.02.2002	13:06	1,9	3–4	Wienerbruck

Tab. 1.

Tabelle der Erdbeben ab Intensitätsgrad 3 aus dem Kartenblattbereich ÖK 72 Mariazell. Zeit (HH = Stunde, MM = Minute) in Universal Time Coordinated (UTC), Mag. = Magnitude, * = abgeschätzt, Io = Intensität.

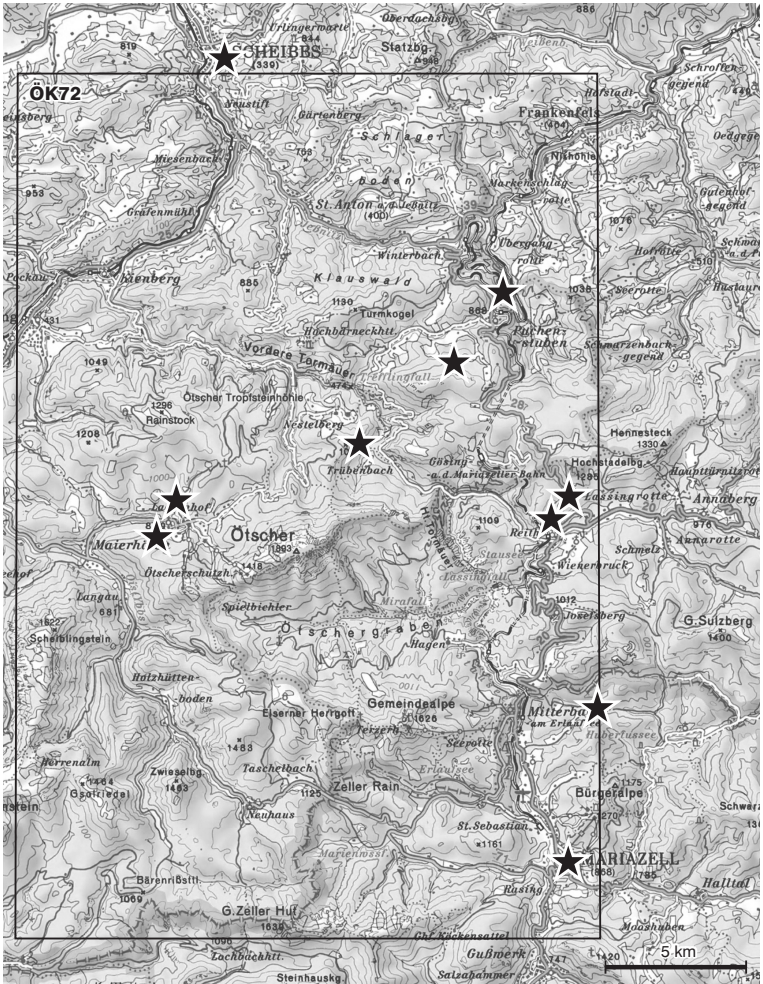


Abb. 12.
Epizentren gefühlter Erdbeben seit 1876 auf Kartenblatt 72 Mariazell.

Das Erdbeben bei Scheibbs

Der Geologe Andreas Kowatsch veröffentlichte 35 Jahre nach dem Beben am 17. Juli 1876 eine Abhandlung (KOWATSCHE, 1911) in den Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Das Erdbeben, das sich an einem Samstagnachmittag um 13:17 Ortszeit ereignete, führte zu ziemlich starken Schäden. Für seine Studie wertete er 350 Nachrichten aus 231 Ortschaften aus. Einige Beispiele seien hier erwähnt: „Wie stark diese [Erschütterung] war, zeigt der Umstand, daß eine große Anzahl von Rauchfängen in die Tiefe stürzten, viele Mauern und Gewölbe barsten, Beschädigungen geringeren Grades

aber an allen Gebäuden beobachtet wurden. »Es gab fast kein Lokal im ganzen Orte, wo sich nicht fingerbreite Risse an den Decken und Wänden zeigten.« (KOWATSCH, 1911: 3) „Eine starke kalk- und eisenhaltige Quelle, auf deren Tuffabsätzen die am stärksten mitgenommenen Häuser stehen, wurde durch das Erdbeben stark getrübt und verlor plötzlich 2 cm Wasserhöhe; ihre volle Mächtigkeit erreichte sie jedoch nach 5 Tagen wieder“. (KOWATSCH, 1911: 3–4)

„In Puchenstuben wurden im ersten Stocke des »ungemein massiv gebauten Wirtshauses« die Decken ringsherum von den Wänden getrennt, die Fensterbogen größtenteils quer durchspalten ...“. (KOWATSCH, 1911: 4)

Über die Ursache des Erdbebens vermutete DRIMMEL (1980) eine geologische Störung, die sich von Molln (Erdbeben 1967) über Scheibbs nach Neulengbach (damals noch Epizentrum des Erdbebens von 1590) erstreckt, und sie mit einer Störung entlang des Alpennordrandes in Verbindung brachte (Abb. 43). Da die damals in Zusammenhang gebrachten Erdbeben nur sehr kleine Bruchflächen im Größenausmaß von wenigen km² umfassten, erscheint diese gedachte Verbindung zwischen diesen weit auseinanderliegenden Epizentren eher fragwürdig.

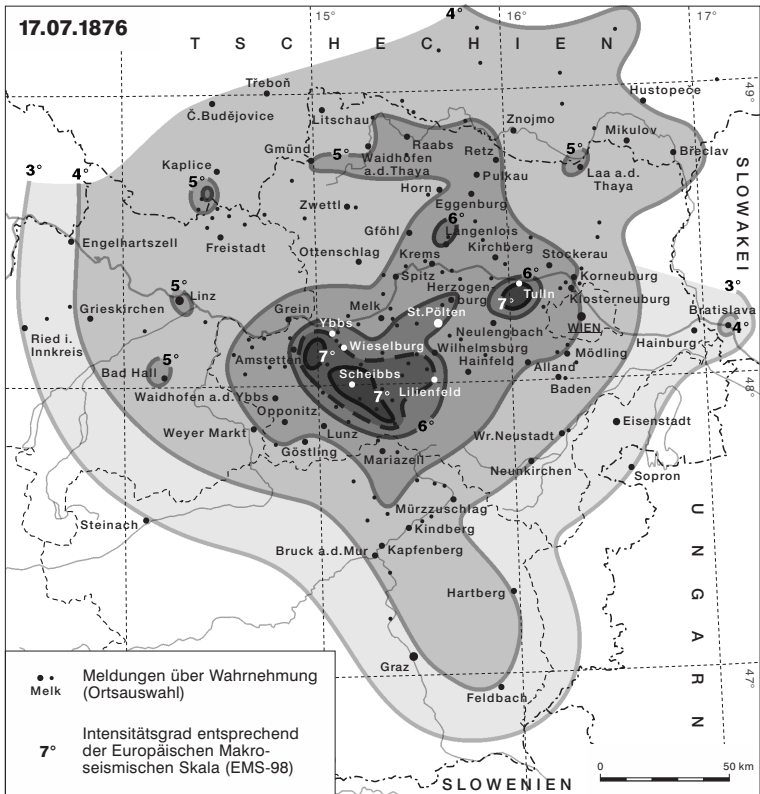


Abb. 43. Isoseismenkarte des Erdbebens von Scheibbs im Jahr 1876 (Archiv der ZAMG/Geophysik).

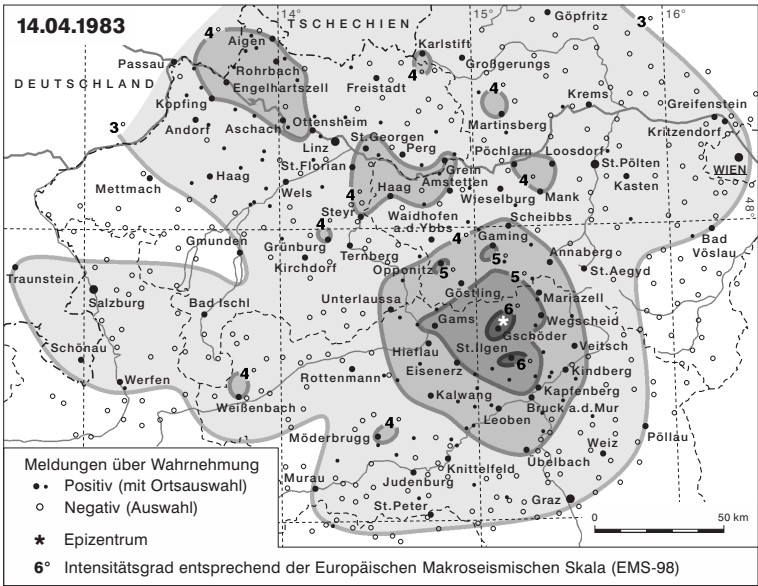
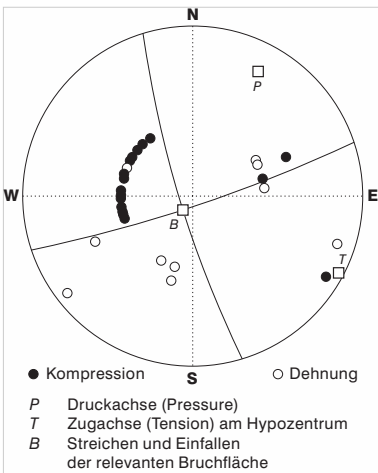


Abb. 44. Isoseisenkarte des Erdbebens von Weichselboden am 14. April 1983 (Archiv der ZAMG/Geophysik).

Lackenhof, Puchenstuben

Über den genauen Mechanismus der Erdbeben in der Mitte des Kartenblattes herrscht noch Unklarheit. Es könnte sich um eine zur Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung (SEMP) parallel verlaufende geologische Störung nördlich des Ötschers handeln, die teilweise seismisch aktiv ist.



Mariazell und Gusswerk/Weichselboden

Die seismotektonische Aktivität dieser Region lässt sich der bereits erwähnten „SEMP“-Störung zuordnen, entlang derer vereinzelt kleine Erdbeben auftreten. Eines der stärkeren Erdbeben, das jedoch nicht in Tabelle 1 aufgelistet ist, weil sich das Epizentrum außerhalb des Kartenblattes befindet, ereignete sich am 14. April 1983 im Bereich von Weichselboden in der Steiermark (Abb. 44, 45). Es wies

Abb. 45. Herdflächenlösung des Erdbebens von Weichselboden am 14. April 1983 (Archiv der ZAMG/Geophysik).

eine Magnitude von 4,4 auf und ereignete sich in normaler Herdtiefe (LENHARDT et al., 2007) von ungefähr 8 km. Der Mechanismus deutet auf eine linksdrehende Horizontalverschiebung entlang einer etwa ENE gerichteten Störung hin, deren Streichen mit dem Trend der SEMP übereinstimmt.

Messtechnische Erfassung der Bodenerschütterungen

Der Österreichische Erdbebendienst verfügt über Erdbebenstationen in Österreich, die zur Bestimmung des Epizentrums, der Magnitude und der Abschätzung der möglichen Auswirkungen an der Erdoberfläche dienen. Hinzu kommen Erdbebenstationen der Nachbarländer, die heute gemeinsam mit den eigenen Stationen zur Auswertung genutzt werden. Für die Analyse der Erdbeben, deren Epizentren sich auf dem Gebiet des ÖK-Blattes 72 befinden, sind besonders die Erdbebenstationen in Molln (OÖ), in Arzberg (Stmk.) und das Conrad Observatorium am Trafelberg (NÖ) von Interesse.

Eine weitere Gruppe von Erdbebenstationen umfasst die sogenannten ‚strong-motion‘-Stationen, die an strategischen Punkten, wie in Admont und Kindberg im Mürztal Mitte der 1990er Jahre, installiert wurden. Deren Messwerte können mit der gültigen Baunorm (ÖNORM, 2005, 2011), der Bodenbeschaffenheit und mit den Fühlbarkeits- und Schadensmeldungen korreliert werden, dienen aber auch einer verbesserten Lokalisierung dieser Erdbeben, wodurch sich ein genaueres Bild der in der Tiefe verlaufenden tektonischen Störungen ergibt. Zu diesem Zweck wurde das bereits erwähnte Conrad Observatorium – das Geophysikalische Observatorium von Österreich am Trafelberg bei Muggendorf/Pernitz – 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 erlaubt. Registrierungen der momentanen Bodenbewegungen, wie sie gerade am Conrad Observatorium aufgezeichnet werden, sind im Internet unter geoweb.zamg.ac.at jederzeit verfolgbar. Aktuelle geophysikalische Messwerte sind auf www.conrad-observatory.at abrufbar.

8. Geophysikalische Landesaufnahme

(P. SLAPANSKY & A. AHL)

Am Kartenblatt ÖK 72 Mariazell liegen geophysikalische Untersuchungen flächendeckend einerseits in Form der „Aeromagnetischen Vermessung Österreichs“ (AMVÖ; HEINZ et al., 1986; SEIBERL, 1991) vor, andererseits in Form gravimetrischer Untersuchungen, die hauptsächlich im Zuge der Kohlenwasserstoffexploration der OMV (ZYCH, 1988), wie auch der gravimetrischen Landesaufnahme und anderer Detailuntersuchungen durchgeführt wurden (ZYCH & MEURERS, 2001a, b). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden in den von der Geologischen Bundesanstalt herausgegebenen Themenkarten „Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete“ im Maßstab 1:200.000 (SEIBERL & OBERLERCHER, 2001; ZYCH & MEURERS, 2001a) zusammenfassend dargestellt und durch zugehörige Erläuterungen (KRÖLL et al., 2001a; SLAPANSKY et al., 2001; ZYCH & MEURERS, 2001b) ergänzt. Dies bildet, neben der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 72 Mariazell (BAUER & SCHNABEL, 1997) und der Geologischen Karte 1:200.000 von Niederösterreich (SCHNABEL, 2002), im Wesentlichen die Basis für die folgenden Ausführungen.

8.1. Aeromagnetik

Die Aufnahmen zur Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ) wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das in einer Sonde unter einem Tragflächenflugzeug mitgeführt wurde, vorgenommen. Die Befliegung erfolgte im Gebiet von ÖK-Blatt 72 Mariazell und seiner Umgebung in Flughorizonten konstanter Höhe von 2.500 bzw. 3.000 m über NN. Bei der AMVÖ in Ostösterreich betrug der Messprofilabstand 2 km, die Messgeschwindigkeit war eine Messung pro Sekunde, was etwa einem Messpunktabstand von 50 m entlang der Profillinien entspricht. Das Messpunktraaster ist somit relativ grob. Nähere Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1986) sowie GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987). Die Ergebnisse wurden in Form von Isanomalienkarten der magnetischen Totalintensität, verschiedenen Maßstäben und Detailgenauigkeit publiziert, zum Teil mit und zum Teil ohne Ausgleichsverfahren für die unterschiedlichen Messhorizonte (HEINZ et al., 1986; GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; SEIBERL, 1991, SEIBERL & OBERLERCHER, 2001).

Gemessen wird bei der angewendeten Methodik die magnetische Totalintensität des Erdmagnetfeldes, in den Karten dargestellt wird jedoch die Anomalie des Erdmagnetfeldes, das heißt, die Feldabweichungen des gemessenen Magnetfeldes vom globalen erdmagnetischen Referenzfeld, welches durch das „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) dargestellt ist. Dieses wird weltweit ermittelt und für fünfjährige Zeitabschnitte („Epochen“) global gültig festgelegt. Die Anomalie der magnetischen Totalintensität ΔT (Delta T) wird üblicherweise als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in nT (Nano-Tesla) angegeben. Die Flussdichte ist proportional zur magnetischen Feldstärke.

Die magnetischen Anomalien sind überwiegend durch die magnetischen Eigenschaften der oberen Erdkruste bedingt. Die wesentlichen ferrimagnetischen Minerale, die derartige Anomalien verursachen können, sind die Mischkristallreihe Magnetit–Titanomagnetit (Fe_3O_4 bis TiFe_2O_4), Pyrrhotin (FeS bis Fe_7S_8) und der seltene Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$). Die ferrimagnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen „Curie-Temperatur“ (T_c) ihre starke Magnetisierung. Die Curie-Temperatur liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590° C,

sinkt aber bei höheren Titangehalten deutlich (SCHÖN, 1983; MERRILL & McELHINNY, 1983; SOFFEL, 1991). Die T_c von Maghemit liegt zwischen 580 und 680° C (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotins bei 300 bis 325° C (SCHÖN, 1983; MERRILL & McELHINNY, 1983; LAWISZUS, 2000).

Der regionale geothermische Gradient muss zur Abschätzung der Tiefenlage der T_c bekannt sein. Hier wird eine Wärmestromdichte von etwa 50 mW/m² im Süden und 70 bis 80 mW/m² im Norden angenommen (SACHSENHOFER, 2001; GÖTZL, 2007). Beim Abtauchen der Isothermen unter den Alpenkörper (ČERMÁK et al., 1992) ist die T_c für Magnetit hier in einer Tiefe von etwa 25 bis 30 km, für Pyrrhotin in etwa 15 km unter NN zu erwarten.

Die magnetische Suszeptibilität κ (Kappa) eines Gesteins kann als Größe für die Magnetisierbarkeit desselben betrachtet werden. Sie stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Feld im Gestein induzierten Magnetisierung dar. Im SI-System ist κ ein dimensionsloser Parameter. Die Größe der magnetischen Suszeptibilität eines Gesteins ist im Wesentlichen vom Gehalt an den stark ferrimagnetischen Mineralen Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies) abhängig. Ilmenit, Hämatit und Goethit sind schwach antiferromagnetisch. Die Oxidation von Magnetit zu Hämatit im Zuge von Verwitterung reduziert die κ -Werte, Martit (Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit) kann aber deutliche remanente Magnetisierung aufweisen. Charakteristische Werte von κ für verschiedene Minerale und Gesteine werden u.a. von MILITZER & SCHEIBE (1981), SCHÖN (1983), HAHN et al. (1985), KOBRAKOVÁ (1989), CARMICHAEL (1989) und LANZA & MELONI (2006) angegeben. Ganz allgemein kann gesagt werden, dass höhere κ -Werte üblicherweise in metamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen zu finden sind, da diese Gesteine zum Teil höhere Gehalte von magmatischem Magnetit führen, andererseits bei retrograder Mineralumwandlung von Olivinen und Pyroxenen zu Serpentinmineralen vielfach Magnetit als Reaktionsprodukt auftritt. Frische Ultrabasite weisen im Vergleich zu Serpentiniten geringe κ -Werte auf, mit zunehmender Serpentinisierung erhöhen sich die Werte, die nicht selten bis zu drei Zehnerpotenzen höher als in anderen Gesteinen sind. Amphibolite wiederum zeichnen sich manchmal durch extreme Schwankungsbreiten der κ -Werte aus, die sich zwischen recht niedrig und sehr hoch bewegen können. Magnetit- und Pyrrhotin führende Mineralisationen, die oft auch in hydrothermalen Alterationszonen auftreten, sind ebenfalls durch magnetische Anomalien gekennzeichnet.

In Tabelle 2 sind repräsentative Werte der magnetischen Suszeptibilitäten für einige geologische Großenheiten und Gesteinstypen des Untersuchungsgebietes sowie Vergleichswerte aus der Böhmischer Masse und dem Penninikum des Tauernfensters (je nach Interpretation des möglichen Untergrundes, siehe unten) aus den Publikationen von ZYCH (1985), HÖSCH & STEINHAUSER (1985), JILG (1992) sowie GNOJEK & HEINZ (1993) angegeben. Es ist aus diesen Publikationen allerdings zum Teil nicht näher ersichtlich, welche Gesteinstypen im Detail untersucht wurden und teilweise auch nicht, wie viele Messungen vorliegen.

Da das Kristallin hier insgesamt eine deutlich höhere magnetische Suszeptibilität besitzt, als die überlagernden Sedimenteinheiten (Tab. 2), können größere Aufwölbungen oder Mulden im Relief der Kristallinoberkante positive bzw. negative magnetische Anomalien verursachen.

Die vorliegende Karte der magnetischen Totalintensität (Abb. 46) wurde auf Grundlage der Datenbasis der AMVÖ von Andreas Ahl neu berechnet. Die Ergebnisse sind für die Messhorizonte 2.500 m und 3.000 m (am West- bis Südwestrand der Abbildung 46) getrennt dargestellt, um einerseits den bei Feldfortsetzung nach oben auftretenden Informationsverlust, andererseits die bei Feldfortsetzung nach

Geologische Einheit bzw. Gesteinstyp	Magnetische Suszeptibilität (10 ⁻³ SI)	
Kristallin der Böhmisches Masse	0,5	(a)
Molassezone	0,06	(a)
Rhenodanubisches Deckensystem	0,07	(a)
kalkalpine Decken	0,02	(a)
Kalke der kalkalpinen Decken	0,13–0,21	(d)
Dolomite der kalkalpinen Decken	0,17–0,30	(d)
Mergel im Rhenodanubischen Deckensystem	0,13–0,18	(d)
Sandsteine im Rhenodanubischen Deckensystem	0,12–0,15	(d)
Magnetit führende Sedimente der Molasse	> 3,94–10,7	(d)
Granit (Thaya-Batholith)	0,15	(b)
Orthogneise (Böhmisches Masse)	0,12–0,32	(c)
Granulite (Böhmisches Masse)	0,33	(b)
Serpentinite (Böhmisches Masse)	20–23	(b)(c)
Diorite (Böhmisches Masse)	0,35–0,50	(c)
Amphibolite (Böhmisches Masse)	0,48–0,70	(b)(c)
Glimmerschiefer (Böhmisches Masse)	0,18	(b)
Paragneise (Böhmisches Masse)	0,14–0,34	(b)(c)
Mergel (Penninikum)	< 0,1	(d)
Serizitphyllite (Penninikum)	~ 1	(d)
Serpentinite (Penninikum)	36–40, maximal bis zu 160	(d)
Amphibolite (Penninikum)	3–32	(d)
Grünschiefer (Penninikum)	0,7	(d)

Tab. 2.

Mittel- bzw. Medianwerte der magnetischen Suszeptibilitäten nach ZYCH (1985) (a), HÖSCH & STEINHAUSER (1985) (b), JILG (1992) (c) sowie GNOJEK & HEINZ (1993) (d). Die Werte nach ZYCH (1985) sind von cgs- in SI-Einheiten umgerechnet. Die Bezeichnungen der tektonischen Einheiten sind zum Teil informelle Einheiten.

unten oft auftretenden numerischen Überschwingungen zu vermeiden. Die Anomalien der magnetischen Totalintensität sind polreduziert dargestellt, das heißt, dass die Messwerte unter der Annahme von hypothetisch mit 90° einfallenden Feldlinien des Magnetfeldes (die Inklination des magnetischen Hauptfeldes beträgt in Österreich etwa 63°) berechnet werden. Dadurch kommen die Maxima der Anomalien, die aufgrund der vorliegenden Feldrichtung gegenüber der Lage des Störkörpers gegen Süden verschoben sind, im Allgemeinen direkt über den Zentren der magnetischen Störkörper zu liegen. Sie sind damit in der Karte mit anderen Daten, z.B. Gravimetrie, sowie mit geologischen Strukturen wesentlich besser korrelierbar.

Das Muster der magnetischen Anomalien ist im betrachteten Bereich durch relativ kleine, vielfach rundliche Anomalien mit wenigen Kilometern Durchmesser gekennzeichnet, die einem regionalen Trend überlagert sind. Der regionale Trend des Magnetfeldes zeigt im Bereich der Abbildung 46 eine gegen Süden zunehmende Magnetisierung mit einem Maximum in einer langgestreckten W–E streichenden

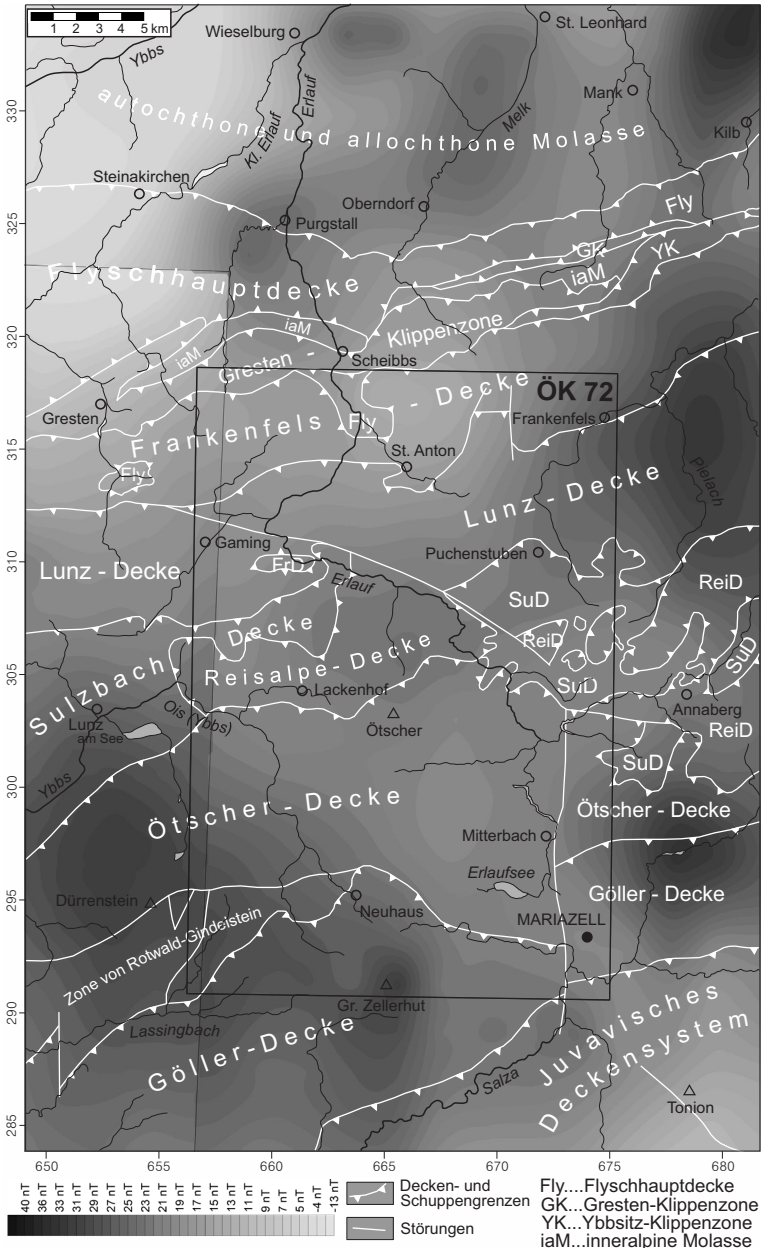


Abb. 46.

Anomalie (Isanomalien) der magnetischen Totalintensität ΔT im Bereich von Blatt Mariazell und Umgebung. Koordinaten: BMN M34. Geologische Grenzen weitgehend nach SCHNABEL (2002).

Zone südlich des Untersuchungsgebietes. Diese Zone verbindet die regionale Berchtesgadener Anomalie praktisch durchgehend mit der starken und ebenfalls regional wirksamen Brünner Anomalie. Sie streicht entlang des Nordrandes der Ostalpen zuerst W-E und schwenkt im Bereich des Wiener Beckens in ein SW-NE-Streichen um (SEIBERL, 1991). In der südlichen Umgebung der Abbildung 46 ist sie in lokale Teilmaxima mit Erstreckungen über mehrere Zehnerkilometer zerlegt. Die magnetischen Anomalien in der Südhälfte von Blatt Mariazell bzw. der Abbildung 46 sind Teil der lokalen Submaxima dieser Zone.

Für die Brünner Anomalie ist die Quelle der erhöhten Magnetisierung im kristallinen Basement des cadomisch konsolidierten Brunovistulitids gut belegt. Die Gesteine mit erhöhter Suszeptibilität κ stehen zum Teil an der Oberfläche an, bzw. wurden in zahlreichen Bohrungen erfasst (GNOJEK & HEINZ, 1993; SEIBERL et al., 1993, 2000; BUCHA, 1994a; GNOJEK & HUBATKA, 2001). Das Brünner Massiv setzt sich überwiegend aus Granodioriten mit eingeschalteten Metabasiten zusammen (HANŽL & MELICHAR, 1997; LEICHMANN & HÖCK, 2008), wobei die Metabasitzone als proterozoischer Ophiolith betrachtet wird (FINGER et al., 1998). Es sind magnetische Suszeptibilitäten bis zu 45×10^{-3} (SI) bekannt (GNOJEK & HEINZ, 1993), wobei auch die Granodiorite durch Magnetitführung bedingte erhöhte κ -Werte bis zu $6,63 \times 10^{-3}$ (SI) aufweisen (HROUDA et al., 2003).

Weit weniger klar ist die Interpretation der Berchtesgadener Anomalie. Diese magnetische Großstruktur ist seit den 1930er Jahren aus der Erdölexploration bekannt und wurde von GAENGER (1954) erstmals detailliert bearbeitet, wobei die Ursache der Anomalie im kristallinen Untergrund unter den alpinen Deckenkörpern und der subalpinen „tertiären“ Molasse vermutet wurde. Der Störkörper ist aufgrund seiner Tiefenlage nur indirekt durch geophysikalische Methoden erfassbar. Weitere Bearbeitungen zogen entweder basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmisches Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken, einen postulierten paläozoischen/frühmesozoischen Pluton oder ultrabasische bis basische ophiolithische Gesteine eines alten Ozeanbodens der Tethys als Ursache der magnetischen Anomalie in Betracht (BLEIL & POHL, 1976; PUCHER & HAHN, 1979). Ein Teil dieser frühen Interpretationsmodelle ist durch neuere Erkenntnisse obsolet geworden (REISNER, 1988).

Mit fortschreitender Erforschung der regionalen Magnetik wurde die Berchtesgadener Anomalie als Teil einer Zone starker magnetischer Anomalien, die sich am Nordrand von Ostalpen und Karpaten von nördlich Innsbruck bis in den Bereich südöstlich von Krakau erstreckt, erkannt (GNOJEK & HEINZ, 1993; BUCHA, 1994b). Diese Zone wurde als strukturell zusammengehörig, aber nicht als genetisch einheitlich betrachtet (GNOJEK & HEINZ, 1993).

Eine Interpretation der Berchtesgadener Anomalie, die lediglich den westlichen Teil eines bis in die Karpaten reichenden Anomaliengürtels darstellt, sowie die Interpretation der positiven Anomalien, die sich möglicherweise bis in den Bereich des Wiener Beckens erstrecken, als möglicher ophiolithischer Rest einer ozeanischen Kruste des Nordpenninikums (HEINZ, 1989; HEINZ & SEIBERL, 1990; GNOJEK & HEINZ, 1993; SEIBERL et al., 1993) ist nach den neueren tektonischen Modellen (z.B. SCHMID et al., 2004) nicht möglich. Eine Deutung als Mantelmaterial, welches im Zuge jurassisch bis kretazischer Dehnungs- und Kontraktionsvorgänge in die europäische kontinentale Kruste eingeschleppt wurde, erscheint aber weiterhin vorstellbar, was den Vorstellungen von Herbert Heinz, Ivan Gnojek und Wolfgang Seiberl im Prinzip entsprechen würde.

Ein Problem für eine Deutung des magnetischen Störkörpers als Teil des variszischen Basements stellt die Tatsache dar, dass in den benachbarten Einheiten des

Variszikums (Moldanubikum, Bavarikum) keine Gesteine mit so hoher Suszeptibilität und der notwendigen Mächtigkeit bekannt sind, um eine entsprechende magnetische Anomalie zu verursachen. Es sind auch in den anschließenden Varisziden Deutschlands und Tschechiens, abgesehen von einem zur Donau parallelen Anomalienzug zwischen Ulm und Ingolstadt, für welchen prävariszische Amphibolite als Störkörper vermutet werden könnten (WONIK & HAHN, 1989), keine vergleichbaren Anomalien bekannt (WONIK & HAHN, 1989; ŠALANSKÝ, 1995; WONIK et al., 2001). Es müsste also hier eine geologische Einheit des variszischen Orogens vorliegen, die eine deutlich andere lithologische Zusammensetzung aufweist als die bekannten benachbarten tektonischen Zonen.

2D- und 3D-Modellierungen des magnetischen Störkörpers durch BLEIL & POHL (1976), PUCHER & HAHN (1979) sowie HÜBL (publiziert in GNOJEK & HEINZ, 1993) beschränken sich auf das westliche Ende der Anomalienzone um Berchtesgaden.

Der gesamte Bereich der Berchtesgadener Anomalie wurde auf Basis der Daten der AMVÖ anhand einer Serie von N-S Profilschnitten von Kufstein bis Waidhofen an der Ybbs durch REISNER (1988) modelliert.

Das Ergebnis war ein riesiger, etwa 200 km langer, maximal 50 bis 70 km breiter theoretischer Störkörper innerhalb bzw. nahe der Oberkante des kristallinen Untergrundes unter den kalkalpinen Decken, der in mit einem Winkel von ca. 5 bis 20° gegen Süden einfällt. Die maximalen Mächtigkeiten liegen, je nach Modellvorgaben im Bereich von 4,5 bis 8 km. Von der Mitte aus gesehen, verdünnt sich der Modellkörper nach Westen und nach Osten hin. Die Suszeptibilitätswerte für die Modellierungen wurden für vermutetes serpentiniertes ultrabasisches Material mit $\kappa = 75 \times 10^{-3}$ (SI) bzw. $\kappa = 38 \times 10^{-3}$ (SI) angenommen (REISNER, 1988). Am Ostrand des Modells, knapp westlich des Bereiches der Abbildung 46, liegt die Nordgrenze des theoretischen Störkörpers etwa auf der Höhe von Weyer, die Südbegrenzung südlich der Palten-Liesing-Störungszone.

Als Resümee zur Berchtesgadener Anomalie und ihrer Fortsetzung gegen Osten ist festzuhalten, dass alle bisherigen Deutungsversuche ein bislang unbekanntes tektonisches oder lithologisches Element von beträchtlicher Größe im geologischen Bau postulieren.

Die Anomalien im hier betrachteten Gebiet im Bereich der kalkalpinen Decken liegen an der Nordflanke dieser Zone erhöhter Magnetisierung, welche die Berchtesgadener Anomalie mit den weiter nordöstlich gelegenen Anomalien von Kaumberg und Brunn verbindet, für welche die in Frage kommenden Störkörper besser erfassbar sind.

Generelle Charakteristika dieser magnetischen Strukturen sind bei regionaler Betrachtung ein relativ flacher Feldgradient und eine hohe Stör-Amplitude (SEIBERL et al., 1993). Der Feldverlauf ist im Detail oft wesentlich unruhiger und durch eine Anzahl lokaler Submaxima gegliedert, was auf Überlagerung durch kleine lokale Anomalien zurückzuführen ist, die auf diskrete Störkörper mit höherem κ , aber auch durch die Morphologie der Kristallinoberfläche im Untergrund bedingt sein könnten.

In der Schichtfolge der kalkalpinen Decken sind keine Gesteine bekannt, die diese Maxima bewirken könnten. Die magnetischen Störkörper müssen daher in den darunterliegenden Einheiten angenommen werden. Am wahrscheinlichsten sind Gesteine mit erhöhtem κ des kristallinen Untergrundes unter den alpidischen Decken, die somit Teil der Böhmisches Masse sind. Für lokale Maxima können aber auch mögliche penninische serpentinierte Ophiolithe als Quelle der Anomalie in Frage kommen, die sowohl der Flyschdecke (Teil des Valais-Ozeans, SCHMID et al., 2004), wie auch der Ybbsitz-Klippenzone (Teil des Piemont-Ligurischen Ozeans, SCHMID et al., 2004) angehören könnten.

Im Bereich der oberösterreichischen Kalkalpen wurden hochgeschürfte und obduzierte Anteile ehemaliger ozeanischer Kruste mit höherem κ als Ursache für lokale, überlagerte Anomalien betrachtet (HEINZ et al., 1987).

Das im Bereich des Alpenvorlandes erbohrte Kristallin im Untergrund von Molasse- und Flyschzone wird allgemein dem Moldanubikum zugeordnet (GRILL & WALDMANN, 1951; BRIX & GÖTZINGER, 1964; WIESENER, 1966; WIESENER et al., 1976; KRÖLL & WESSELY, 2001; MATURA, 2006). Es handelt sich um verschiedene Ortho- und Paragesteine (Grafittschiefer, Mikroklin-Hornblendegneise, Chlorit-Mikroklingneise, grobkörnige Amphibolite, Biotit-Sillimanitgneise mit Amphibolitlagen, Cordieritgneise und Hornblendegneise). Da die Gesteine nur aus einzelnen Bohrungen punktuell bekannt sind, sind Aussagen über strukturelle Zusammenhänge sehr schwierig. Erste Ergebnisse dazu liegen aus dem Weinviertel vor (DIRNHOFER et al., 1994; FINGER & RIEGLER, 1999).

Die Serpentinivorkommen in der Tulbingerkogel-Decke (Untere Penninische Decken, Valais-Ozean nach SCHMID et al., 2004) in der Umgebung von Kilb (CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS, 1927; RICHTER & WIESENER, 1975; PREY, 1977) bewirken keine erkennbaren magnetischen Anomalien, was auf die außergewöhnlich starke sekundäre Alteration (FRASL & KIRCHNER, 1980) zurückzuführen sein könnte. Vergleichbare Serpentinivorkommen werden von ZIRKL (1950, 1955, 1957) und EXNER & ZIRKL (1962) beschrieben.

Serpentinite von mehr als 500 m Mächtigkeit wurden direkt unter den kalkalpinen Decken in der Bohrung Grünau 1 zwischen 1.970 und 2.490 m Tiefe angetroffen (HAMILTON, 1989; WAGNER, 1996). Tektonisch können diese Gesteine, wie auch die weiter östlich an der Oberfläche kartierten ultramafischen Vorkommen, zur St. Veiter Klippenzone (Obere Penninische Decken, Piemont-Ligurischer Ozean) gerechnet werden, in der Serpentine und Pillowlaven bekannt sind (SCHNABEL, 1979: 33).

Die Anomalie nordöstlich von Mank in der Nordostecke der Abbildung 46, für die von SEIBERL et al. (2002) noch ein \pm homogener Störkörper an der Oberkante des Kristallins des Molasseuntergrundes angenommen wurde, zeigt bei Feldfortsetzungen auf 5.000 m (AHL et al., 2013: Poster) deutliche höhere Wellenlänge, sodass ein wesentlicher Anteil der Anomalie auf einen Störkörper im tieferen Untergrund bzw. eine Aufwölbung des kristallinen Untergrundes hinweisen könnte. Das Relief, wie auch die Tektonik des Untergrundes sind im betrachteten Bereich aufgrund geringerer KW-Explorationstätigkeiten (weil hier kein autochthones Mesozoikum im Untergrund vorhanden ist) vergleichsweise nur unzulänglich bekannt (KRÖLL & WESSELY, 2001).

Für die Anomalien zwischen St. Leonhard am Forst und Oberndorf an der Melk zeigt sich bei Feldfortsetzung auf 5.000 m eine schwache, langwellige Anomalie (AHL et al., 2013: Poster), deren Ausbildung eine Aufwölbung im Relief des Kristallins der Molassebasis als Ursache plausibel macht.

Gänzlich anderes Verhalten zeigt die lokale Anomalie nordöstlich von Wieselburg. Sie ist bei einem Feldfortsetzungsniveau von 5.000 m praktisch nicht mehr feststellbar. Der Störkörper steht wahrscheinlich an der Oberfläche des Kristallins an, oder liegt nur wenig darunter, und ist durch neogene und quartäre Sedimente bedeckt. Naheliegender wäre eine Interpretation als ultrabasischer Körper in Zusammenhang mit dem Granulit von Wieselburg, vergleichbar der Situation im Dunkelsteiner Wald.

Dasselbe bezüglich der Feldfortsetzung gilt für die Anomalie westlich von Purgstall. Deren Lage direkt an der Verlängerung der Diendorfer Störung unter die Molasse dürfte Zufall sein. Die Störampplitude ist geringer als bei der Anomalie nordöstlich Wieselburg, weist aber jedenfalls auf einen diskreten Störkörper hin.

In der direkten Fortsetzung der Zone positiver magnetischer Anomalien am Nordrand der Ostalpen bildet, etwa 40 km ENE des hier betrachteten Bereiches, die magnetische und gravimetrische Anomalie von Kaumberg ein markantes lokales Maximum. Für diese Anomalie liegt ebenfalls eine numerische Modellierung vor (SACHS et al., 1989). Ein 2D-Modell ergab einen gegen Süden einfallenden Störkörper am Oberrand des Kristallins mit maximal 3,5 km Mächtigkeit und erhöhter Magnetisierung, der zusätzlich eine Kuppe der Kristallinoberfläche bildet (SACHS et al., 1989). Allerdings ist zu beachten, dass diese Berechnung nach Abzug eines auf 5.000 m feldfortgesetzten Regionalfeldes durchgeführt wurde, somit die langwelligeren Anomalie-Anteile der Berchtesgadener-Brünner Anomalienzone darin nicht berücksichtigt sind.

Für den an das hier betrachtete Untersuchungsgebiet südöstlich und östlich anschließenden Bereich konnte anhand eines Vergleichs der Lage der Anomalien in polreduzierter und nicht polreduzierter Darstellung gezeigt werden, dass die Störkörper im Bereich der Kalkalpen deutlich tiefer liegen, als jene im Bereich der Grauwackenzone (SLAPANSKY et al., 2015).

Eine großräumige Betrachtung in kleinerem Maßstab (z.B. SEIBERL, 1991) lässt Strukturen erkennen, die mit regionalen tektonischen Strukturen parallelisiert werden können. So weisen gleichförmige Verbiegungen der Isolinien darauf hin, dass die Zone des magnetischen Maximums im Untergrund der kalkalpinen Decken zwischen der Enns und dem Wienerwald durch WNW-ESE bis NW-SE sowie SW-NE streichende Strukturen in einzelne Blöcke gegliedert erscheint. Diese Richtungen entsprechen Hauptrichtungen der Störungszonen im südlichen Moldanubikum, wie z.B. der Pfahl- und der Donau-Störungszone (WALLBRECHER et al., 1993; BRANDMAYR et al., 1995), deren Fortsetzung oder Äquivalente hier im Untergrund vorliegen könnten.

8.2. Gravimetrie

Das Schwerefeld der Erde wird durch die Dichte des Krusten- und Mantelmaterials beeinflusst. Wenn Änderungen in der Gesteinszusammensetzung mit Dichteunterschieden einhergehen, äußert sich das in Anomalien des Schwerefeldes. Zur Charakterisierung des Schwerefeldes wird die Schwerebeschleunigung gemessen und daraus die Abweichungen des gemessenen Schwerefeldes vom theoretischen Feld des mittleren Erdellipsoides ermittelt. Die Messwerte müssen für die geografische Breite, die Höhe und die Topografie korrigiert werden. Die Werte der Schwerebeschleunigung werden unter Verwendung der von einem vereinfachten geometrischen Modell ausgehenden Bouguerkorrektur kartenmäßig als Bouguer-Anomalie ($\Delta g_{\text{Bouguer}}$) dargestellt. In der Geophysik wird allgemein die Einheit mGal (Milli-Gal) verwendet ($1 \text{ mGal} = 0,01 \text{ mm/s}^2$). In Modellen, die sich an plausiblen Geologischen Modellen orientieren, kann die Dichteverteilung im Untergrund räumlich dargestellt werden.

Die in Abbildung 47 dargestellte Schwerekarte (Isanomalien der Bouguerschwere) von Blatt 72 Mariazell und seiner Umgebung ist ein Ausschnitt aus der Schwerekarte von ZYCH & MEURERS (2001a) in leicht modifizierter Darstellung (Maxima dunkel, Minima hell). Im Süden geht die Karte etwas über die von ZYCH & MEURERS (2001a) publizierte Karte hinaus. Ein Verständnis der geophysikalischen und geologischen Zusammenhänge ist auch hier nur im größeren Überblick möglich, weshalb ein Bereich, der über das Blatt Mariazell hinausgeht, betrachtet wird.

Gravimetrische Daten aus verschiedenen Datensätzen, überwiegend aus der Kohlenwasserstoffexploration der OMV (ZYCH, 1988), ergänzt durch Messungen

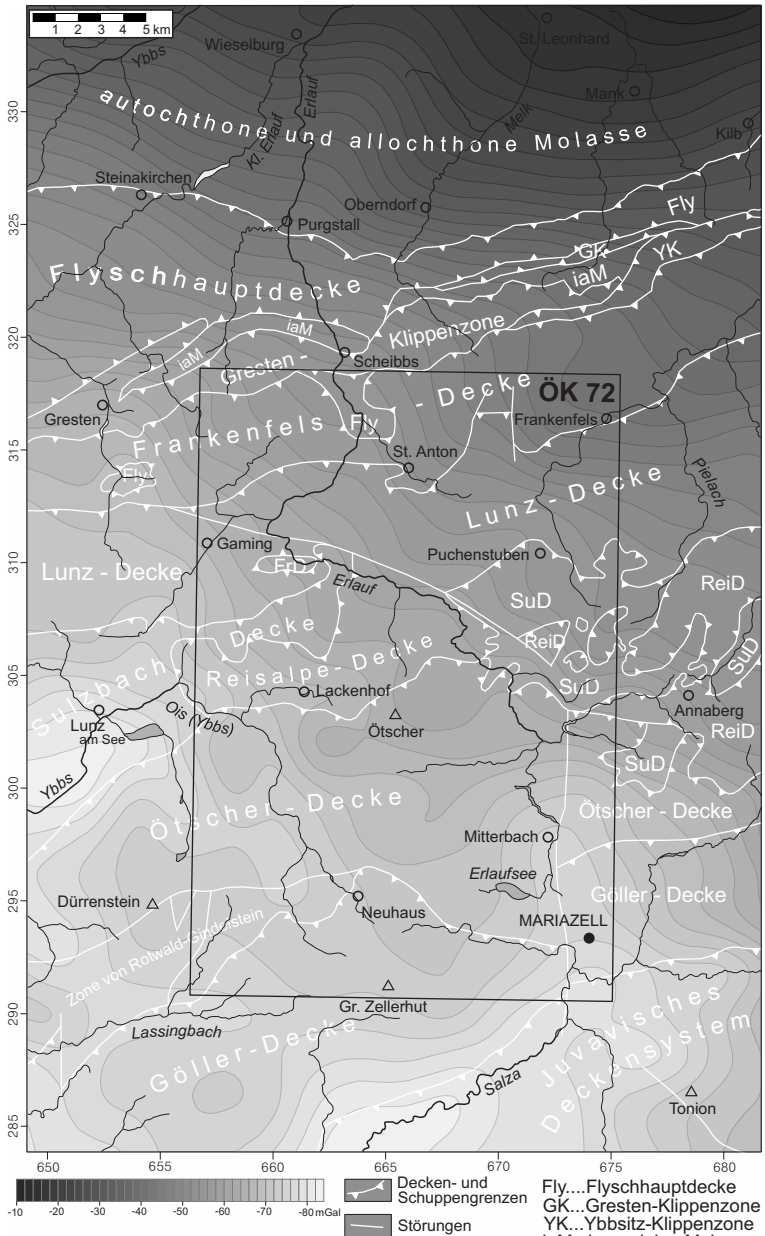


Abb. 47.

Anomalie (Isanomalen) der Bouguerschwere (Δg_{Boug}) im Bereich von Blatt Mariazell und Umgebung. Koordinaten: BMN M34. Geologische Grenzen vereinfacht nach SCHINABEL (2002).

der gravimetrischen Landesaufnahme und verschiedener Detailuntersuchungen wurden von ZYCH & MEURERS (2001a) in Form einer Karte der Isanomalien der Bouguerschwere 1:200.000 einheitlich dargestellt. Die Auswertemethodik (aufwendige Transformations- und Korrekturverfahren aufgrund unterschiedlicher Mess- und Berechnungsmethoden der verschiedenen Datensätze) ist bei ZYCH & MEURERS (2001b) beschrieben. Im ergänzenden Kärtchen „Horizontalgradient der Bouguer-anomalie des Molasseraumes (NÖ) und angrenzender Gebiete“ (ZYCH & MEURERS, 2001b: Tafel 2) werden Zonen mit besonders starker Änderung der Bouguer-Anomalie hervorgehoben.

Die Kenntnis der Gesteinsdichte ist eine wesentliche Voraussetzung für eine Interpretation der Gravimetrie der Erdkruste. Zusammenstellungen charakteristischer Werte der Dichten von Mineralen und Gesteinen finden sich beispielsweise in TELFORD et al. (1976), SCHÖN (1983), LINDNER et al. (1984), DÜRBAUM & FRITSCH (1985) sowie OLHOEFT & JOHNSON (1989).

Als allgemeine Charakteristik von Gesteinsdichten im Bereich des Kartenblattes kann gelten:

- für Sedimente: Dolomit > Kalk > Siliziklastika > Salz (Haselgebirge);
- für kristalline Gesteine: Ultrabasite > Basite > Paragesteine (je nach Ausgangsmaterial) > saure Magmatite, bzw. quarzreiche Gesteine.

Serpentin als Umwandlungsprodukt von Ultrabasiten weist hingegen, trotz höherem Gehalt an Magnetit, zumeist vergleichsweise sehr geringe Dichte auf.

Eine Übersicht über Durchschnittswerte der Gesteinsdichten für die wichtigsten Gesteinstypen im Bereich des Kartenblatts 72 Mariazell und Umgebung ist in den Tabellen 3 und 4 sowie für im kristallinen Untergrund unter den kalkalpinen und tieferen Decken möglicherweise auftretende Gesteine in Tabelle 5 angegeben.

Werte der Gesteinsdichten für die Böhmisches Masse, deren Fortsetzung der kristallinen Untergrund unter der Molasse darstellt, sind in Tabelle 5 für hier und in der weiteren Umgebung im Molasseuntergrund vermutete Gesteinstypen zusammengefasst.

Gravimetrische Anomalien können auf lithologisch bedingte Änderungen der Gesteinsdichte, wie auch auf rein strukturelle Ursachen (Mulden, Aufwölbungen,

Geologische Einheit	Dichte (g cm ⁻³)	Autoren
Molassezone	2,40	(a)(c)
Flysch	2,55	(c)
Rhenodanubisches Deckensystem westlich des Wienerwaldes	2,50	(a)
Rhenodanubisches Deckensystem im Wienerwald und nordöstlich davon	2,60	(a)
Nördliche Kalkalpen	2,70	(a)(b)
autochthones Mesozoikum	2,75	(c)
Böhmisches Masse	2,70 (2,50–2,95)	(b)
Kristallin (Molasseuntergrund)	2,80 (2,60–2,90)	(c)

Tab. 3.

Durchschnittliche Werte der Gesteinsdichte für die wichtigsten das Blatt 72 Mariazell betreffenden geologischen Einheiten nach ZYCH (1988) (a) und GRANSENER et al. (1989) (b) sowie ZYCH & MEURERS (2006) (c). Die Bezeichnungen der geologischen Einheiten sind zum Teil informell.

Gestein bzw. geologische Einheit	Dichte (g cm ⁻³)	Autoren
Salz	2,14–2,24	(a)(b)(d)(e)(f)
Haselgebirge (98, 121)	2,20–2,40	(e)(f)
Gips (98, 121)	2,20–2,40	(a)(c)(d)
Haselgebirge (98, 121)	2,24	(b)
Geschiebemergel, -lehm (22, 23, 31)	2,40	(d)
Mergel	2,54	(a)
Sandstein	2,56	(e)(f)
Roßfeld-Formation (57)	2,60	(a)
Schieferton	2,63	(a)
Werfen-Formation (97, 120)	2,64	(a)
Mergelkalk	2,65–2,73	(c)
„Gaultfölysch“ (Rehbreingraben-Formation) (46)	2,66	(e)(f)
Schrambach-Formation (58)	2,66	(a)
Kalk	2,67–2,68	(a)(b)(d)
Hallstätter Kalk (130)	2,68	(a)
Oberalm-Formation (103)	2,69	(a)
Gosaukonglomerat (52, 53)	2,69	(e)(f)
Dachsteinkalk (110, 111, 131)	2,69	(e)(f)
Plattenkalk (81, 126, 127)	2,70	(e)(f)
Sandstein	2,73	(a)
Hauptdolomit (69, 83)	2,76	(e)(f)
Anhydrit	2,78	(b)
Dolomit	2,80–2,90	(a)(c)
Wetterstein-, Ramsaudolomit (117)	2,88	(a)
Anhydrit	2,96–3,0	(a)

Tab. 4.

Charakteristische durchschnittliche Dichtewerte für die wichtigsten das Blatt 72 Mariazell und seine Umgebung betreffenden Lithologien, die zumeist anhand von Handstücken bestimmt wurden, nach ansteigender Dichte geordnet, nach STEINHAUSER et al. (1982) (a) und (1985) (b), RADINGER (1996) (c), ARNDT et al. (1996) (d), ARNDT & MAYR (2003a) (e) sowie ARNDT & MAYR (2003b) (f). Da die Häufigkeitsverteilung oft stark von einer Normalverteilung abweicht, ist vielfach der Median angegeben. In Klammern sind die Legendennummern auf Blatt 72 Mariazell angegeben.

Brüche etc.) zurückzuführen sein. Anomaliencharungen bzw. steile Gradienten von Δg_{Boug} sind oft durch tektonische Störungen bedingt (ZYCH, 1988). In dem hier relevanten Kartenmaßstab 1:200.000 (ZYCH & MEURERS, 2001a) können die wesentlichen gravimetrischen Strukturen des Kartenblattes zum Teil gut mit an der Oberfläche kartierten sowie aus der Seismik und aus Bohrungen erschlossenen geologischen und morphologischen Strukturen (KRÖLL & WESSELY, 2001; KRÖLL et al., 2001b) korreliert werden, teilweise muss die Deutung aber offenbleiben.

Bereichsweise sind großräumige Störungssysteme durch geringe Δg_{Boug} gekennzeichnet. Interpretationsschwierigkeiten können sich allerdings bei Schwereminima

Gestein	Dichte (g cm ⁻³)	Autoren
Serpentinite	2,57–2,58	(a)(b)
Thaya-Batholith	2,56–2,62	(a)(b)(c)
Orthogneise	2,59–2,65	(a)(b)
Mauthausener Granit, Feinkorngranite	2,64	(c)
Granulite	2,66–2,67	(a)(b)
Weinsberger Granit	2,64–2,67	(b)(c)
Freistädter Granodiorit	2,67	(c)
Paragneise	2,64–2,73	(b)
Migmatite	2,67–2,72	(c)
Marmor, Kalksilikatfelse	2,72–2,73	(b)
Diorite	2,74–2,76	(b)(c)
Amphibolite	2,89–2,95	(a)(b)(c)

Tab. 5.

Werte der Gesteinsdichte aus dem Moldanubikum, dem Moravikum und dem Brunovistulikum, die für den Molasseuntergrund relevant sein könnten, aus den Arbeiten von HÖSCH & STEINHÄUSER (1985) (a), JILG (1992) (b) und LENZ (1992) (c). Die Gesteine sind nach ansteigender Dichte geordnet.

in Talbereichen ergeben. Da Täler häufig entlang von Störungszonen verlaufen, können tiefgreifende Auflockerungszonen mit geringerer Gesteinsdichte vorliegen, aber auch Einlagerungen leichter Lockersedimente von zum Teil beträchtlicher Mächtigkeit, die eine sehr geringe Dichte besitzen können (RADINGER, 1996).

Regionale Zusammenhänge der Verteilung der Bouguerschwere (Δg_{Boug}) sind anhand der Österreichischen Schwerekarte (BEV & IMG, 2006; MEURERS & RUESS, 2009) gut nachvollziehbar.

Die Verteilung von Δg_{Boug} zeigt im Bereich der Abbildung 47 einen generellen Trend zwischen -10 mGal im Nordosten und -84 mGal gegen Südwesten, der in der Südhälfte der Abbildung 47 durch eine Gliederung in lokale Maxima und Minima allerdings nur undeutlich erkennbar ist. Im größeren Rahmen (Österreichische Schwerekarte; BEV & IMG, 2006) ist jedoch sehr gut zu sehen, dass die regionale Dichteverteilung die Abnahme von Δg_{Boug} von der Böhmisches Masse zum Minimum des Tauernfensters widerspiegelt, somit im Wesentlichen dem Trend der Mohorovičić-Diskontinuität (meist als Moho-Diskontinuität bezeichnet) folgt.

Die Isanomalien von Δg_{Boug} verlaufen schräg zu den Tiefenlinien der Molassebasis, was durch das Regionalfeld, aber auch durch relevante Dichteunterschiede innerhalb der Einheiten des Molasseuntergrundes bedingt sein dürfte. Das Abtauchen des kristallinen Grundgebirges der Böhmisches Masse gegen Süden unter die Molasse, und die damit zunehmende Mächtigkeit der leichteren Molassesedimente, ist somit für die Verteilung von Δg_{Boug} nicht der entscheidende Faktor. Auch das markante Relief des Molasseuntergrundes am Rand zum anstehenden Kristallin (ZYCH & MEURERS, 2001a), das im ehemaligen küstennahen Bereich durch Rinnen und Versetzungen an Brüchen gegliedert ist, tritt in der Gravimetrie nur untergeordnet in Erscheinung.

In der Darstellung des Horizontalgradienten von Δg_{Boug} (ZYCH & MEURERS, 2001b: Tafel 2) fallen deutlich bevorzugte Richtungen (WNW–ESE bis NW–SE sowie SW–NE) auf, die parallel zu regional wirksamen Störungszonen im Moldanubikum

(WALLBRECHER et al., 1993; BRANDMAYR et al., 1995) verlaufen. Diese Richtungen finden sich auch in Störungen mit deutlichem Versetzungsbetrag im Untergrund der Molasse (KRÖLL et al., 2001b, 2006), was auf einen strukturellen, wie auch genetischen Zusammenhang schließen lässt. Ein erhöhter Horizontalgradient von Δg_{Boug} im Bereich der Molasse gibt also weitgehend das Störungsmuster des Untergrundes wieder. Auch im südlich anschließenden Bereich der alpidischen Decken findet sich dieses Muster des Horizontalgradienten immer wieder (ZYCH & MEURERS, 2001b: Tafel 2) und ist wohl genauso zu deuten.

Eine Störung mit einem Versetzungsbetrag von etwa 2.500 m verläuft, von Südwesten kommend, nördlich Lunz bis etwa Frankenfels. Sie äußert sich in einer Verbiegung der Isolinien von Δg_{Boug} sowie einem erhöhten Horizontalgradienten. Diese Störung tritt im Profil der Abbildung 48 deutlich in Erscheinung. Auch der Verlauf der Hochwart-Störung ist durch einen erhöhten Horizontalgradienten angezeigt.

Die Flyschüberschiebung über die Molasse, an der gemäß der gesamtösterreichischen Dichteverteilung der Oberflächengesteine (ZYCH, 1988) ein Dichtesprung von $2,4 \text{ g/cm}^3$ in der Molasse zu $2,5 \text{ g/cm}^3$ in der Flyschzone auftritt, ist in der Darstellung des Horizontalgradienten nachvollziehbar. So entsteht nördlich von Scheibbs ein ganzes Bündel von Zonen mit erhöhtem Gradienten von Δg_{Boug} (ZYCH & MEURERS, 2001b: Tafel 2). Eine dieser Zonen, die dem Streichen der Klippenzonen folgt, ist relativ stark ausgebildet. Sie bildet einen zweiten Sprung in der regionalen Dichteverteilung an der Überschiebungsfäche der kalkalpinen Decken (Flysch: $2,5 \text{ g/cm}^3$, kalkalpine Decken: $2,7 \text{ g/cm}^3$; nach ZYCH, 1988) ab. Möglicherweise spielt bei der Betonung dieser Zone auch die Vielfalt an unterschiedlichen Lithologien in der Klippenzone eine Rolle.

Der Bereich der Frankenfels-Decke ist in der Schwerekarte (Abb. 47) in Form einer Verbiegung der Isolinien gut erkennbar, die auf die höhere Gesamtdichte zurückzuführen ist. Lokal treten aber auch gravimetrische Minima auf. Insbesondere das Brettli-Fenster ist durch ein solches gekennzeichnet, welches durch das Ausdünnen der überlagernden Decke zum Fenster hin bedingt ist.

Gravimetrische Unterschiede zwischen den kalkalpinen Decken ergeben sich neben unterschiedlichen Gesamt- und Schichtmächtigkeiten auch durch Unterschiede im stratigrafischen Umfang (Frankenfels-Decke: Karnium bis tiefere Oberkreide, Lunz-Decke: Oberperm bis Oberkreide, Ötscher- (Unterberg)- und Göller-Decke: Oberperm bis Oberjura, ebenso das Juvavische Deckensystem) und somit in der lithologischen Zusammensetzung.

Die Grenzen zwischen Bajuvarikum und Tirolikum sind nicht so sehr durch Isolienscharungen oder stärkeren Horizontalgradienten gekennzeichnet, sondern vielmehr dadurch, dass im Bajuvarikum ein recht ungestörter Verlauf der Isolinien vorherrscht, während ab der Deckengrenze gegen Süden der Isolinienverlauf sehr unregelmäßig ist. Dies hat seine Ursache darin, dass im Bajuvarikum der regionale Trend durch die lokale Geologie nur leicht modifiziert wird, während im Bereich des Tirolikums und Juvavikums die Schwerewirkung des internen Aufbaus der Decken, die Einlagerung von jüngeren, leichteren Sedimenten der Gosau und des Quartärs sowie der Verlauf von Störungszonen den regionalen Trend von Δg_{Boug} weitgehend überprägen. Verstärkend wirkt dabei die zunehmende Mächtigkeit des kalkalpinen Deckenstapels gegen Süden. Ein wesentlicher Einfluss scheint in der beobachteten Schwerewirkung der höheren Dichte von Dolomit gegenüber Kalk zuzukommen. Jüngere siliziklastische Sedimente der Gosau, quartäre Ablagerungen und rezente Lockersedimente, insbesondere auch das Auftreten von Haselgebirge mit Salz und Gips, tragen lokal zu einer Verringerung von Δg_{Boug} bei.

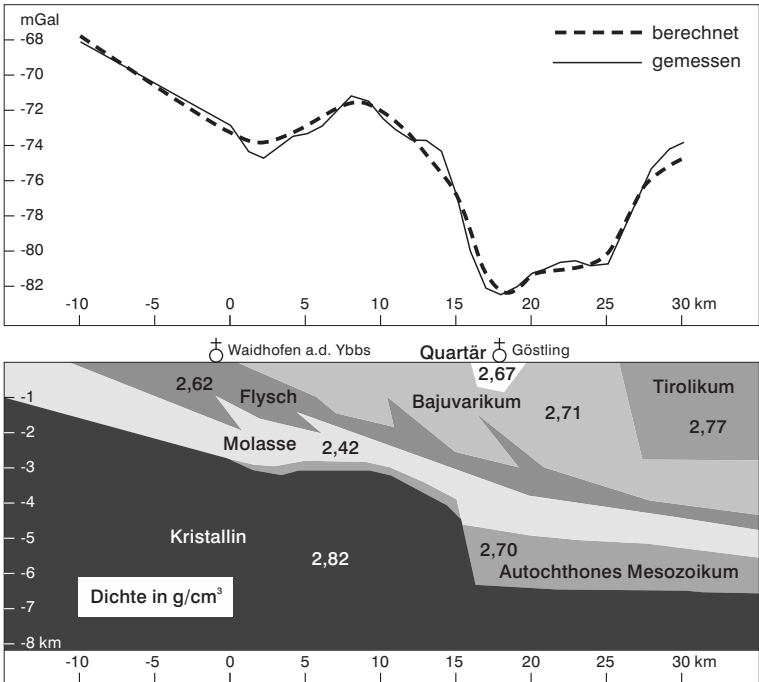


Abb. 48.

NW-SE-Profil eines Schweremodells Waidhofen an der Ybbs-Göstling aus ZYCH & MEURERS (2001b), leicht verändert, Geologie nach KRÖLL & WESSELY (2001). Der Profilschnitt schneidet die Abbildung 47 in ihrer Südwestecke. Das geologische Profil ist 2,7-fach überhöht.

Ein lokales Minimum zwischen Lunz und Gaming mit SW-NE-Streichen ist durch die kartierte Geologie nur schwer zu deuten und ist wohl auf eine tiefer liegende Ursache zu beziehen.

Eine Zone mit Schwereminimum verläuft vom Ybbstal südwestlich Lunz über Lackenhof bis etwa nordwestlich Puchenstuben. Dabei ist der Verlauf der Täler der Ybbs und des Lackenbaches durch quartäre Sedimentbedeckungen gekennzeichnet. Die Zone mit geringerem Δg_{Boug} schwenkt etwa im Bereich Ötscherwiese gegen Nordosten um, wo ebenfalls mächtiges Quartär verbreitet ist. Die weitere Fortsetzung könnte durch die Faltenstruktur der Reisalpe-Decke mit möglicherweise Werfener Schichten und Haselgebirge im Faltenkern unter der Gutenstein-Formation bedingt sein. Ab der Hochwart-Störung bis Puchenstuben liegt ein Streifen von Lunzer Sandstein entlang des Schwereminimums.

Ein wenige Kilometer breiter Streifen mit lokal leicht erhöhtem Δg_{Boug} und geringem Horizontalgradienten ESE Puchenstuben liegt in einem Bereich, dessen geologischer Bau durch den Kontakt von Sulzbach-Decke und Reisalpe-Decke mit Deckschollen und Fenstern gekennzeichnet ist. Erklärbar ist dies durch stärkere Überprägung des Regionalgradienten aufgrund der tektonischen Strukturen.

Die Hochwart-Störung selbst ist durch einen erhöhten Horizontalgradienten von Δg_{Boug} gekennzeichnet. Ursache dürften sowohl Einschleppungen von sandig oder

tonig beeinflussten Anteilen von Lunzer Sandstein und Opponitzer Schichten, wie auch der an der Störung vielfach auftretende steile Kontakt dieser beiden Formationen mit Hauptdolomit sein.

Der Nordrand der Ötscher- (Unterberg-)Decke ist vom westlichen Rand der Abbildung 47 bis zum Tal der Ois durch erhöhten Horizontalgradienten gekennzeichnet, weiter gegen Osten bis zum Tal der Erlauf durch lokale Schweremaxima. Dabei scheint die erhöhte Dichte des Dachstein- (Haupt)dolomits eine wesentliche Rolle zu spielen, insbesondere bei den Maxima an der Ostflanke des Scheiblingsteins, am Kleinen Ötscher und am Ötscher östlich des Rauhen Kamms. Ein Bereich mit geringerem Δg_{Boug} um den Schwarzkogel könnte auf das verbreitete Auftreten von leichterem Dachsteinkalk und auf leichte Jurasedimente zurückgehen.

Eine bis zu 10 km breite Zunge von erhöhtem Δg_{Boug} erstreckt sich vom Ötscher bis an den Südrand des Blattes Mariazell. Sie ist wohl auf eine Struktur des tieferen Untergrundes zurückzuführen.

Vom Lunzer See entlang des Seetals bis zur Klause verläuft eine NNW-SSE streichende Zone mit geringerem Δg_{Boug} . Hier scheint sie etwa 3 km gegen Osten versetzt zu sein und sich vom Oberlauf des Taglesbaches in das Tal der Weißen Ois fortzusetzen. Die hier bereichsweise anzutreffenden quartären bis rezenten Sedimente können diese Anomalien nicht bewirken. Eher scheinen Störungen im tieferen Untergrund, möglicherweise Auflockerungszonen entlang von Störungen anzunehmen sein. Entsprechende Störungen wurden allerdings in der kartierten Geologie an der Oberfläche nicht festgestellt. Ein Satellitenbild-Lineament ist nur für das Seetal erfasst worden (BUCHROITHNER, 1984).

Westlich dieser Strukturen bildet das Bergmassiv des Dürrensteins ein lokales Schweremaximum. Dieses ist gegen Westen und Süden durch Minima entlang von Steinbach und Lassingbach begrenzt.

Das Mariazeller Becken ist durch mächtige Quartärablagerungen zwischen Eben nördlich Mitterbach und Rasing südlich Mariazell gekennzeichnet. Dementsprechend findet sich dort ein deutliches Schwereminimum. Weiter nördlich ist für den Bereich der Hinteren Tormäuer ein schwaches Minimum festzustellen. Der Ötschergraben tritt jedoch gravimetrisch nicht in Erscheinung.

Süddöstlich bis südlich Mariazell zeichnet sich entlang des Halltales eine Zone von geringerem Δg_{Boug} ab, die auf einen tektonisch begrenzten Streifen mit Werfener Schichten und Lunzer Sandstein sowie siliziklastische Gosauablagerungen zurückgeht. Die etwas schwerere Steinalmkalk-Deckscholle der Hohen Student (1.539 m, ÖK 103) mit ihrer allseitigen Unterlagerung durch leichtere Werfener Schichten, Allgäu- und Schrambach-Formation, sowie verbreitet auftretende siliziklastische Gosasedimente und quartäre bis rezente Ablagerungen im Bereich Mooshuben-Freingraben erzeugen eine entsprechende Abfolge von leicht erhöhtem und leicht erniedrigtem Δg_{Boug} . Offen bleibt allerdings die Interpretation des deutlichen Minimums um den Stockbauerkogel (1.124 m), für das sich weder aus der Oberflächengeologie, noch aus der regionalen Situation eine naheliegende Erklärung findet. Möglicherweise könnte es sich um ein unbekanntes Vorkommen von Haselgebirge im Untergrund handeln.

Für die beiden lokalen Maxima in der Südwestecke der Abbildung 47 dürften Aufwölbungen von Haupt-/Dachsteindolomit unter Dachsteinkalk die Ursache sein.

Die Zone mit geringerem Δg_{Boug} entlang des Lassingbaches ist durch quartäre bis rezente Sedimente gekennzeichnet. Dasselbe gilt für das Salzatal im Bereich der Abbildung 47. Hier treten entlang der Überschiebungslinie des Juvavikums Werfener Schichten und Lunzer Sandstein auf, lokal auch Haselgebirge. Unmittel-

bar nördlich der Deckengrenze finden sich in eine Mulde der Göller-Decke eingeschuppt Haselgebirge und Werfener Schichten, umrahmt von einer Schichtfolge aus Lunzer Sandstein, Kössen-, Allgäu- und Schrambach-Formation, die allesamt terrigen beeinflusst sind.

Das gravimetrische Minimum entlang des Salztales südwestlich Gußwerk und ebenso das parallel dazu verlaufende Minimum entlang des Ybbstaales südwestlich Lunz sind wesentlich durch SW–NE streichende, etwa 25 bis 30 km lange regionale Zonen von niedrigem Δg_{Boug} bestimmt (Österreichischen Schwerekarte; BEV & IMG, 2006). Der Verlauf der Zonen entlang der Täler legt eine Interpretation als Störungslinien nahe, es könnte sich aber auch um andere Strukturen handeln. Die beiden Talverläufe sind auch als Satellitenbild-Lineamente erkennbar (BUCHROITHNER, 1984).

Abbildung 48 zeigt ein aus der Arbeit von ZYCH & MEURERS (2001b) entnommenes, sehr informatives Schweremodell. Das NW–SE verlaufende Profil schneidet die Gravimetriekarte der Abbildung 47 in ihrer Südostecke und liegt größtenteils etwas außerhalb des untersuchten Bereiches. Es stellt die geologische Situation und die Mächtigkeitsverhältnisse in Bezug auf die durchschnittliche Dichte der geologischen Einheiten sehr anschaulich dar. Das Profil ist normal auf die Streichrichtung der Decken orientiert und kann prinzipiell gut auf die Situation auf Blatt Mariazell und Umgebung umgelegt werden.

8.3. Bodengeophysik, angewandte Geophysik

Die bodengeophysikalischen Untersuchungen der GBA, die zumeist angewandte Fragestellungen bearbeiten, werden laufend in der Metadatenbank GEOPHYSIS erfasst.

Direkt auf Blatt Mariazell liegt nur ein Geoelektrik-Messgebiet, 1,7 km ENE von Kienberg am Rand der Talflur des Erlauferts. Es wurde dort der geologische Unterbau des Leitungskanals der II. Wiener Hochquellenleitung in einem Bereich, der durch Massenbewegungen und Setzungserscheinungen kritisch ist, mittels 2D-Geoelektrikprofilserien und entsprechender Software dreidimensional charakterisiert (RÖMER et al., 2003).

9. Rohstoffe

(M. HEINRICH, B. MOSHAMMER & A. SCHEDL)

9.1. Baurohstoffe

Die Bestandsaufnahme der Abbaustellen und Untersuchung der Vorkommen von Baurohstoffen und Industriegesteinen geht neben Archivunterlagen und der im weiteren zitierten speziellen Literatur auf Untersuchungen der Karbonatgesteine durch AIGNER et al. (1984, 1984/1985: industriell verwertbare Karbonatgesteine), ANTONIUS (1993, 1994: hochwertige Karbonatgesteine), GESSELBAUER (1998: Triaskalke), PLOCAR (1998a, b: Jurakalke), POSCH-TRÖZMÜLLER (2002: Dolomite) und SCHWAIGHOFER & EPENSTEINER (2003: nutzbare Gesteine Niederösterreichs) zurück. Zusätzlich beschäftigten sich die Geopotenzialstudien von HÖBENREICH et al. (1989: Planungsregion St. Pölten) und HEINRICH et al. (2001: Bezirk Scheibbs) sowie die Diplomarbeit von GRÖSEL (1996: Quartär im Raum Mariazell) mit Baurohstoffen auf ÖK-Blatt 72 Mariazell. Weiter bearbeitet wurden die Baurohstoffe im Zuge der österreichweiten Lockergesteinskarte (UNTERSWEIG & HEINRICH, 2004; UNTERSWEIG et al., 2006), im Zuge der steirischen Projekte Rohstoffsicherung (BEYER et al., 1998; UNTERSWEIG et al., 1999) sowie im Zuge des Österreichischen Rohstoffplans (HEINRICH, 2012; PFLIEDERER et al., 2012) und anlässlich des aktuellen Projektes Regenerative Baurohstoffe (PFLIEDERER et al., 2015).

Lockergesteine

Die wichtigsten Lockergesteins-Baurohstoffe auf dem Blatt sind die von GRÖSEL (1996) eingehend bearbeiteten und beschriebenen Reiß-Eisrandsedimente (**28**) im Raum Mariazell-Mitterbach. Die mächtigen karbonatdominierten Kiessande werden in mehreren Gruben abgebaut. Sie zeigen immer wieder Einschaltungen von Steinen und Blöcken und Schlufflagen, sind aber als Betonzuschlag hochwertig nutzbar und werden im Hoch- und Tiefbau eingesetzt. Sowohl im Rahmen des Österreichischen Rohstoffplanes als auch im Zuge der steirischen Rohstoffsicherung wurden die Vorkommen als bedeutend eingestuft. Ein weiterer wichtiger Abbau liegt in der Grünau in einem Schwemmkegel (**7**), der vom Ramsau-/Wettersteindolomit des Nazenriegels gespeist wird. Der Bedarf an Lockermaterial für den Wege- und Straßenbau wird von zahlreichen lokal bedeutenden Bedarfsabbauen in vergrustem Dolomit gedeckt, vorwiegend Hauptdolomit/Dachsteindolomit (**69, 83, 113, 129**), aber auch Ramsau-/Wettersteindolomit (**117**) und mitunter Dolomit der Gutenstein-Formation (**94, 119**). Aus der Erlauf werden zwischen Gaming und Neubruck periodisch Flussschotter gebaggert, lokal werden bei Bedarf auch Würm-Grundmoränen (**23**) abgebaut, zum Beispiel bei den Lokalitäten „In der Schelchen“ und „Hinterötscher“, und die karbonatdominierten Hangschuttvorkommen (**9**) genutzt. Beispiele dafür sind Abbaue südwestlich Rasing in Dachsteinkalk gespeistem Hangschutt (**9, 110**), ein Abbau im Oistal in einem Hauptdolomit- bzw. Dachsteindolomit-Schuttkegel (**9, 113**), aber auch Abbaue in kalkig-mergeligen Hangschuttvorkommen (**9, 58, 95**) im Grenzbereich Frankenfels-/Lunz-Decke im nördlichen Teil des Kartenblattes.

Ziegelrohstoffe

Einen Hinweis auf frühere Ziegelherstellung gibt die Administrativkarte von Niederösterreich (VEREIN FÜR LANDESKUNDE VON NIEDERÖSTERREICH, 1867–1882), die einen Ziegelofen bei Habertbauer in St. Sebastian verzeichnet. Als Rohmaterial für Ziegel kommen Bänderschluße der Eisrandterrassen (**29**) in Frage.

Festgesteine

Einige Kalksteinvorkommen im Bereich des Blattes erlangten als Bau-, Werk- und Dekorgesteine historische Bedeutung. Wie bei KIESLINGER (1936) ausgeführt ist, gab es besonders im 17. Jahrhundert einen intensiven Steinbruchbetrieb im Hierlatzkalk (109) auf der Engleitenalm südwestlich der Gemeindealpe (nördlich des Naturdenkmals Galmeiloch [Kapitel 10.1, 13]). Er diente vor allem zur Beschaffung von Werksteinen für den barocken Um- und Zubau der Basilika Mariazell. Im östlichsten Bereich dieser Abbaustellen sollen Schrämmspuren erhalten sein, hauptsächlich wurden die Blöcke jedoch abgekeilt. Dieser als „Brunnstein-Marmor“ bezeichnete Kalkstein ließ sich in helleren und dunkleren Rottönen verarbeiten und ist prägend in der Innenausstattung der Basilika (z.B. Mariensäule, Kanzel, Mensa und Architrave des Hochaltars, Seitenaltäre). Desgleichen wurde er auch für Teile in der Außenarchitektur eingesetzt. Als weitere Bauten werden in der Literatur das Haus Arzberger und die Kapelle Heiligenbrunn (z.B. Wasserbecken) genannt. Nach KIESLINGER (unpublizierte Archivunterlagen) war der Abbau im 18. Jahrhundert eingestellt worden. Noch aus dieser Zeit stammende Rohblöcke wurden Anfang des 20. Jahrhunderts für den Rohrbacher Hof in Mariazell verwendet.

Als weiterer Werkstein wurde in Mariazell und Umgebung der graue Dachsteinkalk (110) genutzt. Dieser eignete sich für den Bau von Fundamenten, Sockeln und Stützmauern; letztere z.B. an der Straße in das Halltal. Die ehemaligen Steinbrüche, von denen Aufzeichnungen existieren (unpublizierte Archivunterlagen der 1940er Jahre; HAUSER & URREGG, 1950), befanden sich 2,3 km südöstlich der Basilika („Steinbruch Mayerhalt am Kreuzkogel“), hangaufwärts von der Kapelle Heiligenbrunn und ca. 400 m nördlich der Basilika („Laufensteinbruch“). Weiters befindet sich salzaabwärts bei Bohrwerk der ehemalige „Kogelbauerbruch“, der Bau- und Wurfsteine lieferte. Auch die Kalzit-Großkristallaggregat-Drusen, die als Spaltenfüllung in der tektonischen Brekzie (100) vorkommen und an der Straße Langau-Maierhöfen–Lunz bzw. Gaming aufgeschlossen sind und dort als Naturdenkmal (Kapitel 13, Beschriftung Nr. 11, NOE-SB-015) deklariert sind, wurden einst, wahrscheinlich anlässlich des Straßenbaus, lokal als Baustein verwendet. Ein Beispiel dafür ist der Gebäudesockel der nahe gelegenen Forstverwaltung Langau.

Dekorsteine aus bunten Kalken des Oberjura der Frankenfels-Decke (62, Roter Flaserkalk) wurden im felsigen Gelände der Peutenburger Enge (Kap. 13), südlich der Einmündung des Thorbachgrabens, 1,9 km südwestlich Neubruck gewonnen. Dieser Bruch gehörte zur Kartause Gaming. Aufzeichnungen über die Anfertigung sakraler Gegenstände (Lavabos) aus diesem „Peutenburger Marmor“ für die Kirchen Scheibbs, Ybbsitz und Seitenstetten sowie Pflastersteine für die Kirche von Gaming zeigen, dass der Bruch im 17. und 18. Jahrhundert aktiv war (KIESLINGER, unpublizierte Archivunterlagen). Von hier etwa 2,2 bis 3 km gegen Osten bzw. Südosten bestanden Archivunterlagen zufolge im Jessnitztal ca. 600 m nordwestlich Jeßnitzhof sowie bei St. Anton an der Jeßnitz im frühen 20. Jahrhundert ebenfalls Abbaue ähnlicher Kalke, die als Bunter Kalk (Mittel- bis Oberjura) in der Karte ausgeschieden sind (61). TRAUTH (1948b: 76) berichtet, dass in jenem Steinbruch nordwestlich Jeßnitzhof, dessen Rotkalk heute vollständig abgebaut ist, Quadersteine für den Bau des Aquäduktes der II. Wiener Hochquellenleitung bei Neubruck (Luegerbrücke, St. Anton an der Jeßnitz) gewonnen wurden, und er bestimmte von hier Ammoniten und Brachiopoden. In seiner umfassenden Dokumentation dieses baulichen Großprojektes beschreibt er weiters die Erzeugung von Quadersteinen für Aquädukte aus teilweise dolomitischen Kalken der Opponitzer Schichten der Lunz-Decke (86). Eigens dafür angelegte kleine, heute nicht mehr auffindbare Steinbrüche befanden sich bei Gaming (Kalvarienberg; für den Aquädukt in Gaming) sowie vis-à-vis Grafenmühl („Unterbruck“); TRAUTH (1948b: 76).

Als weiterer historischer Baustein ist der Quelltuff anzuführen (**15**). Das Vorkommen bzw. ein Steinbruch bei Neustift ist von herausragender Bedeutung und als Naturdenkmal gewürdigt (Kalktuffvorkommen bei Neustift, „Neustifter Tuff“, siehe Kapitel 13, Beschriftung Nr. 12, Naturdenkmal NOE-SB-023). In den Archivunterlagen findet sich zwar keine Angabe zum Alter des Bruches, jedoch geht aus der Erhebung von 1939 hervor, dass vor dieser Zeit aus dem Quellsinter auch Branntkalk für die Papiererzeugung hergestellt wurde.

Historische Verwendung von gut gebankten Kalken der Gutenstein-Formation aus der Lunz-Decke (**93**) als Mauerstein und zum Kalkbrennen war in ehemaligen kleinen Steinbrüchen östlich Wintereck bzw. an der nördlichen Talseite der Laubengbachgend gegeben. Einer Analyse zufolge handelt es sich in dieser Gegend um einen chemisch reinen Kalkstein (ANTONIUS, 1993, 1994).

Alle weiteren Steinbrüche – und natürlich fiel dies bei den schon erwähnten auch als Begleitprodukt an – dienen in der Hauptsache zum Bau und zur Erhaltung des Straßen- und Wegenetzes. Entsprechend der geologischen Situation dieses Kartenblattes bieten sich ubiquitär Dolomitgesteine an, wobei bereits tektonisch oder ablagerungsbedingt brekziierte, vergruste oder als Hangschutt vorliegende Dolomitvorkommen bevorzugt genutzt wurden und werden. Ein großer Steinbruch (Traunfellner GmbH) befindet sich ca. 2 km südlich Neubruck am Asangkogel. Der nun aktive Scheibenabbau ist fast 300 m höher gelegen als der Talboden, während die früheren, talnäheren Steinbrüche ruhen. Beim Rohstoff handelt es sich um die tektonisierte Ausprägung des Hauptdolomits der Lunz-Decke (**83, 84**), der mittels Bagger gewonnen und vorwiegend als Beton- und Asphaltzuschlag verwendet wird. Unter einer Reihe von Abbauen südlich Robitzboden in der Gegend von Kraxenberg und Distelreith, welche die Trümmerbrekzie und den Hauptdolomit der Frankenfels-Decke erschließen (**69, 70**), fällt der zeitweise in Betrieb stehende Steinbruch Reinsberg (Fa. Brandl) aufgrund seiner Größe mit ebenfalls zur Bergkuppe hin verlagerten jüngeren Abbaubereichen auf. Im Hauptdolomit und Hauptdolomit-Hangschutt der Lunz-Decke i.e.S. (**36, 83**) wird auf folgende weitere Steinbrüche bzw. Schottergruben hingewiesen: An der nördlichen Talseite der Erlauf gab es bei Kienberg sowie bei Grafenmühl Abbaue, die bereits TRAUTH (1948b) erwähnte, die heute rekultiviert sind. An der Straße zur Hochbärneckhütte, bei Kote 766 m, befindet sich ein zeitweise, vermutlich zur Streusplitt-Gewinnung betriebener Steinbruch. Im Bereich der Ötscher-Decke fällt großemäßig folgende Abbaustelle auf: An der Landesstraße B 20 (Mariazeller Straße) südöstlich Wienerbruck befindet sich ein Steinbruch in der Gutenstein-Formation (**119**), der als Bauschuttdeponie betrieben wird.

Zahlreiche Steinbrüche bzw. Entnahmestellen finden sich im Ramsau-/Wettersteindolomit der Göller-Decke (**117**). Dieser grusig verwitternde, weiße Dolomitstein wird ebenfalls bei Bedarf für den Straßenbau genutzt. Als auffällig größere Steinbrüche wird auf jene am Bärenrissattel und 900 m nordwestlich davon an einer Forststraße sowie auf jenen südlich Neuhaus, in dessen Umgebung weitere bekannt sind, hingewiesen. Ein kleinerer Steinbruch bei Sepplbauer in Josefsrotte befindet sich unweit der B 20. Viele kleinere Seitenentnahmen an Forststraßen sind in dieser Aufzählung nicht erwähnt.

Obwohl anzunehmen ist, dass das Potenzial des Ramsau-/Wettersteindolomits über die Nutzung als Straßenbaumaterial hinausgeht, sind Untersuchungen oder Nutzungen, etwa für Putz- oder Glaserzeugung, auf diesem Kartenblatt bisher nicht bekannt.

9.2. Industrieminerale

Gips

Die Gewinnung von Gips spielte im 19. Jahrhundert in Niederösterreich aus rohstoffwirtschaftlicher Sicht eine nicht unbedeutende Rolle. Im Umkreis des Ötschers lässt sich die Gipsgewinnung bis in das 18. Jahrhundert zurückverfolgen. Hochwertige Qualitäten wurden als Stukkaturgips verarbeitet. Ein wichtiger Verwendungszweck war aber auch der Einsatz unreiner Gipse (rot, schwarz) als Düngemittel in der Landwirtschaft. In der ersten geologischen Übersichtskarte des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete (PARTSCH, 1843) sind in dem das Kartenblatt betreffenden Gebiet insgesamt fünf Gipsvorkommen erfasst. Über weitere Gipsvorkommen und bestehende Gipsbrüche (Joachimsberg-Wienerbruck, Nestelberggraben) finden sich auch bei ČZJŽEK (1851) bereits sehr detaillierte Angaben. Beim überwiegenden Teil der in der Literatur erwähnten Gipsvorkommen dürfte es sich aber um Rohstoffvorkommen handeln, bei denen kein Abbau stattgefunden hat. Der letzte Versuch einer Gipsgewinnung auf dem Kartenblatt fand 1921 in einem östlich von Erlaufboden im Angertal errichteten Gipswerk statt, das aber nur bis 1926 in Betrieb stand (OTRUBA, 1987). Der Abtransport des Gipses erfolgte mittels Drahtseilbahn und eigenem Gleisanschluss am Bahnhof Annaberg-Reith.

Sämtliche abgebauten Gipsvorkommen sind an das oberpermische Haselgebirge (98, 121) gebunden, das sich aus bunten (violetten, grauen oder grünen) Tönen mit teilweise sehr mächtigen, weiß-rot gebänderten Gipsen zusammensetzt. Gips führendes Haselgebirge tritt auf dem Kartenblatt ausschließlich im tirolischen und hochbajuvarischen Deckensystem auf. Da durch den tektonischen basalen Schrägzuschnitt des Vorderendes der Kalkalpenmasse die tieferen Horizonte der Kalkalpen-Nordrandzonen fehlen, tritt in der gesamten Frankenfels-Decke und an der Stirn der Lunz-Decke nirgends Haselgebirge auf (TOLLMANN, 1966: 182). Teilweise mächtiges Haselgebirge liegt hingegen an der Überschiebungsfrent der Reisalpe-, Unterberg- und Göller-Decke vor, wobei es aber auch an internen Störungslinien zutage tritt. Das Haselgebirge ist meist tektonisch stark überarbeitet und häufig an den Decken-/Schuppengrenzen verschuppt und in Schollen zerlegt.

Das mächtigste und ausgedehnteste Vorkommen von gipsreichem Haselgebirge liegt am Stirnrand der Unterberg-Decke im Bereich des Sulzgrabens südwestlich von Trübenbach (Name!) vor. Trotz Schutt- und Moränenbedeckung ist das Haselgebirge hier noch durch ausgeprägte Gipspingen gut erkennbar. Im stratigrafisch tieferen Abschnitt des Sulzgrabens besteht die saiger stehende Schichtmasse aus reinem, weißem, kristallinem, 200 m Mächtigkeit überschreitendem Gips (TOLLMANN, 1966). Die überwiegende Zahl der bekannten Gipsabbau auf dem Kartenblatt liegt im weiteren Verlauf dieser mächtigen Haselgebirgsmasse.

Zusammen mit Gips konnte im Sulzgraben in Gesteinen der Werfener Schichten auch das Auftreten von **Magnesit** beobachtet werden (NIEDERMAYR et al., 1995). In der unmittelbaren Nähe vieler Evaporite kommt in tektonisch beanspruchten Zonen häufig auch **Fluorit** vor, und zwar in Klüften der bituminösen Kalke der Gutenstein-Formation. Ein solches Vorkommen in der Nähe von Gipsvorkommen ist aus dem Gebiet der Bärenlacken südwestlich von Trübenbach beschrieben (WENINGER, 1969). Aufgrund der SEE-Verteilung in Fluoriten ähnlicher stratigrafischer Position ist eine Mobilisation aus feinkörnigen, sedimentären Fluoriten während und nach der anchizonalen eoalpidischen Überprägung sehr wahrscheinlich (GÖTZINGER & GRUM, 1992).

9.3. Erze

Im Bereich des Kartenblattes treten nur einige wenige kleinere Erzlagerstätten bzw. Erzvorkommen auf, sie besitzen aus rohstoffwirtschaftlicher Sicht keine besondere Bedeutung und sind lediglich von lokalem historischem bzw. wissenschaftlichem Interesse. Der bundesweite Bergbau-/Haldenkataster (SCHIEDL et al., 1998) verzeichnet auf dem Kartenblatt insgesamt sechs kleinere Erzbergbaue (je drei Blei/Zink- bzw. Eisenerz-Abbaue).

Blei- und Zinkerze

Die beiden wirtschaftlich bedeutendsten Blei-Zink-Bergbaue dieser Region (Schwarzenberg und Annaberg) befinden sich bereits auf dem benachbarten Kartenblatt ÖK 73 Türritz. Der wichtigste Blei-Zink-Bergbau auf dem Kartenblatt 72 ist der Bergbau Brandmauer bei Puchenstuben, dessen ausgedehnte Bergbauaktivitäten auch heute noch im Gelände deutlich sichtbar sind. Die erste urkundliche Erwähnung dieses Bleibergbaues stammt bereits aus dem 17. Jahrhundert, wobei die Blütezeit des Bergbaus und einer angeschlossenen Schmelzhütte (im Bereich Laubenbachmühle) bis kurz nach 1715 anhielt (GAMSJÄGER, 2014). Abbautätigkeiten sind noch zwischen 1757 und 1784, aber auch im 19. Jahrhundert überliefert (OTRUBA, 1987).

Abgebaut wurden mehrere obertags ausbeißende und etwa SW-NE streichende vererzte Klüfte. Neben diesen Tagbauen gab es noch mehrere gegen Norden bzw. Nordwesten vorgetriebene Stollen (zwischen 30 und 50 m lang), von denen Gesenke und vereinzelt Querschläge zu den Abbauen führten (SCHULZ & KOSTELKA, 1965). Die vorwiegend monomineralisch in Form von Galenit auftretende Vererzung (Abb. 49) ist an jüngere Klüfte und Verkarstungen gebunden. Neben schlauchförmigen Gängen sind auch fein- bis grobkörnige Brekzien vererzt („Tigererz“), die an

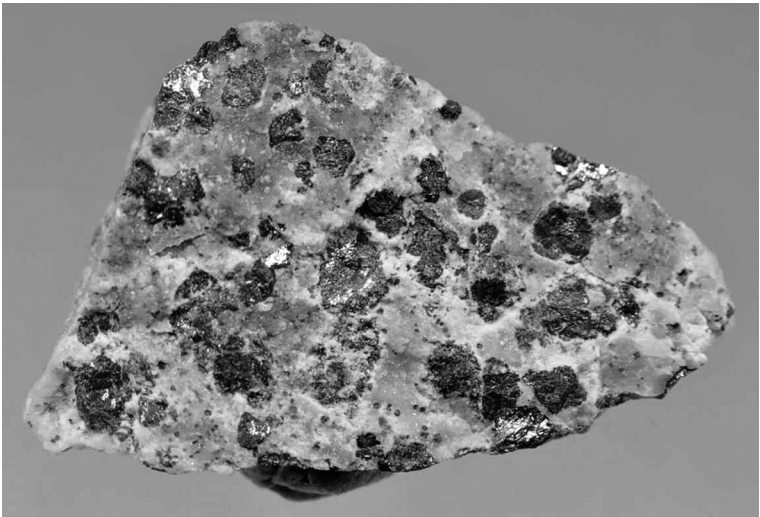


Abb. 49.
Butzenartige Bleiglanzaggregate (PbS) im Kalk der Steinalm-Formation der Brandmauer. Sammlung: Markus Rich.

Nordost bzw. Nordwest streichenden Störungen liegen (HAGENGUTH et al., 1982). In Karsthöhlen sind Galenit-Oktaeder (bis zu 0,5 cm Größe) anzutreffen, während in den Klüften derber Galenit vorliegt (HAGENGUTH et al., 1982). An sekundären Mineralphasen sind vor allem Cerussit, Hydrozinkit, Smithsonit, Hemimorphit und Limonit zu beobachten (KNOBLOCH, 2000). Bemerkenswert sind auch Funde von mm-großen, gelben Wulfenitkristallen.

Über die weiteren kleineren Blei-Zink-Abbaue in Arzriedel (südöstlich von Trübenbach) und im Bereich des Taxkogels (westlich vom Wegscheidhäusl bei Puchenstuben) ist in der Literatur nur wenig bekannt. Nach HAGENGUTH et al. (1982) bestand der Schurfbau Arzriedel aus lediglich zwei Schurfstollen mit geringer Erstreckung. Die hauptsächlichen Erzminerale sind Galenit und mittelbrauner Sphalerit. Sphalerit kommt offenbar in zwei Generationen vor, zum einem eingesprengt in mittelkörnigem Dolomit und zum anderen zusammen mit Galenit in grobkörnigem, weißem Dolomit der Kluftvererzung (HAGENGUTH et al., 1982). Die massige Galenitvererzung scheint als letzte Kristallisation in Klüften von grobspätigem Dolomit auf. Galenit ist häufig in Cerussit umgewandelt.

Alle Blei-Zink-Vererzungen des Kartenblattes treten innerhalb der Sulzbach-Decke auf, wobei rein anisische Kalk-Dolomit-Folgen davon betroffen sind. Die Galenit-Sphaleritmineralisationen stellen syngenetische-syndiagenetische Erzanreicherung dar, die bereits in anisischen Schichtgliedern (**91**, Wetterstein- (Steinalm)- und **93**, Gutenstein-Formation) angelegt worden sind. Diese Mineralisationen wurden vermutlich im Zuge einer anchizonalen eoalpidischen Metamorphose remobilisiert und in jüngeren Kluftsyste men umgelagert. Die Schwefelisotopenuntersuchungen ergaben im Vorkommen Arzriedel für ostalpine Blei-Zink-Vererzungen mit bis +30 ‰ ungewöhnlich hohe $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (GÖTZINGER, 1985). Die Genese der Mineralisation wird durch Formationswässer erklärt.

Eisenerze

Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen treten an der Basis der Gutenstein-Formation verschiedentlich Eisenerzlagertstätten in Form von eisenreichen Karbonaten auf, die häufig bereits vollständig in Limonit umgewandelt sind. Auf dem Kartenblatt sind solche wirtschaftlich unbedeutende, limonitische Vererzungen vor allem an Kalke der Gutenstein-Formation (**93**) der Reisalpe-Decke gebunden. Kleine Bergbauversuche auf Eisen sind im 19. Jahrhundert im Gebiet Lackenhof (Nestelberggraben, Steingrabenkreuz) bekannt (OTRUBA, 1987). Im Umfeld des Kleinen Ötschers und des Eibenkogels wurden an zahlreichen Stellen Eisenvorkommen im Dachsteinkalk bzw. Haupt-/Dachsteindolomit (**110**, **113**) beschürft. Um die Mitte des 19. Jahrhunderts bestanden hier insgesamt acht kürzere Stollen und 17 Schurfschächte, die aber alle von geringer wirtschaftlicher Bedeutung waren. Mineralogisch handelt sich dabei um Hämatit-/Limonitvererzungen, die hier in Klüften des Dachsteinkalks/-dolomits eingelagert sind.

9.4. Kohle

Der Abbau von Steinkohle im Gebiet des Kartenblattes war aus wirtschaftshistorischer Sicht durchaus ein wichtiger Zweig der Rohstoffgewinnung. Sämtliche Kohlevorkommen sind hier ausschließlich an die Kohle führenden Lunzer Sandsteine (**87**) innerhalb des Bajuvarischen Deckensystems gebunden und werden im interaktiven Rohstoffinformationssystem IRIS (<https://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/iris-interaktives-rohstoffinformationssystem/>) unter der Bezirksbezeichnung ‚Steinkohlen-(Glanzbraunkohlen-)Bezirk Lunzer Schichten‘ zusam-

mengefasst. Vorkommen von sogenannter Grestener Kohle sind vom Kartenblatt 72 Mariazell nicht bekannt. Der Bergbau-Haldenkataster der Geologischen Bundesanstalt verzeichnet auf dem Kartenblatt 72 insgesamt 21 Kohleabbau, wobei sich die größten Abbaue im Gebiet um Gaming befanden. Eine erste frühe geologische und bergbauliche Beschreibung der Steinkohlenabbau stammt von LIPOLD (1865). Mit einer systematischen modernen Bearbeitung wurde erst durch SACHSENHOFER (1987) begonnen.

Die kleinen Abbaubetriebe waren mit frühen Erwähnungen (1826: Bergbau Urmannsau) meist bis Mitte des 19. Jahrhunderts in Betrieb. Sieben Abbaue (Polzbergmühle, Nattersbachtal-Buchberg, Gösing, Fischbachmühle, Laubenbachmühle, Kalvarienberg, Fadenauberg) wurden noch im 20. Jahrhundert betrieben. Die Heimsagung der beiden letzten Gaminger Reviere (Kalvarienberg, Fadenauberg) erfolgte erst 1961. In Gaming wurden zwischen 1944 und 1961 aus zwei Flözen rund 160.000 t Kohle abgebaut (RUTTNER, 1962b).

Die im Lunzer Faziesraum bis zu 350 m mächtigen Lunzer Sandsteine des tieferen Karniums lagern der ladinischen Reifling-Formation auf und werden von den oberkarnischen Opponitzer Schichten bedeckt. Sie führen bis zu 20 Kohlebänder, von denen aber maximal zwei bis drei Flöze mächtiger entwickelt sind und damit wirtschaftlich gewinnbar waren (BEHRENS, 1973). Die Flöze sind in Bereichen großer tektonischer Beanspruchung zu Linsen und/oder unregelmäßig geformten Gebilden deformiert. Entsprechend der generellen Situation in den östlichen Kalkalpen streichen die Flöze E-W bis NE-SW.

Die ursprüngliche Mächtigkeit der wirtschaftlich interessanten Flöze schwankt zwischen 0,3 und 0,5 m. Mächtigkeiten bis zu 7 m sind tektonisch bedingt. Für die bergmännische Gewinnung ungünstig ist die laterale Aufspaltung der Flöze. Durch Verketnungen der Kohle mit dem Nebengestein ist eine starke Erhöhung der bereits primär hohen Aschegehalte zu beobachten. Typischer Aschebildner ist neben Ton auch Siderit, der häufig in Form von Sphaerosideritknollen (authigener Siderit) auftritt (SACHSENHOFER, 1987).

Die reichhaltige Flora und Fauna der Zwischenmittel belegt brackisches Ablagemilieu (SACHSENHOFER, 1987). Dieses korreliert mit dem hohen Schwefelgehalt der Kohle (bis 5 %). Aufgrund kohlenpetrografischer Untersuchungen und der Geometrie der Flöze wird ein subaquatisches Bildungsmilieu angenommen. Die Lunzer Kohlen lassen auf Basis der festgestellten hohen Kaliumkonzentration einen verstärkten überregionalen, Illit-betonten detritären Eintrag erkennen (RANTITSCH et al., 1995). Hinsichtlich der Spurenelemente in der Kohle sind die höheren Gehalte an Blei, Zink und Thallium hervorzuheben, während die Chromgehalte in den Kohlen trotz reichlicher Chromitführung in den Lunzer Sandsteinen gering sind.

Die Maceralvergesellschaftung der Kohlen ist im gesamten Verbreitungsgebiet der Lunzer Kohlen ähnlich. Die Kohle ist vitrinitreich, der Liptinitgehalt (v.a. Cutinit) unterliegt aber größeren Schwankungen (0–20 %) und deutet damit entsprechende Faziesdifferenzierungen an (SACHSENHOFER, 1987). Der durchschnittliche Liptinitgehalt beträgt ca. 5 %; Inertinite fehlen aber meist.

Der Inkohlungsgrad der Lunzer Kohlen nimmt in den Kalkvoralpen östlich der Enns von Osten (Gas-Fettkohle) nach Westen (Glanzbraunkohle) ab. Der Inkohlungsgrad ändert sich an den Deckengrenzen sprunghaft. Die Inkohlung wird deshalb und wegen der Deformationsbilder der Kohle als prätektonisch gedeutet (SACHSENHOFER, 1987). Im Raum Gaming ist ein lokales Inkohlungshoch entwickelt. Die auf dem Kartenblatt untersuchten Kohlen weisen meist eine Vitrinitreflexion R_m von 0,82–0,95 % auf, was einer Gasflammkohle entspricht. Ein Vorkommen im Bereich der Sulzbach-Decke (Gösing) weist eine etwas geringere Inkohlung auf (Flamm-

kohle). Die unterschiedliche Inkohlung innerhalb der Kalkvorpalen wird durch unterschiedliche geothermische Gradienten in prätektonischer Zeit (Oberjura, tiefste Kreide) erklärt (SACHSENHOFER, 1987).

9.5. Kohlenwasserstoffe

SCHAFFER (1941) berichtet von Erzählungen über ein Erdölvorkommen östlich Kienberg, welches die Karthäusermönche früher zur Beleuchtung ihrer Häuschen und als Heilmittel gegen Viehkrankheiten verwendet hätten. Trotz einer Befahrung und Beschreibung der „Steinölquelle“ durch HOLGER (1837) sei das Vorkommen in Vergessenheit geraten und erst 1933 wiederentdeckt worden, der Ölaustritt befand sich am linken Ufer der Erlauf in Flussniveau bei Niederwasser in der Schlucht oberhalb der Urmannsau etwa 4 km von der Eisenbahnstation Kienberg-Gaming entfernt. SCHAFFER (1941) berichtet weiters über die Anordnung von vier Versuchsbohrungen, die Ölsuren in Klüften im Bereich der ersten hundert Meter gebracht hätten, und von Schwefelwasserstoff-Gasaustritten und denkt an die Möglichkeit einer reichen Erdölträgerschaft des durch die Bohrungen nicht erreichten, aber unterlagernden und abgedichteten Flysches.

Die in den Jahren 1965 bis 1966 durch die ÖMV abgeteufte Bohrung Urmannsau 1 (Kapitel 15) orientierte sich primär an einer geologisch kartierten Aufwölbung, dem Fenster von Urmannsau, untermauert durch gravimetrische und reflexionsseismische Messungen. Sie verfolgte das Ziel, erstmals in den Nördlichen Kalkalpen einen Aufschluss durchzuführen, der die stratigrafischen und tektonischen Verhältnisse im Kalkalpin klären und den geologischen Aufbau des darunter folgenden Gebirges bis zum Kristallin der Böhmisches Masse erfassen sollte. Speichergesteine wurden in den tieferen Teilen der alpinen Decken erwartet (ÖMV AG, Werkzeitung, Jg. 9, Heft 1, 1966) und die altbekannten Ölsuren im Flussbett der Erlauf waren wohl mit ausschlaggebend für die konkrete Wahl des Bohrpunktes. Tatsächlich traf die Bohrung in verschiedenen geologischen Positionen Kohlenwasserstoffe in Form von imprägniertem Kluftkalkzit, aber auch von freiem Kluftöl, seltener in Form von Erdgas, an (HAMILTON, 1989). Freies Öl war demnach im Neokom-Mergelkalk, im Dolomit der Obertrias und im höchsten Teil des mitteltriadischen Kalk-Dolomitkomplexes, in Schiefen der Kieselkalkzone, im Ultrahelvetikum und im Basiskonglomerat der Autochthonen Molasse auf dem Kristallin festgestellt worden. War das Ergebnis im Hinblick auf die Kohlenwasserstoffausbeute nicht zur Zufriedenheit ausgefallen, so war doch erstmals der direkte Nachweis des großräumigen Decken- und Überschiebungsbaus der Nördlichen Kalkalpen gelungen!

Die in den Jahren 1979 und 1980 abgeteufte Bohrung Mitterbach U1 (Kapitel 15) sollte nach HAMILTON (1989) nicht nur einen Grundsatzaufschluss über Tiefgang und Beschaffenheit der Kalkalpen in ihrem Mittelabschnitt und die autochthone Sedimentbedeckung bringen, sondern auch Grundlagen für weitere seismische Messungen schaffen. Weiters sollte sie das axiale Hoch nachweisen, das sich vom Südsporn der Böhmisches Masse bis zur Südgrenze der Nördlichen Kalkalpen erstrecken dürfte, außerdem die Existenz von „leichten“ Sedimenten zwischen Nördlichen Kalkalpen und Kristallin belegen, die nach Interpretation der Gravimetrie in diesem Bereich auskeilen sollten und sowohl diese Sedimente, als auch das alpine Stockwerk im Hinblick auf Speichergesteine und Kohlenwasserstoffführung untersuchen (HAMILTON, 1989). Infolge technischer Schwierigkeiten musste die Bohrung vorzeitig, ohne das Kristallin zu erreichen, in Gesteinen des Klippenraums bei 3.062 m Tiefe eingestellt werden, auch mit der Ablenkung (Mitterbach U1a) konnte das geologische Ziel nicht erreicht werden. Im gesamten Bohrverlauf wurden keine Kohlenwasserstoff führenden Horizonte angetroffen.

10. Höhlen und Karstformen

(R. PAVUZA & M. MOSER)

10.1. Übersicht über die Höhlen des Kartenblattes

Das Kartenblatt 72 Mariazell wird katastermäßig größtenteils vom Landesverein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich betreut. Nur im äußersten Südosten des Kartenbereiches erreicht die vom Landesverein für Höhlenkunde in der Steiermark administrierte Teilgruppe 1761 – Hohe Student knapp das Kartenblatt.

Die Höhlen des Blattbereiches wurden bereits in vier Katasterbüchern (HARTMANN & HARTMANN, 1982, 1985, 1990, 2000) ausführlich dargestellt, weitere höhlenkundliche Arbeiten erfolgten mit karstmorphologisch-speläogenetischen Schwerpunkten (FINK, 1967, 1973), aus touristischer Sicht (FINK & PAVUZA, 1999) sowie aus Sicht der Karstverbreitung und Karstgefährdung (FINK, 2007).

Auf dem Kartenblatt finden sich zehn Teilgruppen der Gebirgsgruppengliederung des Österreichischen Höhlenverzeichnisses (ÖHV). Mit Stand vom August 2019 sind 450 Höhlen auf dem Kartenblatt dokumentiert, die in acht der zehn Teilgruppen in folgender Anzahl zu finden sind.

1816 – Ötscher	137 Höhlen
1836 – Bergland zwischen Erlauf und Traisen	116 Höhlen
1824 – Gföhler Alm-Polzberg	79 Höhlen
1815 – Dürrenstein	60 Höhlen
1828 – Kalkvoralpen zwischen Kleiner Ybbs und Erlauf	23 Höhlen
1813 – Zellerhüte	19 Höhlen
1833 – Koller-Büchleralpe	9 Höhlen
1838 – Pichlberg-Statzberg	6 Höhlen

Es dominiert in höhlenkundlicher Hinsicht fraglos die Katastergruppe **1816 – Ötscher**, die ausschließlich auf ÖK-Blatt 72 Mariazell zu finden ist. Das **Ötscherhöhlensystem** (mit den altbekannten Höhlenteilen „Geldloch“ und „Taubenloch“, die früher als eigene Höhlen geführt wurden, 1816/6) ist gleichzeitig die längste

Höhlename im ÖHV	Kat. Nr.	L	H
Ötscherhöhlensystem	1816/006	28.608	662
Pfannloch	1816/055	5.701	392
Nixhöhle	1836/020	1.410	70
Dachalucka	1815/003	1.037	87
Gamslucke	1816/005	915	64
Bärenlucke	1836/180	835	64
Burianhöhle	1824/001	833	142
Trobachhöhle	1836/027	815	87
Südkar-Eishöhle	1816/025	652	250
Kohlerhöhle	1833/001	650	42

Tab. 6.

Die zehn längsten Höhlen auf Kartenblatt 72 Mariazell (Stand: August 2019). L = Vermessungslänge in Meter, H = Höhenunterschied zwischen dem höchsten und tiefsten Höhlenteil in Metern, Kat. Nr. = Katasternummer der Höhle im österreichischen Höhlenverzeichnis (Stand: August 2019).

und auch tiefste Höhle in Niederösterreich (Tab. 6) und liegt in der gesamtösterreichischen Liste der längsten und tiefsten Höhlen (Stand: Jänner 2019) auf dem 13. Platz. Eine der signifikantesten Eigenheiten dieses Riesenhöhlsystems sowie des Pfannloches unterhalb des Rauhen Kammes (PLAN et al., 2016; Tafel 1) ist seine Erstreckung weit in den Dachsteinkalk unterlagernden Dachsteindolomit (Hauptdolomit), wobei die größeren Hohlräume bemerkenswerterweise im Dolomit auftreten (PAVUZA, 2006). Damit wird die Verkarstungsfähigkeit der gelegentlich generalisierend als „schlecht verkarstungsfähig“ klassifizierten Dolomitgesteine eindrücklich unter Beweis gestellt. Auch zeigt die Anlage des Höhlensystems, dass dessen Genese unter wesentlich anderen geomorphologischen Randbedingungen als den gegenwärtigen stattgefunden haben muss. Eine eingehende speläogeschichtliche Beschreibung des Ötscherhöhlsystems findet sich im Anschluss an diese Übersicht über die Höhlen des Kartenblattes (Kapitel 10.2).

Das **Pfannloch** (1816/55), dessen Eingang in der Nordflanke des Ötschers liegt, konnte noch nicht mit dem Ötscherhöhlsystem zusammengeschlossen werden, doch ist ein speläogenetischer Zusammenhang wahrscheinlich.

Exemplarisch erwähnt werden soll auch die **Nestelberghöhle** (1816/11), eine bedeutende, bis auf eine Strecke von 160 m größtenteils durch Tauchgänge erforschte Wasserhöhle mit eigenartigen kurzperiodischen Schüttungsschwankungen.

In der Katastergruppe **1815 – Dürrenstein**, deren überwiegende Mehrzahl der insgesamt über 400 Höhlen auf dem westlich benachbarten Kartenblatt ÖK 71 Ybbsitz liegt, ist die 1 km lange **Dachalucka** im Scheiblingstein (1815/3) zu erwähnen, in der sich mehrere eindrucksvolle große Hallen und bemerkenswerte Konkretionen finden.

Eine große Zahl an Höhlen findet sich in der voralpinen Katastergruppe **1836 – Bergland zwischen Erlauf und Traisen**. In erster Linie ist hier die als Schauhöhle geführte **Nixhöhle** bei Frankenfels (1836/20) zu erwähnen (Kap. 13). Weite Bereiche dieser gut ausgebauten, insgesamt 1,4 km langen Höhle sind reich an Bergmilch (Name!). Im Bereich Schlagerboden, rund 7 km westlich der Nixhöhle, findet sich nicht nur eines der seltenen alpinen Polje, sondern auch einige bedeutende Wasserhöhlen, darunter die **Bärenlucke** (1836/180) und die **Mariannenhöhle** 1836/18). Weitere ausgedehnte Wasserhöhlen liegen bei Gösing – die **Trobachhöhle** (1836/87) sowie 6 km südlich der Nixhöhle – das **Gugansschluckloch** (1836/116), in dem vor einigen Jahren durch den Berichtersteller bereits knapp nach dem Eingang lebensgefährliche CO₂-Gehalte von 4 % gemessen wurden. Obgleich dieses aufgrund der Ergebnisse von ¹³C-Messungen (Mitteilung Christoph Spötl, Universität Innsbruck) rein biogenen Ursprungs ist, konnte dennoch der Anreicherungsmechanismus bislang noch nicht befriedigend erklärt werden. Ein Kuriosum ist die nur 22 m lange **Eibenmühlhöhle** in den Vorderen Tormäuern (1836/182): sie ist eine der drei derzeit bekannten Höhlen Österreichs, die in Kalktuffen angelegt ist. Aufgrund der sehr hohen Wachstumsgeschwindigkeit dieses Süßwasserkalkes kann für diese Höhle ein holozänes Bildungsalter angenommen werden.

Die zweite Schauhöhle des Kartenblattes, die **Ötschertropfsteinhöhle** (1824/10) liegt in der Katastergruppe **1824 – Gföhler Alm-Polzberg** im Bereich der Vorderen Tormauer. Ein eindrucksvoller schachtartiger Einstieg führt in eine Gangfolge mit sehenswerten Tropfsteinen und bildet so einen reizvollen Gegensatz zur Nixhöhle. Die längste Höhle des Gebietes ist jedoch die **Burianhöhle** (1824/1), 5 km südwestlich der Ötschertropfsteinhöhle, eine stetig bis auf -140 m abfallende und in den tieferen Bereichen canyonartig verlaufende, schwierig zu befahrende Höhle. Vor allem historisch bedeutsam ist indessen die **Kartäuserhöhle** bei Gaming (1824/8) mit Inschriften der Kartäusermönche, die bis in das Jahr 1512 zurückreichen.

Im Katasterg Gebiet **1833 – Koller-Büchleralpe**, einem typisch voralpinen Karstgebiet nördlich des Ötschers, ist vor allem die **Kohlerhöhle** bei Erlaufboden (1833/1) zu erwähnen (Kap. 13). Sie wird – nach Bedarf – als Schauhöhle geführt und liegt abschnittsweise an der Basis der Mitteltrias in Gips führenden Werfener Schichten. Neben bunten Tropfsteinbildungen und kleinen Seen finden sich entsprechend dem geologischen Rahmen auch Gipskristalle.

Im Gebiet **1828 – Kalkvoralpen zwischen Kleiner Ybbs und Erlauf** sind vor allem die 13 **Thorbachhöhlen** südöstlich von Neubruck im Erlaufthal erwähnenswert. Die längste dieser „Nichtkarsthöhlen in einem Karstgebiet“, die **Thorbachhöhle IX** (1828/78) ist eine immerhin auf 450 m Länge vermessene „Überdeckungshöhle“ (= in der englischsprachigen Literatur treffender bezeichnet als „Boulder Cave“) in einem großräumigen Blockwerksgewirr aus Jurakalken.

In der Katasterggruppe **1813 – Zellerhüte** ist für den das Kartenblatt betreffenden Bereich lediglich das 190 m lange, an parallelen Störungen angelegte **Wetterloch** auf der Tribein (1813/1) zu erwähnen, in dessen tiefsten Bereich recht ansehnliche Sinterbildungen auffallen.

Im Gebiet **1838 – Pichlberg-Statzberg** findet man auf dem Kartenblatt nur sechs höhlenkundlich weniger bedeutende Objekte, allesamt mit einer Ganglänge unter 30 m, in den das Kartenblatt nur marginal betreffenden Gebieten **1831 – Bürgeralpe** sowie **1761 – Hohe Student** sind bislang keine Höhlen bekannt geworden.

Einige der bedeutenderen Höhlen auf dem Kartenblatt stehen unter besonderem Schutz, entweder nach dem NÖ Höhlenschutzgesetz als „Besonders geschützte Höhle“ oder nach dem NÖ Naturschutzgesetz als „Naturdenkmal“.

Besonders geschützte Höhlen sind die

Kartäuserhöhle bei Gaming (1824/8)

Kohlerhöhle bei Erlaufboden (1833/1) (Kap. 13)

Nixhöhle bei Frankenfels (1836/20) (Kap. 13)

Ötscherhöhlensystem (1816/6) – ehemals Geldloch und Taubenloch (beide besonders geschützt)

Ötschertropfsteinhöhle bei Gaming (1824/10).

Als **Naturdenkmale** gelten (Kap. 13)

der Erlaufursprung bei Mitterbach (1816/1)

das Galmeiloch bei Mitterbach (1816/4)

die Teufelskirche in den Vorderen Tormauern (1836/25).

10.2. Das Ötscherhöhlensystem

(M. MOSER)

Das Ötscherhöhlensystem (Tafel 1) enthält die größten Höhlen Niederösterreichs: das Taubenloch und das Geldloch. Diese beiden Höhlen stehen in Verbindung miteinander und durchsetzen als großräumige Tunnel und Hallen den „Rauhen Kamm“ am Großen Ötscher. Die Ganglänge dieser beiden Höhlen beträgt insgesamt ca. 28 km und überwindet einen Höhenunterschied von genau 662 m. Der größte Höhlenraum am Ötscher ist der „Melker Dom“ mit einer Grundfläche von 4.766 m² und einer Höhe von 45 m. Damit sind die Höhlen im Großen Ötscher noch um ein vielfaches größer als die zweitgrößte Höhle Niederösterreichs, die Lechnerweidhöhle in den Göstlinger Alpen (Dürrenstein). Im Taubenloch lässt sich gut beobachten,

dass die Verkarstung einerseits stark an tektonischen Trennflächen ansetzt (z.B. „Harnischhalle“), andererseits aber auch an den Schichtflächen („Kastenprofil“ der Höhle) und deutlich in den unterlagernden Hauptdolomit bzw. Dachsteindolomit übergreift. Letzteres untermauert die aus hydrogeologischen Aufnahmen hervorgehende Annahme, dass der gebankte Dachsteinkalk und der unterlagernde Dachstein-/Hauptdolomit ein zusammenhängendes Karstwassersystem besitzen müssen. Auffälligerweise liegen die Höhleneingänge von Taubenloch und Geldloch auf annähernd gleicher Höhe (1.500 m SH), etwa an der Grenze gebankter Dachsteinkalk zu Haupt-/Dachsteindolomit. Der größte Teil des Ötscherhöhlensystems dürfte demnach im brüchigen Dolomitgestein (Versturzräume, Blockhaufen, einstürzende Neubauten, labile Seitenwände, Feinschutt) mit starker Verzweigung der Höhlengänge („Labyrinth“) angelegt sein. Dem Dolomitgestein entsprechend sind die schmalen Höhlengänge tektonisch vorgegeben und nur sehr untergeordnet auf Korrosion zurückzuführen. Lagenweise treten jedoch auch kalkige Bänke im oberen Haupt-/Dachsteindolomit auf, die auffällig große und ausgedehnte Höhlenräume aufweisen, während die Höhlenräume im reinen Dolomit stark an die engen Bruch- und Kluffflächen gebunden sind. Im Allgemeinen haben die Höhlenprofile das Stadium eines durch Nachbruch gebildeten, ausgeglichenen Gewölbes erreicht. Die großen Gangprofile lassen einen alten, nach Nordwesten gerichteten Durchfluss von Karstwasser erkennen, der sich gut mit den hydrogeologischen Beobachtungen deckt. Besonders erwähnenswert ist das Auftreten von in die Höhle eingeschwemmten, bis zu faustgroßen Bohnerzen und Bohnerzsanden. Weiters werden aus den Ötscherhöhlen Karfiolsinter beschrieben, die bei niedrigen Außentemperaturen an allen bewerteten Engstellen der Höhle mit feuchten Wänden entstehen. Da sich diese Karfiolsinter schon wieder im Verfallstadium befinden, können diese auch als Indikator für eine ältere, deutlich kältere Klimaperiode gewertet werden. Zusätzlich können durchscheinende Sinterfahnen, weiße Stalaktiten sowie cm-große, kugelige Höhlenperlen in den Höhlengängen beobachtet werden. Auffälligerweise ist das Ötscherhöhlensystem eher arm an Höhlensedimenten (?rasche Materialabfuhr). Erwähnenswert ist allerdings das Vorkommen gut gerundeter, monomiktter Schotter, die zum Teil konglomeriert sind und in den Gängen und Klammen des Geldloches aufzufinden sind. Deren Herkunft ist höhlenkundlich noch nicht befriedigend erklärbar.

Die erste, schriftlich bekundete Befahrung des Ötscherhöhlensystems fand bereits im August der Jahres 1592 durch den Dichter Christoph von Schallenberg (1561–1597) im Geldloch (damals „Taubenloch“) statt. Der alten, mündlichen Überlieferung der Bevölkerung nach, sollten in den Ötscherhöhlen „unermessliche Schätze“ verborgen sein, was das Interesse von Kaiser Rudolf II (1552–1612) weckte, eine Expedition zu diesem Zwecke in die Ötscherhöhle einzuberufen. Aus den Beschreibungen von Schallenberg über die Höhlenbefahrung kann man bereits charakteristische Eigenschaften der Ötscherhöhle wie die Wetterführung im „Windloch“ oder die Ausbildung von Eisdecken, Eiswällen und Eissäulen im Inneren der Höhle erfahren. Weiters beschrieb von Schallenberg zum ersten Mal Sandkonkretionen, die man sich damals noch nicht erklären konnte und für die Reste eines „steinernen Mandls“ oder gar eines „versteinerten Götzenbildes“ gehalten wurden. Eine weitere, historisch interessante und schriftlich festgehaltene Höhlenbefahrung des Geldloches fand 1746 durch den Pfarrer Josef Hacker statt. Diese führte allerdings weniger weit in das Höhleninnere wie bei von Schallenberg und endete bereits beim Eisse. Dieser stellte in damaliger Zeit ein bedeutendes Hindernis dar, noch tiefer in die Höhle vorzudringen. Bemerkenswert ist der Versuch Hackers, zeichnerische Profile der Ötscherhöhlen, unter anderem des Geldlochs, skizzenartig anzufertigen. Von naturwissenschaftlichem Interesse geprägt und wieder dem Auftrag eines Kaisers, nämlich Kaiser Franz I. (1708–1765), folgend, betrat im Juli 1747 der Kartograf

und Höhlenforscher Anton Joseph Nagel (1717–1794?) das Geldloch. Er versuchte eine Erklärung für die Entstehung des Eissees zu finden. Auch unter dieser Höhlenbefahrung wurden kolorierte Zeichnungen und erste Höhlenpläne des Geld- und Taubenloches angefertigt. Im August 1816 wurden bei einer Höhlenbefahrung durch den Dichter und Priester Ladislaus Pyrker (1772–1847) zum ersten Mal Stalaktiten und andere Tropfsteinbildungen aus den Ötscherhöhlen beschrieben. Im 19. Jahrhundert wurde in der Bevölkerung noch geglaubt, dass es „Ungunst“ und „Unwetter“ mit sich bringe, wenn man rücksichtslos Steine in das Wetterloch schmeiße. Und tatsächlich soll selbiges den Expeditionen der damaligen Tage auch widerfahren sein. Im Lauf des 19. Jahrhunderts waren die beiden Höhlen Geldloch und Taubenloch schon soweit erkundet, dass man bereits damals an eine Verbindung dieser beiden Höhlen untereinander und der Höhlen zur Gipffläche des Berges glaubte. Man errichtete endlich einen Steig als bequemen Zustieg zu den Höhlen von Lackenhof und errichtete ein Floß zur Überquerung des Eissees. Weiters wurde erstmals der Verlauf der Höhlengänge mit einem Kompass vermessen sowie die Seehöhe der Höhleneingänge gemessen und meteorologische Messungen durchgeführt. Des Weiteren erkannte man bereits den Zusammenhang von Versturzvorgängen oder Raumveränderungen in den Höhlen mit regionalen Erdbeben (zum Beispiel in der Steiermark 1795). Eine erste Zusammenfassung der Ötscherhöhlenbefahrungen gibt der Pädagoge und Lehrer Moritz Alois Becker (1812–1887) im Jahr 1859 in der Schrift „Reisehandbuch für Besucher des Ötscher“.

Die erste systematische Vermessung der Ötscherhöhlen sowie weiterführende morphologische und physikalische Beobachtungen sowie Temperaturmessungen wurden ab 1900 unter der Leitung von Eugen Berr (1867–1945) und Hugo Hassinger (1877–1952) durchgeführt. Ebenso entstanden um die Jahrhundertwende erste fotografische Aufnahmen in der Höhle. Es folgte nun die systematische Erforschung des Ötscherhöhlensystems durch Höhlenforscher aus Niederösterreich, der Steiermark und Salzburg sowie durch den Alpenverein und, ab 1974, durch den Landesverein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich.

11. Hydrogeologie

(R. BERKA & G. SCHUBERT)

11.1. Einleitung

Die hydrogeologischen Verhältnisse auf Kartenblatt Mariazell werden geprägt durch die Dominanz verkarstungsfähiger Gesteine, das stark ausgeprägte Relief und die hohen Niederschläge. Beinahe das gesamte Kartenblatt kommt im Bereich der Nördlichen Kalkalpen zu liegen, lediglich im äußersten Nordwesten, in der Gegend um Neustift bei Scheibbs, treten auch Gesteine des Rhenodanubischen Deckensystems und des Ultrahelvetikums (Gresten-Klippenzone) auf. Der kalkalpine Gesteinsbestand des Kartenblattes besteht vorwiegend aus triassischen Dolomiten und Kalken und ist tektonisch stark gegliedert. Bei den Dolomiten ist die Verkarstung weniger stark ausgebildet als bei den Kalken, obwohl im Ötscherhöhlensystem der liegende Hauptdolomit ebenso verkarstet ist (Kap. 10). Im Verbreitungsgebiet der Kalke wurden zahlreiche Symbole aufgenommen, die die intensive Verkarstung aufzeigen (Höhlen, Dolinen etc.). So sind in der Karte auf der Ostseite der aus Dachsteinkalk bestehenden Gipfelregion des Ötschers und in der ebenfalls aus Dachsteinkalk aufgebauten Westhälfte des Scheiblingsteins (dieser befindet sich etwa 8 km westlich des Ötschers) mehrere Höhlen eingetragen. Dolinen sind gehäuft im Verbreitungsgebiet von Dachsteinkalk, Plattenkalk und Oberseebrekzie zu verzeichnen. Wichtige Stauer der kalkalpinen Schichtfolge bilden das Haselgebirge und die Werfener Schichten an seiner Basis, die siliziklastischen Gesteine des Karniums (vor allem Lunzer Sandstein und Reingrabener Schiefer) sowie der Großteil der Schichtglieder des Jura und der Kreide. Im Bereich des Rhenodanubischen Deckensystems und der Gresten-Klippenzone (Umgebung Neustift bei Scheibbs) dominieren Mergel und damit ein oberflächennaher Abfluss. Vor allem im Raum Mariazell und bei Kienberg finden pleistozäne Schotter eine weitere Verbreitung, die hier für die Grundwasserverhältnisse bestimmend sind.

Im Anschluss an die nun folgenden Übersichten zu den öffentlichen Messstellennetzen des Hydrographischen Dienstes und der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) sowie zu den Wasserentnahmen für die zentrale Wasserversorgung wird auf Details der hydrogeologischen Situation auf Blatt Mariazell eingegangen.

11.2. Messstellen des Hydrographischen Dienstes (Niederschlag und Abfluss)

Die aktuellen Niederschlags- und Abflussmessstellen des Hydrographischen Dienstes, die für das Kartenblatt Mariazell von vorrangiger Bedeutung sind und zu denen auch langjährige Messreihen vorliegen, sind in Tabelle 7 aufgelistet. Ihre Lage kann auch Tafel 2 entnommen werden. Den in Tabelle 7 dargestellten Niederschlagsverhältnissen zufolge nimmt die Niederschlagshöhe tendenziell mit der Seehöhe zu. So beträgt die langjährige mittlere Jahresniederschlagshöhe der Messstelle Kienberg (372 m) 1.380 mm, während beispielsweise in Neuhaus am Zellerrain (1.103 m) eine durchschnittliche Jahresniederschlagshöhe von 1.723 mm zu verzeichnen ist. Die auf 809 m SH gelegene Niederschlagsmessstelle Lackenhof weicht aufgrund ihrer besonders hohen mittleren Jahresniederschlagshöhe (1.892 mm) etwas von diesem Trend ab.

Für die in Tabelle 7 angeführten Abflussmessstellen lassen sich durchschnittliche Abflusspenden von 22,17 bis 39,94 l/s pro km² berechnen (das entspricht 699 bis 1.260 mm pro Jahr). Das Mittel der Messstelle Scheibbs-Kardinal König Brücke – dieser Pegel liegt schon knapp außerhalb des Kartenblattes und umfasst das gesamte Einzugsgebiet der Erlauf auf Blatt Mariazell – weist eine mittlere Abflusspende von 32,45 l/s pro km² (1.023 mm pro Jahr) auf.

Nr. in Taf. 2	HZB-Nummer	Art	Name	Pegelnulldpunkt/ Messpunkthöhe [m ü. A.]
a	107003	N, S	Neuhaus am Zellerain	1.076
b	107011	N, S	Lackenhof	807
c	107136	N, S	Mitterbach	865
d	107177	N, S	Puchenstuben	967
e	107300	N, S	Frankenfels	465
f	109033	N, S	St. Anton an der Jeßnitz	400
g	115618	N	Kienberg	367
h	207704	A	Mitterbach-Brücke (Große Erlauf)	785,9
i	207712	A	Wienerbruck (Ötscherbach)	622,17
j	207720	A	Reith (Großer Lassingbach)	793,88
k	207738	A	Kienberg-Neuhaus (Große Erlauf)	380,73
l	207746	A	Gaming (Gamingbach)	396,14
m	207787	A	Neubruck (Jeßnitz)	352,92
n	208850	A	Erlaufboden (Große Erlauf)	529,79
o	209551	A	Lunz am See-Seestraße (Ois) (ÖK 71)	592,43
p	209882	A	Scheibbs-Kardinal König Brücke (Große Erlauf) (ÖK 54)	325,25
q	395574	Q	Große Mühlquelle	540

Tab. 7.

Messstellen des Hydrographischen Dienstes auf Kartenblatt 72 Mariazell nach eHYD (Stand: 25.08.2019). Der Abflusspegel Lunz am See (Seestraße) liegt schon außerhalb des Kartenblattes, der Großteil seines Einzugsgebietes befindet sich aber auf Blatt Mariazell. Die Lage der

11.3. Messstellen der Gewässerzustandsüberwachungs- verordnung (GZÜV)

Auf dem Kartenblatt Mariazell befinden sich drei Quellmessstellen der GZÜV, zu denen langjährige hydrochemische Messreihen vorliegen: KK31900522, KK32000222 und KK32000352 (Tab. 8, 9; Taf. 2). Nach der Geologischen Karte 1:50.000 zu schließen, besteht das Einzugsgebiet der Messstelle KK32000352 vorwiegend aus Dachstein-/Hauptdolomit, was sich im niedrigeren $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis dieses Quellwassers niederschlägt; dieses beträgt im Mittel 2,9 (Tab. 9). Bei den beiden anderen Messstellen dominiert in ihrem Einzugsgebiet offenbar der Einfluss

Länge / Breite [Grad, Min., Sek.] Referenzellipsoid Bessel (1841)	Mittlerer Jahresniederschlag [mm] bzw. mittlere, min. und max. Schüttung bzw. Abfluss [l/s]	Einzugsgebiet des Pegels [km ²]
15 12 31 / 47 47 44	1.723	
15 10 14 / 47 52 22	1.892	
15 17 25 / 47 48 47	1.332	
15 17 44 / 47 55 01	1.582	
15 19 40 / 47 58 55	1.419	
15 12 28 / 47 57 43	1.393	
15 09 13 / 47 57 12	1.380	
15 17 50 / 47 48 52	809 (60–17.600)	29,7
15 16 56 / 47 51 00	1.442 (244–32.800)	36,1
15 18 50 / 47 51 52	821 (88–17.800)	23,2
15 07 34 / 47 56 02	7.226 (757–130.000)	203,3
15 06 21 / 47 56 29	1.373 (195–24.700)	51,5
15 11 18 / 47 58 34	714 (20–35.000)	32,2
15 15 53 / 47 52 55		135,7
15 01 56 / 47 51 40		117,9
15 10 03 / 48 00 13	11.345 (3.325–194.000)	330,2
15 12 12 / 47 54 33	515,5 (12,1–2.611,9)	

Messstellen ist in Tafel 2 zu sehen. In der Spalte „Art“ bedeutet „N“ Niederschlagsmessstelle, „N, S“ Niederschlagsmessstelle mit Schneehöhe, „Q“ Quellmessstelle und „A“ Abflusspegel.

Nr. in Taf. 2	Messstellennummer (und Name)	Art der Messstelle	Gemeinde	Grundwasserkörper	Gesteine im Einzugsgebiet
A	KK31900522 (Wurzenberger Höhlenquelle)	Quelle	Frankenfels	Nördliche Kalkalpen [DUJ]	Kalke und Dolomite des „Muschelkalks“ (95)
B	KK32000222 (Große Mühlquelle)	Quelle	Gaming	Nördliche Kalkalpen [DUJ]	Gutensteiner Kalk (93), Reifling-Formation (90), Lunz-Formation (87)
C	KK32000352 (Quelle Finkenmühle)	Quelle	Gaming	Nördliche Kalkalpen [DUJ]	Dachsteindolomit (113), Dachsteinkalk (110)

GZÜV-ID	Entnahmedatum	Wassertemperatur °C	Elektr. Leitf. (bei 20°C) µS/cm	PH-Wert	Gesamthärte °dH	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l
KK31900522	05.04.2012	8,8	342,0	7,7	11,7	74,4	5,8
	27.04.2013	8,4	348,0	7,7	10,8	68,3	5,39
	02.06.2014	8,1	357,0	7,6	12,8	82,3	5,58
	14.05.2015	8,5	344,0	7,7	12,3	77,4	6,28
	31.05.2016	8,4	395,0	7,6	12,2	76,7	6,14
	04.05.2017	8,4	363,0	7,7	12,3	78,4	5,6
	23.05.2018	8,4	360,0	7,7	12,1	76,3	6,2
	08.04.2019	8,6	347,0	7,8	11,9	73,6	6,96
KK32000222	05.04.2012	7,5	262,0	7,8	8,4	48,3	7,3
	05.09.2013	9,6	352,0	8,0	12,3	72,0	9,36
	01.06.2014	7,2	270,0	7,9	9,43	56,8	6,37
	14.05.2015	7,1	297,0	8,1	10,4	61,2	8,04
	31.05.2016	7,1	328,0	8,0	9,97	58,6	7,62
	04.05.2017	6,9	251,0	8,1	8,4	49,1	6,7
	23.05.2018	7,0	352,0	7,8	11,6	68,8	8,7
	08.04.2019	7,1	249,0	8,12	8,5	48,7	7,24
KK32000352	05.04.2012	11,5	205,0	8,0	7,1	37,0	8,3
	27.04.2013	6,0	183,0	8,2	6,09	32,2	6,82
	01.06.2014	5,8	192,0	8,1	6,52	35,3	6,82
	14.05.2015	5,9	178,0	8,2	6,27	34,7	6,13
	24.05.2016	5,9	211,0	8,2	6,33	34,0	6,73
	04.05.2017	6,2	205,0	8,4	7,0	36,1	8,4
	23.05.2018	7,1	195,0	8,4	6,6	35,5	6,9
	03.04.2019	7,2	203,0	8,33	6,3	32,3	7,91

◀ Tab. 8.

Grundwassermessstellen der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV) auf Kartenblatt 72 Mariazell nach der H₂O-Fachdatenbank des Wasserinformationssystems Austria (WISA; Abfrage am 25.08.2019). Die Gesteine im Einzugsgebiet (mit Identifikationsnummer) sind dem Kartenblatt Mariazell entnommen, wobei an erster Stelle jenes Gestein genannt wird, das im Umfeld der Quelle zu liegen kommt. Die Lage der Messstellen ist in Tafel 2 zu sehen. DUJ: Einzugsgebiet Donau unterhalb Jochenstein.

▼ Tab. 9.

Ausgewählte hydrochemische Analysen zu den in Tabelle 8 genannten Grundwassermessstellen nach der H₂O-Fachdatenbank des WISA (Abfrage vom 25.08.2019). Angaben wie z.B. <1 bedeuten, der Wert ist unter der Bestimmungsgrenze von 1. Angaben wie z.B. [0,006] bedeuten, die entsprechende Substanz wurde bei einer Nachweisgrenze von 0,006 nicht nachgewiesen.

Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Eisen mg/l	Nitrat mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	Ca ²⁺ /Mg ²⁺ (bez. auf meq)
<1	<0,75	[0,006]	6,3	1,3	6,2	241,0	7,8
0,7	<0,5	<0,01	6,28	1,26	4,53	246,0	7,7
0,8	<0,5	0,021	5,41	1,09	3,93	258,0	8,9
1,11	0,51	[0,003]	5,66	<1	4,74	257,0	7,5
0,78	<0,5	0,012	6,24	1,16	4,49	258,0	7,6
<1	0,79	0,016	6,7	1,08	2,9	251,0	8,5
[0,5]	[0,5]	[0,01]	4,9	1,1	5,0	262,0	7,5
<1	[0,5]	[0,01]	6,35	2,2	5,1	240,4	6,4
<1	[0,5]	[0,006]	4,2	1,1	23,1	159,0	4,0
0,55	<0,5	0,017	4,52	<1	62,7	171,0	4,7
<0,5	<0,5	0,012	3,28	<1	21,2	171,0	5,4
0,66	<0,5	[0,003]	3,97	<1	43,6	166,0	4,6
<0,5	<0,5	<0,01	4,06	<1	38,0	168,0	4,7
[0,5]	<1	0,016	4,5	<1	13,6	157,0	4,4
[0,5]	[0,5]	[0,01]	3,9	[0,5]	61,7	186,0	4,8
<1	[0,5]	[0,01]	3,09	1,1	22,2	149,4	4,1
<1	[0,5]	[0,006]	5,8	1,1	4,4	143,0	2,7
<0,5	[0,15]	0,01	4,09	<1	2,66	128,0	2,9
<0,5	[0,15]	0,255	3,44	<1	2,47	136,0	3,1
<0,5	[0,15]	0,01	3,72	<1	2,67	129,0	3,4
<0,5	[0,15]	<0,01	4,17	<1	2,38	132,0	3,1
[0,5]	<1	<0,006	5,3	<1	2,1	141,0	2,6
[0,5]	[0,5]	[0,01]	1,7	[0,5]	2,5	146,0	3,1
<1	[0,5]	[0,01]	3,28	1,1	2,6	140,7	2,5

von Kalken; der Mittelwert der $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnisse macht hier 7,4 bzw. 4,4 aus. TOUSSAINT (1971: 61) führt vergleichsweise für Quellwässer des Tennengebirges, deren Einzugsgebiet teilweise aus Dolomit besteht, ein $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis von in der Regel unter 4 an. SPENDLINGWIMMER (1984) beobachtete im hiesigen Gebiet bei den reinen Dolomitwässern gehäuft Werte zwischen 1 und 2, zum Teil besitzen Dolomitwässer aber auch höhere $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnisse (siehe unten).

11.4. Zentrale Wasserversorgungen

Tabelle 10 und Tafel 2 informieren über Wasserentnahmen auf Kartenblatt Mariazell, die für zentrale und örtliche Wasserversorgungen genutzt werden. Im Kartenbereich nördlich des Ötschers liegen folgende Siedlungsgebiete mit zentralen Wasserversorgungseinrichtungen: Scheibbs, St. Anton, Gaming-Kienberg, Puchenstuben sowie Frankenfels. In Ötschernähe liegen westlich Lackenhof und Langau, östlich Reith, Wienerbruck und Josefsberg. In ihrem Oberlauf bildet die Erlauf die Landesgrenze zur Steiermark, wobei in der von quartären Sedimenten gefüllten Hochsenke im Norden die Gemeinde Mitterbach, im südlichen Abschnitt St. Sebastian und Mariazell liegen. Die Wasserscheide zum Einzugsgebiet der Salza verläuft durch St. Sebastian.

Scheibbs: Die Wasserversorgung der Bezirkshauptstadt Scheibbs (über 4.000 Einwohner) erfolgt durch sechs Quellen sowie aus einem Filterbrunnen bei Neubruck. Der Gesamtkonsens der Versorgungsanlage ist mit 25 l/s festgesetzt. Laut Information der Gemeinde beträgt die tägliche Wasserabgabe etwa 1.000 m^3 , was 11,5 Sekundenliter entspricht.

Die Versorgung aus den Quellen kommt von zwei getrennten Gebieten. Zwei Quellen liegen im Bereich des Lueggrabens (Luegquelle und Gattringerquelle). Das Einzugsgebiet der Quellen wird überwiegend vom Hauptdolomit aufgebaut. Die Schüttung der etwa gleichstarken Quellen liegt zwischen 2 bis über 4 l/s (gemeinsam). Die maximale Einspeisung dieser Quellen in das Netz beträgt 4 l/s.

Der zweite Quellbereich liegt im Saggraben, einem rechten Seitengraben des Erlauftales im Gemeindegebiet von St. Anton an der Jeßnitz (siehe auch BEYER, 2008: Abb. 4). Das Einzugsgebiet der vier Saggrabenquellen befindet sich wiederum im Hauptdolomit, der hier von Gesteinen der Kössen-Formation überlagert wird. Die relativ konstante Schüttung einer Quelle wird mit mindestens 6 l/s, maximal bis 10 l/s (Bescheid 1978) angegeben. Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit der beiden Quelleinzugsgebiete sind auch die Mineralisierungen der Wässer ähnlich (450–500 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Der Filterbrunnen Neubruck liegt in quartären Terrassensedimenten des Erlauftales, jedoch in unmittelbarer Nähe zum Fluss und des Weiteren in einem morphologischen Engbereich, weshalb der Schutz des Grundwassers vor oberflächennahen Einflüssen sowohl durch Flusswasser, als auch durch andere Einträge als nicht optimal anzusehen ist. Die Ergiebigkeit des Brunnens wird mit 11 l/s angegeben, der Konsens ist mit 10 l/s festgesetzt. Weiters besteht eine Wasserbezugsmöglichkeit von der II. Wiener Hochquellenleitung.

St. Anton an der Jeßnitz: Für die Versorgung der Ortschaft St. Anton an der Jeßnitz dienen die nahegelegenen Schoberquellen (I–VI). Sie liegen in einem lithologisch vielfältigen und tektonisch beanspruchten Gebiet mit Jura- und Kreidegesteinen, denen triadische Schollen der höheren Lunz-Decke auflagern. Trotz der im Allgemeinen als gering wasserhöflich einzustufenden Gesteine im Einzugsbereich der Quellen scheint für die Ortschaft mit den konsensierten $100 \text{ m}^3/\text{d}$ die Was-

serversorgung durchaus abgesichert zu sein. Als Wasserrecht ist auch noch das Heiligenbründl eingetragen, das laut Gemeindechronik als St. Antonius-Bründl für die Namensgebung des Ortes Pate stand. Zwei weitere kleinere Quellen (gemeinsam 1 l/s) in ähnlicher geologischer Position wurden früher ebenso zur Trinkwasserversorgung des Ortes genutzt. Sie wurden durch die Erweiterungen im Bereich der Schoberquellen nicht mehr für die Trinkwasserversorgung herangezogen und spenden nun das Nutzwasser für Gemeindebad und Sportplatz.

Eine zweite, in den 1990er Jahren errichtete Versorgungsanlage der Gemeinde St. Anton an der Jeßnitz mit eigener Postzahl erschließt zwei Quellen im hinteren Reifgraben. Die Versorgungsleitung führt in den Siedlungsraum im unteren Jeßnitzbach. Das Quellgebiet liegt in einem größeren Hauptdolomitaréal, dem Opponitzer Schichten (Kalke bis Mergelkalke und Rauwacken) in teils nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit eingeschaltet sind. Wie auch aus den Quellaufnahmen von SPENDLINGWIMMER (1984) hervorgeht, ist der Kontakt- und Übergangsbereich von Hauptdolomit zu den Opponitzer Schichten ein charakteristischer Quellhorizont. Die Geologische Karte 1:50.000 sowie die Aufnahme von BEYER (2008) weist einen solchen auch im Hangbereich südöstlich der erschlossenen Quellen auf. Die beiden Quellen liegen ebenso an einer Grenze von Hauptdolomit zur Opponitzer Rauwacke, die hier eine tektonische Linie darstellt. Zu Schüttungsmengen und dem chemischen Charakter des Wassers fehlen die Informationen.

Im Gemeindegebiet von St. Anton an der Jeßnitz finden sich noch drei kleine Wassergenossenschaften (WG) in der Katastralgemeinde Wohlfahrtsschlag (WG Unter-Furth, WG Bucheck und WG Laubenbach), die jeweils nur einige Liegenschaften mit Quellwasser (Schüttungen unter 0,5 l/s) versorgen, sowie wenige privat genutzte Quellen.

Frankenfels: Die Marktgemeinde Frankenfels (ca. 2.000 Einwohner) wird aus einer Gewinnungsanlage versorgt, die im Fischbachgraben, einem südlichen Zubringertal zum Nattersbach, liegt. Es handelt sich um eine brunnenartig gefasste Kluft-/Karstquelle, die bis in eine Tiefe von 6 m aufgeschlossen wurde. Das geologische Umfeld ist wiederum durch die obertriadische Schichtfolge der Lunz-Decke mit Lunzer Sandstein und Opponitzer Schichten sowie durch den Hauptdolomit, der die lokalen Höhen aufbaut, gekennzeichnet. Diese umliegenden Höhen (Holzerberg, Gsoll, Eibeck) bilden das Einzugsgebiet der Quelle. Der gefasste Quellaustritt liegt im Bereich der Opponitzer Schichten, wobei aus der Qualifizierung der Quelle als Karstquelle auf Kalke im Untergrund geschlossen werden kann, die auch hier eine drainierende Wirkung auf den Hauptdolomit anzeigen. Unmittelbar nördlich der Quelle setzen die Lunzer Sandsteine an, die den Stauhorizont bilden. In den gegenständlichen Unterlagen des Wasserbuches geht eine Schüttung der Quelle von über 20 l/s hervor, während der Konsens mit 3,5 l/s den Bedarf der Wasserversorgungsanlage (WVA) zu decken scheint. Das mittelharte Wasser ist ein Kalk-Dolomit-Mischwasser.

Puchenstuben: Die Wasserversorgungsanlage der Gemeinde Puchenstuben zählt neben den auf dem Kartenblatt Mariazell liegenden Orten Scheibbs, Mariazell, Mitterbach und Josefsberg zu jenen, die bereits zu Beginn des 20. Jahrhunderts errichtet wurden. Die übrigen entstanden meist in den Fünfziger- und Sechzigerjahren des vergangenen Jahrhunderts. Zuerst wurde die Roßwiesenquelle (1906) gefasst, bald darauf die Brandebenerquelle. Beide liegen unterhalb des Nordostabfalls des Turmkogels. Am Turmkogel treten Kalke der Steinalm-Formation auf, die hier der invers liegenden Sulzbach-Decke zugerechnet werden können. Die Brandeben ist auch wegen der schon früh erkannten Bleivorkommen (Bleiglanz) bekannt. Wie SPENDLINGWIMMER (1984) feststellt, ist die Kalkplatte der Brandmauer stark verkarstet,

Nr. in Taf. 2	Wasserbuch-Postzahl	Wasserversorgungsanlage (WVA)
1	SB-000387	WVA Stadtgemeinde Scheibbs
2		
3		
4		
5	SB-001319	WG Unter-Furth
6	SB-001857	WG Bucheck
7	PL-001657	WVA Frankenfels
8	SB-001109	WVA Gemeinde St. Anton/J. I
9		
10	SB-001736	WVA Gemeinde St. Anton/J. II
11	SB-001543	WG Laubenbach
12	SB-001463	WVA Marktgemeinde Gaming (ÖK 71)
13	SB-000454	WVA Gemeinde Puchenstuben
14		
15		
16	SB-001120	WVA Gaming Lackenhof
17		
18	LF-001505	WVA evn naturkraft GmbH & Co KG
19	LF-000293	WG Reith
20	LF-001659	WG Annaberg-Lassingrotte
21	LF-000550	WG Joachimsberg
	LF-000689	WG Wienerbruck
22	LF-000277	WG Josefsberg
23	LF-000282	WVA Mitterbach Mitterbachseerotte
24		
25	LF-001995	WG Friedenstein KG Josefsrotte
26	2/1463	Gemeinde St. Sebastian
27	2/684	
28	2/1469	
29	2/689	
30	2/335	Stadtgemeinde Mariazell
31	2/634	Gemeinde Gußwerk
32		
33	SB-002050	WVA Langau-Maierhöfen,
34		
35	SB-002193	WVA FV Langau

Tab. 10.

Wasserentnahmen zentraler Wasserversorgungen auf Kartenblatt Mariazell nach dem digitalen Wasserbuch des Bundeslandes Niederösterreich (<https://atlas.noel.gv.at/webgisatlas>; abgerufen am 31.07.2019) sowie des Bundeslandes Steiermark (<https://gis.stmk.gv.at/wgportal/at->

Wasserentnahme(n)	Konsens (Gesamt/Einzel) und/oder Schüttung	
Luegquelle	25 l/s	
Gattringerquelle		
Brunnen Neubruck		
Saggrabenquellen I-IV		
Quellen 1 und 2	0,5 l/s; 11,6 m ³ /d	
Quellen 1 und 2	1971 m ³ /a	
Fischbachgrabenquelle	3,5 l/s; 142,2 m ³ /d; 51.830 m ³ /a; Q: 10 l/s	
Heiligenbründl		
Schoberquelle I-VI	2,78 l/s; 36.500 m ³ /a	
Quellen 1 und 2	kein	
Quelle	13 m ³ /d	
Stickleithenquelle	13,7 l/s; 122.200 m ³ /a	
Sulzbichlquelle	160 l/min;	68 m ³ /d; 16.425 m ³ /a
Roßwiesenquelle	90 l/min	
Brandebenerquelle		
Filterbrunnen	4 l/s	
Ötscherquellen I-VI	8 l/s; 819 m ³ /d; 199.290 m ³ /a	
Brunnen I und II	je 3 l/s	
Quelle	1,93 l/s; 30 m ³ /d; 8.000 m ³ /a	
Quelle	15 m ³ /d	
Kaltes Wasser, Quelle	1,5 l/s; 64 m ³ /d; 13.000 m ³ /a; Q: 3l/s	
Quellen 1 und 2	Q.: 5 l/min	
Quelle Digruber	2,2 l/s (Q.: 5,7 l/s)	
Quelle Ochsenzopf	5 l/s	
Quelle	1.800 m ³ /a	
Raningerquelle	1,5 l/s	
Quellen 1 und 2	kein	
Schachtbrunnen	1,42 l/s; 8,5 m ³ /d	
Brunnaderquelle	kein	
2 Feldbauernalmquellen	kein	
Koglbauernquelle	5,2 l/s; 450 m ³ /d	
Schoißwohlquelle		
Quelle Finkmühle	3,72 l/s; 80 m ³ /d; 16.000 m ³ /a	
Quelle Maierhöfen		
Langau Brunnen 1-4	500.000 m ³ /a	

lasmobile/map/Fachkarten/Wasserrechte, abgerufen am 31.07.2019). Die Lage der genannten Quellen und Brunnen sind Tafel 2 zu entnehmen. Grau hinterlegte Wasserentnahmen sind aus der Steiermark.

weshalb ein Gutteil der eindringenden Wässer in den oft auch direkt unterlagernden Hauptdolomit übertreten und bevorzugt im Süden in Quellen austreten. Im Bereich der beiden Quellen der WVA liegt die Steinalm-Formation auf Lunzer Sandstein, der hier eine gewisse Stauwirkung besitzt. Dieser ist jedoch ansonsten unterhalb der Kalkplatte stark reduziert. Aufgrund der genannten Hauptentwässerung sind die Quellen, die im Lunzer Niveau austreten, meist von geringer Ergiebigkeit, was auch auf die WVA-Quellen zutrifft (Konsens 1,5 l/s gemeinsam). Zu Quellen, die im Nahbereich austreten, gibt SPENGLINGWIMMER (1984) teils geringe, teils mittlere Härten der Quellwässer an.

Die dritte von der WVA genutzte Quelle (Sulzbichlquelle) entspringt am Nordfuß des Roßkogels im oberen Bereich des Trefflinggrabens auf etwa 740 m SH, das heißt über 120 m tiefer als die Ortschaft Puchenstuben. Der Konsens für die Quelle beträgt 2,67 l/s. Als Einzugsgebiet ist der Roßkogel anzusehen, der aus Hauptdolomit aufgebaut ist. SPENGLINGWIMMER (1984) gibt einen durchschnittlichen Calcium-äquivalentanteil von 60 % an, wodurch das Wasser als typisches Dolomitwasser mit mittlerer Gesamthärte zu qualifizieren ist.

Wienerbruck-Joachimsberg: Jenes Gebiet des Kartenblattes, das zur Gemeinde Annaberg gehört, ist vom geologischen Aufbau durch den komplizierten Deckenbau mit inverser Lagerung, Deckschollen und Überschiebungsstrukturen gekennzeichnet. Im Unterschied zu den auf der Brandeben festgestellten Verhältnissen tritt in dem südöstlich davon gelegenen Gebiet die Bedeutung des Hauptdolomits deutlich zurück, wohingegen Lunzer Sandstein sowie die Gutenstein- und Reifling-Formation hervortreten. Dies führt in der Regel zu einem kleinräumigen und diffusen Abflussverhalten mit allgemein geringschüttenden Quellen. So ist es auch bezeichnend, dass in der Gemeinde Annaberg die Wasserversorgung durch eine größere Anzahl von kleinen Wassergenossenschaften erfolgt, was natürlich auch von den topografischen Bedingungen bestimmt ist. Am Kartenblatt Mariazell liegen die WG Reith und zwei WG Lassingrotte, wobei sowohl der Wasserbedarf als auch das Wasserdargebot der Quellen meist gering ist. Eine Quelle, die eine konstante Schüttung von 5 l/s aufweist, wird von der WG Wienerbruck und der WG Joachimsberg seit 1990 gemeinsam genutzt, nachdem sich die eigene Versorgung der WG Joachimsberg als unzureichend erwiesen hat. Der gemeinsame Konsens wurde auf 1,4 l/s erhöht. Die als „Kaltes Wasser“ bezeichnete Quelle liegt am Südwestfuß des Moserkogels auf ca. 880 m SH. Kalke der Gutenstein-Formation und Mitteltrias-Dolomite (Wettersteindolomit) des Moserkogels liegen auf den stauenden Werfener Schichten, an deren Grenze zum Kalk die Quelle entspringt. SPENGLINGWIMMER (1984) gibt für das Wasser eine mittlere Härte an.

Josefsberg: Die Wasserversorgung von Josefsberg weist ähnliche Verhältnisse wie die zuletzt erwähnten auf: wenige versorgte Einheiten und eher geringe Schüttung. Im Protokoll zur bereits 1909 erfolgten Bewilligung der Quelfassung wird von der einwandfreien Qualität des Trinkwassers gesprochen. Die Quelle liegt im hinteren Winklerbachgraben zwischen Alpl und Bichleralpe. Beide Höhen werden aus Kalken der Gutenstein-Formation bzw. Annaberger Kalk aufgebaut, während im Winklergraben die unterlagernden Werfener Schichten bis in den hinteren Grabenbereich hochziehen und somit den Stauhorizont für den Quellaustritt bilden. Die Schüttung von 5 l/min wird für den Quellschlitz 2 angegeben. SPENGLINGWIMMER (1984) trägt mehrere kleine Quellaustritte (< 1 l/s) im Verlauf des Grabens ein, die alle eine mittlere Härte aufweisen. Nach HACKER & SPENGLINGWIMMER (1989) erfolgt die Hauptentwässerung des verkarsteten Kalkstocks des Alpl gegen Nordwesten, wo an der Grenze zu den Werfener Schichten teils größere Karstquellen entspringen (nordöstlich unterhalb von Josefsberg).

Mitterbach: Für die Gemeindegewässerversorgung von Mitterbach (521 Einwohner) werden zwei Quellen genutzt. Die seit 1911 genutzte Quelle Ochsenzipf entspringt am Ostfuß der Gemeindealpe 2 m über der Talsohle eines linken, von Grundmoräne bedeckten Zubringergrabens zur Quartärsenke von Mitterbach-Mariazell. Direkt südlich der Quelle steigt der triadische Untergrund, bestehend aus Dachstein-/Hauptdolomit, einem tektonisch eingeklemmten Span von Gutenstein-Formation und unterlagernden Werfener Schichten, in einem kleinen Hügel aus dem Quartärgebiet auf, woraus sich die Wegsamkeit der Wässer, die zur Quelle dringen, ergeben. Als Einzugsgebiet kommt das südliche Berggebiet des Wurzenkogels, aber auch westlich und nördlich liegende Dolomitareale in Betracht. SPENDLINGWIMMER (1984) gibt sieben weitere Quellaustritte im näheren Umfeld an. Chemische Analysen zu einer nahegelegenen Quelle zeigen das Vorliegen von Dolomitwässern (Calciumäquivalentmittelwert von 62,7 %) mit einem Sulfatgehalt von über 100 mg/l an. Für die Quelle ist der Zulauf zur Wasserversorgungsanlage mit ca. 5 l/s begrenzt, was auch der Maximalschüttung entsprechen soll.

Die zweite Quelle (Digruber, seit 1985 genutzt) liegt neben weiteren gefassten Quellen am Ortsrand von Mitterbach am Nordostende des Sonnwendkogels (Einzugsgebiet aus Dachstein-/Hauptdolomit; Anmerkung: hierin weicht die Kartierung von HACKER & SPENDLINGWIMMER (1989) von der Geologischen Karte 1:50.000 ab, die im Sonnwendkogel einen Wettersteindolomitstock sehen). Wiederum treten in Quellnähe tektonische Späne von Gutenstein-Formation und unterlagernden Werfener Schichten (Tonschiefer und Sandsteine) auf. Chemische Analysen zu diesen Quellwässern ergeben ein typisches Dolomitwasser mit etwas größerer Härte (12° dH) als jene beim Ochsenzipf. Die Schüttung der Quelle beträgt mindestens 5,7 l/s, wovon maximal 8 m³/h (2,2 l/s) für die Wasserversorgung herangezogen werden dürfen. Sowohl für das Quellgebiet bei der Ochsenzipfquelle als auch für das Gebiet bei der Digruberquelle geben HACKER & SPENDLINGWIMMER (1989: 54) einen Gesamtabfluss von 10–15 l/s auch zu Trockenwetterzeiten an.

Mariazell-St. Sebastian: Mit der Gemeindestrukturreform vom 1. Jänner 2015 wurden die zuvor eigenständigen Gemeinden Mariazell, St. Sebastian und Gußwerk – und somit auch deren Wasserversorgungsanlagen – zusammengelegt. Während die Gemeinde St. Sebastian einen Großteil des Südostteils des Kartenblatts einnimmt (ca. 47 km², rund 1.000 Einwohner), ist die vormalige Gemeinde Mariazell mit 6,5 km² und etwa 1.500 Einwohnern dagegen gebietsmäßig klein. Die Gemeinde St. Sebastian verwendet vier Quellen und einen Brunnen, um die verstreut liegenden Siedlungsräume mit Wasser zu versorgen. Im Nordteil der Gemeinde werden die Raningerquelle und weitere zwei Quellen für die, rechtsufrig der Erlauf gegenüber Mitterbach gelegenen Wohngebiete, genutzt. Die Quellen entspringen im Anriss- oder Fußbereich der präwürmen Terrassensedimente (Sande und Kiese), die die nördlichen und östlichen Teile der Quartärsenke weitgehend bedecken. Als Stauhohizont könnten auch liegende Seetone (Bänderschluße) in Betracht gezogen werden, die entlang der Erlauf aufgeschlossen sind. Die oberflächlich bis zu 2 m tief verwitterten Terrassenkörper werden bis zu 40 m mächtig, und bilden somit einen guten Grundwasserspeicher. Für die Raningerquelle wird ein Konsens von 1,5 l/s angegeben, während zu den beiden Quellen bei der Waldrandsiedlung keine Mengenangaben vorliegen.

Die Seewirtsiedlung, die in der Ebene im oberen Erlaufseebecken liegt, wird aus einem Grundwasserbrunnen versorgt. Nach der Beschreibung einer Schottergrube (HACKER & SPENDLINGWIMMER, 1989: 55f.), die südwestlich des Brunnens liegt, wird der Untergrund aus schräg- und kreuzgeschichteten Fein- und Mittelkiesen aufgebaut, die als fluviatile Deltasedimente das westliche Seebecken auffüllten. Weiters

konnten die Autoren deutliche Schwankungen des Grundwasserspiegels (bis zu 3 m) feststellen, die von den Schwankungen im Wasserdargebot (Schneesmelze, sommerliches Trockenwetter etc.) herrühren. Ähnliche Schwankungen des Grundwasserspiegels sind auch für den Brunnenbereich zu erwarten, obgleich durch die nähere Seelage ausgleichende Wirkungen möglich sind. Die Entnahmemenge ist mit 1,4 l/s (Spitzenentnahme) bzw. 8,5 m³/d festgelegt. Zur chemischen Beschaffenheit des Wassers lässt sich nichts aussagen.

Für das Ortsgebiet von St. Sebastian selbst kommt die Wasserversorgung aus der Brunnaderquelle. Diese liegt im Grünautal am Südostfuß des Rasingberges, wo eine größere Anzahl von Quellen zutage tritt. Dieses Karstquellgebiet bildet die Hauptentwässerung des Dolomitstockes Rasingberg-Kainz. HACKER & SPENDLING-WIMMER (1989) geben eine Gesamtschüttungsmenge von 140 l/s an. So wird die Brunnaderquelle auch eine hohe Ergiebigkeit aufweisen, vermutlich über 20 l/s. Die größte Quellschüttung wird mit 60 l/s angegeben. Bei den Wässern handelt es sich um Dolomitwasser (Ca-Anteil: 50–75 %) mit einer Härte von etwa 11,5° dH und mit Temperaturen von 5–6° C. Im Wasserbuchauszug werden keine Mengenangaben gemacht.

Die Stadtgemeinde Mariazell bezieht ihr Wasser aus mehreren Quellen, wobei auf dem Kartenblatt die beiden Feldbauernalmquellen liegen. Die anderen Quellen liegen in weiterer Entfernung im Halltal sowie an der Hohen Student. Die Feldbauernalmquellen liegen in ca. 1.050 m SH im nordöstlichen Vorbergbereich der Zeller Hütte. Von ihrer geologischen Position her können sie als Schuttquellen bezeichnet werden (?Gosau mit Hangschuttbedeckung).

Die Wasserversorgung der mit Mariazell zusammengeführten Gemeinde Gußwerk erfolgt durch mehrere Quellen, wobei in Tafel 2 die Koglbauernquelle sowie die Schoiswohlquelle eingetragen sind. Die beiden Quellen haben zusammen eine mittlere Schüttung von 3 l/s. Zur WVA gehören noch vier Lechnerbauernquellen, die an den westlichen Ausläufern des Tonion liegen und eine mittlere Gesamtschüttung von ca. 3 l/s aufweisen. Der Gesamtkonsens der WVA ist mit 5,2 l/s bzw. 450 m³/d festgelegt.

Gaming-Kienberg: Die Gemeinde Gaming ist flächenmäßig die zweitgrößte Gemeinde Niederösterreichs (244 km²) und umfasst somit einen großen Anteil des Kartenblattes. Im Gemeindegebiet liegen neun Katastralgemeinden, wobei auf dem Kartenblatt folgende mit einer Bevölkerungszahl von über 500 Einwohnern liegen: Gaming (1.891 Einwohner), Kienberg (537 Einwohner), Lackenhof (655 Einwohner). Die Katastralgemeinde Neuhaus ist mit über 95 km² flächenmäßig die größte, mit 71 Einwohnern jedoch auch jene mit der geringsten Bevölkerung. Von wasserwirtschaftlicher Bedeutung sind jene Gebiete, die einen größeren zusammenhängenden Siedlungsraum bilden und somit eine zentrale Wasserversorgung erfordern.

Zu den Wasserversorgungseinheiten der Marktgemeinde Gaming zählen: Ort Gaming mit Kienberg, Lackenhof sowie Grubberg. Letztere WVA sowie der Hauptwasserspender für die Wasserversorgung von Gaming-Kienberg (Stickleitenquelle) liegen nicht mehr auf Kartenblatt ÖK 72 Mariazell. Die Stickleitenquelle entspringt am Rande einer quartären Brekzienmasse mit verlehmtem Hangschutt von lokaler Verbreitung. Die quartären Ablagerungen wiederum liegen auf Opponitzer Schichten, Lunzer Sandstein und Kalken der Reifling-Formation. Über den Opponitzer Schichten liegt Hauptdolomit, der den westlich der Quelle gelegenen Lorenzberg aufbaut und als das Haupteinzugsgebiet der Quelle betrachtet werden kann. Aus der Konsensmenge von 122.200 m³/a (ca. 4 l/s) mit einem Spitzenverbrauch von 13,7 l/s kann gefolgert werden, dass die Schüttung der Quelle relativ konstant und auch ausreichend hoch anzusetzen ist. Die Mineralisierung des Was-

sers mit 380 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und einem $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis von 1,7 weist das Wasser als Dolomitwasser aus.

Aus den Unterlagen zu den Wasserbucheintragungen geht hervor, dass für die Gemeinde Gaming auch ein Wasserbezugsrecht von der II. Wiener Hochquellenleitung im Ausmaß von knapp 7 l/s bzw. 219.000 m^3/a besteht, womit Spitzenbedarfszeiten abgedeckt werden können. Weiters verfügt die Gemeinde noch über die Wasserrechte an der Herminenquelle, die jedoch nicht an das Wassernetz angeschlossen ist und somit nicht genutzt wird. Ihre Schüttung liegt zwischen 10 und 15 Sekundenliter. SPENGLINGWIMMER (1984) gibt für die Herminenquelle eine Schüttung von 5–10 l/s und eine Gesamthärte von 7–10° dH an.

Lackenhof: Die KG Lackenhof (655 Einwohner) wird seit den 1960er Jahren aus den Ötscherquellen mit Trinkwasser versorgt. Die Quellen liegen in ca. 1.100 m SH im Hangschuttbereich am Nordwestfuß des Großen Ötscher. Vor und unter der Überschiebungsbahn des Dachsteinkalkes der Ötscher- bzw. Unterberg-Decke liegt eine angeschuppte Masse von Haselgebirge (Tone und Gips). In diesem dem Ötscher vorgelagerten Haselgebirgsareal treten an vielen Stellen kleinere Quellen aus, die durch ihre hohe Sulfatmineralisation (Gipswässer) gekennzeichnet sind (SPENGLINGWIMMER, 1984). Es gibt jedoch auch große Karstquellen wie z.B. das Wasserloch (15–30 l/s; Tab. 11), die den Ötscher im Norden entwässern und ein Kalk-Dolomit-Mischwasser liefern bei insgesamt eher geringer Mineralisation (6,8° dH). Die Ötscherquellen der Wasserversorgung von Lackenhof sind mit dem Wasserloch in ihrer hydrogeologischen Situation gut zu vergleichen. Die drei Quellen schütten vermutlich konstant ca. 8 l/s. Eine Beeinflussung durch das Haselgebirge zeigt sich im Sulfatgehalt von 31 mg/l, wobei gerade im nahegelegenen Sulzgraben Gipse im Haselgebirge deutlich hervortreten. Ansonsten zeigt das Quellwasser eine deutliche Dominanz von Calcium, wodurch die bevorzugte Herkunft aus dem Dachsteinkalk des Ötschers angezeigt ist.

Im Jahr 1988 wurde ein Brunnen bewilligt, der ca. 750 m unterhalb von Lackenhof am Lackenbach liegt. Die Entnahmemenge ist mit 4 l/s festgelegt. Seit 1994 wurden auch die Skiliftanlagen mit Wasser aus der WVA versorgt. Die anfangs mit 2,5 l/s bzw. 32.000 m^3 festgelegten Mengen für die Beschneigungsaison wurden 2004 mit dem erhöhten Bedarf auf 20 l/s angehoben, wobei jedoch auch Oberflächenwasser aus dem Lackenbach herangezogen wird.

Langau-Maierhöfen: Noch auf dem Gebiet der KG Lackenhof liegt eine WVA, die zur Forstverwaltung (FV) Neuhaus Alpl bzw. Langau gehört (WVA Langau-Maierhöfen). Dabei werden zwei Quellen genutzt: die Quelle Maierhöfen sowie die Quelle Finkmühle. Die Konsensangabe von 3,72 Sekundenliter bezieht sich auf beide Quellen und eine mittlere Schüttungsangabe von 8,7 l/s kann nicht eindeutig zugeordnet werden. Für die Quelle Maierhöfen charakteristisch ist ihre Positionierung in Talnähe am westliche Ende des Schwarzen Ötschers wiederum in einem Grenzbereich von Hauptdolomit zu Opponitzer Schichten, jedoch auch nahe an der Überschiebungslinie des Dachsteinkalkes des Schwarzen Ötschers auf den Hauptdolomit der Reisalpe-Decke. Bei SPENGLINGWIMMER (1984) ist eine Quelle mit einem karbonatdominierten Wasser mittlerer Härte (10–13° dH) und einer Schüttung von 15 bis 20 l/s eingetragen, die wahrscheinlich der Maierhöfenquelle entspricht.

Im Gebiet des Finkmühlgrabens sind bei SPENGLINGWIMMER (1984) vier Quellen eingetragen. DECKER (1999) gibt neun Quellaustritte an, wobei die am Ursprung des Finkbaches gelegene Karsthöhlenquelle für das Kraftwerk Finkmühle abgeleitet wird. Ein Kraftwerk ist 1922 erstmals bewilligt worden. Die Schüttung der Karsthöhlenquelle wird von SPENGLINGWIMMER (1984) mit 500 bis 1.000 l/s angegeben.

Nr.	Wasser- temperatur (°C)	Schüttung (l/s)	Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	Gesamthärte (°dH)
Q 2	7,2	15–20	228	11,2
Q 14	6,5	50–60	240	12,6
Q 36	-	1,5	-	26,2
Q 63	-	1	-	51,5
Q 67 Wasserloch	4,7	15	-	6,8
Q 103	6,4	2,5	-	76,2
Q 109	6,5	11	-	63,9
Q 114 Große Mühlquelle	6,75	145	-	10,5
Q 115	6,2	8	-	9,2
Q 118	7,25	5–180 (20)	-	8,4
Q 119	8,8	70	-	17,1
Q 238	6	15–20	245	8,4
Q 240	5,25	5–8	218	8,2
Q 300 Finkmühle	5,7	500–1.000	-	7,1
Q 317	7,6	8	150	7,6
Q 324	6,1	5	172	8,4
Q 341	6,2	5	165	9
Q 350	4,8	2	-	11,8
Q 351		0,8	-	10,2
Q 369	5,2	15–20	308	12,9
Q 400 Erlaufursprung	5,3	1.500	-	8,1
Q 520	-	0,5	-	7,9
Q 600	5,6	15–20	-	11,8
Q 601	5,6	20	-	11,5
Q 602	5,5	60	185	11,5
Q 603	-	30	-	11,2
Q 604	-	3	-	10,4
Q 605	-	2	-	11,2
Q 606	-	4	-	12,6
Q 900	7,6	10	240	14,8
Q 901	7,7	2	256	14
Q 906	-	1	-	10,1
Q 907	-	3	-	10,1
Q 908	-	2	-	9,5
Q 918	6,3	8	-	11,5
Q 930	5,7	35	180	9,5

Tab. 11.

Feldparameter und hydrochemische Analysen zu ausgewählten Quellen aus HACKER et al. (1983: Anhang). Zur Lage der Quellen, siehe Tafel 2.

Karbonat-härte (°dH)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Ca ²⁺ /Mg ²⁺ (Äquivalent)
10,8	62,1	10,9	-	-	3,46
11,1	76,1	8,5	-	-	5,43
6,7	143,1	26,8	2,5	-	3,24
7,2	292,6	46,2	-	-	3,84
6,2	35,8	8,1	-	-	2,68
9,2	474,9	42,6	-	-	6,76
7,6	404,8	31,6	-	-	7,78
7,9	62,1	7,9	1,5	60	4,77
9,1	50,1	9,7	-	-	3,14
8,05	54,1	3,6	1,5	-	9,12
-	93,2	17,6	-	150	3,21
7,3	42,1	13,4	-	-	1,91
7,3	36,1	13,4	-	-	1,64
6,1	39,1	7,3	2,1	-	3,25
7,1	38,1	9,7	-	-	2,38
7,3	56,1	2,4	-	-	14,19
8,1	54,1	6,1	-	-	5,38
10,2	56,1	17	-	-	2
9,4	54,1	11,6	-	-	2,83
11,1	62,1	18,2	-	-	2,07
7,3	44,1	8,5	2,1	-	3,15
7,6	53,1	1,8	-	-	17,91
10,4	42,1	25,5	-	-	1
10,1	44,1	23,1	-	-	1,16
10,1	44,1	23,1	-	-	1,16
10,1	50,1	18,2	-	-	1,67
10,1	56,1	10,9	-	-	3,12
9,9	50,1	18,2	-	-	1,67
11,5	56,1	20,7	-	-	1,65
11,5	80,1	15,8	-	-	3,08
11,3	80,1	12,2	-	-	3,98
9	62,1	6,1	-	-	6,18
8,7	58,1	8,5	-	-	4,15
8,4	54,1	8,5	-	-	3,86
9,5	56,1	15,8	-	-	2,15
8,5	66,1	1,2	-	-	33,41

Im Bericht von DECKER (1999) wird eine Kraftwerksausleitmenge von 25 l/s angegeben (24.08.1999). Für die anderen Quellaustritte gibt DECKER (1999) Werte von 0,2 bis 5 l/s an, SPENDLINGWIMMER (1984) für die drei kleineren Quellen 1 bis 1,5 l/s. Nach SPENDLINGWIMMER (1984) sind die Wässer als Kalkwässer einzustufen. Neben den Quellen im Finkbachgraben, welche die Hauptentwässerung des Kleinen Ötschers darstellen, finden sich weitere Quellen am Südfuß des Kleinen Ötschers im Kleinen Ötscherbachgraben. Der Kleine Ötscher wird hauptsächlich von Dachstein-/Hauptdolomit aufgebaut, der nur im Gipfelbereich von Dachsteinkalk überlagert wird, woraus aufgrund einer Calciumvornacht in den Wässern auf einen höheren Karbonatgehalt des Dolomits geschlossen werden könnte. Für die Quelle Finkmühle der WVA-Langau lässt sich aus dem Vergleich mit der Aufnahme von DECKER (1999) eine Überlaufmenge von 5 l/s angegeben. Im digitalen Wasserbuchauszug wird eine mittlere Quellschüttung von 8,7 l/s genannt. Die chemischen Analysedaten zur GZÜV-Messstelle Finkmühle (KK32000352) finden sich in Tabelle 9. Die Ca/Mg-Verhältnisse dieser Analysen weisen auf einen Kalk-Dolomit-Mischwassertyp mit relativ geringer Gesamtmineralisation (204–240 µS/cm) hin.

Die Forstverwaltung betreibt im Gebiet Maierhöfen noch eine Holzberieselungsanlage (WVA FV Langau), die mit vier Schachtbrunnen (DN 1.000, 4 m tief) ausgestattet ist. Sie findet hier wegen ihres durchaus beachtlichen Gesamtkonsenses von insgesamt 500.000 m³/a bzw. von knapp 50 Sekundenlitern, Erwähnung. An den Brunnenstandorten weist die Geologische Karte 1:50.000 die Alluvionen der Ois bzw. einen Schwemmkegel des Lackenbaches aus. Auch sind randlich entlang des Oistals quartäre Terrassensedimente verzeichnet, die sich ebenso als Grundwasserkörper bzw. Wasserlieferanten für die Brunnen anbieten. In dem südlich der Langau anschließenden Katastralgemeindegebiet von Neuhaus finden sich keine nennenswerten wasserrechtlich eingetragenen Versorgungseinheiten, obgleich, wie aus der Quellaufnahme von SPENDLINGWIMMER (1984) sowie aus der Geologischen Karte 1:50.000 hervorgeht, eine Vielzahl von Quellen – z.B. im Winkelbachgraben – vorhanden sind.

11.5. Studie „Hydrogeologie im Einzugsgebiet der Erlauf und des Ötschers“

Diese von HACKER et al. (1983) durchgeführte Studie – weitere Details zu dieser sind in SPENDLINGWIMMER (1984) angeführt – enthält eine detaillierte Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse vom Großteil des Kartenblattes Mariazell. Das Untersuchungsgebiet umfasst das gesamte Einzugsgebiet der Erlauf oberhalb der Mündung des Gamingbaches sowie angrenzende Gebiete außerhalb dessen orografischer Wasserscheide – hierzu gehören der Oberlauf des Nattersbaches und der Pielach, ein Teil des Oberlaufs der Ois und des Grünaubaches sowie die Gegend um Mariazell. Im Rahmen dieser Studie wurde nicht nur eine detaillierte Quellaufnahme durchgeführt, sondern diese auch hydrochemisch beprobt sowie ausgewählte Messstellen länger beobachtet. Tafel 2 und Tabelle 11 zeigen die Lage der ergiebigen Quellen bzw. hydrochemische Analysen zu diesen.

HACKER et al. (1983: 46–75) beschreiben die Hydrogeologie dieses Raumes wie folgt: Ein komplizierter Decken- und Schuppenbau führt in Verbindung mit den zahlreichen unterschiedlichen Schichtgliedern zu komplexen Karst- bzw. Grundwasserverhältnissen. Neben einer Vielzahl zumeist kleiner Karstwassersysteme liegen auch einzelne weiträumigere vor. Die Alluvionen, pleistozänen Terrassen und Moränen im Gebiet Mariazell–Mitterbach–Erlaufsee schaffen zudem besondere Verhältnisse.

Für die ausgedehnten Karstmassive ist im Plateaubereich die Armut an Oberflächenabfluss sowie das Ausfließen von wenigen großen Quellen an ihrer Basis typisch. Diese können an das Ausbeüßen stauender Schichten (z.B. Haselgebirge, Werfener Schichten, Lunzer Sandstein oder Kössen-Formation) oder an eine Verengung des Karst- bzw. Grundwasserleiters gebunden sein. Im Verbreitungsgebiet von Dolomiten treten zumeist zahlreiche kleine Kluftquellen auf, teilweise kann aber auch der Dolomit, nämlich vor allem bei Vorliegen eines höheren Kalkgehalts, stärker verkarstet sein und aus ihm Karstquellen austreten.

Im Bereich der Lunz-, Sulzbach- und Reisalpe-Decke (vgl. Geologische Karte 1:50.000 von BAUER & SCHNABEL, 1997) sind die Karstquellen aufgrund der kleinräumigeren geologischen Gliederung zumeist nur klein bis mittelgroß. Stark schütten- de Karstquellen gibt es hier nur wenige; zu diesen Ausnahmen gehören u.a. „die ‚Große Mühlquelle‘ [Q 114, Taf. 2, Tab. 11], die Quellen beim Moser im Trefflingtal [Q 180, Taf. 2], sowie der Karstwasseraustritt östlich der Urmannsau an der Überschiebung Lunz-Decke/Frankenfeser Decke [Q 119, Taf. 2, Tab. 11]“ (HACKER et al., 1983: 47).

Im Verbreitungsgebiet der Ötscher-Decke (Unterberg-Decke) wird der unterirdische Abfluss durch die hier dominierende mächtige und flachliegende Karbonat- abfolge aus Wetterstein-/Ramsaudolomit – Dachstein-/Hauptdolomit – Dachsteinkalk geprägt. Sowohl der Dachsteinkalk als auch der Dachstein-/Hauptdolomit sind gut verkarstet. Die Entwässerung erfolgt in der Folge hauptsächlich über große Karst- quellen. Beispiele dafür sind „der Erlaufersprung (Q 400), die schüttungsstarken Quellen nordöstlich und südöstlich Maierhöfen (Q 2, Q 300), sowie einige größere Quellaustritte an der Nord-, Süd- und Westflanke dieses langgestreckten Karstmas- sives (Q 67 Wasserloch, Q 238, Q 240 im Ötschergraben, Q 317 südlich des Klei- nen Ötschers, Q 324 im Winkelbachgraben, Q 369 im Taschelbach)“ (HACKER et al., 1983: 48; Taf. 2, Tab. 11).

Für das Ötschermassiv (Großer, Kleiner und Schwarzer Ötscher) nehmen HACKER et al. (1983: 48) eine radiale Entwässerung an, wobei aber an der westlichen Flanke konzentriert größere Karstquellen auftreten (Q 2, Q 14, Q 300 und Q 317), nämlich dort, wo „stark verkarstete Dachsteinkalke und -dolomite in tieferer Position durch Ois (Ybbs)- und Lackenbachtal angeschnitten werden“. Nördlich des Großen Öt- schers führt die Stauwirkung des hier mächtigen Haselgebirges zum Austritt zahl- reicher Quellen, die zumeist stark mineralisiert sind. Beispiele sind die Quellen Q 36, Q 63, Q 103 und Q 109 (Taf. 2, Tab. 11). Im Süden wird der Große Ötscher durch den tiefen Einschnitt des Ötscherbaches (Ötschergraben) begrenzt. Hier liegt eine größere Anzahl von Kluftquellen über der Vorflut, da „die Verkarstung im Dolomit [...] mit der Tiefenerosion des Ötscherbaches nicht mithalten [konnte]“ (HACKER et al., 1983: 49).

Das an den Ötschergräben südlich anschließende und sich nach Süden bis zum Neuhauser Bach und die Senke Erlaufsee–Mitterbach erstreckende Karstgebiet weist die selbe Schichtfolge auf wie das Ötschermassiv; über Ramsau-/Wetter- steindolomit folgen geringmächtige Tonschiefer, Dachstein-/Hauptdolomit, Dach- steinkalk und Hierlatzkalk, lokal auch stauende Kieselkalke und -mergel des Mittel-/ Oberjura. Dieses Karstgebiet wird durch zahlreiche Quellen radial entwässert, wo- bei aber mit dem Erlaufersprung (Q 400) eine deutliche Konzentration des unterir- dischen Abflusses gegeben ist. HACKER et al. (1983: 52–53) nehmen an, dass das Einzugsgebiet des Erlaufersprungs in den weit nach Westen reichenden, sehr stark verkarsteten Dachstein- und Hierlatzkalken im Plateaubereich Gemeindealpe–Ei- serner Hergott–Brunnsteinalm zu suchen ist. Der Erlaufersprung zeigt einen für Karstquellen typischen, stark ausgeprägten Jahresgang. Bei Hochwasser springt sogar eine 500 m nordwestlich der Hauptquelle gelegene Überlaufquelle an. Dabei

kann der Gesamtabfluss 2–3 m³/s erreichen. Nach längerer Trockenheit geht die Schüttung der Hauptquelle auf 40–50 l/s zurück. Die im Winkelbachgraben austretende Karstquelle Q 324 ist insofern eine Besonderheit: sie ist eine Folgequelle der im Nordwesten des Sagerkogels entspringenden Karstquellen, die unterhalb der dort auftretenden Kieselkalke und -mergel im Dachsteinkalk versickern (HACKER et al., 1983: 52).

„Vor allem aus dem Dachstein[-/Haupt]dolomit – Ramsau[-/Wetterstein]dolomitsockel der Nordflanke von Gemeindealpe und Breimauer (Ötschergraben) entspringen zahlreiche kleinere Dolomitluftquellen“; diese weisen „auf Grund der kleinbrüchigen Struktur der Dolomite relativ geringe Schüttungsschwankungen“ auf. „Die höher mineralisierten Sickerwässer im vorderen und hinteren Ötschergraben“ (Taf. 2) führen die Autoren auf „Haselgebirgs- bzw. Werfener Schiefer-Aufbrüche innerhalb der mächtigen Ramsaudolomitmasse [...] (Gips)“ zurück (HACKER et al., 1983: 54).

Dem Erlaufsee-Becken und der Mitterbacher-Mariazeller Senke messen HACKER et al. (1983: 55–60) aufgrund der zum Teil mächtigen Lockersedimentfüllungen eine besondere Bedeutung bei. Zwischen Gemeindealpe und Großen Kainz besteht eine glazial übertiefte Rinne, die nach dem Rückzug des Würm-Gletschers von Südwesten und Westen her fluvial zugeschüttet wurde. Der Grundwasserspiegel in diesen Schottern kann mehr als drei Meter schwanken. Zum Erlaufsee hin ist ein Grundwasserspiegelgefälle von bis zu 10 Promille gegeben. Die größte Tiefe des Erlaufsees beträgt 38 m, daher wird erwartet, dass „die Lockersedimente gegen SW von dieser Tiefe ausstreichen“ (HACKER et al., 1983: 57). Der Erlaufsee wird vom Abfluss des Erlaufsprungs und von Dolomitquellen gespeist. Zudem konnten im See subaquatische Quellen nachgewiesen werden (HACKER et al., 1983: 57–59).

Die Lockersedimente der Mitterbach-Mariazeller Senke setzen sich aus riß- und würmzeitlichen Terrassenschottern und Endmoränen zusammen. In einigen Kiesgruben sind in den Kiesen mehrere Dezimeter mächtige Feintonlagen eingeschaltet. „Die Quellen im Beckeninneren entspringen zumeist am Fuß der Schotterterrassen bzw. wo der Grundwasserkörper durch das erosiv ausgeräumte Haupttal angeschnitten wird. [Hervorzuheben ist] der Quellhorizont bei Eben bzw. nordöstlich von Mitterbach, wo an der Grenzfläche Lockersedimente/Dolomit zum Teil ergiebige Quellen austreten [Q 350, Q 351]“ (HACKER et al., 1983: 60).

Die Ursache des Mitterbacher Moors wird in einer nördlich von Mitterbach befindlichen Schwelle aus Gutenstein-Formation und Annaberger Kalk und in der „stauenden Wirkung der liegenden Werfener Schiefer“ gesehen (HACKER et al., 1983: 60).

Die Gegend östlich der Mitterbach-Mariazeller Senke wird von Ramsau-/Wettersteindolomit und Dachstein-/Hauptdolomit eingenommen, zwischen denen karnische Tonschiefer eingeschaltet sind. Dieser Stauer führt zu einer Reihe von Quellen mit Quellschüttungen bis zu 3 l/s. Deren Wasser wird für die Wasserversorgung genutzt. Das Überwasser versickert in den Lockersedimenten des Lurgrabens bzw. des Seitengrabens nordöstlich von Weißenbach. Östlich von Sper tritt hier aus den Talalluvionen ein periodischer Waller aus (HACKER et al., 1983: 62).

Das Karstmassiv Großer Kainz–Rasing Berg wird unterirdisch entwässert. Die im Grünatal gelegene Quellreihe Q 600 bis Q 606 findet ihr Einzugsgebiet in diesem Massiv. Die Quellen besitzen eine Gesamtschüttung von etwa 140 l/s. HACKER et al. (1983: 62) erwägen, dass diese Quellen zudem Zufluss aus dem Bereich des Erlaufsees erhalten, da der Erlaufsee etwa 40 Höhenmeter über den Quellaustritten zu liegen kommt und beim Pegel Mitterbach ein Abflussdefizit besteht.

Im Verbreitungsgebiet der Voralpendecken (Lunz-, Sulzbach- und Reisalpe-Decke) sind die unterirdischen Abflussverhältnisse aufgrund der stärkeren lithologischen Differenzierung und morphologischen Gliederung äußerst komplex (HACKER et

al., 1983: 63–75). Zumeist dominiert ein kleinräumiger, seichter Karstwasserabfluss. Es gibt jedoch einzelne ergiebige Karstquellen wie die Quelle östlich der Urmannsau oder im Teufelskirchenfenster bei Trübenbach. Diese entspringen tiefreichenden Karstwasserleitern im Bereich von Antiklinalen, ihr Einzugsgebiet ist jedoch schwer abzuschätzen.

Das größte zusammenhängende Karstareal im Bereich der Voralpendecken erstreckt sich von den Brandmäuern (1.277 m) über Wastl am Wald bis zum Hennesteck (1.334 m, ÖK 73). Dieses stark gegliederte, lange Karstmassiv weist eine radiale Entwässerung auf, „wobei besonders gut verkarstungsfähige Gesteinskonglomerate, wie die Weißmäuern Deckscholle, die Gösing Deckscholle (Gutensteiner Kalk) [...] an tiefster Stelle durch größere Karstquellen entwässert [werden]“ (HACKER et al., 1983: 65). Gegen Norden in das Nattersbachtal entwässern die größeren Karstquellen Q 918 und Q 930 den verkarsteten Plattenkalk und den Puchenstubener Kalk. Größere Karstquellen, wie z.B. Q 900, Q 901, Q 906, Q 907 und Q 908, entspringen aus Kalkschollen der Opponitzer Schichten, die laut den Autoren auf den hangenden „Aptychenkalk“ (Ammergau-Formation) bzw. Hauptdolomit wie eine Drainage wirken.

Im Bereich Gösing-Lassingrotte verursachen die hier auftretenden mächtigen Lunzer Sandsteine einzelne größere Karstwasseraustritte, die größte dieser Karstquellen ist der Mühlgrund (Q 135, Taf. 2). Diese Quelle entwässert einen Teil der Karsthochfläche beim Wastl am Wald. Die westlich des Hochstadelberges (1.285 m) an diesen Lunzer Sandsteinen austretenden Quellwässer versickern weiter unten in stark verkarstem Kalk der Gutenstein-Formation und treten in der Folge konzentriert im Angerbachtal in Form der Karstquelle Q 520 (15–20 l/s) aus.

Südlich des Angerbaches befindet sich das Massiv des Großen Kollers (1.109 m) und Kleinen Kollers. Hier treten tektonisch bedingt auch Haselgebirge, Werfener Schiefer und Reichenhaller Rauwacke an die Oberfläche und führen zu hoch mineralisierten Gipswässern.

Im Trefflingtal (westlich Puchenstuben) kommt es im Bereich von Kalk und Rauwacke der Opponitzer Schichten aufgrund ihrer Drainagewirkung zu einer Konzentration von Quellaustritten. Der stärkste Austritt ist die Quelle südwestlich Moser (Siebenbrunn; Q 180, Taf. 2).

An der Grenze Sulzbach-Decke/Lunz-Decke treten Aptychenmergel (Ammergau-Formation) und Oberrhätkalke auf, die im Bereich von Puchenstuben mächtiger werden und dort zu Quellaustritten führen. Zu diesen gehört die beim Moarwuzl gefasste Quelle der WVA Puchenstuben (Q 170, Sulzbichlquelle, Taf. 2, Tab. 10). Bei dieser handelt es sich um ein typisches Dolomitwasser (Einzugsgebiet Hauptdolomit).

Südlich der Urmannsau, im Gebiet Steinwand-Rainstock, kommt es im Bereich der dortigen Antiklinalstruktur zum Austritt von tieferem Karstwasser mit leicht erhöhter Temperatur (Quelle beim Steiner; Q 119, Taf. 2, Tab. 11). Diese tritt unmittelbar über der Deckenüberschiebung der Lunz- über die Frankenfels-Decke aus stark verkarsteten Rauwacken und Kalken der Gutenstein-Formation auf Flussniveau aus. Damit vergleichbar ist die 1,5 km östlich Gaming ebenfalls an der Deckengrenze austretende Herminenquelle.

Im Verbreitungsgebiet von Lunzer Sandstein ist das Auftreten zahlreicher kleiner Quellen mit einer geringen Mineralisation zu beobachten. „Die sehr geringe Schüttung von oft nur wenigen Zehntellitern pro Minute aus der meist vergleyten Boden- decke ist für diese Quellen typisch“ (HACKER et al., 1983: 70).

Das Umfeld des Hundsgraben-Bruches ist besonders stark tektonisiert, zudem tritt ein vielfältiger Gesteinsbestand zutage. Mergelkalke der Kössen-Formation führen hier zum Austritt einer stärker schüttenden Quelle (Q 115, Taf. 2, Tab. 11). HACKER et al. (1983: 70) nehmen an, dass diese das Gebiet nordöstlich des Rainstocks entwässert. An ihr wurden Schüttungen zwischen 6 und 150 l/s beobachtet.

Der zur Reisalpe-Decke gehörende Tormäuerlappen bildet südlich der Vorderen Tormäuer ein etwa 15 bis 20 km² großes, geschlossenes Karstareal. Er wird durch wenige, aber ergiebige Karstquellen entwässert (HACKER et al., 1983: 71–74). Zu diesen zählen die im Nestelberggraben entspringende Große Mühlquelle (Q 114, Taf. 2, Tab. 8, 9, 11) und Q 118 (Taf. 2, Tab. 11). Die Große Mühlquelle liefert bei der Schneeschmelze oder nach Starkregen bis zu 2 m³/s. Bei Niederwasser führt sie etwa 40 bis 50 l/s. Eine besondere Bedeutung kommt der weiter südlich aufgeschlossenen Reichenhall-Formation zu. Die oberhalb, an der Überschiebung der Ötscher-(Unterberg-) Decke austretenden Quellwässer versickern im mittleren Nestelberggraben in diesen in einem Ponor. Der Großteil des hier versickernden Wassers tritt nach HACKER et al. (1983: 74) in der Folge wieder in der Großen Mühlquelle zutage. Etwas weiter westlich ist im Bereich der Ötscher-Tropfsteinhöhle bei Q 118 eine ähnliche Situation anzutreffen. Die maximale Aufnahmefähigkeit des Ponor im Nestelberggraben liegt bei 30 l/s.

SPENDLINGWIMMER (1984: 288–328) interpretiert die im gegenständlichen Untersuchungsgebiet gemachten hydrochemischen Analysen. Demnach zeigen Quellen aus hoch gelegenen Kalkkarstgebieten geringe Gesamthärten, wobei das Minimum etwa 5° dH beträgt. Nur Wässer im Bereich von Lunzer Sandstein und Werfener Schichten weisen geringere Gesamthärten auf, diese unterschreiten aber nicht 3° dH. Die höchsten Gesamthärten zeigen Wässer, die mit Gips (Haselgebirge, Rauwacken der Reichenhall-Formation oder Opponitzer Schichten) in Berührung kommen; diese erreichen Gesamthärten von 95° dH. Dolomitwässer aus Hauptdolomit, Dachsteindolomit oder Ramsau-/Wettersteindolomit zeigen zumeist Gesamthärten zwischen 10 und 13° dH. Im Unterschied dazu sind reine Kalkkarstwässer deutlich weicher (7 bis 10° dH). Die Quellen aus den Terrassenschottern bei Mitterbach zeigen relativ hohe Gesamthärten (13 bis 17° dH).

Kalkkarstwässer und Dolomitwässer lassen sich nach SPENDLINGWIMMER (1984) aufgrund ihres Ca²⁺/Mg²⁺-Verhältnisses, bezogen auf Äquivalente, gut unterscheiden. Typische Dolomitwässer zeigen eine Häufung dieses Parameters zwischen 1 und 2. Es ist aber zu berücksichtigen, dass zwischen diesen fazielle Übergänge bestehen können. So weist z.B. der Dachstein-/Hauptdolomit einen erheblichen Kalkgehalt auf. In solchen Fällen kann das Ca²⁺/Mg²⁺-Verhältnis von Dolomitwässern sogar den Wert 3 überschreiten. Bei reinen Kalkwässern liegt das Maximum der Verteilung der Ca²⁺/Mg²⁺-Verhältnisses zwischen 3 und 4, sie können aber auch Werte über 10 erreichen. Bei dieser Statistik sind Wässer mit einem erheblichen Anteil an Sulfat nicht berücksichtigt, da bei diesen das Verhältnis aufgrund der Gipslösung zusätzlich beeinflusst wäre und nicht mehr den Calcium- und Magnesiumgehalt der Karbonate widerspiegeln würde.

Wässer im Verbreitungsgebiet von gipsreichem Haselgebirge oder Rauwacken können stark an Sulfat angereichert sein, wobei Werte bis über 400 mg/l SO₄²⁻ beobachtet wurden. Kalk- und Dolomitwässer ohne einen solchen Gips-Kontakt weisen Sulfatkonzentrationen unter 25 mg/l auf. Die Chloridkonzentrationen lagen unter 16 mg/l, woraus SPENDLINGWIMMER (1984) schließt, dass die untersuchten Wässer mit Halit oder Sylvin nicht in Kontakt kamen.

SPENDLINGWIMMER (1984) führte an 25 Quellen eine hydrochemische Langzeitbeobachtung durch. Prinzipiell stellte er eine allgemeine Verdünnung bei Abflusserhö-

hung und eine zunehmende Mineralisierung bei Trockenheit fest. Dabei schwankt die Gesamthärte bei den Kalkkarstquellen in einem größeren Ausmaß als bei den Dolomitquellen. Das $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis hingegen verändert sich aufgrund der schnelleren Löslichkeit von Calcium bei Dolomitquellen stärker. Für Mischwässer ist es wiederum typisch, dass bei ihnen mit abnehmender Schüttung das $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis abnimmt, was auf einen höheren Dolomitwasseranteil bei Niederwasser zurückgeführt wird, denn „Dolomitluftkörper [entleeren sich] langsamer, verkarstete Kalkluftkörper hingegen auf Grund der großlumigen erweiterten Klüfte [...] rascher“ (SPENDLINGWIMMER, 1984: 323).

Eine detaillierte Darstellung der strukturgeologischen Situation im Umfeld der Großen Mülhquelle im Nestelbachgraben und der Quellgruppe bei der Finkenmühle (Taf. 2) ist bei DECKER (1999) zu finden.

Aufbauend auf den Aufnahmen von HACKER et al. (1983) bzw. SPENDLINGWIMMER (1984) wurde am 21. Juni 1986 im besagten Bearbeitungsgebiet ein umfangreicher kombinierter Markierungsversuch durchgeführt (HACKER & SPENDLINGWIMMER, 1989). Dessen Ergebnis wird in Tafel 3 grafisch dargestellt. Folgende Stoffe wurden eingespeist:

- Eosin im Geldloch (Einspeisungsstelle E 1 in Tafel 3).
- Indium im Bereich des Ötscherschutzhauses (E 2 in Tafel 3).
- Tinopal und blaue Sporen am Schwarzen Ötscher (E 3 in Tafel 3).
- Amidorhodamin BN auf der Feldwiesalm (E 4 in Tafel 3).
- Eosin und rote Sporen im Bereich Pfalzwiese (E 5 in Tafel 3).
- Grüne Sporen beim Eisernen Herrgott (E 6 in Tafel 3).
- Uranin auf der Gemeindealpe (E 7 in Tafel 3).

Der in E 1 (Geldloch) eingespeiste Markierungsstoff kam Großteils im nordwestlich gelegenen Wasserloch (Q 67, Taf. 2, 3, Tab. 11) und in der Folge in der Großen Mülhquelle (Q 114, Taf. 2, 3, Tab. 8, 9, 11) zum Austritt. Letztere wird vermutlich durch den versickernden Abfluss des Wasserlochs alimentiert. Nur ein geringer Teil des Farbstoffes wurde nach Westen transportiert und konnte in Quellen im Lackenbachtal festgestellt werden. Der bei E 2 ausgebrachte Tracer entwässerte schwerpunktmäßig nach Norden zu Q 36 (Taf. 2, 3, Tab. 11), wobei der Tracer dort bereits 50 Stunden nach der Einspeisung auftrat. Es konnte aber auch ein deutlicher Abfluss nach Nordwesten in das Lackenbachtal und westlich zur Finkenmühle im Tal der Ois nachgewiesen werden. Der in E 3 eingesetzte Markierungsstoff trat vor allem im Süden bei der Finkenmühle (Q 300, Taf. 2, 3, Tab. 8, 9, 11) aus, aber auch zu Q 14 (Taf. 2, 3, Tab. 11) im Norden und Q 2 (Taf. 2, 3, Tab. 11) im Westen war ein deutlicher Zufluss festzustellen.

Die Einspeisungen bei E 4, E 5 und E 6 zeigten in diesem Bereich eine zu diesem Zeitpunkt wirksame Karstwasserscheide auf: während E 4 im Wesentlichen nach Nordwesten in den Winkelbachgraben und nach Nordosten in das Einzugsgebiet des Ötscherbaches entwässerte (untergeordnet scheint der Nachweis in Q 341 (Taf. 2, 3, Tab. 11) zu sein, da er in der Kartendarstellung von HACKER & SPENDLINGWIMMER, 1989 fehlt), flossen die in E 5 eingespeisten Stoffe nach Osten zum Erlaufursprung (Q 400, Taf. 2, 3, Tab. 11) und nach Westen zu Q 341 ab. Die bei E 5 eingespeisten Sporen wurden zudem in einer Quelle in Taschelbach (Q 369, Taf. 2, 3, Tab. 11) angetroffen. Auch der bei E 6 ausgebrachte Markierungsstoff wurde im Erlaufursprung und in der Quelle in Taschelbach nachgewiesen, während sich keine Verbindung nach Norden in den Ötschergraben zeigte.

Die Einspeisung auf der Gemeindealpe (E 7) ergab einen ausgeprägten Durchgang nach Süden zum Erlaufursprung (Q 400). Ein kleiner Teil des Tracers gelangte nach Nordwesten in das Einzugsgebiet des Ötscherbaches.

11.6. Weitere hydrogeologische Untersuchungen im Ybbs- und Jeßnitztal

Nördlich des bearbeiteten Aufnahmegebietes von HACKER et al. (1983) bzw. SPENDLINGWIMMER (1984) wurde in den Jahren 2006 bis 2008 von BEYER (2008) eine Quellaufnahme durchgeführt. Diese deckt am Kartenblatt Mariazell den nördlich an das Aufnahmegebiet von HACKER et al. (1983) bzw. SPENDLINGWIMMER (1984) anschließenden Teil zwischen der Erlauf im Westen und der Linie Wohlfahrtsschlag-Puchenstuben im Osten ab (Taf. 3). Dieses Gebiet wird vorwiegend von Gesteinen der Frankenfels- und Lunz-Decke eingenommen. Im Umfeld von Neubruck treten auch Gesteine des Rhenodanubischen Deckensystems und des Ultrahelvetikums zutage. Laut BEYER (2008: 71) sind für das ganze Gebiet kleine Schuttquellen der Regelfall, deren Schüttung zumeist in den Klassen $< 0,1$ l/s und $0,1$ bis $0,5$ l/s fällt. Im Zuge der Quellaufnahme von BEYER (2008) wurden bei den Quellen 109 (109a, 109b) und 110 die höchsten Schüttungen gemessen. Diese im Verbreitungsgebiet von Hauptdolomit liegende Quellgruppe liegt etwa 1 km WSW Wohlfahrtsschlag und ist auch in der Geologischen Karte $1:50.000$ vermerkt. Im August 2006 wurden hier während einer Hochwassersituation 9 , 12 bzw. 15 l/s gemessen. Gut einen Monat später fielen diese Quellen trocken. Von den selbst aufgenommenen und auf Kartenblatt Mariazell liegenden Quellen unterzog BEYER (2008) die Quellen 109b und 300 einer mehrfachen Beobachtung (Lage in Tafel 3). Bei ersterer konnten Schüttungen zwischen $0,67$ und 5 l/s, bei letzterer Schüttungen zwischen $2,86$ und 8 l/s bestimmt werden. Das in BEYER (2008) vermittelte Bild fügt sich gut an jenes von HACKER et al. (1983) an, die in ihrem Aufnahmegebiet im Bereich der nördlichen kalkalpinen Decken ebenfalls vorwiegend nur kleine bis mittelgroße Quellen antrafen (siehe oben).

BEYER (2008) informiert zudem über weitere Messreihen an Quellen, die sie an von FINK (2004), HACKER et al. (1983) und SPENDLINGWIMMER (1984) publizierten Quellstandorten durchführte. Die Quellaufnahme der Diplomarbeit von FINK (2004) betrifft auf Blatt Mariazell das weitere Umfeld von Josefsberg und deckt sich hier räumlich mit der Aufnahme von HACKER et al. (1983).

In seiner Arbeit zum Dürrenstein-Massiv beschreibt FINK (1973) auch die Karstphänomene auf ÖK-Blatt 72 Mariazell im Abschnitt westlich der Ois. Das betrifft das Karstmassiv Scheiblingstein (1.622 m) – Hochreiserkogel (1.484 m), die Spielmauer (1.425 m) und den Bereich Herrenalm–Grubwiesalm. Demnach sind die hochgelegenen Teile des Untersuchungsgebietes im Allgemeinen stark verkarstet und sehr quellarm. In den Hochlagen werden dabei folgende Quellen beschrieben: Im Bereich 250 m nordwestlich des Bärenleitenkogels (1.635 m) sowie an dessen Südwestabfall in 1.460 m Seehöhe gibt es schwache, intermittierende Wasseraustritte. Bei der Herrenalm gibt es drei „*sehr wasserreiche, ständig aktive Quellen*“, die den zum Taglesbach fließenden Herrenbach speisen (FINK, 1973: 128). Bei der Grubwiesalm entspringen zwei Quellen, deren Wasser nach kurzem oberirdischem Lauf jeweils in einer Doline versickern. FINK (1973: 126) merkt zu seiner Studie an, dass „*noch keine vollständige Aufnahme aller Quellen vorgelegt werden [kann], ferner mangelt es noch an langfristigen Messreihen*“.

12. Geogene Naturgefahren, Ingenieurgeologie

(M. LOTTER, M. MOSER & W. SCHNABEL)

12.1. Gravitative Massenbewegungen auf Kartenblatt Mariazell

Gravitative Massenbewegungen sind bruchlose oder bruchhafte hangabwärts gerichtete, schwerkraftbedingte Verlagerungen von Fest- und Lockergesteinsmassen.

Auf dem Kartenblatt Mariazell wurden schwerpunktmäßig drei Gebiete identifiziert, die großflächige und landschaftsprägende gravitative Massenbewegungen aufweisen. In der Geologischen Karte 1:50.000 (BAUER & SCHNABEL, 1997) sind sie nur teilweise mit entsprechenden Signaturen (**11**, **12**, **14**) eingetragen. Die für die vorliegenden Erläuterungen durchgeführten näheren Untersuchungen zeigten, dass diese Massenbewegungen weiträumiger vorkommen und durchwegs an spezielle, gleichwohl charakteristische geologische und tektonische Situationen gebunden sind. Entscheidend für die prozessorientierte Beurteilung der Versagensmechanismen ist demnach das Verständnis der spezifischen lithologischen und tektonischen Disposition (GRUBER et al., 2010).

Die Massenbewegungsareale sind geografisch folgendermaßen einzugrenzen:

- Der nördliche bis nordöstliche Hangfuß des Ötschermassivs (Juckfidelwald und Hangbereiche südlich von Trübenbach);
- Das Gipfelplateau der Brandmauer und deren nördliche Abhänge mit dem Brandebenenwald;
- Die Westhänge des Greinberges (Rudolfshöhe/Jelinekwarte, Mieselmaiß, Gaisberg) sowie die gegenüberliegenden Osthänge des Lampelsberges (Pilsenöd, Lueggraben) beidseitig des Erlauftales unmittelbar südlich und westlich von Scheibbs.

Da die Gebiete im Zuge dieses Beitrags lediglich mittels Überblicksbegehungen bearbeitet werden konnten, muss die Beschreibung der Phänomene und Prozesse überwiegend relativ allgemein gehalten werden.

12.2. Massenbewegungen nördlich des Ötschermassivs (Juckfidelwald, Trübenbach)

Am nördlichen bis nordöstlichen Fuß des Ötschermassivs treten entlang der Deckengrenze zwischen der Reisalpe-Decke im Norden und der Ötscher-Decke (= Unterberg-Decke, Tirolikum) im Süden Haselgebirge (**98**, **121**) und Werfener Schichten (**97**, **120**) auf.

Das oberflächennah meist stark verwitterte und bindig in plastischer Konsistenz vorliegende, von Gips führenden Tonen und Schluffen dominierte Haselgebirge (**98**, **121**) ist ebenso wie die verwitterungsanfälligen, tonig-schluffigen Anteile der Werfener Schichten (**97**, **120**) als veränderlich festes Gestein für deren Anfälligkeit gegenüber gravitativen Massenbewegungen bekannt. In diesen Abfolgen herrscht dabei typischerweise der Prozesstyp „Fließen“ vor allem in Form randlich meist unscharf begrenzter Kriechmassen („Kriechhänge“ im Sinne einer sehr langsamen Fließbewegung), aber auch als meist deutlich abgrenzbare Schutt-/Erdstromablagerungen vor. Massenbewegungen des Prozesstyps „Gleiten“, die im Regelfall gut

abgrenzbare Gleitmassen ausbilden, können untergeordnet ebenfalls beobachtet werden. Meist existieren jedoch Mischformen zwischen den Prozessstypen „Gleiten“ und „Fließen“.

Das Gebiet des **Juckfidelwaldes** wird im Süden von den Nordabhängen des Ötschers (1.893 m) bzw. im Südosten von den Edelbachmäuern begrenzt, die vorwiegend aus Dachsteinkalk (**110**) der Unterberg- bzw. Ötscher-Decke, untergeordnet aber auch aus Haupt-/Dachsteindolomit (**113**) aufgebaut werden. Im Westen, Norden und Nordosten bilden Brandkogel (1.093 m), Firmböndl, Edelbachkogel (1.041 m) und Schober (1.087 m) als Anhöhen vorwiegend aus Kalken der Gutenstein-Formation (**93**) der Reisalpe-Decke die Umrahmung des Juckfidelwaldes. Durchbrochen wird diese Umrahmung nach Norden durch den Ortleitens- und den Pfanngraben, die das Gebiet zur Erlauf hin entwässern. Im Bereich des Juckfidelwaldes tritt das verwitterte Haselgebirge (**98**), häufig von Vernässungen bzw. Quellaustritten begleitet, zutage. Hangaufwärts hin zu den karbonatischen Felsschrofen der Ötscher-Nordhänge bzw. der Edelbachmäuer liegt eine teils blockige Hangschuttdecke (**9**) aus Dachsteinkalk- und Hauptdolomit-Komponenten dem Haselgebirge (**98**) und Werfener Schichten (**97**) im Untergrund auf. An mehreren Stellen pausen sich an der Geländeoberfläche zahlreich Erdfälle bzw. Gipspingen (ø bis 25 m) durch. Mit der hangabwärts zunehmenden Ausdünnung der Hangschuttbedeckung (**9**) auf dem Wasser stauenden Haselgebirge (**98**) des Juckfidelwaldes können großflächige Massenbewegungen in Form eines unruhigen, „buckeligen“ Geländes mit schief stehenden oder Säbelwuchs zeigenden Bäumen festgestellt werden (in der Geologischen Karte nicht ausgewiesen). Während sich die Massenbewegungen unter Hangschuttbedeckung (**9**) zum Teil nur undeutlich abzeichnen, ist beim Zutagetreten des verwitterten Haselgebirges (**98**) eine Differenzierung in vorwiegend schuttstromartige Fließ- und Gleitmassen erkennbar. Die tonig-schluffige Matrix dieses teilweise durchaus als Schutt- und Erdstromablagerung zu bezeichnenden Lockermaterials enthält neben den dominierenden kiesig-steinig-blockigen Komponenten aus Dachsteinkalk (**110**) und Haupt-/Dachsteindolomit (**113**) vereinzelt auch kleinstückig-kiesige Schluff- und Tonsteinfragmente der Werfener Schichten (**97**). Ebenso sind als Komponenten bis hin zur Blockgröße Kalke der Gutenstein-Formation (**93**) und Rauwacken der Reichenhall-Formation (**96**, „Saalfeldener Rauwacke“) eingelagert. Innerhalb des Massenbewegungsareals des Juckfidelwaldes befinden sich mehrere große, isolierte Felsschollen mit bis zu einigen hundert Metern Längserstreckung aus im Verband befindlichen Kalken der Gutenstein-Formation (Taf. 4). Die von den Fließ- und Gleitmassen („bindige Lockergesteine“) der Matrix bildenden weichen Abfolgen umgebenen, einen teilweise stark aufgelockerten Verband aufweisenden Felsschollen sind als durch gravitative Prozesse zumindest initial disloziert („subanstehernd“) oder auch als mittransportiert anzusprechen. In diesem Sinne ist eine unmittelbar südlich des Weilers Raneck (954 m) auftretende, etwa 400 m lange Felsscholle aus Kalken der Gutenstein (**93**)- und Reifling-Formation (**90**) von der Ostflanke des Brandkogels (1.093 m) nach Nordosten seitlich in Haselgebirge (**98**) eingegleitet. Bergseitig dieser Gleitscholle hatte sich dadurch ein markantes Nackentälchen ausgebildet (Taf. 4). Der nächste Grabeneinschnitt am Ostrand der Scholle lässt den Übergang zu der Fließmasse auf Haselgebirge (**98**) und somit den eigentlichen „Randgraben“ der Hauptmassenbewegung erkennen.

Der im zentralen Abschnitt des instabilen Hangbereiches nördlich vorgelagerte **Edelbachkogel** (1.041 m) teilt den gravitativen Massentransport in einen nordwestlichen Anteil Richtung Ortleitengraben und in einen nordöstlichen Anteil Richtung Pfanngraben auf. Die Ost- und Westseite des Edelbachkogels sind ebenfalls mit gravitativen Massenbewegungen und markanten Abrisskanten zu beiden Seiten im

Gipfelbereich eingebunden. Südlich über dem Einschnitt des Pfanngrabens erheben sich die Dachsteinkalk-Felswände (**110**) der **Edelbachmäuer**. Ein Bergzerreiungsareal an ihrer vordersten Front markiert hangaufwärts die obere Begrenzung der Massenbewegungsprozesse. Sich ablösende Felsschollen mit freistehenden Felstürmen, offene Klüfte und Spalten sowie rückwärtige Zerrgräben im anstehenden Dachsteinkalk (Taf. 4) lassen in Verbindung mit kleineren Sturzprozessen (wie frischer Steinschlag) auf eine sehr geringe, aber tiefgreifende rezente Bewegungsaktivität schließen. Das Österreichische Höhlenverzeichnis erfasst an dieser Stelle fünf kleinere Höhlen, die vermutlich als Spalthöhlen ebenfalls mit den Zerreiungsvorgängen in Zusammenhang stehen (freundliche schriftliche Mitteilung von Lukas Plan/Naturhistorisches Museum Wien). Die Massenbewegungen setzen also bereits direkt am Fuß der dortigen Dachsteinkalkschrofen (**110**) ein, so dass ein unmittelbarer, aufgrund der Hangschuttbedeckung (**9**) aber nicht aufgeschlossener Kontakt zu den weichen Gesteinen (Haselgebirge (**98**), eventuell auch Werfener Schichten (**97**)), nahe dem sichtbaren Hangfuß anzunehmen ist. Möglicherweise unterlagern diese den harten Dachsteinkalk dort in unbekanntem Ausmaß. Dies entspricht auch gut dem in der Geologischen Karte 1:50.000 eingetragenen, vermuteten Verlauf der Deckengrenze zwischen der Reisalpe- und Unterberg-/Ötscher-Decke. Diese tektonische Disposition begünstigt die Entwicklung der Massenbewegungen des Juckfidelwaldes durch die Konstellation „Hart auf bzw. neben Weich“, verbunden mit einer tiefgreifenden Auflockerung der hangenden harten Karbonatgesteine.

Im Gegensatz dazu weist die Geologische Karte 1:50.000 nordöstlich davon im Bereich der Siedlung **Trübenbach** (578 m) großflächig Massenbewegungen im Haselgebirge (**121**) und in den hangenden Werfener Schichten (**120**) mit der Signatur „Rutschmasse“ (**11**) aus. Diese betreffen ein Areal zwischen Einstandmäuer und Griebwand (1.313 m) im Süden (Dachsteinkalk (**110**) und Haupt-/Dachsteindolomit (**113**) der Ötscher-/Unterberg-Decke), Bärenlacken (948 m) und Schober (1.087 m) im Westen (vorwiegend Gutenstein-Formation der Reisalpe-Decke (**93**)), der Siedlung Trübenbach (578 m) und dem Talverlauf der Erlauf im Norden und Nordosten (umgeben von Anhöhen ebenfalls vorwiegend aus Kalken der Gutenstein-Formation (**93**)), sowie dem Teufelsriedel im Osten (in der Geologischen Karte 1:50.000 als „Gutensteiner Dolomit“ (**94**) der Sulzbach-Decke ausgewiesen). Tektonisch spiegelt dies also eine komplexe Situation im Grenzbereich von Ötscher-/Unterberg-Decke, Reisalpe- und Sulzbach-Decke wider, wobei die Massenbewegungen (**11**) vorwiegend in den weichen, verwitterungsanfälligen und veränderlich festen Gesteinen (Haselgebirge (**121**), Werfener Schichten (**120**)) mit sanft bis mäßig geneigten Hängen entwickelt sind. Sie werden von den überwiegend stabilen und steileren Bergrücken der harten Karbonatgesteine (**90, 93, 94, 110, 113**) praktisch von allen Seiten umrahmt, lediglich durchbrochen von den Schluchtstrecken der Erlauf bei der Schießwand im Osten und der Teufelskirche im Norden. Ähnlich wie beim Juckfidelwald sind auch hier die Prozesstypen „Kriechen/Fließen“ und „Gleiten“, hauptsächlich im verwitterten Haselgebirge, maßgeblich für die Ausbildung der Massenbewegungen (**11**). Dabei wurde der aus den oberhalb gelegenen Felsschrofen der Karbonatgesteine (**110, 113**) anfallende Hangschutt (**9**) über weite Strecken passiv weiter talwärts transportiert. Bei mächtigerer Hangschuttbedeckung ist die Phänomenologie dieser relativ älteren Hangentwicklung nur undeutlich zu beobachten. In Teilbereichen des Massenbewegungsareals bei Trübenbach sind jedoch auch relativ jüngere und „frischere“ Merkmale dieser gravitativen Prozesse ausgebildet. Der Einschnitt des Sulzgrabens ist ein relativ junger Erosionsprozess mit rückschreitender Eintiefung in die Massenbewegungen (**11**), Freilegung des unterlagernden, Gips führenden Haselgebirges (**121**) und rezenter Aktivität bis direkt an den Fuß der Einstandmäuer. Die Kalke (**110**) und Dolomite (**113**) der Einstandmäuer und der Griebwand zeigen an ihrer vordersten Front nach Norden, ebenfalls tektonisch

vorgezeichnet, eine bereichsweise starke Auflockerung mit Bergerreißungsprozessen und rezenter Hangschuttbildung. Das in der Geologischen Karte 1:50.000 bei Trübenbach als „Rutschmasse“ (11) ausgewiesene Areal von ca. 2,7 km² Fläche muss nach der Auswertung mittels Fernerkundung (DGM/Airborne Laserscanning, Orthofotos) um gravitative Massenbewegungen im Bereich der Osthänge zwischen Schober (1.087 m) und Nestelberg (1.057 m) sowie der Südwest- und Südosthänge des Molterkogels (1.004 m) nördlich der Erlauf erweitert werden. Diese zusätzlichen Bereiche sind in der Geologischen Karte 1:50.000 überwiegend als Hangschutt (9) klassifiziert. Somit wäre dies mit insgesamt ca. 5 km² Fläche das größte, mehr oder weniger geografisch und geologisch zusammenhängende Massenbewegungsareal des Kartenblattes Mariazell. Eine Verifizierung dieser Erkenntnisse im Gelände konnte jedoch nicht stattfinden, sodass auch das Prozessgeschehen nicht näher spezifiziert werden kann.

12.3. Massenbewegungen der Brandmauer und des Brandebenwaldes

Die Gipfelregion der Brandmauer (1.277 m) und des Turmkogels (1.246 m) ist, entgegen der Darstellung in der Geologischen Karte 1:50.000 (BAUER & SCHNABEL, 1997), nicht aus Wettersteinkalk (91), sondern nach neueren Erkenntnissen (MOSER & PIROS, 2015: 222f.) vorwiegend aus Kalken der Steinalm-Formation, mit Resten von Annaberger Kalk (92) im Bereich des Gipfelplateaus, aufgebaut. Unterlagert wird dieser in weiten Bereichen, am nördlichen Fuß der Felsschrofen der Brandmauer und des Turmkogels im Brandebenwald gut erkennbar, von Anteilen der Reifling-Formation (90) und vor allem von mächtigeren Anteilen an Feinklastiten der Lunzer Sandsteine (87). Weiter hangabwärts schließen sich im Liegenden hauptsächlich Hauptdolomit (83), aber auch Anteile von zwischengeschalteten Opponitzer Schichten (86) an. Damit liegt eine invers liegende, sicherlich in weiten Teilen tektonisch reduzierte Schichtfolge der Sulzbach-Decke (Hochbajuvarikum) vor.

Zumindest für die Nordabhänge der Brandmauer und des Turmkogels bedeutet dies eine „Hart auf Weich“-Konstellation im geomechanischen Sinne (POISEL & EPPENSTEINER, 1988, 1989): bis zu mehr als hundert Meter mächtige „harte“ Kalksteine (v.a. Steinalm-Formation) überlagern die hier vermutlich mehrere Zehnermeter mächtigen „weichen“ Lunzer Sandsteine (87), die im Aufschluss als stark verwittertes, tonig-schluffig-feinsandiges Material vorliegen. Diese geologische Grunddisposition führt zu einer kausalen Prozesskette verschiedener Typen gravitativer Massenbewegungen. Im westlichen Abschnitt des ENE-WSW streichenden Gipfelkammes der Brandmauer ist in der Steinalm-Formation in Form eines kammparallelen, ca. 20 bis 50 m breiten, bis zu 30 m tiefen und ca. 450 m langen Zerrgrabens (Abb. 50) ein markanter Doppelgrat ausgebildet (in der Geologischen Karte 1:50.000 nicht dargestellt). Weiter nach Osten setzt sich der Zerrgraben, weniger deutlich ausgebildet, aber immer noch gut erkennbar, über weitere ca. 400 m Länge kammparallel fort. Entlang des Zerrgrabens ist der Gesteinsverband tiefgreifend aufgelockert. Die Zerreißungsprozesse reichen vermutlich durch die gesamte Mächtigkeit der karbonatischen Deckplatte hindurch bis zur Grenzfläche zum weichen Unterlager (87) und dürften durch dessen plastische Deformation (Prozesstyp „Driften“) im System „Hart auf Weich“ initiiert sein. Lokal ist oberflächlich eine völlige Auflösung des Verbands bis hin zu blockigem Hangschutt zu beobachten. Einzelne frische Blockablösungen bzw. Hangschuttbildungen deuten zumindest eine sehr geringe rezente Aktivität an. Neben der Ausbildung des markanten Zerrgrabens findet die Zerlegung an beiden Seiten des Grabens hauptsächlich entlang



Abb. 50.

Der bis zu 50 m breite und 30 m tiefe, etwa kammparallel angeordnete, ENE–WSW streichende Zerrgraben unter dem Gipfel (1.277 m) der Brandmauer in etwa 1.250 m SH. Foto: Michael Lotter.

Graben-(sub)paralleler Trennflächen statt, die teilweise als offene Zerrklüfte entwickelt sind und steil nach NNW bis Norden einfallen bzw. saiger stehen. Im steilen und von Felsschrofen durchsetzten Nordhang der Brandmauer und des Turmkogels erfolgt vorzugsweise entlang dieser Flächen ein steiles hangparalleles „Absetzen“ bzw. „Abfahren“ von zahlreichen Felsschollen, verbunden mit Folgeprozessen der Auflockerung wie Steinschlag, Blockschlag oder auch kleineren Felsstürzen. Auch das Kippen von durch steilstehende Flächen abgetrennten Felsplatten bzw. Felstürmen ist hier ein möglicher Versagensmechanismus (Abb. 51). An weiteren, N–S bis NNE–SSW streichenden, vorzugsweise steil E bis ESE fallenden Trennflächen findet ebenfalls eine anteilige Aufweitung des Gebirgsverbandes entlang des gesamten Gipfelkamms statt. Mehr NE–SW streichende Trennflächen scheinen eher steil nach Nordwesten einzufallen und zerschneiden den großen Zerrgraben auffallend an seinem westlichen Ende in spitzem Winkel. Die weitständigen Schichtflächen in der Steinalm-Formation des Gipfelplateaus fallen hingegen vorwiegend mittelsteil nach Südwesten ein und spielen als gravitative Bewegungsflächen kaum eine Rolle.

Als Folge der voranstehend beschriebenen Bergerzerreißen mit anschließenden Sturzprozessen haben sich am Fuß des nordseitigen Schrofengeländes im Übergang zu den flacheren Hängen des Brandebenwaldes teils mächtigere und abschnittsweise auch sehr blockige Hangschutthalden ausgebildet. In der Geologischen Karte 1:50.000 (BAUER & SCHNABEL, 1997) als Würm-glaziale „Blockmoräne“ (25) bezeichnet und nicht als Bereich einer gravitativen Massenbewegung kenntlich gemacht, handelt es sich hiermit also keinesfalls um ein glaziales, sondern vielmehr gravitatives Sediment. Eine beginnende Anlage dieser Hangschutthalden unter periglazialen Bedingungen kann aber nicht ausgeschlossen werden. Auf Höhe des unmittelbar unter den Felsschrofen etwa höhenparallel verlaufenden



Abb. 51.

Deutlich offen stehende, senkrechte Klüfte mit abstehenden Felstürmen in den Kalken der Steinalm-Formation am nördlichen Wandfuß der Brandmauer („Bergzerreiungsstrukturen“). Foto: Michael Lotter.

obersten Forstweges des Brandebenwaldes befindet man sich schon im Niveau der Lunzer Sandsteine (87), teils mit unmittelbarer Grenze zum invers aufliegenden, stark aufgelockerten, aber im Verband befindlichen Knollenkalk der Reifling-Formation (90). Das am Weg aufgeschlossene, vorwiegend tonig-schluffige, Wasser stauende Material zeigt keine erkennbaren Gefüge und ist bereits intensiv gravitativ durchbewegt. Damit einher geht eine räumlich und zeitlich multiple Entwicklung zahlreicher, teils ineinander übergehender Anbrüche von Rotationsgleitungen. An deren Abrissnischen schließt der Prozessübergang zu den verschiedensten Generationen von Schutt-/Erdstromablagerungen unmittelbar an. Insbesondere in Vernässungsbereichen sind Anzeichen rezenter Aktivität (Säbelwuchs der Bäume, „betrunkenen“ Wald, Stauchwülste, Anrisse) vorhanden (Abb. 52). Die vergangene und rezente Schuttstromaktivität kanalisiert sich hangabwärts im Wesentlichen in vier Rinnen bzw. Senken in Falllinie des Brandebenwaldhanges. Dadurch ist der am Fuß der Brandmauer und des Turmkogels angehäufte, teils blockige Kalkschutt (Steinalm- und Reifling-Formation, 90) durch die Fließprozesse, ausgehend vom tonig-schluffigen, Matrix bildenden Verwitterungsmaterial der Lunzer Sandsteine (87), bis weit über den Hauptdolomit (83) hinabreichend talwärts transportiert worden.

Zusammenfassend kann daher, ausgehend von den Bergzerreiungen am Gipfelkamm der Brandmauer (1.277 m) und des Turmkogels (1.246 m) bis an die Stirn der Schuttstromablagerungen des Brandebenwaldes hinabreichend, von einer zusammenhängenden, „klassischen“ Prozessabfolge von Driften – Stürzen – Gleiten – Fließen über eine Höhendifferenz von bis zu 500 m gesprochen werden.



Abb. 52.

Gestaffelte Abrisse (= weiß strichlierte Linien) einer Gleitmasse (schief stehende Bäume) mit Übergang in eine Schuttstromablagerung im tonig-schluffig-feinsandigen Verwitterungshorizont der Lunzer Schichten, dem in geringer Mächtigkeit Hangschutt aus Steinalmkalk auflagert (Brandebenthal). Foto: Michael Lotter.

12.4. Massenbewegungen westlich des Greinberges (Rudolfshöhe, Mieselmaiß, Gaisberg) und in der Umrahmung des Erlauf-Halbfensters

Im Bereich um Scheibbs (339 m) ist der Nordrand der Kalkalpen, aufgeschoben auf die Flysch- bzw. Klippenzone, durch sehr flache Lagerung der harten, wasserdurchlässigen Gesteine der Frankenfels-Decke charakterisiert, deren Gesteine hier den Wasser stauenden Gesteinen der Flyschzone zum Teil eben auflagern (Abb. 53). Diese flache Lagerung bedingt das **Erlauf-Halbfenster**, das hier rund 4 km gegen Süden in die Kalkalpen einspringt.

An dieser Überschiebung tritt das Wasser in zahlreichen Austritten an die Oberfläche, das kalkübersättigte Wasser bildet beim Austritt zahlreiche Sinter (15), deren mächtigste die Sinterterrasse von Neustift ist. Die darunter befindlichen Flysche (44, 45) neigen zu umfangreichen Gleit- und Fließprozessen (11–14), die großflächige Buckelwiesen zeigen, aus denen das Anstehende (meist Sandstein oder Klippengesteine) nur inselartig als Härtlinge erkennbar ist. Markant sind aus der Deckenstirn der Frankenfels-Decke abgeglittene Großschollen (v.a. 69, Hauptdolomit) in stark aufgelockertem, aber überwiegend noch gut erkennbarem Verband, mit zum Teil hundertern Metern Durchmesser (Abb. 53). Auf einer Rückfallkuppe einer dieser Großschollen steht der Hof **Mieselmaiß**, oberhalb dem eine Abrisskante deutlich erkennbar ist. In einer dieser Schollen befindet sich eine im Höhlenregister eingetragene Höhle („Fuchslucke“), deren Hohlräume durch die zunehmende Auflösung des Gesteinsverbandes beim Abgleiten bedingt sind. Der

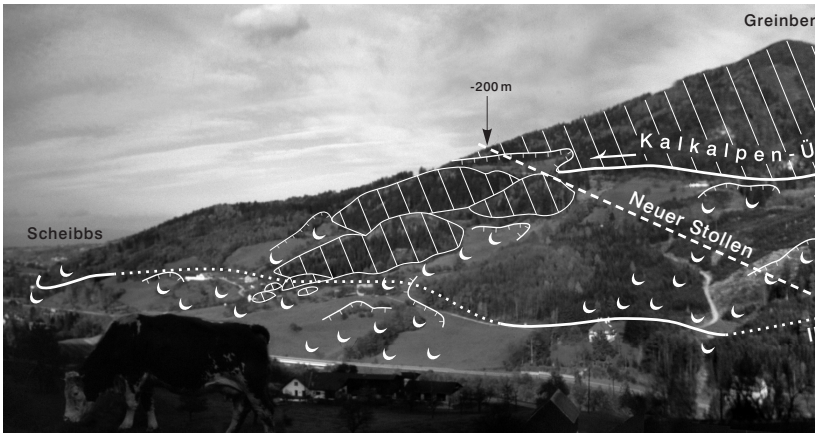


Abb. 53.

Der westliche Hang des Greinberges (846 m) gegen das Erlaufthal bei Scheibbs: sehr flach, zum Teil söglich liegt die Frankenfels-Decke auf der Flyschzone mit der Klippenzone. Von der Basis der Kalkalpen (horizontale Linie ab „Kalkalpen-Überschiebung“) sind große Schollen von zum Teil mehreren 100 m Durchmesser auf dem rutschanfälligen Flyschsandstein abgeglitten (Po-

gesteinsbestand verrät, dass diese Schollen aus der Gipfelregion des Greinberges (846 m) mindestens 300 Höhenmeter tief und 500 Meter weit abgeglitten sein müssen (Abb. 53). Diese Massenbewegungen betreffen gravierend ein Bauwerk, das zu den spektakulärsten des Voralpengebietes gehört: die 1906 bis 1910 gebaute Leitungstrasse der **II. Wiener Hochquellenleitung**. Diese rund 170 km lange Leitung, die das hervorragende Wiener Wasser aus dem Hochschwab-Gebiet nach Wien bringt, verläuft von Gaming bis Neustift südlich Scheibbs etwa 15 km auf dem Gebiet des Kartenblattes Mariazell. Die Trasse erreicht bei der Gefällstufe bei Gaming das Blattgebiet, wo ein Kraftwerk betrieben wird. Von dort führt sie am östlichen Gehänge des Erlauftales entlang in Hanglage und Stollen und überquert bei Neubruck das Jeßnitztal mit dem Lueger-Aquädukt. Sie hat etwa 1 km südlich davon die Kalkalpen verlassen und ist in die Flyschzone eingetreten, womit gravierende bauliche Komplikationen begonnen haben, die durch die oben beschriebenen Gleit- und Fließprozesse (11, 12) bedingt sind. Schon 1927 bis 1928 musste bei Hochbruck durch einen „Ersatzrinnstollen“ die Hanglage in das Berginnere verlegt werden. Die umfangreiche baueologische Beurteilung war seinerzeit u.a. durch Josef Stiny (1880–1958), dem Altmeister österreichischer Baueologie, durchgeführt worden. 1981 bis 1982 zwangen im Steilhang unmittelbar nördlich des Lueger-Aquädukts tiefgreifende Hangbewegungen zu einer Stollenverlegung in das Berginnere („Österreicher-Stollen“). Bohrungen haben eine Mächtigkeit der Rutschkörper von über 15 m nachgewiesen (SCHNABEL, 1985c). Schwerste Schäden im Stadtgebiet von Scheibbs (etwas nördlich außerhalb des Kartenblattes) haben damals Überlegungen reifen lassen, dieses gesamte Gebiet durch einen Stollen unter dem Greinberg (846 m) und Blassenstein (844 m) hindurch zu umgehen (Abb. 53). Dieser Stollen wurde von 1995 bis 1999 gebaut, allerdings in einem großen gegen Westen ausgreifenden Bogen, um die Basis der Kalkalpen mit mächtigen Gips- und Anhydritvorkommen und starker Grundwasserführung zu umgehen. Beim Vortrieb dieses Stollens ist es zu einem größeren Methangaseintritt gekommen (freundliche Mitteilung DI Norbert Klich, Wasserwerke der Gemeinde Wien), der seine Ursache sicher im Antreffen eingeschuppter Vorkommen von Inneralpiner Molasse hat.

g (846 m)



lygone mit senkrechter Schraffur) und stellen somit eine Gefährdung für die hier in Hanglage und Stollen verlaufende II. Wiener Hochquellenleitung dar. Der 1995 bis 1999 daraufhin gebaute neue Umgehungsstollen ist auf die Ansicht projiziert (weiße strichlierte Linie). Er verläuft in weitem Bogen um den Greinberg und ist an der Hangkante gegen den Horizont in rund 200 m Tiefe zu denken (Ansicht aus SCHNABEL, 1985c, ergänzt).

12.5. Massenbewegungen südöstlich des Lampelsberges (Hundsschlag, Lueggraben, Pilsenöd)

Wie im Erlauf-Halbfenster, so sind auch im Nordwesteck des Kartenblattes Mariazell am Überschiebungsrand der Frankenfels-Decke auf die Flysch- bzw. Klippenzone großräumige Massenbewegungsareale (11, 12, 14, 37) vorhanden. Verursacht sind sie hier in erster Linie durch die zu Gleit- und Fließprozessen neigende, tonreiche Buntmergelserie (37). Sie ist im Hangenden der 3. Schuppe der Gresten-Klippenzone im Wiesengelände um das **Gehöft Hundsschlag** mächtig entwickelt. Die instabilen Hänge ziehen sich gegen Osten entlang der Überschiebungsfrent der Kalkalpen bis hin zum Erlauftal. Dort ist nördlich oberhalb des **Lueggrabens** zwischen den Gehöften Pilsenöd und Goganz eine Kriech- bis Gleitmasse (11, 12) mit einer markanten Abrisskante ausgebildet. Unterhalb dieser Steilkante ist eine flache Rückfallkuppe mit Vernässungen und einem Quellaustritt erkennbar. Hangabwärts ist ein mehr oder weniger ausgeprägter Kriechhang (Kriechmasse, 11, 12) mit Flyschsandstein-Schutt und Blockwerk (44), mit zwei internen Abrisskanten, unruhiger Morphologie und Säbelwuchs vor allem der jungen Bäume, vorhanden. Im Randbereich der Kriechmasse ist die Hangoberfläche deutlich ausgeglichener.

Eine weitere gravitative Massenbewegung befindet sich unterhalb der Kote 499 nordöstlich **Gehöft Pilsenöd**. Dort ist direkt unterhalb der Straße eine steile Abrisskante ausgebildet, in deren Hohlkehle anstehende Sandsteine und Kalkmergel der Zementmergelserie (45) anzutreffen sind. Die Straße oberhalb dieser Abrisskante zeigt deutliche Risse in der Betondecke. Unterhalb davon befindet sich die schuttstromartige Kriech-/Fließmasse mit einer wellig-kleinkuppigen Morphologie.

In dem Vorkommen der Buntmergelserie (37) nahe dem östlichen Abschnitt des **Lueggrabens** kann an der Straße unmittelbar südlich des dortigen Gehöftes eine kleinere, rezent (2015) aktive Gleitmasse (11, 37) mit Abrisskante beobachtet werden.

13. Geologische Naturdenkmale

(T. HOFMANN & M. MOSER)

1. Kohlerhöhle (Kat. 1833/1)

Bei der oberhalb des Erlaufbodens gelegenen Kohlerhöhle (Katastergebiet 1833 – Koller-Büchleralpe; Kap. 10) handelt es sich um eine sehenswerte Tropfsteinhöhle. Nach Vereinbarung kann diese einfach erschlossene Höhle auch besichtigt werden. Neben gelb und rot gefärbten, bunten Tropfsteinbildungen können kleine Seen, die durch Sickerwasser gespeist werden, sowie interessante Gipskristalle und Sinter-röhrchen an der Höhlendecke beobachtet werden. Letztere sind sekundäre Bildungen aus Gips führenden Werfener Schichten. Die Höhle ist etwa 650 m lang und liegt an der Gesteinsgrenze zwischen Gutenstein-Formation und Werfener Schichten. Die oberen Teile der Höhle sind hallenartig entwickelt (Fledermausdom, Weiße Halle, Marmorhalle, Seehalle). Eine kleine Besonderheit ist der „Kalkplättchensee“, in welchem kleine Kalkplättchen infolge der Schwankungen des Seewasserspiegels zu einer Brekzie verkittet worden sind.

2. Galmeiloch (Kat. 1816/4)

Das Galmeiloch (Kap. 10.1) ist ein Höhleneingang, der im lagunären Dachsteinkalk der Brunnsteinalm gelegen ist. Die Höhle besitzt einen 20 m tiefen Einstiegs-schacht, der in eine große Halle mit Fortsetzungen mündet. Die eher kleine Höhle hat eine (derzeitige) Gesamtlänge von 226 m und eine Tiefe von 68 m.

3. Erlaufursprung (Kat. 1816/1)

Der Erlaufursprung (Kap. 10, 11) ist eine der bedeutendsten Höhlenquellen im Dachsteinkalk des Ötschergebietes an der Südseite der Gemeindealpe. Erforscht ist ein 88 m tiefer, bisher 235 m langer, größtenteils ertauchter Quellsiphon. Markierungsversuche haben als Einzugsgebiet die Gemeindealpe (die mit mehreren Sesselliften befahrbar ist und auf der es mehrere Berghütten gibt) und den Plateaubereich östlich der Feldwiesalm (ein land- und forstwirtschaftlich genutztes Gebiet) ergeben. Große Schüttungsschwankungen der Quelle und tiefe, konstante Wassertemperaturen des Quellwassers weisen auf ein großes, zusammenhängendes Speichervolumen im Gebirge hin.

4. Nixhöhle (Kat. 1836/20)

Die Nixhöhle (Kap. 10) – südwestlich von Frankenfels gelegen – ist eine Schauhöhle mit elektrischer Beleuchtung und von der Landesstraße B 39 (Parkplatz) über einen Serpentinweg erreichbar. Die etwa 1.500 m lange Höhle ist vorwiegend an die Kalkschichten der Gutenstein- bzw. Annaberg-Formation (Deckenstirn der Lunz-Decke, nahe der Überschiebungsfläche auf die Frankenfels-Decke) gebunden und besteht aus zwei Hauptgängen (Theogang und Geogang). Die Nixhöhle ist sowohl durch die schichtparallelen Raumformen, als auch durch Höhlensedimente (Höhlenlehm, Feinschutt, Bohnerze, Augensteine) bedeutsam. Die Höhlenwände werden von Kolken und Karren modelliert und belegen eindrucksvoll die Gegenwart von strömendem oder versickerndem Wasser in der Höhle. Die teilweise mächtigen Höhlensedimente werden flächig von Ablagerungen weißer Bergmilch (= „Nix“) überdeckt (Abb. 54). Die Bergmilch wurde früher abgebaut (altes Nixbergwerk). Stellenweise ist in der Nixhöhle starke Tropfsteinbildung (z.B. in der Theahalle) zu beobachten. Grabungen erbrachten Skelettreste des Braunbären und Bruchstücke mittelalterlicher Gefäße. Die Nixhöhle ist eine besonders geschützte Höhle.



Abb. 54.

Die weiße Bergmilch („Nix“) in der Nixhöhle bei Frankenfels. Foto: Michael Moser.

5. Trefflingfall (noe-sb-005)

Der Trefflingbach entwässert die breite, von den weichen Lunzer Sandsteinen eingenommene Talung von Sulzbichl und stürzt in mehreren Stufen rund hundert Meter tief über eine aus Kalken der Gutenstein-Formation aufgebauten Steilstufe in die Erlauf der Vorderen Tormäuer. Der Wasserfall (Abb. 55) liegt somit direkt an der Hochwart-Störung, an der die felsige Gutenstein-Formation, welche die Steilstufe aufbaut, direkt an die Lunzer Sandsteine mit flacher Topografie im Oberlauf grenzt. Der Trefflingfall wurde bereits 1897 durch eine Steiganlage zugänglich gemacht, das Naturdenkmal ist eine vielbesuchte Sehenswürdigkeit im Naturpark Ötscher-Tormäuer.

6. Felsgebilde „Omelettenstruktur“ (noe-sb-001)

Links vom Weg entlang der Erlauf von Kienberg (Gasthof Schindlhütte) zum Trefflingfall in den Vorderen Tormäuern kann etwa 5 m vor Erreichen des Wasserfalls bei der letzten oberen Holzbrücke des Steiges im Steilabhang (runde Tafel) eine auffällige Faltenstruktur in dünnbankigen Kalken der Gutenstein-Formation („Omelettenstruktur“) beobachtet werden.

7. Peutenburger Enge (noe-sb-006)

Die Peutenburger Enge (Abb. 56) befindet sich zwischen Kienberg und Neustift im Erlaufstal. Sie ist ein epigenetischer Denudationsdurchbruch der Erlauf. Die Talenge, die dabei von der Erlauf durchbrochen wird, ist geologisch durch das Heranstreichen von Felsklippen „harter“ Jurakalke (rote Flaserkalke des Oberjura) der Frankenfels-Decke bedingt. Im 18. Jahrhundert befand sich hier der Torbau einer Mautstelle. Aus den Jurakalkfelsen oberhalb der Peutenburger Enge wird auch eine zehn Meter breite Halbhöhle (Peutenburghöhle, Kat. 1828/45) beschrieben.



Abb. 55.
Der wasserreiche Trefflingfall überwindet eine etwa 100 m hohe Felsstufe in der Gutenstein-Formation, hart an der Hochwart-Störung. Foto: Michael Moser.

Abb. 56.
Die Peutenburger Enge, 1,5 km südlich Miesenbach im Erlaufstal: Steilstehender, roter, mikritischer Flaserkalk (Steinmühlkalk) des Oberjura der Frankenfels-Decke (62) quert hier in einem etwa W-E streichenden Felszug das hier schmale Erlaufstal. Foto: Wolfgang Schnabel. ▼



8. Toteisloch Seebachlacke, „Moränenlöcher“ (noe-sb-007)

Die Seebachlacke, Simetzbergerlacke und Hofbauernlacke sind drei, meist wasergefüllte Hohlformen, die im Talboden nordöstlich Kienberg in 380 m SH (Niveau der Niederterrasse) auftreten. Die größte und tiefste Hohlform ist die zum Naturdenkmal erklärte Seebachlacke nahe dem Sportplatz mit einer Fläche von 0,3 ha, einer maximalen Tiefe von sechs Metern und stark schwankendem Wasserstand. Die dolinenähnlichen Hohlformen werden entweder als Toteislöcher oder als verstrzte Gipsdolinen der Gips führenden Opponitzer Schichten im Untergrund gedeutet. Die in den Kleingewässern Simetzbergerlacke und Hofbauernlacke vorkommenden Amphibienpopulationen waren Anlass für die Erklärung dieser Biotope zum Naturdenkmal.

9. Felsgebilde „Zuckerhut“ (noe-sb-012)

Von Gaming sieben Kilometer in südöstliche Richtung, am rechten Erlaufufer in der Nähe des Gehöftes „Steiner“ (Steinwandrotte Nr. 22), befindet sich ein kegelförmiges, zerklüftetes Erosionsrelikt eines Felskonglomerates, das oben und seitlich mit Bäumen bewachsen und etwa 30 m hoch ist. Nach FISCHER (1957) ist das Lockermaterial relativ schlecht gerundet, nur wenig sortiert oder geschichtet, matrixreich, häufig mit Grobsteinen versehen und leicht angewittert. Dennoch spricht er dieses Lockersediment als Kies höherer, wahrscheinlich präwürmeiszeitlicher Terrassenkörper an.

10. Teufelskirche (noe-sb-013)

An der Erlauf, in der Nähe von Trübenbach, liegt die vielbesuchte Teufelskirche (Kap. 10) in einem spitzen, aus Brekzie bestehenden Felsturm mit einer Durchgangshöhle, gleich neben dem Wanderweg durch die Tormauer. Sie ist seit 1926 Naturdenkmal nach dem Naturschutzgesetz. Bei der Brekzie handelt es sich um eine monomikt aus kantigen, dunklen Kalkkomponenten der Gutenstein-Formation zusammengesetzte Gehängebrekzie, die karbonatisch verkittet ist.

11. Kalzitkristallvorkommen bei Maierhöfen, „Kalzitdrusenwand“ (noe-sb-015)

An der Landesstraße B 71 (Straßenböschung) war am Fuße des Sagkogel ein sehenswertes Vorkommen besonders großer Kalzitkristalle aufgeschlossen. Diese wurden von RUTTNER (1993: 580) erstmals beschrieben und sollen Reste grobspätiger Kalzitdrusen, die in den Porenhohlräumen einer roten, tektonischen Brekzie gesprosst waren, darstellen. Der grobspätige Kalzit stellt dabei Kluftausfüllungen bzw. Kluftverheilungen größeren Ausmaßes dar. Seine Entstehung kann als eine Folgeerscheinung der tektonischen Beanspruchung des Gebirges (Deckengrenze) aufgefasst werden. Nach RUTTNER (1993) können die zum Teil radialstrahligen Kalzit-Großkristallaggregate eine Megagröße von bis zu einem Meter erreichen. Leider ist dieses bemerkenswerte Vorkommen beim Straßenbau größtenteils zerstört worden.

12. Das Kalktuffvorkommen bei Neustift, „Tuffsteinbruch“, „Tuffelsen“ (noe-sb-023)

Das Kalktuffvorkommen von Neustift bei Scheibbs (Abb. 57) wurde von HOFMANN (1938, Paläobotanik) und FISCHER (1956, Quartärgeologie) näher beschrieben. Die kleine Nischen und Höhlen enthaltenden Tuffe wurden unterhalb kleiner Dolomitquellen abgesetzt und bestehen aus einem weißlichgelbgrauen oder lichtbräunlichen, locker gelagerten, löchrigen, leicht brüchigen Kalktuff, in den Schnecken-



Abb. 57.
Der alte, bereits aufgelassene Tuffsteinbruch in Neustift bei Scheibbs: gut zu erkennen ist der löchrig-brüchige, pleistozäne Kalktuff. Foto: Michael Moser.

gehäuse und Pflanzenfossilien (Blattabdrücke, Wurzelröhren) eingeschlossen sind. Aufgrund gut erhaltener Blattabdrücke konnte eine Alterseinstufung des Kalktuffvorkommens bei Neustift in das Riß/Würm-Interglazial vorgenommen werden. HOFMANN (1938) beschrieb eine eher warmzeitliche Flora mit *Viburnum lantana*, *Acer pseudoplatanus*, *Fagus silvatica*, *Corylus avellana*, *Rhytisma acerinum*, *Alnus* sp., *Quercus* sp. und *Carex* sp. Weiters wurden von HÖRNES (1851) und THIENIUS (1956) Gastropoden (*Arianta arbustorum*, *Clausilia* sp.), Geweihfragmente (*Cervus eurycerus*) und Backenzähne von *Ursus arctos arctos* als Einschlüsse im Kalktuffsinter angeführt.

13. Megalodontenkalk an der Bärenlacke, Felsgebilde „Kuhtritt“ (noe-sb-078)

Dort, wo der markierte Bergsteig von der Bärenlacke nach Süden, zum Rauhen Kamm hin abzweigt, liegt neben dem Weg (Tafel) ein einzelner, isolierter Block eines fossilreichen Dachsteinkalkes, der durch besonders schöne, herzförmige und große Fossilquerschnitte der sogenannten „Kuhtrittmuschel“ *Megalodus* charakterisiert ist (Abb. 58). Diese können im lagunären Dachsteinkalk des Ötschers in gleich großen Exemplaren öfters angetroffen werden. Leider ist der Block heute bereits stark verwittert und korrodiert, sodass die Fossilquerschnitte nur noch mit Mühe erkennbar sind. Es bleibt anzumerken, dass die Position dieses „Naturdenkmales“ in der Geologischen Karte an der falschen Stelle, nämlich unter dem Brandkogel eingezeichnet worden ist.



Abb. 58.

Megalodontenkalk (C-Glied des Loferer Zyklothems) ist typisch für den lagunären, gebankten Dachsteinkalk des Ötschermassivs. Foto: Michael Moser.

14. Quelle des Ursprungbaches (noe-sb-087)

Die Quelle liegt etwa 150 m südwestlich Schloss Ginselberg (Gemeinde Neustift bei Scheibbs) und ist über den Privatweg der Schlossinhabung Ginselberg zu erreichen (rote Wegmarke bis zu einer großen, freistehenden Fichte). Die Quellschüttung beträgt bei einer Breite des Quellaustrittes von ca. 80 cm etwa 220 l/s bei konstanten Quelltemperaturen.

15. Permafrostvorkommen Brandmäuer (noe-sb-123)

Im September 1987 konnte noch beobachtet werden, wie die losen Einzelkomponenten der mit Fichten bewachsenen Schutthalde in der Nordflanke vom Turmkogel (1.246 m) unter der Oberfläche von Wassereis verkittet wurden. Die Bildung des permanenten Eises konnte man aufgrund der Luftzirkulation nach Art der „Windröhren“, die auf den jahreszeitlichen Temperaturgradienten zwischen Außenluft und den Hohlräumen im Inneren des Schuttkörpers zurückzuführen ist, erklären. Allerdings ist dieses Naturphänomen mit der allgemeinen Klimaerwärmung schon ab 1994 zum Erliegen gekommen (keine Eisbildung mehr).

14. Moore

(I. DRAXLER)

Im Zuge der geologischen Kartierung wurden auch die wenigen, vergleichsweise kleinräumigen (< 5 ha), jedoch ökologisch äußerst hochwertigen Moore erfasst. In die vorliegende Geologische Karte, Blatt 72 Mariazell, sind Moore sowie Feuchtstandorte mit der Signatur **5** (Hochmoor) und **6** (Vernässung, Niedermoore) eingetragen worden. Im Österreichischen Moorschutzkatalog (STEINER, 1992) sind 13 unterschiedliche Moortypen an sieben verschiedenen Lokalitäten verzeichnet.

Für Geologen stellen Moore Torflagerstätten dar, wenn sie eine Mindestmächtigkeit von 30 cm Torf aufweisen. Der biologische Moorbegriff hingegen umfasst auch die torfbildende Vegetation und die daraus entstandenen Torfschichten. Die Voraussetzungen für die Entstehung von Mooren sind im Bereich des Kartenblattes aufgrund der regional unterschiedlichen klimatischen Bedingungen mit geringeren Niederschlägen im nördlichen Teil des Gebietes und des Untergrundes aus vorwiegend wasserdurchlässigen verkarstungsfähigen Kalkgesteinen sowie aufgrund der niedrigeren topografischen Lage außerhalb der würmeiszeitlichen Vergletscherung nicht mehr so günstig, wie im südlichen Kartenbereich oder in westlicheren Landesteilen von Österreich.

Einige bedeutende Moore liegen im Südteil des Kartenblattes, wo die Voraussetzungen für das Moorbewuchs bis zur Hochmoorbildung (ausschließlich durch Niederschlagswasser genährte ombrotrophe Bergkiefernhochmoore) durch hohe Niederschläge, geringere Verdunstungsraten aufgrund des kühleren Klimas und auch durch Wasser stauenden Untergrund gegeben sind. Eiszeitliche Lokalglätscher haben hier Mulden ausgeschürft und wasserundurchlässige Sedimente (z.B. Moränenmaterial) hinterlassen.

14.1. Moore in den niederösterreichischen Kalkvoralpen

Schlagerboden-Moor 650 m SH (Taf. 5: Nr. 1)

Das Schlagerboden-Moor liegt am Südrand vom Schlagerboden, einem Karstgebiet zwischen St. Anton an der Jeßnitz und Frankenfels, an der Straße von Laubnbachmühle kommend, in einer Karsthohlform (Polje) mit randlichen Karstquellen. Das Polje wird von Kalken der Reifling-Formation im Norden und von Opponitzer Schichten im Süden und Südosten umgeben (Taf. 5). „Der Poljeboden ist über den nichtverkarstungsfähigen und undurchlässigen kalkfreien Lunzer Schichten angelegt“ (FINK, 1965: 67). Die Wasser stauenden Schichten sind Voraussetzung für die Moorbildung. Das Polje wird durch ein Gerinne, das von Karstquellen gespeist wird und das über Schlucklöcher in die Karstgesteine verschwindet, oberirdisch entwässert. Die Vegetationsdecke des Niedermoore besteht überwiegend aus Kleinsseggen-Gesellschaften mit Moosen, Wollgräsern (*Eriophorum angustifolium*), Orchideen (*Orchis* sp.) und Kuckuckslichtnelken (*Lychnis flos-cuculi*). Die Feuchtwiese bildet mit der Blütenpracht und den auffallenden mehrköpfigen Fruchtschöpfen der Wollgräser im Frühsommer eine Zierde der Landschaft. Am Südwestrand des Moores wachsen auf kleinen Flächen Hochmoor-typische Pflanzen, vor allem Torfmoose (*Sphagnum* sp.), die „Gewöhnliche Moosbeere“ (*Vaccinium oxycoccos*) und der rundblättrige Sonnentau (*Drosera rotundifolia*) sowie die einköpfige Wollgrasart *Eriophorum vaginatum*. Der Wald im südlichen Randbereich gehört mit Birken, Rotföhren, Schwarzerlen, Weiden und kümmerlich wachsenden Fichten ebenfalls zum Moor.

Nach einzelnen Sondierungen sind die Torfschichten 1 bis > 2 m mächtig. Der Torf ist sehr stark zersetzt. Die Moorwiese wird als ÖPUL-Fläche (Österreichisches Programm für umweltgerechte Landwirtschaft) auch landwirtschaftlich genutzt, das heißt einmal im Jahr spät gemäht und nicht mit schweren Geräten befahren (Mitteilung von David Paternoster, Umweltbundesamt). Die Moorfläche wurde als Hochmoor kartiert. Dieses Moor befindet sich im Landschaftsschutzgebiet Ötscher-Dürrenstein.

Moor bei Koth, 610 m SH (Taf. 5: Nr. 2)

Etwa 1 km südlich vom Schlagerboden-Moor liegt, umrahmt von den gleichen geologischen Formationen über Wasser stauenden Lunzer Sandsteinen (Taf. 5) neben dem Gehöft Koth, ein Niedermoor an einem Bächlein. Es wird extensiv beweidet und sonst nicht weiter landwirtschaftlich genutzt. Die Vegetationsdecke besteht aus dichten Simsen-, Wasserminzen- und Kleinseggen-Beständen mit Inseln von Fieberklee. Die Torfmächtigkeit beträgt ca. 1 m. Am Westrand des Moores entspringen nach Auskunft des Besitzers vier Quellen.

14.2. Moore in den steirisch/niederösterreichischen Kalkalpen

Moore in der Mariazeller Gebirgsumrahmung und Mariazeller Paßlandschaft.

Moorkomplex Hechtensee, 897 m SH (Taf. 5: Nr. 3)

Im Westen von Mariazell befindet sich – in ca. 10 km Entfernung – an der Straße zum Zeller Rain um den Hechtensee, einem dystrophen (nährstoffarmen) Moorsee, ein in 897 m SH in der montanen Stufe gelegenes, noch weitgehend ungestörtes Moorgebiet mit sehr unterschiedlichen Moortypen. Darunter ein Verlandungsmoor mit Schwingrasen, ein Niedermoor, umgeben von einem Übergangsmoor, und zwei mit Latschen bewachsene Hochmoore. Dieser Moorkomplex hat sich um die dem See zu- und abfließenden Bächlein und Quellen gebildet. Im Moorschutzkatalog (STEINER, 1992: 457) sind diese fünf Teilmoore mit unterschiedlicher Hydrologie und verschiedenen Pflanzengesellschaften dokumentiert. Das Moorgebiet um den See ist in Privatbesitz und durch einen mehrere Meter hohen Zaun mit einer Stahltür vor Betritt durch Menschen oder Weidetiere geschützt. Der Moorkomplex und der See liegen in einer vom würmeiszeitlichen Gletscher ausgeschürften Wanne in Trias-Dolomiten auf Grundmoränenmaterial (Taf. 5). Das Moorgebiet umfasst etwa 3 ha, davon wird etwa 1 ha vom See eingenommen. Der See hatte nach ZUMPFE (1929) ursprünglich annähernd die Größe der Moorfläche und ist danach zunehmend verlandet. Von ZUMPFE (1929) liegt eine sehr detaillierte Beschreibung und eine Karte der Pflanzengesellschaften des ganzen Moorgebietes und der umgebenden Wälder vor. Die beiden ökologisch besonders wertvollen Hochmoorflächen sind pfannenartig gewölbt, werden durch Regenwasser genährt (sauer-oligotrophe Regenmoore) und sind von Torfmoosgesellschaften der typischen Hochmoorvegetation gebildet.

Etwas mehr als 50 Jahre später haben EDLINGER & HEGGER (1984) genaue pflanzensoziologische Aufnahmen, chemische Analysen von Moorwasser, Grundwasser und Torfmoosresten sowie pH-Wert-Messungen der verschiedenen Moorstandorte durchgeführt. Dabei wurde festgestellt, dass die Vegetation seit den älteren Aufnahmen von ZUMPFE (1929) trotz der Torfnutzung weitgehend gleichgeblieben ist und sich der Zustand des Moorgebietes daher seither nicht mehr verschlechtert hat. Auch in diesem Moor wurde noch bis in den Zweiten Weltkrieg entlang des ganzen Ufers des Hechtensees – und auch an anderen Stellen – Torf gestochen, was zu

einer Vergrößerung des Sees und zu lokalen Veränderungen am Moor geführt hat. Der Moorkomplex um den Hechtensee ist naturschutzfachlich von internationaler Bedeutung.

Am Erlaufsee liegt, etwa an der niederösterreichisch-steirischen Grenze, ein kalkreich-eutrophes Verlandungsmoor (STEINER, 1992). Die östlich des Erlaufsees gelegenen Überflutungsmoore an der Erlauf sind ebenfalls im Österreichischen Moorschutzkatalog (STEINER, 1992) verzeichnet. In die geologische Karte wurden sie aus Maßstabsgründen nicht eingetragen.

Rotmösel/„Auf den Mösern“, 1.130 m SH (Taf. 5: Nr. 4)

Im Wildnisgebiet Dürrenstein, Bezirk Scheibbs (seit 2014 Naturschutzgebiet „Wildnisgebiet“, mit der höchsten Schutzkategorie und seit 2017 UNESCO Welt-naturerbe), liegt, ca. 4 km östlich des Fichten-Tannen-Buchen-Urwaldes „Rothwald“, im Revier Neuhaus am Zeller Rain, auf der „Mösern“-Hochfläche, versteckt im Fichtenwald, ein völlig naturbelassenes Hochmoor (sauer-oligotrophes Regenmoor) mit einer Fläche von 0,9 ha. Der „*Untergrund des schönen Hochmoores ‚Auf den Mösern‘ wird von Kössener Mergeln gebildet, die hier mit Königsbergkalk verschuppt sind*“ (RUTTNER, 1984: 217; Taf. 5). Nach NAGL (1970) handelt es sich bei den „Mösern“ um ein Moränengebiet riss- und würmeiszeitlicher Lokalgletscher, die ihr Einzugsgebiet am Zwieselberg und auf der Breimauer hatten. Das wasserundurchlässige Moränenmaterial führte zusammen mit den hohen Niederschlägen zur Moorbildung. Von diesem bedeutenden Moor liegen Aufnahmen der Mikro- und Makroflora und Messungen der physikalischen Grundparameter des Wassers (Temperatur, Leitfähigkeit und pH-Wert (letzterer liegt zwischen 4,0 und 4,6) vor (KUSEL-FETZMANN, 1981). Auf der offenen und schwach gewölbten Moorfläche von ca. 0,9 ha Größe wachsen einige kümmerliche Fichten und vereinzelt Latschen (Abb. 59).

Die typischen Hochmoorpflanzen in der Bodenschicht dieses nährstoffarmen, sauren Extremstandortes sind *Sphagnum fuscum*, *Andromeda polifolia*, *Drosera rotundifolia*,



Abb. 59.

Das naturbelassene Hochmoor auf der „Mösern“-Hochfläche. Foto: Karl Splechna.

Vaccinium oxycoccus und, in diesem Moor besonders häufig, *Trichophorum cespitosum*. Von KRAL & MAYER (1968) wurde aus den oberen 160 cm der Torfschichten ein Pollendiagramm veröffentlicht. Durch neue pollenanalytische Untersuchungen und ¹⁴C-Datierungen eines Bohrkerns – ca. aus der Mitte des Moores – bis zum mineralischen Untergrund von 315 cm ließen sich die Veränderungen der Vegetation und die Eingriffe des Menschen in der näheren und weiteren Umgebung des Moores feststellen (BRANDE et al., 2002, 2017; BRANDE & SPLECHTNA, 2005; RIPL et al., 2004). Die Moorbildung begann vor etwa 6.000 Jahren (4225–3815 cal. BC) in der Zeit der Einwanderung und Ausbreitung der Rotbuche (Späte Wärmezeit/Subboreal). Der Fichten-Tannen-Buchenwald der montanen Stufe war von 2000 cal. BC bis etwa 700 AD bestandbildend. Wechselnde Häufigkeit der Baumarten wird auf die Klimaschwankungen im Jungholozän (Klimaverschlechterung durch die Kaltphasen Lössen und Göschen) zurückgeführt. Erst vom Mittelalter bis in die Neuzeit zeigt sich, pollenanalytisch, z.B. durch den in erster Linie plötzlichen Rückgang der Tanne nachweisbar, der Einfluss des Menschen in der näheren Umgebung des Moores. Das Moor entstand als Versumpfungsmoor. Die Torfschichten bestehen an der Basis, über dem mineralischen Untergrund, aus minerotrophem Radicellen-Torf. Darüber folgt Scheuchzeria-Torf am Übergang zum Hochmoortorf. Aufgrund genügend hoher Niederschläge begann das Wachsen der Torfmoose, und damit die Bildung des Hochmoores, vor etwa 4.400 Jahren. Die ungestörten Hochmoortorfschichten von etwa 2,75 m bestehen aus einer Abfolge von unterschiedlich zersetztem Sphagnum-Torf. Weitere Pollendiagramme von Moorbohrkernen liegen vom Bärwiesboden (außerhalb des Kartenblattes auf ÖK 71) und der Grubwiesalm (aus maßstäblichen Gründen nicht kartiert) vor (BRANDE et al., 2017). Von den Moorbohrkernen wurden auch chemische Sedimentanalysen durchgeführt (RIPL et al., 2004).

Ebenso im Wildnisgebiet Dürrenstein, im Gemeindegebiet Göstling an der Ybbs (außerhalb des Kartenblattes auf ÖK 71), befindet sich in einem Hochtalboden in 860 m Seehöhe eines der schönsten und größten Hochmoore Niederösterreichs, das Leckermoos (Naturschutzgebiet seit 1984). Um dieses renaturierte Moor führt ein Moorerlebnisweg mit Informationstafeln.

Ehemaliger Mitterbacher Torfstich, 789 m SH (Taf. 5: Nr. 5)

Die Ursache der Moorbildung dürfte eine Schwelle aus Kalken der Gutenstein-Formation (und Annaberger Kalk) nördlich von Mitterbach sein, wie HACKER & SCHRÖLL (1983) vermuten. Das ehemalige, an der Seerotte gelegene Hochmoor von Mitterbach, das sich über dem Wasser stauenden Untergrund aus Grundmoränenmaterial (Taf. 5) und den darunterliegenden Werfener Schichten (HACKER & SCHRÖLL, 1983: 60) gebildet hat, ist durch Torfabbau völlig verschwunden. Die Geschichte dieses ehemaligen Torfstiches im Mitterbacher Moor soll hier nach einem ausführlichen Bericht des Heimatforschers Heinz Fahrngruber aus Mitterbach kurz angeführt werden (FAHRNGRUBER, 2005, 2017):

Schon im 18. Jahrhundert begann die Gewinnung der 2–3 Meter hohen Torfschichten für die Beheizung der Schmelzöfen einer Glashütte. Die Glashütte war 1804 bereits aufgelassen und „das dortige wenigsten sechs, in der Mitte wohl acht Schuhe hohe Torflager größtentheils ausgestochen“ (STÜTZ & MEGERLE VON MÜHLFELD, 1807: 260). Nach dem Ende der Glaserzeugung nutzte man den Torf in den ersten Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts auch zur Düngung der Felder und Wiesen (PIRCHNER, 1816). Die Torfgewinnung im Mitterbacher Moor fand auch zur Herstellung von Frankfurter Schwärze, einem tuscheähnlichen Färbemittel, Verwendung. 1859 wurde das Nutzungsrecht der Mitterbacher Schwurwiese (nach einer alten Erzählung so genannt) an das k. k. Montanärar übergeben und um Holz zu sparen, Torf zusätzlich zur Holzkohle zum Beheizen der Hochöfen in Gußwerk verwendet. 1863



Abb. 60.
Der ehemalige Mitterbacher Torfstich im Jahr 1910.

wurde die Größe des Moores mit 11–16 Joch (ca. 9,2 ha) angegeben. Es handelte sich um Faser- und Specktorf, 6–9 Fuß mächtig (HAUER, 1863). Später hatte man die Saugkraft des getrockneten Torfs als „Streutorf“ in den Pferdestallungen geschätzt. Das dürfte das Ende des gewerblichen Torfstichs gewesen sein (Abb. 60).

Der Torf wäre auch als Heiltorf für Bäderzwecke geeignet gewesen, doch die Ressourcen waren bereits zu gering. Die Torfreste wurden noch bis etwa 1970 von einer Familie zum Beheizen ihrer Wohnräume und eines Hotels nahe der „Schwurwiese“ genutzt. ZUMPFE (1929) beschreibt die Restflächen des Mooregebietes bei Mitterbach. Ein Niedermoor von einem Bach durchflossen, die „Schwurwiese“ mit Kleinseggen-Gesellschaften, die nur als Streuwiese nutzbar war, und das „große Hochmoor von Mitterbach“ über Niedermoor mit 4 m Torfmächtigkeit (ZUMPFE, 1929). Davon war durch den schon lange aufgegebenen Torfabbau nur mehr der randliche Teil mit dem Moorrandwald erhalten geblieben. Es hatte sich um ein Latschenhochmoor gehandelt. Das Mitterbacher Moor wurde von ZUMPFE (1929) bereits pollenanalytisch bearbeitet. Die an der Torfstichwand in großen Abständen entnommenen Proben zeigen in groben Zügen die Abfolge der postglazialen Waldentwicklung: Föhrenzeit, Föhrenfichtenzeit, Eichenmischwald, Buchen-Tannenzeit, Fichtenzeit (ZUMPFE, 1929: 94). Absolute Datierungen mit ^{14}C gab es entsprechend dem damaligen Forschungsstand noch nicht. Von dem Moor ist heute nichts mehr übrig geblieben und auf der Fläche wächst lediglich noch eine trockene, artenarme Wiese. Alle ökologischen Funktionen des ehemaligen Moorlebensraumes sind verloren gegangen, das Naturarchiv der Klima- und Landschaftsgeschichte ist zerstört und es ist keine Regeneration mehr möglich. Durch die Wiese verläuft heute, etwas erhöht, der „Schwurwieseweg“, der das einstige Niveau des Hochmoores erahnen lässt. Den Wert der Moore für den Naturhaushalt hatte man im Allgemeinen relativ spät, nämlich erst in den letzten Jahrzehnten erkannt. Heute steht der Schutz der Moore an erster Stelle.

15. Tiefbohrungen

(M. MOSER)

15.1. Lithostratigrafie

Kristallin

Die Bohrung **Urmannsau 1** (Abb. 61) hat in 3.015 m Tiefe das Kristallin der Böhmisches Masse erreicht (KRÖLL & WESSELY, 1967). Es besteht hier aus hochmetamorphem Biotitgneis mit Granitdurchdringungen.

Autochthone Molasse

In 2.925 m Tiefe stößt die Bohrung **Urmannsau 1** auf flach lagernde Autochthone Molasse. Diese besteht aus dunkelgrauen, feinsandig bis glimmerigen Tonmergeln und fein- bis grobkörnigen Sandsteinen. Diese sind in den höheren Abschnitten geröllführend und enthalten cm-große, eckige oder gerundete Quarze sowie dunkle Kalke und Dolomite. Die Sandsteine sind in dünnen, rhythmischen Lagen den Tonmergeln eingelagert. Die geringe Fossilführung in den Mergeln und Sandsteinen besteht aus Fischschuppen, Pollen und Nannofossilien. Letztere erlauben eine Einstufung in das Chattium bis Aquitanium (Egerium). Das Schwermineralspektrum der Sandsteine wird von Granat und Zirkon dominiert. An der Basis der Autochthonen Molasse konnte ein 35 m mächtiger Aufarbeitungshorizont, bestehend aus Geröllen und Blöcken des kristallinen Untergrundes (Granulit, Granit, Gneis) in einer grobkörnigen Matrix, angetroffen werden. Die tektonische Unterlagerung der ostalpinen, penninischen und helvetischen Decken durch die autochthonen Gesteine der Molassezone kann als eindrucksvoller Beweis für den überregionalen ostalpinen Überschiebungsbau im Sinne der Deckentektonik gewertet werden.

Inneralpine Molasse

Zwischen 2.600 und 2.363 m Tiefe ist nur in der Bohrung **Urmannsau 1** die bereits in den alpidischen Schuppen- und Deckenbau eingeschaltete Inneralpine Molasse in Form von dunkelgrauen-grüngrauen Tonmergeln und feinkörnigen Sandsteinen angetroffen worden. An Sedimentstrukturen sind einzelne Schrägschichtungen sowie Täschchen- und Flammenstrukturen zu erkennen. Das Schwermineralspektrum der Sandsteine wird auch hier von Granat und Zirkon dominiert. Auffällig ist auch die mehrfache Einschaltung von Bänken oder Knollen aus Lithothamnienkalk. Die darin enthaltenen Großforaminiferen (Nummuliten) erlauben eine Einstufung in das obere Eozän (Rogatsboden-Formation). Charakteristischerweise ließ sich in der Bohrung eine enge, tektonisch angelegte Verschuppung von Gesteinen der Inneralpinen Molasse mit jenen des Ultrahelvetikums (meist Buntmergelserie), wie sie auch im etwas weiter nördlich gelegenen Molassefenster von Rogatsboden zu sehen ist, nachweisen.

Ultrahelvetikum, Helvetikum, Penninikum

Die bunten (rotbraunen, grünlichgrauen, dunkelgrauen) Tone und Tonmergel der Buntmergelserie konnten in mehreren Schuppen zwischen 2.097 und 2.920 m Tiefe in der Bohrung **Urmannsau 1** nachgewiesen werden. Eingeschaltet in die bunten Mergel waren auch fein- bis mittelkörnige, grünlichgraue, Glaukonit führende Sandsteine als feinrhythmische Wechsellagerung anzutreffen. An Sedimentstrukturen in Abschnitten der Buntmergelserie traten schräggeschichtete Sandsteine, submarine Gleitstrukturen (slumping) wie auch Kriechspuren auf. Die Mergel erwiesen sich als reich an Pflanzenhäcksel, Nannofossilien und Foraminiferen (Globigeriniden und

Sandschaler), die Sandsteine reich an Schwammnadeln. Das Schwermineralspektrum der Sandsteine erwies sich als reich an Granat in der Oberkreide und reich an Zirkon im Paläogen. Aus heutiger Sicht würden solche Ergebnisse auf ein eingeschupptes Element des Rhenodanubischen Deckensystems hindeuten. In den hangenden Anteilen der Buntmergelserie konnten keine jüngeren Anteile als mittleres Eozän (Lutetium) angetroffen werden. Bemerkenswert ist die Beschreibung von in der Buntmergelserie steckenden Klippen aus mittelgrauen Mergelkalken der Unterkreide (Blassensteinschichten) sowie Schuppen ostalpiner Gesteine (braungrauer, bituminöser Dolomit des ?Anisiums).

Eine enge, tektonisch bedingte Wechselfolge von Klippengesteinen (Quarzite, bunte Schiefer und Dolomite des Keupers sowie mergelig-kalkiger Unterjura) und Klippenhüllflysch (Sandstein, bunte Tone und Tonschiefer der Kreide) konnte auch im untersten Abschnitt der Bohrung **Mitterbach U1** angetroffen werden (HAMILTON, 1989). Die Sandsteine des Klippenhüllflysches zeigen kalkigen Zement, siliziklastische Komponenten (Quarz, Glimmer, Glaukonit, kristalline Schiefer), Kohlehäcksels und Chondriten (Spurenfossilien). Mit Hilfe des Schwermineralspektrums und der planktonischen Foraminiferen lässt sich der Flyschsandstein in die Oberkreide einstufen (Orbitoiden, viel Granat im Schwermineralspektrum). Doch geben die Sandsteine des Klippenhüllflysches aufgrund des Vorhandenseins von Chromit im Schwermineralspektrum auch einen Hinweis auf eine Zugehörigkeit zur Ybbsitz-Klippenzone. Ein besonderes Merkmal der Bohrungen Urmannsau 1 und Mitterbach U1 ist jedenfalls das weitgehende Fehlen von Gesteinsfolgen des Rhenodanubischen Deckensystems unterhalb der ostalpiner Decken, obwohl die Bohrung Urmannsau 1 nur 7,5 km südlich der kalkalpiner Deckenstirn abgeteuft wurde. Es ist damit ein rasches Auskeilen der mächtigen penninischen Hauptflysch-Decke nach Süden belegt und es kann angenommen werden, dass die oberostalpinen Decken der Nördlichen Kalkalpen die Hauptmasse des Rhenodanubischen Deckensystems mehr vor sich hergeschoben, als überschoben haben. Es sind – wenn überhaupt – nur mehr aus dem Zusammenhang gerissene Späne vorhanden.

An der tektonischen Grenze der Klippenhüllflysch-Gesteine zu den darüber folgenden kalkalpiner Gesteinen tritt eine ca. 140 m mächtige Zone auf, die sich in der Bohrung **Urmannsau 1** aus schwarzen, dunkel gefleckten Kalken und Schiefnern, dunkelgrauen, Hornstein führenden Kieselkalken mit Radiolarien und Schwammnadeln, dunklem Spatkalk und Glaukonit führenden Sandsteinen der Unterkreide zusammensetzt. Sie zeigt eine Fazies, die am ehesten der Glosbach-Formation der Ybbsitz-Klippenzone entspricht.

Kalkalpin

Die Bohrung **Urmannsau 1** ist im Fensterrahmen des tiefbajuvarischen „Fenster von Urmannsau“ angesetzt worden. Dementsprechend wurden zunächst noch Gesteine des Fensterrahmens (helle Kalke und Rauwacken des Anisiums) aus der Lunz-Decke bis in eine Tiefe von 92 m angefahren. Darunter hatte die Bohrung Gesteine der Frankenfels-Decke durchörtert: zunächst 90 m graue, zum Teil gefleckte, dünnbankige Mergelkalke und Mergelschiefer der Unterkreide (Schrambach-Formation), deren Alter mit Hilfe von Nannofossilien belegt werden konnte, darunter 30 m Rotkalke des Oberjura (Steinmühlkalk) sowie Echinodermenspatkalke des Mitteljura (Vilser Kalk), darunter nochmals 20 m Rotkalke (mit Eisen-Mangankrusten) des tieferen Jura (Adnet- und Klaus-Formation). Darunter folgte in einer Mächtigkeit von 15 m eine Schuppe aus Opponitzer Schichten (Dolomit, Anhydrit), die erneut von 200 m Mergelkalken der Unterkreide (Schrambach-Formation) unterlagert wurde. Im Liegenden der Kreidemergel wurden sodann 200 m Opponitzer Schichten (gebänderter Anhydrit und Dolomit mit Mergellagen) und 40 m Lunzer

Sandstein (schwarzer Tonstein, feinkörniger Sandstein mit Kohelagen) angetroffen. Unterlagert wurde diese Obertrias in Lunzer Fazies durch 900 m kleinklüftigen Wettersteinkalk in lagunärer Fazies (Feinschichtung, Dasycladaceen). Das Auftreten von Mitteltrias im Tiefbajuvarikum war obertags bis dahin noch wenig bekannt, jedoch dürften auch in dieser tiefsten kalkalpinen Einheit Plattformkarbonate anzutreffen sein. Nach unten abgeschlossen wurde die kalkalpine Schichtfolge schließlich durch eine weitere, 270 m mächtige Abfolge der Obertrias (Lunzer Sandstein, Opponitzer Schichten mit dunklem, braunem Dolomit, Anhydrit und Mergel). Die angetroffene Wechselfolge von Mittel- und Obertrias im tieferen Teil der Frankenfels-Decke kann als Hinweis auf einen intensiven, flachen Schuppenbau oder durchgescherten, isoklinalen Faltenbau gewertet werden.

Die Bohrung **Mitterbach U1** (Abb. 61) wurde etwas weiter südlich, bereits schon innerhalb der höheren, tirolischen Deckeneinheiten der Nördlichen Kalkalpen abgeteuf. Diese durchhörterte zunächst, wie zu erwarten, den dolomitisch-kalkigen Sockel der Unterberg-Decke, bestehend aus hellgrauem Wetterstein-/Ramsaudolomit und 100 m mächtigen, dunkelgrauen Kalken der Gutenstein-Formation. An der Deckenbasis der Unterberg-Decke wurden noch 40 m Reichenhall-Formation (Rauwacken) und Werfener Schichten angetroffen. Interessanterweise wurde im nächsten Abschnitt der Tiefbohrung keine mittel- bis untertriassischen Gesteine der Reisalpe-Decke mehr angetroffen. Dies steht in Übereinstimmung mit der Geologischen Karte, nach der die Reisalpe-Decke östlich Trübenbach unterhalb der Unterberg-Decke auskeilt. Als nächstes Element folgte daher darunter die mächtige, inverse Mitteltriasschichtfolge der Sulzbach-Decke, die auch in der Bohrung Mitterbach U1 die für die östliche Sulzbach-Decke charakteristische verkehrt liegende Schichtfolge aufweist. Demnach liegen die ältesten Anteile der Sulzbach-Decke zuoberst (100 m Reichenhall-Formation, 140 m Steinalm-Formation und 130 m Reifling-Formation) und die jüngeren Anteile (800 m Lunzer Sandstein) zuunterst. Die nun folgende, aufrecht liegende Schichtfolge in Lunzer Fazies wurde der Lunz-Decke zugeordnet. Diese ist durch eine Basis mit 50 m Werfener Schichten und Haselgebirge vertreten, über der weitere 50 m Rauwacken der Reichenhall-Formation folgten. Darüber ist die Lunz-Decke in Beckenfazies (180 m Gutenstein-Formation und 100 m Reifling-Formation) entwickelt, der allerdings im Pelsonium 200 m Steinalm-Formation in lagunärer Plattformfazies zwischengeschaltet ist. Insgesamt lässt sich sagen, dass sich der kalkalpininterne Deckenbau, wie er von RUTTNER (1935–1994) kartiert und beschrieben worden ist, in der Bohrung Mitterbach U1 bestätigt hat.

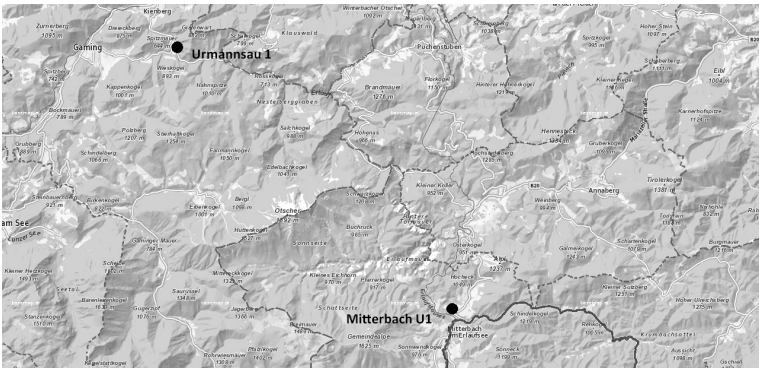


Abb. 61.
Lage der Tiefbohrungen Urmansau 1 und Mitterbach U1. © Topografie: basemap.at

15.2. Bohrprofile

Bohrung Urmannsau 1

Datenquelle:	HAMILTON (1989: 16)
Bohrzeitraum:	1965/1966
Koordinaten des Bohrpunktes:	BMN 34, RW: 660635, HW: 310345
Meereshöhe des Bohrpunktes:	403,8 m SH
Endteufe der Bohrung:	3.033 m
Bohrverfahren:	Rotary-/Spülbohrung

Geologisches Bohrprofil

0000– 0014 m Quartär

Lunz-Decke

0014– 0092 m Gutensteiner Schichten

Frankenfels-Decke

0092– 0188 m Aptychenschichten

0188– 0210 m Bunte Jurakalke

0210– 0260 m Vilser Kalk, Klauskalk, Adneter Kalk

0260– 0276 m Opponitzer Schichten

0276– 0476 m Mergelkalk

0476– 0686 m Opponitzer Schichten

0686– 0726 m Lunzer Sandstein

0726–1.580 m Wettersteinkalk

1.580–1.584 m Lunzer Sandstein

1.584–1.850 m Opponitzer Schichten

1.850–1.970 m Kreide, Jura

1.970–1.990 m Kreide, Jura

Ybbsitz-Klippenzone

1.990–2.034 m Sandstein und Schiefer

2.034–2.072 m Mergelkalk

2.072–2.097 m Sandstein und Schiefer

Ultrahelvetikum

2.097–2.208 m Buntmergelserie

2.208–2.216 m Oberjura („Malm“)

2.216–2.363 m Buntmergelserie

Inneralpine Molasse

2.363–2.600 m Sandstein, Tonmergel, Lithothamnienkalk

Ultrahelvetikum

2.600–2.832 m Buntmergelserie

2.832–2.892 m Cenomanium – Gault

2.892–2.900 m Tithonium

2.900–2.920 m Cenomanium – Gault

Autochthone Molasse

2.920–3.015 m Sandstein, Tonmergel

Böhmische Masse

3.015–3.033 m Kristallin

Bohrung Mitterbach U1

Datenquelle:	HAMILTON (1989: 10)
Bohrzeitraum:	1979/1980
Koordinaten des Bohrpunktes:	BMN 34, RW: 672311, HW: 299115
Meereshöhe des Bohrpunktes:	835,1 m SH
Endteufe der Bohrung:	3.062 m
Bohrverfahren:	Rotary-/Spülbohrung

Geologisches Bohrprofil

0000– 0009 m Quartär

Unterberg-Decke

0009– 0267 m	Wettersteindolomit
0267– 0372 m	Gutensteiner Schichten
0372– 0403 m	Reichenhaller Schichten
0403– 0409 m	Werfener Schichten

Sulzbach-Decke

0409– 0505 m	Reichenhaller Schichten
0505– 0637 m	Steinalmkalk
0637– 0773 m	Reiflinger Schichten
0773– 1.543 m	Lunzer Sandstein

Lunz-Decke

1.543– 1.960 m	Lunzer Sandstein
1.960– 2.053 m	Reiflinger Schichten
2.053– 2.245 m	Steinalmkalk
2.245– 2.427 m	Gutensteiner Schichten
2.427– 2.481 m	Reichenhaller Schichten
2.481– 2.536 m	Werfener Schichten, Haselgebirge

Ybbsitz- und Gresten-Klippenzone

2.536– 2.550 m	Jura, Kreide
2.550– 2.609 m	Unterjura („Lias“)
2.609– 2.634 m	Kreide
2.634– 2.682 m	Unterjura („Lias“)
2.682– 2.732 m	Kreide
2.732– 2.776 m	Obertrias (Keuper)
2.776– 3.062 m	Kreide

16. Exkursionspunkte und Routenvorschläge

(M. MOSER)

Exkursion A: Schichtfolge der Gresten-Klippenzone (Robitzboden)

Im Bereich von Robitzboden (Nordwest-Ecke des Kartenblattes ÖK 72 Mariazell) kann man, zum Teil gut aufgeschlossen, die gesamte Schichtfolge der Gresten-Klippenzone (Unterjura–Paläogen) in zahlreichen Aufschlüssen besichtigen. Robitzboden erreicht man mit dem Auto, indem man etwa 2 km nördlich Scheibbs (B 25) in die Straße Richtung Gresten (B 22) einbiegt und dann nach etwa 5 km nach einer größeren Linkskurve in einen Weg zur Mostschenke Klausbauer (429 m) abzweigt. Im Bereich der Mostschenke kann man den Wagen abstellen. Die Aufschlüsse befinden sich alle im Grenzbereich zwischen den Blättern ÖK 54 Melk und ÖK 72 Mariazell. Um die dunkelgrauen sandigen Mergel und Kalke der Gresten-Formation (Abb. 31) studieren zu können, folgt man zunächst kurz dem Klausbach, an dem schon nach wenigen Metern schöne Aufschlüsse am linken Bachufer aufzufinden sind. Danach geht man wieder zum Klausbauern zurück und folgt der Straße gegen Süden Richtung Gehöft Hundsschlag. Bald können im Wiesengelände entlang der Straße und im Wald die dunkelgrauen-grünlichgrauen, blättrig zerfallenden, kieseligen und schiefrigen Tonmergel der Zell-Formation (Abb. 32) beobachtet werden. Kurz danach zweigt linkerhand in etwa 470 m SH ein Forstweg Richtung Norden ab. Diesem folgt man leicht bergansteigend bis man in einer scharfen Kurve einen großen Forststraßenaufschluss antrifft. In diesem Aufschluss ist sehr schön die kieselige Lampelsberg-Formation (Abb. 33) aufgeschlossen: rote und grüne, kieselige, mitunter Hornstein führende Mergel und rote, harte, kantig-splittig brechende Radiolarite mit dünnen, grünlichgrauen Mergellagen. Geht man den Forstweg Richtung Südosten weiter, kann man nach einiger Zeit die den Radiolariten auflagernde karbonatische Scheibbsbach-Formation antreffen. Es handelt sich dabei um feingeschichtete allodapische Kalke (Abb. 34) und Kalkturbidite, die in Wechsellagerung mit grüngrauen Mergelschiefern stehen und gelegentlich gradiert geschichtet sind. Möchte man den höheren Teil der Schichtfolge (Oberjura–Unterkreide) begutachten, muss man den Forstweg verlassen und den östlichen Kamm der Steilkuppe (Kote 646 m, Klauskogel) aufsuchen. Auf diesem Ostkamm geht man stets Richtung Gipfel aufwärts und kann dabei sehr schön die gut gebankten, sehr feinkörnig-mikritischen, ebenflächigen, mittelgrauen Kalke der Blassenstein-Formation („Aptychenschichten“) mit ihrer blass-weißlichen Verwitterungsfarbe studieren (Abb. 36). Will man auch die brekziöse Konradsheim-Formation anstehend sehen, muss man vom Gipfel der Kote 646 m wenige Meter (etwa 15 Höhenmeter) nach Norden absteigen, wo man in etwa 620 m SH stets oberhalb einer felsigen Steilstufe eine Feinbrekzie der Konradsheim-Formation antreffen kann (Abb. 35). Besser beobachten kann man natürlich die Konradsheim-Formation im Steinbruch am Pöchlauer Kogel bei Konradsheim (NÖ, ÖK 70), wobei hierzu allerdings eine Anmeldung der Steinbruchbesichtigung beim Steinbruchbetreiber (Fa. Pichler) anzuraten ist. Um wieder abzusteigen, geht man am besten zurück zum Gipfel und folgt nun dem Westkamm stets oberhalb einer nordseitigen Felsstufe (Blassenstein-Formation) etwa in Richtung Kote 486 m wieder zur Straße Richtung Gehöft Hundsschlag hinab. Dabei kann man wiederum an zahlreichen Stellen die hellen Kalke und Mergel der Blassenstein-Formation studieren. An der Straße unten angelangt (480 m SH), geht man nun die Straße Richtung Gehöft Hundsschlag weiter. Dabei folgt die Straße einem tief eingeschnittenen Graben (an der rechten Seite), in dem in etwa 490 m SH sehr schön die bunten, rot und grün gefärbten Tonsteine der Buntmergelerde (Abb. 37) zu sehen sind. Geht man dann wieder die Straße weiter, so können nochmals grünlichgraue, siltige Tonsteine der Buntmergelerde in der

Straßenböschung bei einem kleinen Waldstück zwischen Gehöft Hundsschlag und Gehöft Schaden in etwa 560 m SH angetroffen werden. Will man zum Auto zurückkehren (Straße ab Gehöft Schaden ist gesperrt), geht man einfach gerade die Straße zum Klausbauern zurück.

Exkursion B: Jura- und Kreideschichtfolge der Frankenfels-Decke (Frankenfels)

Zwischen dem Lehengut und Grabengut (Lehengegend) nördlich Frankenfels kann man an einer Straße, die vom östlichen Ortsende (Bahnübergang, Parkplatz an der rechten Seite) durch einen Graben nach Nordwesten in die Lehengegend führt (Gehöft Graben, 598 m SH), die Juraschichtfolge der Frankenfels-Decke am östlichen Blattrand begutachten. Zunächst trifft man entlang der Bahntrasse und der Straßenaufschlüsse die hell verwitternden, tonigen, dünnbankig-flaserigen, mittelgrauen Mergelkalke der Aptychenschichten (Ammergau-Formation) an. Die im Anschlag mikritisch-dichten Mergelkalke führen gelegentlich etwas Crinoiden und kleine oder große Hornsteine. Wir finden die südfallenden Aptychenkalke immer wieder gut aufgeschlossen entlang der grabeneinwärts führenden Straße bis etwa 500 m SH vor. Dann gehen sie im Liegenden rasch in gut gebankte Rotkalke über. Im Anschlag sind die Rotkalke meist spätig und führen reichlich Crinoidenspat (rote Crinoidenspatkalke, Abb. 24). Nur gelegentlich sind den spätigen Kalken knollige, mikritisch-feinkörnige Rotkalke eingelagert. Die Rotkalke scheinen hier ihre Maximalmächtigkeit von 40 m zu erreichen. Die Straße folgt nun eine Zeit lang den Rotkalken, bis auf etwa 560 m SH die liegende Allgäu-Formation (Abb. 23), die meist nur in Rollstücken im Wiesengelände vorliegt, angetroffen werden kann. Es handelt sich hierbei um stets dunkelgraue, eher dünnbankige, feinkörnige Mergelkalke und Kalke mit vereinzelt Crinoidenspatkristallen. Die mergelige Allgäu-Formation nimmt nun das Wiesengelände bis zum Gehöft Graben ein. Bei einer Abzweigung nach rechts (östlich Gehöft Graben) befindet sich an der Straße ein kleiner Aufschluss von dunkelgrauen Mergelkalken und Mergeln der Allgäu-Formation. Weiter gegen Osten wird die Allgäu-Formation kalkiger und ist reich an Crinoiden (dunkelgraue Crinoidenkalke) und geht in die kalkig-mergelige Kössen-Formation über (Rollstücke von dunkelgrauen Lumachellekalken, Abb. 22).

Um Aufschlüsse in der Kreidemulde der Frankenfels-Decke zu studieren, folgt man einer Straße, die vom westlichen Ortsende von Frankenfels (großer Parkplatz, Wegweiser „Bergbauernmuseum“) über die Rosenbühelrotte in mehreren Serpentinaugen zum Gehöft Bruck (770 m SH) aufwärts führt. Zunächst trifft man am Beginn der Straße die typisch dünnbankig-flaserigen, mikritisch-feinkörnigen Mergelkalke der Aptychenschichten (Ammergau-Formation) an. Diese sind eine Zeit lang verfolgsbar, bis die Aufschlussverhältnisse schlechter werden und die mergelige Schrambach-Formation gequert wird. Die grauen Mergelschiefer der Schrambach-Formation (Abb. 25) sind hier zunächst nur in Lesesteinen anzutreffen. Gegen das Hangende schalten sich dunkelgraue Sandsteinbänke in die Mergelschiefer ein, bis man, bei Sandstein-Vormacht, von der Rossfeld-Formation sprechen kann. Ein schöner Aufschluss in der Rossfeld-Formation wird in der zweiten Straßenserpentine (580 m SH) erreicht. Hier können dünne, dunkelgraue, ebenflächige und sehr harte Sandsteinbänke (Abb. 26), die mit grauen Mergelschiefeln in Wechsellagerung treten, beobachtet werden. Geht man die Straße weiter aufwärts, so erreicht man etwa im Bereich der zum Gehöft Hausstein abzweigenden Straße ein flaches Nadelwald-Gelände, aus dessen Bodenkrume und auch an den Ziehwegen die Sandsteine der Losenstein-Formation entnommen werden können. Es sind feinkörnige, rotbraun verwitternde Sandsteine und feinsandige Mergel, die gelegentlich bis zu zentimetergroße Quarzgerölle führen können (Abb. 27). Die Straße führt nun weiter

aufwärts und erreicht auf etwa 620 m SH den nördlichen Flügel der Kreidemulde. Im Bereich der dritten Straßenkehre (640 m SH) stehen sehr schön die grauen Mergel und Mergelschiefer der Schrambach-Formation an. Sie unterscheiden sich von den nördlich anschließenden Aptychenschichten (Ammergau-Formation) durch einen weitaus höheren Tongehalt (Mergel, Kalkmergel). Gelegentlich können in den Kalkmergeln auch Wühlspuren (dunkelgraue Flecken) auftreten. Die Straße führt nun von der dritten Straßenkehre bergauf, quert die Kalkmergel der Schrambach-Formation und, auf kurzer Strecke aufgeschlossen, auch dunkelgraue, blättrige Tonmergel der Tannheim-Formation. Auf einem Rücken in etwa 660 m SH können gerade noch Lesesteine von der Losenstein-Formation (Sandsteine, sandige Mergel) angetroffen werden. Bei weiterem Interesse kann man zum Gehöft Bruck die Straße weiter aufwärtsgehen und die gesamte Kreideschichtfolge wieder bis zu den Aptychenschichten abwärts queren.

Exkursion C: Trias in Lunzer Fazies der Lunz-Decke (Höllgraben-Laubenbachmühle)

Ausgangspunkt für diese kleine Exkursion ist der große Parkplatz bei der Laubenbachmühle. Man kann von hier aus ein Triasprofil durch die Lunz-Decke in Lunzer Fazies abgehen. Zunächst wendet man sich, vom Parkplatz kommend, an der Landstraße nach Norden, Richtung Gasthof „Zur Laubenbachmühle“ (Gasthof Gabauer). Bald sind an der linken Straßenseite schöne Aufschlüsse in Opponitzer Schichten (Abb. 18) anzutreffen. Es handelt sich hier um mittelgraue, dünnbankige, ebenflächige, feinkörnig-feinspätige Kalke, in die im Meterbereich ebenso mittelgraue, zellig-löchrige, kalkige Rauwacken (Abb. 19) eingeschaltet sind. Nach dem letzten Aufschluss in Kalken der Opponitzer Schichten ist schön der Kontakt zu den darunterliegenden Lunzer Sandsteinen zu sehen. Die Lunzer Sandsteine sind durch Lesesteine von braunen, feinkörnigen Sandsteinen mit schwarzen Pflanzenresten oder Kohleschmitzen vertreten. Geht man nun weiter Richtung Norden, so gelangt man bald neben dem Gasthof Gabauer zu einer Straßenkreuzung (Straße nach Frankenfels bzw. nach St. Anton an der Jeßnitz). Gleich auf der anderen Straßenseite sind schöne Aufschlüsse in der Reifling-Formation anzutreffen. Die Reifling-Formation lässt sich in einen ladinischen (Obere Reifling-Formation) und anisischen (Untere Reifling-Formation) Anteil untergliedern. Geht man nun von der Kreuzung Richtung Frankenfels (Nordosten) weiter, so kann man die Abfolge in der Reifling-Formation am Straßenrand gut studieren: die obere, ladinische Reifling-Formation (Fassanium-Cordevolium) ist stets mittelgrau gefärbt, hat knollige Schichtflächen, führt vereinzelt Hornstein, ist reich an Radiolarien und Filamenten und ist stets feinkörnig-feinspätig ausgebildet. Die untere, anisische Reifling-Formation (Illyrium) hingegen ist dunkelgrau gefärbt, hat wellige Schichtflächen sowie zentimeterdicke Mergellagen. Entlang der Straße (Verlauf in Streichrichtung) lassen sich immer wieder beide Reiflinger Kalktypen beobachten. Nach dem Erreichen einer kleinen Häusergruppe zweigt nach links (Norden) der Höllgraben ab. Dieser Straße folgen wir nun, um bald schöne Aufschlüsse im Annaberger Kalk (unteres und mittleres Anisium) anzutreffen. Dieser ist hier dm-gebant und dickbankig entwickelt, ist meist bituminös, braungrau bis dunkelgrau, seltener mittelgrau gefärbt und eher fossilarm.

Exkursion D: Mitteltrias der Sulzbach-Decke (Brandmauer)

Im Bereich der Brandmauer (etwa 2 km südwestlich Puchenstuben) ist die verkehrt liegende Mitteltrias-Schichtfolge der Sulzbach-Decke vorzüglich gut aufgeschlossen. Ausgangspunkt dieser Exkursion ist das Berghaus Turmkogel an der Ostseite der Brandmauer in 1.110 m SH (großer Parkplatz). Um den tieferen Teil der Schichtfolge zu sehen, folgt man stets Forstwegen an der Südabdachung der

Brandmäuer. Vom Berghaus Turmkogel geht man zunächst die Bergstrae nach Süden zurück bis zur scharfen Kehre auf 1.090 m SH. Von hier zweigt nun rechter Hand ein Wanderweg ab, auf dem man nördlich das Jagdhaus Köstler umgeht um dann dem unteren Forstweg Richtung „Silbergruben“ zu folgen (1.110 m SH). Nach etwa 1 km beginnen an der rechten (nördlichen) Straenboschung die Aufschlüsse im unteranisischen Annaberger Kalk. Dieser ist stets deutlich dünn- bis dm-gebankt, auch lagenweise dickgebankt, ebenflächig, dunkelgrau, feinkörnig-feinschichtig und führt oft etwas feine Crinoidenstreu. Fleckige Schichtflächen auf den dunkelgrauen Kalke sind Anzeichen von im Sediment wühlenden Organismen (Wuhlgefuge). Im Übergang zur hangenden Steinalm-Formation können dolomitisierte Onkoide im flachmarinen Annaberger Kalk auftreten. Das Schichteinfallen ist einheitlich nach Südwesten bis Westen gerichtet, wodurch in der verkehrt liegenden Serie die jüngeren Schichten gegen Nord(ost)en auftreten müssen. Folgen wir nun weiter dem Forstweg, so kommen wir bei 1.150 m SH zu mehreren Serpentinien. Bei der oberen dieser zwei Serpentinien (1.180 m SH) queren wir eine bedeutende N–S streichende Störung, an der der Westflügel um mindestens 200 m abgesenkt worden ist, da hier die Steinalm-Formation eindeutig tektonisch an die Annaberger Kalke grenzt. Nach der Kehre folgen wir weiter dem Forstweg Richtung Osten, wobei wir zunächst neben der Strae wieder die dunkelgrauen Annaberger Kalke auffinden können. Nachdem wir die „Silbergruben“ durchquert haben, gelangen wir nach etwa 500 m in die hangenden, hellgrauen Kalke der Steinalm-Formation (1.165 m SH). Diese ist hier, im unmittelbar Hangenden des Annaberger Kalkes, sehr fossilreich und führt zahlreich Dasycladaceen, also kleine, nur wenige Millimeter groe und dünne Grünalgen-Thalli mit runden oder länglichen Querschnitten (Abb. 15). Interessanterweise dürfte auch die zum Teil sedimentär angelegte Erzführung (Bleierz) genau in diesem Horizont auftreten. Nur wenige Meter unterhalb der Forststrae ist in einer Mulde auf 1.165 m SH eine relativ frisch erscheinende Bergwerkshalde vorhanden, in der man mit etwas Glück aus den rotbrunlich verfärbten Rollstücken etwas silbergrauen Bleiglanz gewinnen kann (Abb. 49). Unmittelbar neben der Bergwerkshalde (1.160 m SH) ist noch ein alter Stolleneingang erkennbar, dessen verfallene, seichte Stollenanlage mit Ortskundigen noch begangen werden kann. Wir folgen nun wieder der Forststrae weiter nach Osten, an deren Straenboschung immer wieder die hellgrauen und zum Teil feinschichtigen, lagunären und fossilreichen Kalke der Steinalm-Formation sichtbar werden. Im weiteren Verlauf folgen wir der Forststrae zurück zum Ausgangspunkt an der Straenkehre auf 1.090 m SH. Von dort geht es zurück zum Berghaus Turmkogel und dann weiter abwärts nach Norden, um auf etwa 1.040 m SH nach links zum Gehöft Brandeben abzuzweigen. Von hier folgen wir einem alten Forstweg nach Westen, der uns an den Nordfu der Brandmäuer heranführt. Bei einer weiteren Forststraenabzweigung (1.050 m SH) gehen wir die linke Forststrae und nun stets leicht bergauf. In der Straenboschung tritt nun hauptsächlich feinkörniger Hangschutt aus den Brandmauern auf, der zur Gänze der hellen Steinalm-Formation zugeordnet werden kann. Im Gegensatz zur Hochfläche ist jedoch die Steinalm-Formation hier nicht so fossilreich, führt aber dafür immer wieder Onkoide und, selten, auch Molluskenschalen (kleine Bivalven und Gastropoden). Die Forststrae führt uns nun weiter bergan, bis sie in etwa 1.090 m SH eine deutlich ausgeprägte Felsrippe erreicht. Diese besteht aus der über der Steinalm-Formation folgenden Reifling-Formation. Diese wird hier durch wellig-schichtige und knollige, sehr feinkörnige, helle, Hornstein führende Kalke vertreten (Abb. 16). Schlägt man ein Stück Hornsteinkalk mit dem Hammer an, zeigt er aufgrund der Feinkörnigkeit meist einen sehr dünnen-schaligen Bruch. Benetzt man die frische Bruchfläche mit etwas Wasser, dann kann man mit der Lupe die für die Reifling-Formation typischen Filamente (feine, kleine Muschelschalchen von pelagischen Bivalven) erkennen. Von hier gehen wir nun

den Forstweg wieder weiter leicht bergab, bis auf 1.040 m SH eine Kehre bzw. Abzweigung erreicht wird. Von dort wählt man den unteren, nach Osten zurückführenden Forstweg, der, immer rechtshaltend (Abzweigung!), zum Gehöft Brandeben zurückführt. Entlang dieser Forstwege können immer wieder Aufbrüche von unter die Mitteltrias einfallenden Lunzer Sandsteinen (dunkelgraue-schwarze Tonsteine und braungraue, feinkörnige Sandsteine) beobachtet werden (Quellen!). Vom Gehöft Brandeben geht es wieder zurück bergauf zum Berghaus Turmkogel.

Exkursion E: Mitteltrias der Reisalpe-Decke (Gesteinslehrpfad „Panoramastraße“)

An der Panoramastraße zwischen Puchenstuben und Trübenbach wurde ein Gesteinslehrpfad angelegt (HEINRICH & WESSELY, 2015), an dem die Mitteltrias-Schichtglieder der Reisalpe-Decke sehr gut aufgeschlossen sind. Von Puchenstuben (rechte Abzweigung) kommend, gelangt man mit dem Auto über die Panoramastraße Treffling-Brandegend zu einem kleinen Parkplatz an der Kehre oberhalb der „Teufelskirche“ in 570 m SH. Dieser Parkplatz ist Ausgangspunkt für ein Profil durch die Mitteltrias der Reisalpe-Decke. Am Weg durch dieses Profil liegen schöne Aussichtspunkte mit Blick in das tief in die gut gebankten Kalke der Gutenstein-Formation eingeschnittene Erlaufstal. **Tafel 1** markiert den Beginn des Lehrpfades. Am Anfang des Lehrpfades sind im Bereich des Straßenanschnittes rechts die dunkelgrauen Tone, Dolomite und weißgrau gebänderten Gipse des oberpermischen Haselgebirges anzutreffen. Diese werden auf der linken Seite von bituminösen, braungrauen, dünnbankigen Dolomit- und Kalksteinen sowie zellig-löchrigen Rauwacken der unterstanisichen Reichenhall-Formation überlagert. Geht man die Panoramastraße in nordöstlicher Richtung etwa 350 m aufwärts, gelangt man zu **Tafel 2** (610 m SH). Hier sind die gut gebankten, dunkelgrauen und feinkörnigen Kalke der Gutenstein-Formation des unteren Anisiums aufgeschlossen (Abb. 13). Als Besonderheit treten hier die sogenannten „Wurstelkalke“, das sind intensiv von Grabgängen schlammwühlender Meerestiere (*Thalassinoides*) durchzogene Kalke, auf. Geht man nun in nordöstlicher Richtung die Panoramastraße weiter aufwärts, durchquert man weiterhin schöne Aufschlüsse in den dünnbankigen, dunkelgrauen oder schwarzen Kalken der Gutenstein-Formation. Nach etwa 400 m erreicht man in 660 m SH **Tafel 3**. Diese weist auf das Vorhandensein von tektonischen Bewegungsflächen im Gestein, sogenannten Harnischflächen, hin. Als weiteres Produkt dieser tektonischen Bewegungen sind die Kalke immer wieder auch verfaultet und verstellt worden (Falten und Flexuren). Allerdings können in den dünnbankigen, Radiolarien führenden Beckensedimenten der Gutenstein-Formation häufig auch gravitative Gleitvorgänge in Form von Rutschfalten, die Gleit- und Rutschbewegungen im Sediment selbst bezeugen, beobachtet werden. Erkennbar sind diese daran, dass bei den Rutschfalten nicht wie bei tektonischen Falten, das gesamte Gestein verfaultet worden ist, sondern immer nur einzelne Lagen innerhalb des Sedimentgesteins. Diese bezeugen eine bestimmte, wenn auch geringe, Neigung des damaligen Meeresbodens. Geht man die Panoramastraße weiter aufwärts, so durchquert man den Weidachgraben (oder „Weiter Graben“), immer in den ebenflächigen, gut gebankten Gutensteiner Kalken verlaufend. Ein allmähliches Dickerwerden der Kalkbänke lässt sich beobachten. Der Fossilinhalt ist bescheiden und nur unter dem Mikroskop zu erkennen (Radiolarien, Schwammnadeln, kleine Bivalven, Crinoiden, Foraminiferen wie *Glomospira*, *Meandrospira*, *Nodosaria* und Ostrakoden). Gelegentlich können allerdings mit freiem Auge kleine Hornsteinkügelchen (Konkretionen aus Kieselsäure) beobachtet werden, die sich durch Lösung der Radiolarien- und Schwammnadelnskelette unter alkalischen Bedingungen gebildet haben (sogenannter „Kugelkalk“). Gehen wir die Panoramastraße weiter, fallen auch dünne, dunkel-

graue Mergellagen auf, die in wulstig gebankte Kalke der Gutenstein-Formation eingeschaltet sind. Diese mergeligen Anteile der Oberen Gutenstein-Formation dürften das mittlere Anisium (Pelsonium) vertreten. Hier treffen wir bereits auf **Tafel 4** in 690 m SH. Diese Tafel macht uns wiederum auf die tektonische Verfaltung der gut gebankten Kalke der Gutenstein-Formation beim nach NW(N) gerichteten Transport der kalkalpinen Decken während der alpinen Orogenese aufmerksam. Nur wenige Schritte nach Tafel 4 folgt **Tafel 5**. Diese erklärt uns, dass der meist dunkelgraue, bituminöse Kalk der Gutenstein-Formation in einem sehr sauerstoffarmen, aber an organischer Substanz reichen Becken sedimentiert worden ist. Schlägt man den dunkelgrauen Kalk etwas mit dem Hammer an, verbreitet dieser rasch einen stark bituminösen Geruch. Gehen wir nun um die nächste Kehre in 690 m SH (Parkmöglichkeit), so können wir gleich nach der Kehre den Übergang der ebenflächigen Kalkbänke der Gutenstein-Formation in die etwas helleren, mittelgrauen, knollig-wellig-schichtigen, große Hornsteine führenden Kalkbänke der Reifling-Formation beobachten (**Tafel 6**). Häufig führen diese Filamente, das sind kleine Schalenreste von dünnchaligen pelagischen Bivalven. Die Filamente kann man an frisch angeschlagenen und befeuchteten Flächen unter der Lupe gut erkennen. Daneben treten weiterhin nur unter dem Mikroskop oder der Lupe erkennbare Radiolarien und Ostrakoden auf. Mit Hilfe von Conodonten, die in pelagischen Kalksedimenten wie die der Reifling-Formation häufig anzutreffen sind, kann man das genaue biostratigraphische Alter jeder Lage bestimmen. Dieses sollte vom obersten Pelsonium (Basis) bis in das unterste Karnium reichen. Im Allgemeinen werden die Reiflinger Kalke gegen das Hangende zu (Osten) dickbankiger, heller und grobkörniger. Wir folgen der Panoramastraße weiter nach Osten, bis wir im Bereich des Gehöftes Spielmannbuder auf die feinkörnigen, braunen Lunzer Sandsteine stoßen (Abb. 17). In dem kleinen Waldstück nach dem Gehöft Spielmannbuder kann man faust- bis blockgroße, feinkörnige, karbonatfreie Lunzer Sandsteine, auch mit Pflanzenhäcksel, auffinden. Letzteres ist ein bescheidener Hinweis auf die Kohleführung dieser Schicht. Weitere Informationen zum Gesteinslehrpfad Panoramastraße Puchenstuben in HEINRICH & WESSELY (2015).

Exkursion F: Obertrias und Jura der Unterberg-Decke (Herrenalm)

Am Wanderweg von der Ois (Ybbs) auf die Herrenalm über den Taglesbachgraben kann man für die Unterberg-Decke typische Schichtglieder besichtigen. Ausgangspunkt für diese Exkursion ist ein kleiner Parkplatz neben der Landesstraße B 71 (Zellerrain Straße), der kurz vor der Brücke über den Taglesbach gelegen ist (Gehzeit etwas mehr als zwei Stunden). Man folgt nun dem rot markierten Weg Richtung Herrenalm-Dürrenstein. Dabei verläuft der nur langsam ansteigende Weg zunächst über grauen Haupt- bzw. Dachsteindolomit, der aber immer wieder von einer dünnen Decke quartärer Sedimente (Dachsteinkalkgerölle und -geschiebe von Moränen und Hangschutt) überdeckt wird. Bald wird der Blick in die Bärenleiten (Bärenleitenkogel) frei: der nur mäßig geneigte Unterhang mit dem Dolomitschroffengelände setzt sich aus Haupt-/Dachsteindolomit zusammen, währenddessen die steilen Felsbänder des Bärenleitenkogels oberhalb aus gebanktem Dachsteinkalk aufgebaut sind. Leicht ansteigend führt der Weg immer weiter in den Dolomitgraben hinein. Bald, nachdem der Herrenalmbach erreicht wird, steht oberhalb des Weges der deutlich dick gebankte Dachsteinkalk, der von einer W-E streichenden Bruchlinie abwärts versetzt worden ist, an. Etwa auf 1.000 m SH ist der gebankte, lagunäre Dachsteinkalk direkt am Weg zu besichtigen. In steilen Serpentinien führt der markierte Weg nun durch den Dachsteinkalk hindurch. An den Dachsteinkalkbänken kann man gelegentlich feinschichtig gekräuselte Algenmatten (Stromatolithrasen) beobachten, wie sie für den intertidalen Gezeitenbereich typisch sind.

Weiters führt der feinkörnige, lagunäre Kalk nicht selten die Dachsteinkalkbivalve *Megalodon*, die in kleinen oder großen Exemplaren, meist in doppelklappiger Erhaltung mit herzförmigem Querschnitt, erhalten ist (Abb. 58). Sie ist charakteristisch für den höheren, subtidalen Abschnitt des Lofer-Zyklothems. Auch tempestartige, durch kurze Sturmfluten bedingte, Zusammenschwemmungen von kleineren Muschelschalen und Crinoiden können beobachtet werden. Etwa auf 1.330 m SH erreicht man den Top des Dachsteinkalkes, der hier von feinkörnigen und roten Jura-Spaltenfüllungen durchzogen wird. Wenige Schritte, nachdem das Almgatter erreicht ist, wird der Almboden tief rot und führt zahlreich Splitterchen von rotem Ruhpoldinger Radiolarit. Um als nächstes die Entwicklung der über dem Ruhpoldinger Radiolarit einsetzenden Oberseebrekzie besichtigen zu können, zweigen wir von der Herrenalm in östlicher Richtung ab und folgen einem kleinen, Wasser führenden Graben, der in Richtung „Toter Mann“ führt. Im Bereich des Grabens können nun hell-, mittel- bis dunkelgraue, feinschichtige, dünnbankige, ebenflächige, kieselige und Hornsteinlagen führende Kalkmergel, Mergelkalke und Kieselkalke einer Beckenentwicklung beobachtet werden, in die immer wieder mehrere Meter mächtige Felsstufen aus grobklastischer Oberseebrekzie eingelagert sind. Als Komponenten können in der von GAWLICK et al. (2009) in den Oberjura eingestuftes Oberseebrekzie vor allem Dachsteinkalke und, untergeordnet, auch Hierlatzkalk, Klauskalk und Radiolarit beobachtet werden. Neben den grobklastischen Debriten der Oberseebrekzie (Abb. 10) können auch Feinbrekzien und Kalkarenite auftreten. Wenn man will, kann man von der Herrenalm aus den aus gebanktem Dachsteinkalk aufgebauten, verkarsteten Dürrensteingipfel (1.878 m, Blatt 71 Ybbsitz) besteigen oder wieder zum Auto im Oistal zurückkehren.

Exkursion G: Obertrias der Unterberg-Decke (Ötscher)

Eine sowohl bergsteigerisch, als auch geologisch interessante und erlebnisreiche Tour ist die Überschreitung des Ötschers (1.893 m) über den Rauhen Kamm und das Ötscherschutzhaus von Trübenbach aus (acht bis neun Stunden Gehzeit). Es sei allerdings vorausgeschickt, dass der Rauhe Kamm nur bei guten Bedingungen und nur von geübten und trittsicheren Bergwanderern begangen werden sollte. Ausgangspunkt ist der kleine Parkplatz gleich neben der kleinen Brücke über die Erlauf in Trübenbach. Zunächst folgt man einem gemütlichen Forstweg, der die Erlauf ein Stück talauswärts begleitet und an dem gut das Wasser stauende Haselgebirge mit seinen kleinen Quellaustritten, Vernässungen, seinem Schachtelhalmbewuchs und lehmigen Bodenbildungen beobachtet werden kann. Bei einem Wegweiser (Rauher Kamm, vier Stunden) biegt der Forstweg nach Süden in den Sulzgraben ein. Diesem folgt der Forstweg mit geringer Steigung, bis bei einer weiteren Wegtafel eine kleine Brücke über den Bach führt. Hier lässt sich gut das trübe und gipsreiche Wasser des Sulzgrabenbaches, das dem ausgelaugten Haselgebirge hangaufwärts entspringt, beobachten (Name: Trübenbach!). Der markierte Steig führt nun steiler werdend zum kleinen Sattel der Bärenlacke (948 m) empor. Am Steig findet man besonders häufig kleine Rollstücke aus dunkelgrauem Kalk der Gutenstein-Formation, die im Hangschutt vom Schober (1.087 m) herabkommen. Am Sattel der Bärenlacke angelangt, quert man noch einmal die Forststraße und folgt den Wegweisern (Ötscher, drei Stunden). Nun wird der Weg steiler und man erreicht bald in etwa 1.100 m SH den gebankten Dachsteinkalk einer kleinen Schuppe, dessen meterdicke Schichtbänke als kleine Felsstufen durch den Wald ziehen. Der aufmerksame Beobachter kann in etwa 1.150 m SH einen meterbreiten Zerrgraben im gebankten Dachsteinkalk erkennen, der sich aufgrund des nachgiebigen Haselgebirges im Untergrund allmählich geöffnet hat und vermutlich auch heute noch sehr gering in Bewegung ist. Auf 1.300 m SH schließlich verlässt man plötzlich

die Dachsteinkalk-Schuppe und erreicht den oberen Dolomitsockel des Ötschers, der aus grauem Haupt- bzw. Dachsteindolomit aufgebaut ist. Über diesen geht es weiterhin steiler bergan, wobei an mehreren Stellen der Blick weit nach Norden bis in das Alpenvorland frei wird. Zuletzt recht steil, gelangt man auf etwa 1.460 m SH auf den Ostkamm des Ötschers, der auch hier noch aus Dolomitgestein, mit seinem kleinstückig-grusigen Zerfall, seiner verwitterungsfreudigen engständigen Klüftung und seiner Ausbildung von grasdurchsetztem Schrofengelände aufgebaut wird. Erster Latschenbewuchs kündigt bereits das Erreichen der Baumgrenze an. Man folgt nun dem Kamm nach Westen weiter aufwärts, bis man endlich die steilen Felsstufen des vornehmlich nach Westen einfallenden gebankten Dachsteinkalkes erreicht (Abb. 8). Hier weicht nun der markierte Steig den ersten steilen Felsaufschwüngen am Kamm in die Nordflanke aus und folgt nun verschiedenen Schuttbändern, meist noch als Gehgelände, das nur von sehr kurzen Felspassagen unterbrochen wird, allmählich weiter aufwärts. Schließlich wird auf etwa 1.700 m SH wieder der Grat des Rauhen Kammes erreicht. Der Steig wird nun steiler und folgt schließlich ein gutes Stück über verschiedene Felsköpfe hinweg direkt an der Kammschneide aufwärts. Dem geologisch oder paläontologisch geschulten Auge fallen bald die oftmals in den gebankten, lagunären Dachsteinkalk eingelagerten weißen, feinschichtigen Algenlaminatbänder auf, die nicht selten dolomitisiert sind, so wie auch die feinkörnigen, grauen Kalkbänke mit der Dachsteinkalkbivalve *Megalodon*. Im oberen Bereich des Rauhen Kammes wird der Steig wiederum steil und durchquert – ein wenig ausgesetzt – auch steileres Felsgelände. Überall findet der Bergsteiger jedoch feste und gute Griffe und Tritte, sodass ein rasches Höherkommen beinahe mühelos erscheint. Erst auf 1.800 m SH wird der Ausstieg bei einer kleinen Gedenktafel erreicht. Der Steig quert nun die Hochfläche des Ötschers und erreicht bald danach den Gipfel. Den Rundblick auf diesem höchsten Punkt, der von den Wiener Hausbergen bis weit in die oberösterreichischen und steirischen Kalkalpen hineinreicht, sollte man schon etwas genießen. Nach etwa einstündigem Abstieg zum Ötscherschutzhaus kann man etwas rasten und jausnen. Beim Abstieg nicht zu übersehen sind die leuchtend roten Jurakalke, die in Spalten und Klüften dem grauen Dachsteinkalk eingelagert sind. Recht häufig führen die roten Jurakalke Crinoiden (Seelilien; Abb. 9). Vom Ötscherschutzhaus geht es nun weiter über Skipistengelände langsam abwärts zum breiten Riffelsattel (1.283 m). Nun wendet man sich nach rechts (Norden) und folgt wiederum über Pistenschneisen und markierten Waldwegen über den Riffelboden abwärts Richtung Weitental. Etwa auf 900 m SH erreicht man das erste Haus neben dem Sulzgraben. Von hier geht nun ein gut markierter Weg hinter dem Haus vorbei in Richtung Ötscherwiese-Raneck. Beim Gasthof Digruber erreicht man die Straße Richtung Raneck-Nestelbergsäge. Man folgt nun dieser Straße, die über die Moränenlandschaft der Ötscherwiese leicht ansteigend zum Raneck-Sattel führt. Am Fuß des Brandkogels (1.093 m) fallen dabei immer wieder die dünnbankigen, ebenflächigen, schwarzen Kalkbänke der Gutenstein-Formation des Anisiums (Reisalpe-Decke) auf. Vom Raneck-Sattel (954 m) führt nun eine Forststraße leicht an- und absteigend über den „Juckfidelwald“ zurück zur Bärenlacke (von Raneck etwa eine Stunde). Dabei quert der Forstweg sehr rutschungsanfälliges Gelände (Buckelhänge, Blaikern, Säbelwuchs, schiefstehende Bäume), das auf die Unterlagerung der Hangschuttdecke durch Wasser stauendes Haselgebirge und Werfener Schichten zurückzuführen ist (Taf. 4, Kap. 12.2). Bei der Bärenlacke schließt sich der Kreis der Rundwanderung und man kehrt über den Anstiegsweg zurück zum Auto in Trübenbach.

Exkursion H: Trias-Schichtfolge der Göller-Decke (Zellerhüte)

Um einen Einblick in die Trias-Schichtfolge der Göller-Decke zu bekommen, kann man die Zellerhüte bei Mariazell von Norden aus besteigen. Ausgangspunkt ist dabei ein Parkplatz, der sich etwa gegenüber einem alten Hotel-Hof in der Grünau befindet. Man folgt dabei zunächst dem Wegweiser Richtung Marienwasserfall, den man auf jeden Fall mitbesichtigen sollte, um dann nach rechts, zum Großen Zellerhut (Gehzeit etwa drei Stunden) abzubiegen. Der rot markierte Weg folgt nun teilweise als Waldweg, teilweise als Straße dem Seewirtgraben aufwärts. An verschiedenen Stellen kann man sich dabei den hell-weißen, kleinstückig-grusig zerfallenden, zuckerkörnigen Wetterstein-/Ramsadolomit (Abb. 6) ansehen (Straßenaufschlüsse). Er ist deutlich gebankt, wie es z.B. am Marienwasserfall gut zu sehen ist, und führt an größeren Stücken ab und zu schichtparallel eingelagerte Algenlaminite. Damit kann für den Wetterstein-/Ramsadolomit der Göller-Decke ein lagunärer, intertidaler Ablagerungsraum angenommen werden. Erreicht man den hinteren Seewirtgraben (etwa 1.000 m SH), wird stellenweise der Blick auf den Haupt-/Dachsteindolomit des Vorderen Zellerhutes frei. Dabei kann man besonders gut den morphologischen Unterschied zwischen Wetterstein-/Ramsadolomit und Haupt-/Dachsteindolomit erkennen: während der grusig zerfallende Wetterstein-/Ramsadolomit nur mittelsteiles und anschrofiges Wiesen- und Waldgelände aufbaut, werden die steilen Felswände und Felstürme darüber von grobblockig zerfallendem Haupt-/Dachsteindolomit aufgebaut. Dazwischen liegt, in einer flachen Mulde eingelagert, das dünne Band der Nordalpinen Raibler Schichten. Dieses erreicht der markierte Weg auf etwa 1.200 m SH. Sofort wird hier der Waldboden feucht und lehmig und es können zahlreich dunkel verwitternde Sandsteine aus dem Waldboden geklaubt werden. Schlägt man die Sandsteine mit dem Hammer an, zeigen sie die typisch braune Farbe. Die Sandsteine der Nordalpinen Raibler Schichten sind stets fein- bis mittelkörnig ausgebildet, zeigen feine kleine Glimmerschüppchen und schwarze Flecken von Pflanzenhäckseln. Der Weg folgt nun dem Band der Nordalpinen Raibler Schichten bis auf etwa 1.300 m SH. Hier tritt nun der steilere Haupt-/Dachsteindolomit mit Felstürmen und Felswänden hervor. Entlang des Steiges, der in einer flachen Mulde weiter aufwärts führt, kann man den gröberblockigen Zerfall und die eher graue-graubraune Farbe des Haupt-/Dachsteindolomits gut beobachten. Auch dieser ist deutlich gebankt und führt immer wieder Algenlaminite eines hochlagunären, intertidalen Ablagerungsraumes. Bald ist nun der Zeller-Sattel (1.450 m SH) erreicht. Von diesem gehen wir weiter Richtung Westen, auf den Mittleren Zellerhut. Dabei erreichen wir die ersten dicken Kalkbänke des feinkörnigen gebankten Dachsteinkalkes, der sowohl den Mittleren, als auch den Großen Zellerhut aufbaut. Der Weg folgt dabei einem steilen Kamm auf den Mittleren Zellerhut, von wo man schöne Tiefblicke auf beide Seiten hat. Etwas flacher und gemütlicher geht es dann auf den Großen Zellerhut. Immer wieder übersteigen wir dabei die Schichtköpfe des dickbankigen Dachsteinkalkes. Als Abstieg kann man entweder den gleichen Weg zurückgehen oder über den Vorderen Zellerhut zur Ochsenbodenalm und von dort über den Rehgraben in die Grünau wandern.

Exkursion I: Obertrias und Jura in der Zone von Rotwald-Gindelstein (Neuhaus)

Ein gutes und bekanntes Profil durch Obertrias und Jura der Zone von Rotwald-Gindelstein liegt an der Landesstraße B 71 (Zellerain Straße) unmittelbar westlich Neuhaus. Um dieses Profil zu besichtigen, fährt man am besten in den Ort Neuhaus hinein und stellt das Auto auf einem kleinen Parkplatz bei der Kirche ab. Von hier geht man nun etwa 200 m an der Hauptstraße zum westlichen Ortsende. Dabei wird der weiße, kleinstückig zerfallende Wetterstein-/Ramsadolomit der Göller-Decke

gequert. Man kommt nun zu einer kleinen Wiese, die ganz am Ende der großen Felsaufschlüsse liegt und eine kleine Kapelle trägt. Hier geht man zunächst auf einen kleinen Wiesenweg oberhalb der Straße unmittelbar über die Deckengrenze. Gleich am Anfang dieses Wiesenweges stehen in zwei kleinen Aufschlüssen die dünnbankigen, feinkörnigen, mittelgrauen, tonigen, Hornstein führenden Kalke der Aptychenschichten (Ammergau-Formation) an. Diese bilden das jüngste Schichtglied dieses Profils. Geht man nun wieder zurück zur Straße und dann weiter nach Westen, kommt sogleich ein kleiner Aufschluss von dünnbankigem Ruhpoldinger Radiolarit. Dieser ist im Liegenden grünlichgrau, im Hangenden rot gefärbt und kann Hornstein führende Brekzienlagen enthalten. Nach dem Radiolarit beginnen die Felsaufschlüsse an der Straße. Hinter einem kleinen Marterl stehen knollig-flaserige, dünnbankige Rotkalken an, die im hangenden Teil Filamente (Klaus-Formation), im liegenden Teil Ammoniten und Belemniten des Unterjura (Adnet-Formation) führen. Weiter gegen Westen folgt nun dünn- bis dickbankiger, deutlich felsbildender Oberrhätalk. Er ist an seiner gelbgrauen Farbe zu erkennen. Als Komponenten treten in diesem feinkörnigen Flachwasserkalk Ooide, Megalodonten und Korallen auf. An den Schichtflächen können gelegentlich dünne, graue und rote Mergellagen beobachtet werden. Auch Jura-Rotkalk-Spaltenfüllungen können im oberen Oberrhätalk beobachtet werden. Im Liegenden der Oberrhätalke folgen nun dunkelgraue Kalke und Mergelkalke der Kössen-Formation, die stets sehr fossilreich sind (Tempestite mit Bivalven und Brachiopoden). Weiter im Liegenden schließt eine Wechselfolge von grauen Kalk- und Dolomitbänken des Sub- und Intertidals, mit Algenlaminiten (Stromatolithen), Brekzien und rötlichen oder grünlichen Mergellagen, an. Diese können dem Plattenkalkniveau zugerechnet werden. Mit dem Hauptdolomit im Liegenden der Plattenkalke schließt das Profil ab.

Literatur

- AHL, A., BIEBER, G., SLAPANSKY, P. & KRENNMAYR, H.G. (2013): Neuauswertung des Aerogeophysik-Messgebietes „Ober-Grafendorf“: Radiometrie und Magnetik. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 87–88, Wien.
- AIGNER, R., HÜBEL, G. & POLEGEG, S. (1984): Erfassung und Bewertung industriell verwertbarer Karbonatgesteine der NÖ Kalkalpen, Projektabschnitt I. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-034/84, Amt der NÖ Landesregierung Geologischer Dienst, Geologische Bundesanstalt, FA Rohstoffgeologie, ungezählte Seiten, Leoben.
- AIGNER, R., HÜBEL, G. & POLEGEG, S. (1984/1985): Erfassung und Bewertung industriell verwertbarer Karbonatgesteine der NÖ Kalkalpen, Projektabschnitt II. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt N-A-034/84,85, Teilkopie Geologische Bundesanstalt/FA Rohstoffgeologie, 2 Beilagenbände, Leoben.
- AMPFFERER, O. (1930): Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **80**, 45–86, Wien.
- ANTONIUS, G. (1993): Erfassung aller hochwertigen Karbonatgesteinsvorkommen in Niederösterreich, die aufgrund ihrer Umweltsituation nutzbar sind: Endbericht Projektstufe 1-1992. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-033/91 (Austroplan), 1 Bl., Wien. [GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 09710-R]
- ANTONIUS, G. (1994): Erfassung aller hochwertigen Karbonatgesteinsvorkommen in Niederösterreich, die auf Grund ihrer Umweltsituation nutzbar sind. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-033/93 (Austroplan), ungezählte Seiten, Wien.
- ARNDT, R. & MAYR, M. (2003a): Salzsuche im oberösterreichischen Salzkammergut = Exploration for salt in the Upper Austrian Salzkammergut. – Gmundner Geo-Studien, **2** (Beiträge zur Geologie des Salzkammergutes: Begleitband zur Tagung Erde – Mensch – Kultur – Umwelt, 28.–31. August 2003 Gmunden, Österreich), 289–296, Gmunden.
- ARNDT, R. & MAYR, M. (2003b): Prospection and Exploration of Alpine Salt Deposits: A Challenge for Geologists and Geophysicists. – Erzmetall, **56**, 257–264, Stuttgart.
- ARNDT, R., RÖMER, A.G. & SEIBERL, W. (1996): A non-iterative 3-D inversion of a gravity anomaly in the vicinity of Bad Aussee (Styria). – Publikation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **373** (Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, **14**), 175–185, Wien.
- BAUER, F.K. (1971): Aufnahmsbericht 1970 über die Kartierung auf Blatt Mariazell (72). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, A 21–A 22, Wien.
- BAUER, F.K. (1972): Aufnahmsbericht 1971 zur Kartierung auf Blatt Maria Zell (72). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1972**, A 21–A 22, Wien.
- BAUER, F.K. (1973): Aufnahmsbericht 1972 auf Blatt Maria Zell (72). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, A 36–A 37, Wien.
- BAUER, F.K. (1974): Aufnahmsbericht 1973 zur Kartierung auf Blatt Mariazell (72). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A 29–A 30, Wien.
- BAUER, F.K. (1977): Bericht 1976 über Aufnahmen in der Ötscherdecke auf Blatt 72, Mariazell. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, A 75, Wien.
- BAUER, F.K. (1998): Erläuterungen zu Blatt 72 Mariazell, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. – Aufnahmsbericht, 31 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BAUER, F.K. & SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 72 Mariazell. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

- BEHRENS, M. (1973): Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **116**, 51–83, Wien.
- BEV – BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN & IMG – INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND GEOPHYSIK DER UNIVERSITÄT WIEN (2006): Österreichische Schwerekarte (Bouguer-Anomalien berechnet mit der Dichte 2,67 im System GRS80, Schwere bezogen auf Absolutmessungen. Geländereduktion bis 167 km (Zone 02 von Hayford), Georeferenzierung MGI, Bessel Ellipsoid, Höhe über Adria 1875.
- BEYER, A. (2008): Karsthydrologische Untersuchungen im oberen Erlauf- und Salzagebiet, Niederösterreich. Endbericht. – Unveröffentlichter Bericht, 137 S., Graz.
- BEYER, A., UNTERSWEIG, T., PLASS, N. & PÖSCHL, M. (1998): Rohstoffsicherung Steiermark Teil 1: Bezirk Deutschlandsberg und Westteil Bezirk Leibnitz, Murau, Liezen-West, Liezen-Ost, Teile Bezirke Bruck/M., Leoben und Judenburg, Bezirk Weiz. – Bericht Büro Beyer & Joanneum Research, Rohstoffsicherung Steiermark im Auftrag des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung, 50 S. + Teilberichte, Graz.
- BITTNER, A. (1891): Zur Geologie des Erlafgebietes. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1891**, 317–324, Wien.
- BITTNER, A. (1893): Geologische Mittheilungen aus dem Gebiete des Blattes Z. 14., Col. XII Gaming – Mariazell. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1893**, 65–85, Wien.
- BITTNER, A. (1907): Geologische Spezialkarte Österr.-Ungar. Monarchie, Blatt 4854 Gaming – Mariazell im Maßstab 1:75.000. – Geologische Reichsanstalt, Wien.
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. – Geologische Rundschau, **65**, 756–767, Stuttgart.
- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. – Erlanger geologische Abhandlungen, **121**, 57–217, Erlangen.
- BRANDE, A. & SPLECHTNA, K. (2005): Jungholozäne Vegetationsgeschichte am Dürrenstein (Niederösterreichische Kalkalpen). – 15. Jahrestagung des Arbeitskreises Vegetationsgeschichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft, Innsbruck 23.10.2005, Poster mit Abstract. – Palyno-Bulletin, **1/3–4**, 25, Innsbruck.
- BRANDE, A., ERD, K. & ERLKENKEUSER, H. (2002): On the History of Holocene Climax Vegetation in the Northern Alps (Lower Austria). – Razprave IV. Razreda SAZU, **43/2**, 63–77, Ljubljana.
- BRANDE, A., SPLECHTNA, K. & ZERBE, S. (2017): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte im Wildnisgebiet Dürrenstein. – Silva Fera, **6**, 7–36, Scheibbs/NÖ.
- 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.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlussarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes (Teil I). – Erdöl-Zeitschrift für Bohr- und Fördertechnik, **80**, 57–76, Wien.
- BRYDA, G. (2012): Neue biostratigrafische Daten zur Mitteltrias-Schichtfolge am Polzberg bei Lunz am See (NÖ). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 201–204, Wien.
- BRYDA, G., VAN HUSEN, D., KREUSS, O., KOUKAL, V., MOSER, M., PAVLIK, W., SCHÖNLAUB, H.P. & WAGREICH, M. (2013): Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. – 223 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BRYDA, G. & VAN HUSEN, D. (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 101 Eisenerz. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BUCH, L. v. (1802): Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. 1. Band. – 320 S., Berlin.

- BUCHA, V. (1994a): Geomagnetic Anomalies and the Crystalline Basement of the Vienna Basin. – In: BUCHA, V. & BLIŽKOVSKÝ, M.: Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians, 207–212, Praha (Academia).
- BUCHA, V. (1994b): Geomagnetic Field of Central Europe. – In: BUCHA, V. & BLIŽKOVSKÝ, M.: Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians, 191–193, Praha (Academia).
- BUCHHOLZ, G. (1979): Das axiale Verhalten der Reisalpendecke. – Dissertation, Universität Wien, 203 S., Wien.
- CARMICHAEL, R.S. (1989): Magnetic properties of minerals and rocks. – In: CARMICHAEL, R.S. (Ed.): Practical handbook of physical properties of rocks and minerals, 299–358, Boca Raton (CRC Press).
- ČERMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCACEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density. – In: FREEMANN, R. & MUELLER, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse Atlas of compiled data, 49–57, Cambridge.
- CORNELIUS, H.P. & FURLANI-CORNELIUS, M. (1927): Einige Beobachtungen über das Serpentin-vorkommen von Kilb am niederösterreichischen Alpenrand. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt **1927**, 201–205, Wien.
- ČZŮŽEK, J. (1851): Gyps-Brüche in Nieder-Oesterreich und den angränzenden Landestheilen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **2**, 27–34, Wien.
- DECKER, K. (1987): Faziesanalyse der Oberjura- und Neokomschichtfolgen der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. – Dissertation, Universität Wien, 248 S., Wien.
- DECKER, K. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen an der Kalkalpen-Flysch-Grenze auf Blatt 70 Waidhofen a. d. Ybbs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134/3**, 476–477, Wien.
- DECKER, K. (1999): Zur Hydrogeologie der Karstquellen Notquelle (Steinbachtel), Große Mühlquelle (Nestelbachgraben) und der Quellgruppe Finkenmühl-Bäckerleiten: Tektonische/strukturgeologische Aufnahmen. – In: PFLEIDERER, S. (2001): Projekt N-C-40/1999-2000. Ergänzende Erhebungen und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Bezirk Scheibbs, Anhang 6, Wien.
- DIRNHOFER, M., MAYER, R., HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. & LEICHMANN, J. (1994): Der kristalline Untergrund der Molassezone im nördlichen Niederösterreich. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **139**, 290–291, Wien.
- DRIMMEL, J. (1980): Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 506–527, Wien.
- DÜRBAUM, H.-J. & FRITSCH, J. (1985): Gravimetrie. – In: BENDER, F. (Hrsg.): Angewandte Geowissenschaften, Bd. II, Methoden der angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften, 1–53, Stuttgart (Enke).
- EIDLINGER, B. & HEGGER, D. (1984): Die Moorvegetation des Hechtenseegebietes bei Mariazell (Steiermark). – Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Österreich, **122**, 43–66, Wien.
- EGGER, H. (1986): Zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Salzburg, 146 S., Salzburg.
- 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. (2013): Neue stratigrafische Ergebnisse aus dem Kahlenberg-Gebiet und ihre Bedeutung für die Interpretation des Deckenbaus im Wienerwald. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 164–170, Wien.
- EXNER, C. & ZIRKL, E.J. (1962): Serpentin und Ophicalzit vom Steinbruch „Tommach“ bei Gstadt (Klippenzone bei Waidhofen a. d. Ybbs). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, 45–49, Wien.
- FAHRNGRUBER, H. (2005): Das Mitterbacher Torfvorkommen und seine frühere Nutzung. – In: GEMEINDE MITTERBACH (Hrsg.): Mitterbach – 100 Jahre eigenständige Gemeinde, Mitterbach/Erlaufsee.
- FAHRNGRUBER, H. (2017): Der Mitterbacher Torfstich und Glasgewinnung in Mitterbach. – Unveröffentlichter Bericht, 4 S., Mitterbach.
- FAUPL, P. (1975): Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias – Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **118**, 1–74, Wien.
- FAUPL, P. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geologische Rundschau, Sonderdruck, **68**, 93–120, Stuttgart.
- FAUPL, P. & SCHNABEL, W. (1987): Ein Breccienvorkommen bei Scheibbs (Niederösterreich): zur Kenntnis paläogener Grobklastika aus der Buntmergelserie. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130/2**, 153–161, Wien.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92**, 79–94, Wien.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1970): Fazies und Paläogeografie des oberostalpinen Malm. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **63**, 52–141, Wien.
- FINGER, F. & RIEGLER, G. (1999): Der Thayabatholith und der kristalline Untergrund des Weinviertels. – In: ROETZEL, R. (Red.): Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn. – Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn, Arbeitstagung Geologische Bundesanstalt, 3.–7. Mai 1999, Retz, 23–31, Wien.
- FINGER, F., TICHOMIROVA, M., PIN, C., HANŽL, P. & STEYRER, H.P. (1998): Relics of a Proterozoic, early-Panafrican back-arc-basin ophiolite in the Brno Massif, eastern Czech Republic. – Acta Universitatis Carolinae – Geologica, **42**, 246, Praha.
- FINK, B. (2004): Hydrographische Untersuchungen im oberen Erlaufgebiet. – Diplomarbeit, Universität Wien, 179 S., Wien.
- FINK, J.T. (1950): Probleme der Mariazeller Landschaft. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, **92**, 18–24, Wien.
- FINK, M.H. (1965): Der erste erfolgreiche Färbeversuch am Schlagerbodenpolje (Niederösterreich). – Die Höhle, **16/3**, 67–73, Wien.
- FINK, M.H. (1967): Tektonik und Höhlenbildung in den niederösterreichischen Kalkalpen. – Wissenschaftliche Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle“, **11**, 128 S., Wien.
- FINK, M.H. (1973): Der Dürrenstein: ein Karstgebiet in den niederösterreichischen Alpen. – Wissenschaftliche Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle“, **22**, 144 S., Wien.
- FINK, M.H. (2007): Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarten Österreichs im Maßstab 1:50.000, Blatt 72 – Mariazell. – Verband österreichischer Höhlenforscher, 72 S., Wien.
- FINK, M.H. & PAVUZA, R. (1999): Höhlen in Österreichs Naturparks: ein Beitrag zum Jahr der Naturparke 1999. – Speldok, **7**, 38 S., Wien.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofar Cyclothems of the Alpine Triassic. – Kansas Geological Survey Bulletin, **169**, 107–149, Lawrence.

- FISCHER, H. (1956): Die Kalkuffvorkommen von St. Anton a. d. Jeßnitz. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1956**, 267–274, Wien.
- FISCHER, H. (1957): Über glaziale Bildungen aus dem Gebiet von Annaberg und dem mittleren Erlaufal (Niederösterreich). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1957**, 253–258, Wien.
- FISCHER, H. (1964): Zur Quartärgeologie der Hochterrasse im Großen und Kleinen Erlaufal, Niederösterreich. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1964**, 312–360, Wien.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E. (1962): Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologisch-Technisches Landesmuseum Joanneum, **24**, 139 S., Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1967): Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). – *Sedimentology*, **9**, 23–53, Amsterdam.
- FRASL, G. & KIRCHNER, E.C. (1980): Frühalpiner basische und ultrabasische Eruptiva aus den Nördlichen Kalkalpen und dem Raum Helvetikum-Klippenzone. – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15) Jahresbericht 1979, 61–75, Salzburg.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – *Erdöl und Kohle*, **12**, 605–613, Hamburg.
- GAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. – Dissertation, Naturwissenschaftliche Fakultät der Ludwig-Maximilians-Universität in München, 62 S., München.
- GAMSJÄGER, B. (2014): Puchenstuben. – 2., ergänzte Auflage, 488 S., Puchenstuben.
- GAUPP, R. (1982): Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – *Zitteliana*, **8**, 33 – 72, München.
- 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. – *International Journal of Earth Sciences*, **87**, 644–657, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRZYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – *Journal of Alpine Geology*, **50**, 152 S., Wien.
- GESSELBAUER, W. (1998): Triaskalkvorkommen in Niederösterreich. – Unveröffentlichter Teilbericht, Projekt „Die nutzbaren Gesteine von Niederösterreich und dem Burgenland“, N-A-043/98, Amt der NÖ Landesregierung, 26 S., Wien.
- GEYER, G. (1908): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österreich-Ungarischen Monarchie, Blatt 4854 Gaming – Mariazell im Maßstab 1:75.000. – 34 S., Geologische Reichsanstalt, Wien.
- GIBBARD, P., HEAD, M.J., WALKER, M.J.C. & THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010): Formal ratification of the Quaternary system/Period and the Pleistocene series/epoch with a base at 2.58 Ma. – *Journal of Quaternary Science*, **25**, 96–102, Chichester.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. – *Geologica Carpathica*, **44**, 135–142, Bratislava.
- GNOJEK, I. & HUBATKA, F. (2001): Magnetic basement complexes in the outside of the West Carpathians and of the Eastern Alps. – *GeoLines*, **13**, 58–59, Praha.
- GÖTZINGER, G. (1938): Bericht über außerplanmäßige Arbeiten von Chefgeologen Prof. Dr. Gustav Götzinger auf Blatt Gaming-Mariazell (SW und SO Sektion) (4854). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1938**, 34–36, Wien.

- GÖTZINGER, M.A. (1985): Mineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis) in Ostösterreich, ein Überblick. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **6**, 183–192, Wien.
- GÖTZINGER, M.A. & GRUM, W. (1992): Die Pb-Zn-F-Mineralisationen in der Umgebung von Evaporiten der Nördlichen Kalkalpen, Österreich – Herkunft und Zusammenfassung der fluiden Phase. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **38**, 47–56, Wien.
- GÖTZL, G. (2007): Geothermie in Österreich. – In: HOFMANN, T. & SCHÖNLAUB, H.P.: Geoatlas Österreich 66–67, Wien (Böhlau).
- GRANSER, H., MEURERS, B. & STEINHAUSER, P. (1989): Apparent density mapping and 3D gravity inversion in the Eastern Alps. – Geophysical Prospecting, **37**, 279–292, Den Haag.
- GRILL, R. & WALDMANN, L. (1951): Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **94**, 1–40, Wien.
- GRÖSEL, K. (1994): Bericht 1993 über Aufnahmen auf Kartenblatt ÖK 72 Mariazell: Quartärgeologische Kartierung des Mariazeller Beckens. – 3 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GRÖSEL, K. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Quartär der Becken von Mitterbach und Mariazell auf Blatt 72 Mariazell. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138/3**, 493–496, Wien.
- GRÖSEL, K. (1996): Eiszeitliche Vorgänge im Mariazeller Bergland. – Unveröffentlichte Diplomarbeit Universität Wien, 170 S., Wien.
- GRUBER, A., LOTTER, M. & GRUBER, J. (2010): Lithologisch-struktureller Bezug komplexer Massenbewegungen im Bächental (östliches Karwendelgebirge, ÖK 88 Achenkirch). – Vortrag 15.10.2010 und Kurzfassung im Tagungsband 12. Geoforum Umhausen Tirol, 38–39, Umhausen-Niederthai.
- GÜMBEL, C.W. (1856): Beitrag zur geognostischen Kenntnis von Voralberg und dem nordwestlichen Tirol. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **7**, 1–39, Wien.
- GÜMBEL, C.W. (1857): Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen Isar und Salzach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **8**, 146–151, Wien.
- GÜMBEL, C.W. (1858): Geognostische Verhältnisse der bayerischen Alpen der Donauhochebene. – 66 S., München.
- GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebietes. – 950 S., Gotha.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs, Endbericht (Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien). – 32 S., Wien.
- HACKER, P. & SCHROLL, E. (1983): Bericht über Forschungsvorhaben NA 6/e/1982 „Hydrogeologie im Einzugsgebiet der Erlauf und des Ötschers“: Hydrogeologie oberes Erlaufgebiet. – Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal (BVFA), Geotechnisches Institut, 77 S., Wien.
- HACKER, P. & SPENDLINGWIMMER, R. (1989): Karstwasservorkommen Oberes Erlaufthal. – Forschungsvorhaben NA 6e/1982–1987, Endbericht-Kurzfassung. – Niederösterreichische Schriften Wissenschaft, **24**, Wien.
- HACKER, P., SPENDLINGWIMMER, R. & SCHROLL, E. (1983): Bericht über Forschungsvorhaben NA6/e/1982 „Hydrogeologie im Einzugsgebiet der Erlauf und des Ötschers“. Hydrogeologie oberes Erlaufgebiet. – Unveröffentlichter Projektbericht, Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Wien.
- HAGENGUTH, G., POBER, E., GÖTZINGER, M.A. & LEIN, R. (1982): Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Geochemie der Pb/Zn-Vererzungen Annaberg und Schwarzenberg (Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **125**, 155–218, Wien.

- HAHN, F.F. (1910): Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe: I. Teil. – Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt, **60**, 311–420, Wien.
- HAHN, F.F. (1912): Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1912**, 337–344, Wien.
- HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. I. Teil. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **6**, 238–357, Wien.
- HAHN, A., PETERSEN, N. & SOFFEL, H. (1985): Geomagnetik. – In: BENDER, F. (Hrsg.): Angewandte Geowissenschaften, Band II, Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften, 57–155, Stuttgart (Enke).
- HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 55 S., Wien.
- HAMMERL, C. & LENHARDT, W.A. (2013): Erdbeben in Niederösterreich von 1000 bis 2009 n. Chr. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **67**, 297 S., Wien.
- HANŽL, P. & MELICHAR, R. (1997): The Brno Massif: A Section through the Active Continental Margin or a Composed Terrane? – Krystalinikum, **23**, 33–58, Prag.
- HARTMANN, H. & HARTMANN, W. (Red.) (1982): Die Höhlen Niederösterreichs, Band 2. – Wissenschaftliche Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle“, 29, Wien.
- HARTMANN, H. & HARTMANN, W. (Red.) (1985): Die Höhlen Niederösterreichs, Band 3. – Wissenschaftliche Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle“, 30, Wien.
- HARTMANN, H. & HARTMANN, W. (Red.) (1990): Die Höhlen Niederösterreichs, Band 4. – Wissenschaftliche Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle“, 37, Wien.
- HARTMANN, H. & HARTMANN, W. (Red.) (2000): Die Höhlen Niederösterreichs, Band 5. – Wissenschaftliche Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle“, 54, Wien.
- HAUER, F. v. (1853): Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **4**, 715–784, Wien.
- HAUER, F. v. (1863): Die Braunkohlenablagerungen der Österreichischen Monarchie. – Oesterreichische Revue, **V**, 247–269, Wien.
- HAUSER, L. (1941): Das Becken von Mariazell und seine Umgebung. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie: Beilage-Band, Abteilung B – Geologie und Paläontologie, **86**, 35–98, Stuttgart.
- HAUSER, A. & URREGG, H. (1950): Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks. Die Kalke, Marmore und Dolomite Steiermarks. 2. Teil: Kalke (Mergel) der Neuzeit und des Mittelalters der Erde. Heft 4. – Lehrkanzel für Technische Geologie und Lehrkanzel für Festigkeitslehre und Werkstoffprüfung der Technischen Hochschule Graz, 48 S., Graz.
- HEINRICH, M. (2012): Festgesteine. – In: WEBER, L. (Hrsg.): Der Österreichische Rohstoffplan. – Archiv für Lagerstättenforschung, **26**, 146–169, Wien.
- HEINRICH, M. & WESSELY, G. (2015): Geologische Spaziergänge: Gesteinslehrpfad Panoramastraße Puchenstuben (Niederösterreich). – 63 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEINRICH, M., ATZENHOFER, B., DECKER, K., GRÖSEL, K., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., HOFMANN, T., KLEIN, P., KREUSS, O., LIPIARSKI, P., PERESSON, M., PFLEIDERER, S., PIRKL, H., PLAN, L., REITNER, H., SCHEDL, A. & SCHNABEL, W. (2001): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Bezirk Scheibbs. – Unveröffentlichter Bericht, 3. Jahr, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-040/1997-99, 8 + 57 S., Wien. [GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11550-R]
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the Area east of the Tauern Window. – Tectonophysics, **163**, 25–33, Amsterdam.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window. – Mémoires Société Géologique de France, Nouvelle Serie, **156**, 123–128, Paris.

- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & KÖHAZY, R. (1986): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt NC-6p, 33 S., Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Oberösterreich. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt OC-1c/84, 15 S., Wien.
- HERTWECK, G. (1961): Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpathischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **12**, 3–84, Wien.
- HINTEREGGER, H. (1979): Fazies und Stratigrafie der Opponitzer Schichten ausgehend vom Lunzer Raum. – Dissertation, Universität Wien, 160 S., Wien.
- HOFMANN, E. (1938): Die Quartärfloren Österreichs. – Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz in Wien, September 1936, 76–80, Wien.
- HOLGER, J. RITTER VON (1837): Die Steinöhlquelle bei Gaming, im Kreise ob dem Wienerwalde. – Zeitschrift für Physik und verwandte Wissenschaften, **5**, 446–449, Wien.
- HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **38**, 1–20, Wien.
- HÖBENREICH, L., PEER, H., SCHABL, A., VINZENZ, M., WASSERMANN, W. & WOLFBAUER, J. (1989): Geogenes Naturraumpotential Planungsregion St. Pölten. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-009f/88, 3 Bände, 38 S., Leoben. [GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 07203-R]
- HÖRNES, M. (1851): Die fossilen Schnecken aus dem Kalktuff von Scheibbs und dem Löß von Nußdorf. – Berichte über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **7**, 200–201, Wien.
- HROUDA, F., CHLUPÁČOVÁ, M. & CHADIMA, M. (2003): Magnetic Susceptibility as an Indicator of Tectonic Setting of Granitic Rocks of the Bohemian Massif. – GeoLines, **16**, 45–46, Prag.
- HÜLS, M. (1991): Geologie der Grestener Klippenzone am Lampelsberg, westlich von Scheibbs, Niederösterreich (ÖK 54 Melk, ÖK 72 Mariazell). – Unveröffentlichte Diplomarbeit Universität Kiel, 77 S., Kiel.
- JARNIK, M. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 72 Mariazell, 73 Tümitz und 102 Afenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137/3**, 465–467, Wien.
- JILG, W. (1992): Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmisches Masse Österreichs. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **38**, 57–72, Wien.
- KIESLINGER, A. (1936): Die Steine von Mariazell. – Kirchenkunst, **8**. Jahrgang, 87–92, Wien.
- KNOBLOCH, G. (2000): Puchenstuben-Brandmauer, Neues aus dem alten Bergbau. – MEFOS, **11/20**, 12–13, Wien.
- KOBER, L. (1912): Der Deckenbau der nördlichen Ostalpen. – Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, **88**, 360–368, Wien.
- KOBRANOVA, V.N. (1989): Petrophysics. – 375 S., Moskau–Berlin (MIR-Publication & Springer).
- KOLLMANN, H.A. (1968): Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (OÖ). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, 126–137, Wien.
- KOLMER, C. (1993): Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab-Nordabdachung. – Unveröffentlichte Diplomarbeit Universität Wien, 111 S., Wien.

- KOWATSCHEK, A. (1911): Das Scheibbs'er Erdbeben vom 17. Juli 1876. – Mitteilungen der Erdbebenkommission der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Neue Folge, **XL**, 54 S., Austria, Wien.
- KRAL, F. & MAYER, H. (1968): Pollenanalytische Überprüfung des Urwaldcharakters in den Naturwaldreservaten Rothwald und Neuwald (Niederösterreichische Kalkalpen). – Forstwissenschaftliches Centralblatt, **87/3**, 150–175, Hamburg.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1967): Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. – Erdöl-Erdgas Zeitschrift, **83/10**, 342–353, Wien–Hamburg.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (2001): Strukturkarte und geologische Karte der Molassebasis. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 17–22, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001a): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 25 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRÖLL, A., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001b): Strukturkarte der Molassebasis 1:200.000. – Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete, 1 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006): Strukturkarte der Molassebasis 1:200.000. – Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Molassezone Salzburg-Oberösterreich, 1 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KÜPPER, H. (1968): Die Ergebnisse der Bohrung Urmannsau als Beitrag zur Alpengeologie. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **60**, 65–68, Wien.
- KUSEL-FETZMANN, E. (1981): „Auf den Mösern“ – ein wenig bekanntes Moor in Niederösterreich. – Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Österreich, **120**, 5–28, Wien.
- LANZA, R. & MELONI, A. (2006): The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologists. – XI + 278 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze). – Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Technischen Universität Clausthal, V + 147 S., Clausthal-Zellerfeld.
- LEB, H. (1995): Der Mitterreithschacht (1836/150) bei St. Anton a. d. Jeßnitz. – Höhlenkundliche Mitteilungen des Landesverbandes für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich, **51**, 164, Wien.
- LEICHMANN, J. & HÖCK, V. (2008): The Brno Batholith: an insight into magmatic and metamorphic evolution of the Cadomian Brunovistulian Unit, eastern margin of the Bohemian Massif. – Journal of GEOsciences, **53**, 281–305, Praha.
- LEIN, R. (1981): Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Müritzalpen südlich von Mariazell (Steiermark). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **27**, 207–235, Wien.
- LEIN, R., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2009): Die Obersee-Brekzie bei Lunz (Niederösterreich): Revision der Stratigrafie und des Komponentenbestandes. – Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 101 Eisenerz: Leoben, 31.08.–04.09.2009, 204–210, Wien.
- LENHARDT, W.A., FREUDENTHALER, C., LIPPITSCH, R. & FIEGWEL, E. (2007): Focal-depth distributions in the Eastern Alps based on macroseismic data. – Austrian Journal of Earth Sciences, **100**, 66–79, Wien.

- LENZ, B. (1992): Petrophysikalische Charakterisierung (Suszeptibilität und Dichte) der mol-danubischen Granite aus dem Mühl- und Waldviertel. – Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 76 S., Leoben.
- LILL VON LILIENBACH, K. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen, mit Hindeutungen auf die Kar-pathen. – Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefactenkunde, **1830**, 153–220, Heidelberg.
- LINDNER, H., MILITZER, H. & WALACH, G. (1984): Angewandte Gravimetrie. – In: MILITZER, H. & WEBER, F. (Hrsg.): Angewandte Geophysik, Band 1: Gravimetrie und Magnetik, 64–126, Berlin–Wien–New York.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – *Tectonophysics*, **242**, 41–61, Amsterdam.
- LIPOLD, M.V. (1852): Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **3**, 91–98, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1854): Der Salzberg am Dürrnberg nächst Hallein. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **5**, 590–610, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1863): Sitzung am 25. August 1863. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **13/III**, Sitzungsberichte, 72, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1865): Das Kohlengebiet aus den nordöstlichen Alpen. – Jahrbuch der Geolo-gischen Reichsanstalt, **15**, 1–64, Wien.
- MANDL, G.W. (1998): Geologische Karte der Dachsteinregion, 1:50.000. – Geologische Bun-desanstalt, Wien.
- MANDL, G.W. (2015): Das Kalkalpine Stockwerk auf GK50 Blatt 103 Kindberg. – In: SCHUSTER, R. & ILICKOVIC, T. (Red.): Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, Mitterdorf im Mürztal, Geologie der Kartenblätter GK50 ÖK 103 Kindberg und ÖK 135 Birkfeld, 87–100, Wien.
- MANDL, G.W., VAN HUSEN, D. & LOBITZER, H. (2012): Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl. – 215 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MATURA, A. (2006): Böhmisches Massiv. – In: WESSELY, G.: Niederösterreich – Geologie der österreichischen Bundesländer, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niederöster-reich, 25–39, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MERRILL, R.T. & McELHINNY, M.W. (1983): The Earth's Magnetic Field: its History, Origin and Planetary Perspective (International geophysics series, **32**), XI + 401 S., London (Acade-mic Press).
- MEURERS, B. & RUESS, D. (2009): A new Bouguer gravity map of Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102/1**, 62–70, Wien.
- MICHAEL, R. (1891): Die Vergletscherung der Lassingalpen. – Jahresbericht des Vereines der Geographen an der Universität Wien, **16/20**, 13 S., Wien.
- MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik. – *Freiberger Forschungshefte*, **C 352**, 314 S., Leipzig.
- MOJSISOVICS, E. v. (1905): Erläuterungen zur Geologischen Karte der österreichisch-ungari-schen Monarchie 1:75.000, Blatt 4951 Bad Ischl-Hallstatt. – 60 S., Wien.
- MOSER, M. (2013): Bericht 2013 über die geologische Kartierung Oisching – Hansbauermauer auf ÖK-Blatt 102 Aflenz-Kurort. – *Aufnahmebericht*, 3 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MOSER, M. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Trieben–Sauwand–Zeller Staritzen auf ÖK Blatt 102 Aflenz Kurort. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesan-stalt*, **154**, 291–294, Wien.

- MOSER, M. (2016): Neue lithostratigrafische Daten zum Alter der Oberseebrekzie bei Lunz, Niederösterreich, und bei Greith, Steiermark, sowie deren Bedeutung für die „Dürradmer-Deckscholle“. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 179–186, Wien.
- MOSER, M. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen und stratigrafische Untersuchungen im Bereich der Werfener Schuppenzone westlich St. Martin am Tennengebirge (Salzburg) auf Blatt 126 Radstadt. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **158**, 142–152, Wien.
- MOSER, M. & PIROS, O. (2015): Neue biostratigrafische und lithostratigrafische Daten aus den niederösterreichischen Kalkvoralpen (Lassing, Göstling, Puchenstuben). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **155**, 217–233, Wien.
- NAGL, H. (1968): Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs (Hochkar – Göstling – St. Georgen/Reith). – *Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I*, **176**, 91–123, Wien.
- NAGL, H. (1970): Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **63**, 185–202, Wien.
- NEMES, F., PAVLIK, W. & MOSER, M. (1995): Geologie und Tektonik im Salzatal (Steiermark) – Kinematik und Paläospannungen entlang des Ennstal-Mariazell-Blattverschiebungssystems in den Nördlichen Kalkalpen. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **138/2**, 349–367, Wien.
- NEUBAUER, F., EBNER, F. & WALLBRECHER, E. (1995): Geological evolution of the internal Alps, Carpathians and of the Pannonian basin: an introduction. – *Tectonophysics*, **242**, 1–4, Amsterdam.
- NIEDERMAYR, G., BOJAR, H., BRANDSTÄTTER, F., HAMMER, V., MOSER, B., POSTL, W. & TAUCHER, J. (1995): Neue Mineralfunde aus Österreich XIVL. – *Carinthia II*, **105**, 145–168, Klagenfurt.
- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **138/2**, 369–432, Wien.
- OLHOEFT, G.R. & JOHNSON, G.R. (1989): Densities of Rocks and Minerals. – In: CARMICHAEL, R.S. (Ed.): *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*, 139–176, Boca Raton (CRC Press).
- ÖNORM EN 1998-1 (2005): Eurocode 8: Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben. Teil 1: Grundlagen, Erdbebeneinwirkungen und Regeln für Hochbauten. – Ausgabe 2005-06-01, ICS 91.010.30; 91.120.25, 243 S.
- ÖNORM B 1998-1 (2011): Eurocode 8: Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben. Teil 1: Grundlagen, Erdbebeneinwirkungen und Regeln für Hochbauten. – Ausgabe 2011-06-15, ICS 91.010.30; 91.120.25, 36 S.
- OTRUBA, G. (1987): Überblick der Entwicklung des niederösterreichischen Bergbaus von seinen Anfängen bis zur Gegenwart. – In: KUSTERNIG, A.: *Bergbau in Niederösterreich*. – *Niederösterreichische Schriften Wissenschaft*, **10**, 61–310, Wien.
- OZVOLDOVA, L. & FAUPL, P. (1993): Radiolarien aus kieseligen Schichtgliedern des Juras der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone (Ostalpen, Niederösterreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136/2**, 479–494, Wien.
- PARTSCH, P.M. (1843): Geognostische Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben 1:582.500 oder: Erster Entwurf einer geognostischen Karte von Österreich unter der Enns mit Theilen von Steiermark, Ungarn, Mähren, Böhmen und Österreich ob der Enns. – 1 S., k. k. Hof- u. Staats-Aerial-Druckerei, Wien.

- PAVUZA, R. (2006): Höhlen. – In: WESSELY, G.: Niederösterreich – Geologie der österreichischen Bundesländer, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niederösterreich, 253–254, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Band I. – XVI + 393 S., Leipzig.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing paleostresses in a collisional plate boundary. – *Tectonophysics*, **272**, 125–157, Amsterdam.
- PFELEIDERER, S., REITNER, H., HEINRICH, M. & UNTERSWEIG, T. (2012): Kiessande. – In: WEBER, L. (Hrsg.) (2012): Der Österreichische Rohstoffplan. – *Archiv für Lagerstättenforschung*, **26**, 99–145, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PFELEIDERER, S., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., RABEDER, J., REITNER, H., TRÄXLER, B., UNTERSWEIG, T. & WIMMER-FREY, I. (2015): Computergestützte lithologische Charakterisierung von regenerativen Lockergesteinsvorkommen (Schwemmfächer, Schuttkegel, Talfüllungen) in Österreich hinsichtlich ihrer Qualität und Nutzbarkeit als Baurohstoffe „Regenerat Österreich“. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt Ü-LG-065/2014, iii + 44 S., Wien. [GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18400-R]
- PIA, J. v. (1923): Geologische Skizze des Steinernen Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. – *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I*, **132**, 35–79, Wien.
- PIA, J. v. (1930): *Grundbegriffe der Stratigraphie*. – 252 S., Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, 1. Auflage, Wien.
- PIRCHNER, L., (1816): Beschreibung des landwirtschaftlichen Zustandes vom Lilienfelder Bezirke. – *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen Landwirtschafts-Gesellschaft in Wien*, 1/1, 61–101, Wien.
- PLAN, L., HARTMANN, W. & HARTMANN, H. (2016): Kalkalpen-Ostabschnitt. – In: SPÖTL, C., PLAN, L. & CHRISTIAN, E. (Ed.): *Höhlen und Karst in Österreich*, 661–682, OÖ Landesmuseum, Linz.
- PLOCAR, R. (1998a): Die bunten Jurakalke in Niederösterreich. Ihre Anwendung in Architektur und Industrie. – *Diplomarbeit Universität Wien*, 153 S., Wien.
- PLOCAR, R. (1998b): Die bunten Jurakalke in Niederösterreich. – Unveröffentlichter Teilbericht Projekt N-A-043 „Die nutzbaren Gesteine von Niederösterreich und dem Burgenland“, Amt der NÖ Landesregierung, 15 S., Wien.
- PLÖCHINGER, B. & WIESENER, H. (1965): Ein Biotitandesit-Tuffit im Reiflinger Kalk des Schwarzkogels bei St. Gallen im Ennstal, O.Ö. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1965/1/2**, 59–68, Wien.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1988): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung: Teil 1: Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. – *Felsbau*, **6**, 189–194, Essen.
- 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.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2002): Dolomit. – *Mitteilungen IAG BOKU, Reihe: Nutzbare Gesteine von Niederösterreich und Burgenland (Projekt N-A-043)*, 62 S., Wien.
- PREY, S. (1949): Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiet zwischen Traun- und Kremstal (Oberösterreich). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1949**, 123–127, Wien.

- PREY, S. (1952): Aufnahmen in der Flyschzone auf den Blättern Gmunden-Schafberg (4851) und Kirchdorf a. d. Krems (4852). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1952**, 41–45, Wien.
- PREY, S. (1977): Der Serpentin von Kilb in der Flysch-Mittelkreide am Nordrand der Flyschzone (Niederösterreich). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, 271–277, Wien.
- PUCHER, R. & HAHN, A. (1979): Flächenmäßige Erfassung der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes im Raum Bayerische Alpen – Tirol – Vorarlberg, Rückschluss auf Strukturen des Untergrundes. – Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung: Abschlussbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben ET 3017 A – Aeromagnetik Alpen, 27 S., Hannover.
- RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R. & SCHROLL, E. (1995): Anorganische Geochemie mesozoischer Kohlen der Ostalpen (Österreich) = Inorganic Geochemistry of Mesozoic Coals from the Eastern Alps (Austria). – Archiv für Lagerstättenforschung, **18**, 121–133, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- REISER, O.M. (1920): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. – Geognostische Jahreshefte, **33**, 57–198, München.
- REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffabschluss in den Nördlichen Kalkalpen. – Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 82 S., Leoben.
- RICHTER, M. (1957): Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **108**, 156–174, Stuttgart.
- RICHTER, W. & WIESENER, H. (1975): Zusammensetzung und geologische Position der Serpentinvorkommen von Kilb und Gstadt (Niederösterreich). – Anzeiger der österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, **1975**, 1–9, Wien.
- RICHTHOFEN, F. v. (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **10**, 72–137, Wien.
- RIPPL, W., SPLECHTNA, K., BRANDE, A., WOLTER, K.-D., JANSSEN, T. & OHMEYER, C. (2004): Funktionale Landschaftsanalyse im Albert Rothschild Wildnisgebiet Rothwald. – Endbericht, 55 S., Berlin.
- RÖMER, A., ARNDT, R., SUPPER, R. & JOCHUM, B. (2003): Bodengeophysikalische Messung zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten, Bericht 2002/2003. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG35/02, 57–60, Wien.
- RUTTNER, A.W. (1948): Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales (Niederösterreichische Kalkalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **93**, 99–128, Wien.
- RUTTNER, A. (1949a): Bericht (1946) über kohlengeologische Aufnahmen auf Blatt Gaming-Mariazell. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1947**, 47–53, Wien.
- RUTTNER, A. (1949b): Bericht (1948) über geologische Aufnahmen im Gebiet der Ötscher-Decke auf Blatt Gaming-Mariazell. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1949**, 75–81, Wien.
- RUTTNER, A. (1952): Aufnahmen auf Blatt Gaming – Mariazell. 2. Teil: der Kalkalpen-Nordrand und die Klippenzone im Gebiet von Gresten und Reinsberg. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1952**, 39–40, Wien.
- RUTTNER, A. (1954): Aufnahmen auf Blatt Ybbsitz (71) und Mariazell (72), sowie lagerstättenkundliche Arbeiten auf diesen Blättern und auf Blatt Reichraming (69). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1954**, 69–76, Wien.

- RUTTNER, A. (1955): Geologische Arbeiten auf den Blättern Reichraming (69), Ybbsitz (71) und Mariazell (72). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1955**, 66–71, Wien.
- RUTTNER, A. (1958): Bericht über geologische Aufnahmen auf den Blättern Ybbsitz (71) und Mariazell (72). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1958**, 248–251, Wien.
- RUTTNER, A. (1962a): Geologische Aufnahmen 1961 im Gebiet Vordere Tormäuer–Puchenstuben auf Blatt Mariazell (72). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1962**, A 56–A 60, Wien.
- RUTTNER, A. (1962b): Wirtschaftlich nutzbare Lagerstätten. – Unveröffentlichter Bericht (Lagerstättenarchiv der Geologischen Bundesanstalt), 22 S., Wien.
- RUTTNER, A. (1963): Das Fenster von Urmansau und seine tektonische Stellung. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1963**, 6–16, Wien.
- RUTTNER, A. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 72 Mariazell. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127/2**, 216–219, Wien.
- RUTTNER, A. (1992): Bericht 1990/91 über geologische Aufnahmen (Ergänzungsbegehungen) im SW-Sektor des Blattes 72 Mariazell. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135/3**, 700–701, Wien.
- RUTTNER, A. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen am Nordrand der Ötscher-Decke auf Blatt 72 Mariazell. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136/3**, 579–580, Wien.
- RUTTNER, A. (2002): Erläuterungen zu Kartenblatt 71 Ybbsitz (Endfassung), Kalkalpiner Anteil. – 14 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RUTTNER, A., SCHNABEL, W. & BAUER, F.K. (1979): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt in Lunz/See, 05.–10.06.1979, Thema: Blatt 71 Ybbsitz der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000. – 82 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RUTTNER, A., SCHNABEL, W. & BAUER, F. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SACHS, B., GUTDEUTSCH, R., ZYCH, D., SEIBERL, W. & STRAUSS, U. (1989): Die Kaumberganomalie in Niederösterreich. – Versuch einer Interpretation zur Klärung des Verlaufes des subalpinen kristallinen Untergrundes. – Erdöl, Erdgas, Kohle, **105**, 501–504, Wien–Hamburg.
- SACHSENHOFER, R.F. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Ostösterreichs. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **80**, 1–45, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. (2001), Syn- and post-collisional heat flow in the Cenozoic Eastern Alps. – Geologische Rundschau, **90**, 579–592, Stuttgart.
- ŠALANSKÝ, K. (1995): Geomagnetická mapa České Republiky – Magnetic map of the Czech Republic 1:500.000 (Karte mit Erläuterungen, 12 S.), Prag.
- SCHAFFER, F.X. (1941): Das Erdölvorkommen in der Urmansau bei Kienberg, Niederdonau. – Berichte der Reichsstelle für Bodenforschung, **1941/1–2**, Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P., RABEDER, J. & DÖBERL, G. (1998): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht, Projekt ÜLG 40/97). – Unveröffentlichter Bericht, 71 S., Wien.
- SCHLAGER, W. (1967): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. Geologische Aufnahme von Unterlage und Rahmen des Obertriasriffes im Gosaukamm. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **17**, 205–282, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Ecolgae Geologicae Helveticae*, **97**, 93–117, Basel.
- SCHMIDBAUER, G. (1915): Diluvium von Mariazell. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, **58**, 501–514, Wien.

- SCHNABEL, W. (1966): Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – Unveröffentlichte Dissertation, 120 S., Wien.
- SCHNABEL, W. (1970): Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **19**, 131–188, Wien.
- SCHNABEL, W. (1983a): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen in der Frankenfesler Decke auf Blatt 72 Mariazell. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980**, A 49–A 52, Wien.
- SCHNABEL, W. (1983b): 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. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126/2**, 301–302, Wien.
- SCHNABEL, W. (1984a): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone, den Klippenzonen und der Frankenfesler Decke (westliche Niederösterreichische Voralpen) auf Blatt 72 Mariazell. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1981**, A 48–A 51, Wien.
- SCHNABEL, W. (1984b): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone, den Klippenzonen und der Frankenfesler Decke (westliche Niederösterreichische Voralpen) auf Blatt 72 Mariazell. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1982**, A 44–A 47, Wien.
- SCHNABEL, W. (1985a): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Erlaufhalbfenster und dessen Rahmen (westliche niederösterreichische Voralpen) auf Blatt 72 Mariazell. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128/2**, 261–263, Wien.
- SCHNABEL, W. (1985b): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen (Umgebung Scheibbs–Blassenstein) auf Blatt 54 Melk. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128/2**, 251–254, Wien.
- SCHNABEL, W. (1985c): Die geologischen Ursachen der Schäden an der II. Wiener Hochquellenleitung bei Scheibbs. – Der Aufbau, **40/9**, 520–522, Magistrat der Stadt Wien.
- SCHNABEL, W. (1986): Bericht 1983–1985 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 54 Melk. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **129/2**, 396–399, Wien.
- SCHNABEL, W. (1992): New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. – *Cretaceous Research*, **13**, 405–419, London (Elsevier).
- SCHNABEL, W. (Koord.) (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 (2 Teile). – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – 405 S., Berlin (Akademie-Verlag).
- SCHULZ, O. & KOSTELKA, L. (1965): Das Bleiglanzvorkommen von Puchenstuben in Niederösterreich. – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **10/1–4**, 12 S., Leipzig.
- SCHWAIGHOFER, B. & EPPENSTEINER, W. (Hrsg.) (2003) mit Beiträgen von WEIXELBERGER, G., CLAAS, E., ROHATSCH, A., EPPENSTEINER, W., STRASSER, W., SCHUMACHER, G., HOFMANN, T. & KRENMAYR, H.G.: Gesteine – Gewinnung & Verarbeitung. – Mitteilungen IAG BOKU, Reihe: Nutzbare Gesteine von Niederösterreich und Burgenland (Projekt N-A-043), 91 S., Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität, Epoche 1977.7). – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.

- SEIBERL, W. & OBERLERCHER, G. (2001): Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete 1:200.000: Magnetische Karte – Isanomalen der Totalintensität (ΔT). Epoche 1977.7 bezogen auf Wien-Cobenzl. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, 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., JIŘIČEK, 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, Wien.
- SEIBERL, W., KOVÁČSÁCSVÖLGY, S., ŠEFRA, J. & SZABÓ, Z. (2000): Magnetic Anomalies. – In: CSÁSZÁR, G. (Ed.): Danubian Region Environmental Geology Programme DANREG – Explanatory Notes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 555–560, Wien.
- SEIBERL, W., SLAPANSKY, P. & AHL, A. (2002): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Unveröffentlichter Bericht, ÜLG-28/00-01, Teil 2, 68 S., Wien.
- SEIBER, R. (1973): Paläontologisch-stratigrafischer Bericht 1972 zu geologischen Arbeiten in östlichen Bundesländern und Vorarlberg (Meso- und Känozoikum). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, A 84–A 86, Wien.
- SEIBER, R. (1976): Bericht 1975 über paläontologisch-stratigrafische Untersuchungen in Obertrias und Jura auf Blatt 72, Mariazell. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, A 105–A 106, Wien.
- SEIBER, R. (1977): Bericht 1976 über paläontologisch-stratigrafische Untersuchungen im Mesozoikum und Tertiär auf Blatt 72, Mariazell und Blatt 71, Ybbsitz. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, A 97, Wien.
- SEIBER, R. (1980): Bericht 1979 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Mesozoikum der Kalkvoralpen von Niederösterreich auf Blatt 72 Mariazell. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980**, A 52, Wien.
- SIMONY, F. (1847): Zweiter Winteraufenthalt auf dem Hallstätter Schneegebirge und drei Erstergeigungen der hohen Dachsteinspitze (am 29. Jänner, 4. und 6. Februar 1847). – Berichte über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **2**, 207–221, Wien.
- SLAPANSKY, P., OBERLERCHER, G. & SEIBERL, W. (2001): Kompilierte geomagnetische Karte und strukturelle Interpretation. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 4–10, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SLAPANSKY, P., SCHATTAUER, I., AHL, A. & SCHUSTER, R. (2015): Geophysikalische Untersuchungen der Geologischen Bundesanstalt auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – In: SCHUSTER, R. & ILICKOVIC, T. (Red.): Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter GK50 ÖK103 Kindberg und ÖK135 Birkfeld, Mitterdorf im Mürtal, 21.–25.09.2015, 176–208, Wien.
- SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. – XI + 276 S., Berlin.
- SPENDLINGWIMMER, R. (1979): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen auf Blatt 72, Mariazell. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979** (1981), A 98, Wien.
- SPENDLINGWIMMER, R. (1984): Beiträge zur Geologie und Hydrogeologie des oberen Erlaufgebietes (NÖ/STMK.). – Dissertation, Universität Wien, 398 S., Wien.
- SPENGLER, E. (1922): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **72/3–4**, 155–182, Wien.

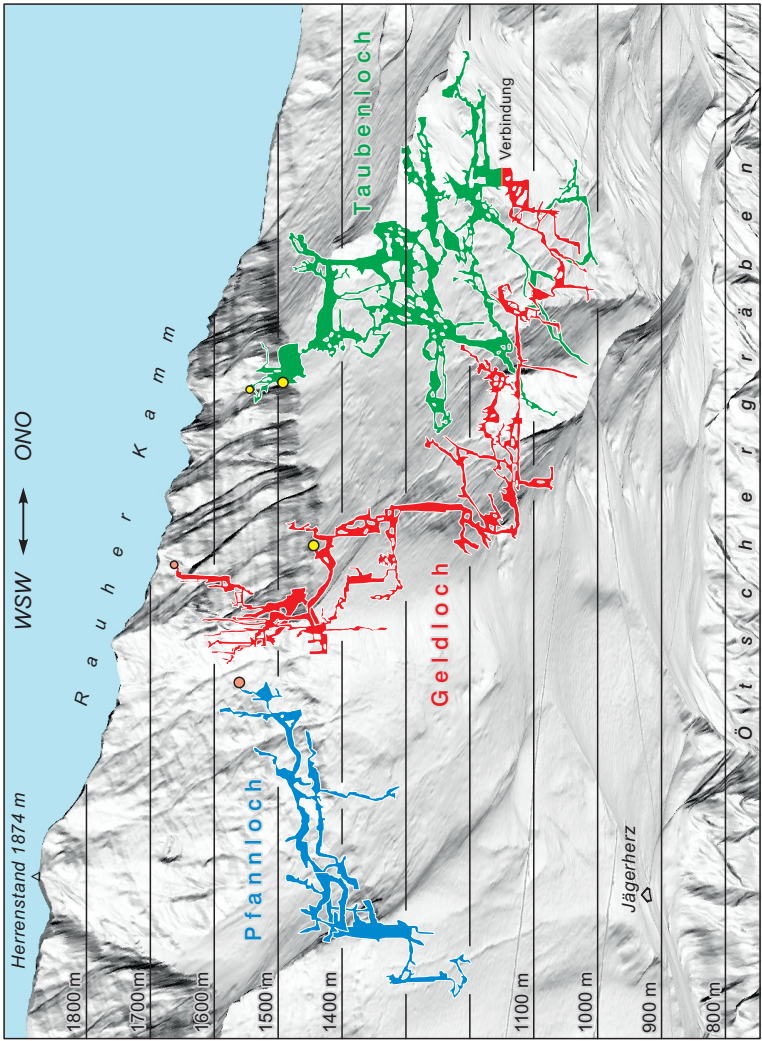
- SPENGLER, E. (1928): Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **78**, 53–144, Wien.
- SPENGLER, E. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Schneeberg-St. Ägyd. – 108 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SPENGLER, E. (1959): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil, der Ostabschnitt der Kalkalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **102**, 193–312, Wien.
- STEINER, G.M. (1992): Österreichischer Moorschutzkatalog. – Grüne Reihe des Bundesministeriums für Umwelt, Jugend und Familie, 509 S., Graz.
- STEINER, P. (1968): Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **18**, 9–88, Wien.
- STEINHAUSER, P., SEIBERL, W., MEURERS, B., ARIC, K., RUISS, D., HÖSCH, K. & LENHARDT, W. (1982): Montangeophysikalische Untersuchung im Raum Aussee (Geophysikalischer Forschungsbericht, **7**). – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-019/80, 89 S., Wien.
- STEINHAUSER, P., SEIBERL, W., MEURERS, B., ARIC, K., GRANSER, H., HÖSCH, K., KLINGER, G. & LENHARDT, W. (1985): Geophysikalische Detailuntersuchung der Schwereanomalie von Bad Aussee. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-019f/83, Geophysikalischer Forschungsbericht, **18**, 31 S., Wien.
- STEININGER, F. & PILLER, W. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg (CFS), **209**, 19 S., Frankfurt/Main.
- STERN, G. & WAGREICH, M. (2013): Provenance of the Upper Cretaceous to Eocene Gosau Group around and beneath the Vienna Basin (Austria and Slovakia). – Swiss Journal of Geosciences, **106**, 505–527, Basel.
- STROHMAIER, H. (1984): Quartärmorphologische Untersuchungen im Mariazeller Becken. – Unveröffentlichte Diplomarbeit Universität Salzburg, Salzburg.
- STRZYGOWSKI, W. (1931): Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Steirischen Salza. – Dissertation, Universität Wien, 127 S., Wien.
- STRZYGOWSKI, W. (1937): Zur Morphologie der Paßlandschaft von Mariazell. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, **80/3–4**, 105–118, Wien.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogthumes Steiermark, Graz, 1865. – 654 S., Geognostisch-montanistischer Verein für Steiermark, Graz.
- STUR, D. (1885): Die obertriadische Flora der Lunzer Schichten und des bituminösen Schiefers von Raibl. – Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, I. Abtheilung, **91**, 93–103, Wien.
- STÜTZ, A. & MEGERLE VON MÜHLEFELD, J.G. (Hrsg.) (1807): Mineralogisches Taschenbuch: enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich zum Gebrauche reisender Mineralogen. – 394 S., Wien (Verlag Geistinger's Buchhandlung).
- Suess, E. (1852a): Ueber die Brachiopoden in den Kalkschichten von Kössen [fingierter Titel]. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **3**, 180–181, Wien.
- Suess, E. (1852b): Ueber die Brachiopoden der Hierlatzer Schichten. – Sitzungen der k.k. Reichsanstalt (April – Mai 1852). – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **3**, 171, Wien.
- Suess, E. (1857): Das Dachsteingebirge vom Hallstätter Salzberg bis Schladming im Ennsthale. – In: HAUER, F. v.: Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. – Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **25**, 253–348, Wien.

- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1971): Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes (Gutenstein, Niederösterreich; Mitteltrias). – *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, **75**, 343–356, Wien.
- TEIPEL, U., EGGER, H. & HAAS, U. (2014): Lithostratigrafische Definition der Lahnegraben-Formation (oberes Albium–mittleres Cenomanium) im Rhenodanubischen Deckensystem der Ostalpen (Deutschland, Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 165–181, Wien.
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. & KEYS, D.A. (1976): *Applied Geophysics*. – XV + 860 S., Cambridge.
- THENIUS, E. (1956): Zur Kenntnis der fossilen Braunbären (*Ursidae*, *Mammal*). – *Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I*, **165**, 153–172, Wien.
- TURNER, A. (1962): Die Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **113**, 367–425, Hannover.
- TOLLMANN, A. (1965): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **58**, 103–207, Wien.
- TOLLMANN, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **58**, 103–207, Wien.
- TOLLMANN, A. (1967): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 1. Teil: der Ostabschnitt. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **59/2**, 231–253, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen, Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 S., Wien.
- TOUSSAINT, B. (1971): Hydrogeologie und Karstgenese des Tennengebirges (Salzburger Kalkalpen). – *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie*, **23**, 5–115, Graz.
- TRAUTH, F. (1921): Über die Stellung der „penninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **14**, 105–265, Wien.
- TRAUTH, F. (1936): Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **29**, 473–574, Wien.
- TRAUTH, F. (1948a): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1948/10–12**, 145–218, Wien.
- TRAUTH, F. (1948b): Geologie des Kalkalpenbereiches der Zweiten Wiener Hochquellenleitung: (Quellengebiete an und nächst der steirischen Salza und Leitungsstrecke bis Scheibbs): mit Verwendung hinterlassener Erhebungen Ernst Kittl's und Friedrich Blaschke's und pflanzenpaläontologischen Beiträgen Erwin Kamptner's und Elise Hofmann's. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **26**, 99 S., Wien.
- TRAUTH, F. (1954): Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1954**, 89–140, Wien.
- UNTERSWEIG, T. & HEINRICH, M. (2004): Voruntersuchungen des Bundes als Basis für überregionale und regionale Rohstoff-Vorsorgekonzepte (Lockergesteine) unter schwerpunktmäßiger Betrachtung des natürlichen Angebotes, „Bundesweite Vorsorge Lockergesteine“, Steiermark. – Unveröffentlichter Bericht, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043/2001, 46 S., Wien. [GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 13281-R]

- UNTERSWEIG, T., BEYER, A., PLASS, N., PÖSCHL, M. & SCHWENDT, A. (1999): Rohstoffsicherung Steiermark 2. Teil: Bezirke Bruck/Mur, Feldbach, Fürstenfeld, Hartberg, Judenburg, Knittelfeld, Leoben, Mürzzuschlag, Voitsberg. – Bericht Joanneum Research in Gemeinschaft mit A. Beyer, Rohstoffsicherung Steiermark im Auftrag des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung, 40 + 26 + 25 + 29 + 22 S., Graz.
- UNTERSWEIG, T., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I. & LIPIARSKI, P. (2006): Voruntersuchungen des Bundes als Basis für überregionale und regionale Rohstoff-Vorsorgekonzepte (Lockergesteine) unter schwerpunktmäßiger Betrachtung des natürlichen Angebotes, „Bundesweite Vorsorge Lockergesteine“, Niederösterreich und Wien. – Unveröffentlichter Bericht, Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043/2003, 46 S., Wien.
- VEREIN FÜR LANDESKUNDE VON NIEDERÖSTERREICH (1867–1882): Administrativkarte von Niederösterreich i. M. 1:28.800: Blätter 85, 68, 96 und 97. – 4 Blätter, Niederösterreichische Landesbibliothek, Wien (Kommissionsverlag von Artaria & Co).
- WAGNER, L. (1970): Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. – Dissertation, Universität Wien, 203 S., Wien.
- WAGNER, L.R. (1996): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Fore-deep (active margin). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Hrsg.): Oil and Gas in Alpidic Thrust-belts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, **5**, 217–235, London.
- WAGREICH, M. (1993): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts: a model for the Late Cretaceous subsidence of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Geology*, **21**, 941–944, Washington.
- WAGREICH, M. (2003): A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian – Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **93**, 31–54, Wien.
- WALLBRECHER, E., BRANDLMAYR, M., HANDLER, R., LOIZENBAUER, J., MADERBACHER, F. & PLATZER, R. (1993): Konjugierte Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse: Variszische und Alpidische kinematische Entwicklung. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **138**, 237–252, Wien.
- WEIGEL, O. (1937): Stratigrafie und Tektonik des Beckens von Gosau. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **87**, 11–40, Wien.
- WENINGER, H. (1969): Die österreichischen Flußspatvorkommen: Übersicht und genetische Stellung. – *Carinthia II*, **79**, 73–97, Klagenfurt.
- WIDDER, R. (1988): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Maria Neustift und Pechgraben / O.Ö. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **34/35**, 79–133, Wien.
- WIESENER, H. (1966): Die Beziehung der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischem Kristallin. – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **11**, 459–474, Wien.
- WIESENER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – *Geologische Rundschau*, **65**, 512–525, Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. (1961): Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 1. Band: Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. – 374 S., Stuttgart.
- WONIK, T. & HAHN, A. (1989): Karte der Magnetfeldanomalien ΔF , Bundesrepublik Deutschland, Luxemburg, Schweiz und Österreich (westlicher Teil) 1:1 000 000. – *Geologisches Jahrbuch, Reihe E*, **43**, 21 S., Hannover.
- WONIK, T., TRIPPLER, K., GEIPEL, H., GREINWALD, S. & PASHKEVITCH, I. (2001): Magnetic anomaly map of Northern, Western and Eastern Europe. – *Terra Nova*, **13**, 203–213, Oxford.

- 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, Amsterdam.
- ZAPFE, H. (1962): Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich), IV. Bisher im Riffkalk des Gosaukammes aufgesammelte Makrofossilien (exkl. Riffbildner) und deren stratigrafische Auswertung. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1962/2**, 346–361, Wien.
- ZIRKL, E.J. (1950): Die basischen Eruptivgesteine an der Kalkalpen-Flyschgrenze. – In: KÜPPER, H. (mit Beiträgen von PAPP, A. & ZIRKL, E.J.): Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **94**, 61–84, Wien.
- ZIRKL, E.J. (1955): Petrographische Beschreibung der basischen Gesteine aus dem Flysch beim W.H. Ratscher bei Kirchdorf an der Krems (O.-ö). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1955**, 216–221, Wien.
- ZIRKL, E.J. (1957): Petrographische Arbeiten über basische Gesteine in der Flyschzone und Klippenzone auf den Blättern 55, 57, 69, 70, 71. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1957**, 108–110, Wien.
- ZUMPF, H. (1929): Obersteirische Moore. Mit besonderer Berücksichtigung des Hechtensee-Gebietes. – Vorarbeiten zu einer Pflanzengeographischen Karte Österreichs, XIII. – *Abhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Wien*, **15/2**, 3–100, Wien.
- ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. – *Arbeiten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik*, **65**, 14 S., Wien.
- ZYCH, D. (1988): 30 Jahre Gravimetermessungen der OMV Aktiengesellschaft in Österreich und ihre geologisch-geophysikalische Interpretation. – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, **9**, 155–175, Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2001a): Schwerekarte (Isanomalien der Bouguerschwere) 1:200.000. – Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2001b): Das Schwerefeld der niederösterreichischen Molasse. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 11–17, Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006): Schwerekarte. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich, 8–14, Geologische Bundesanstalt, Wien.

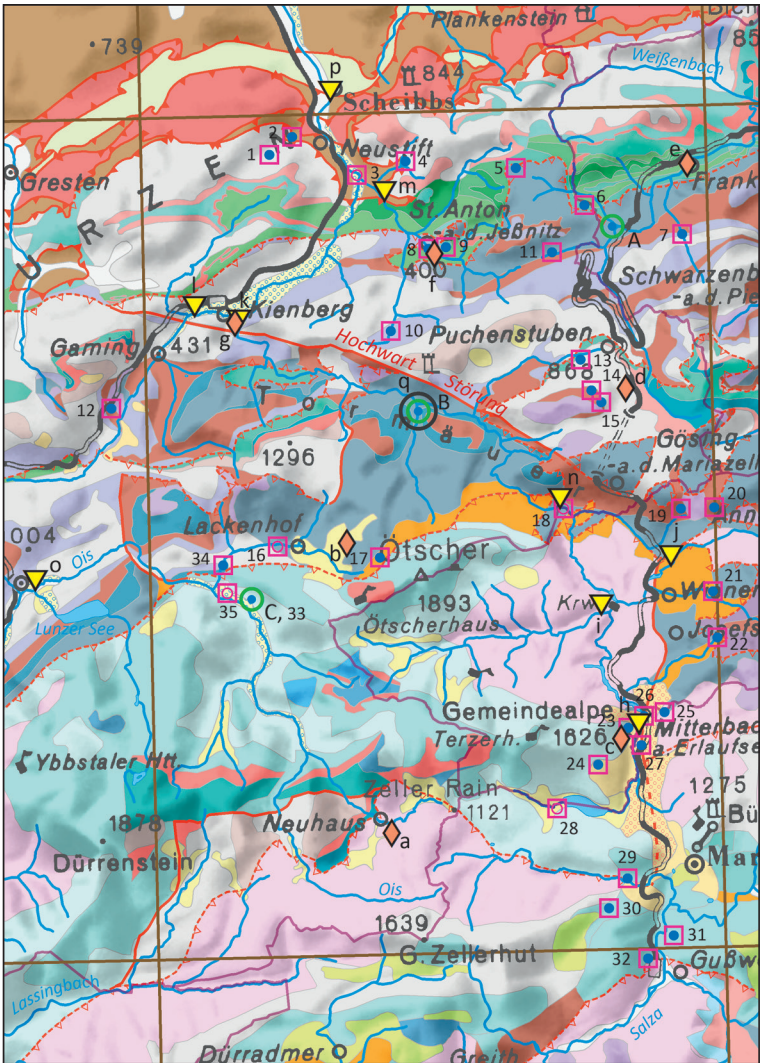
Tafeln



Tafel 1

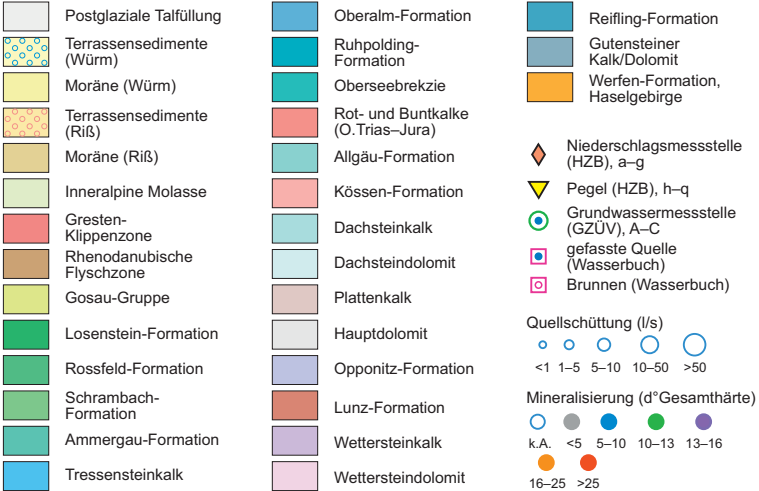
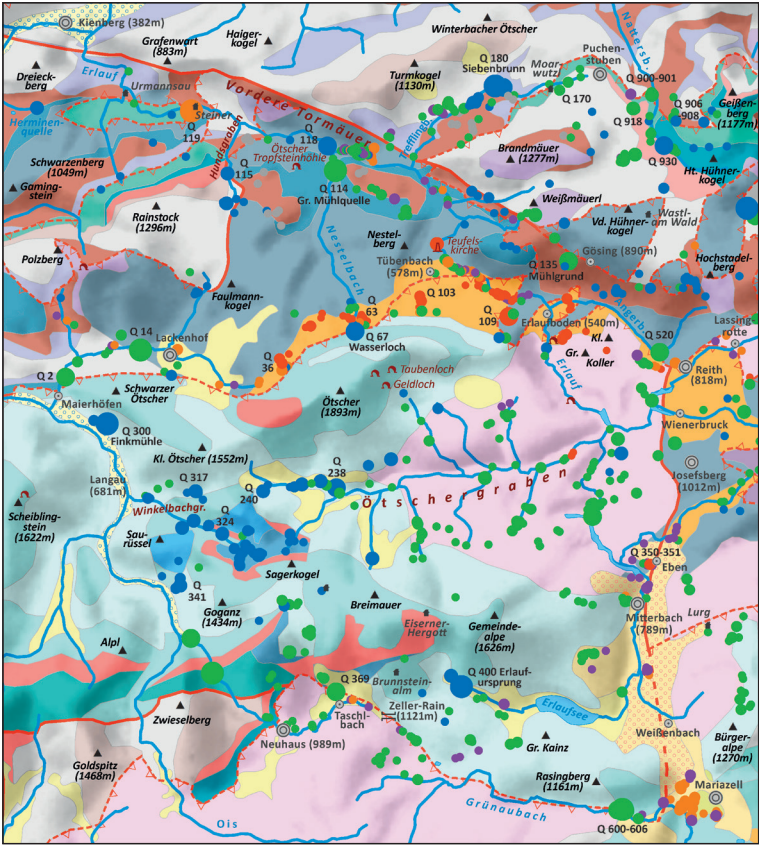
Aufriss von Ötscherhöhlensystem (Geldloch, Taubenloch) und Pfannloch unter dem Rauhen Kamm.

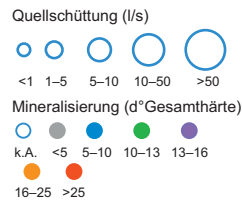
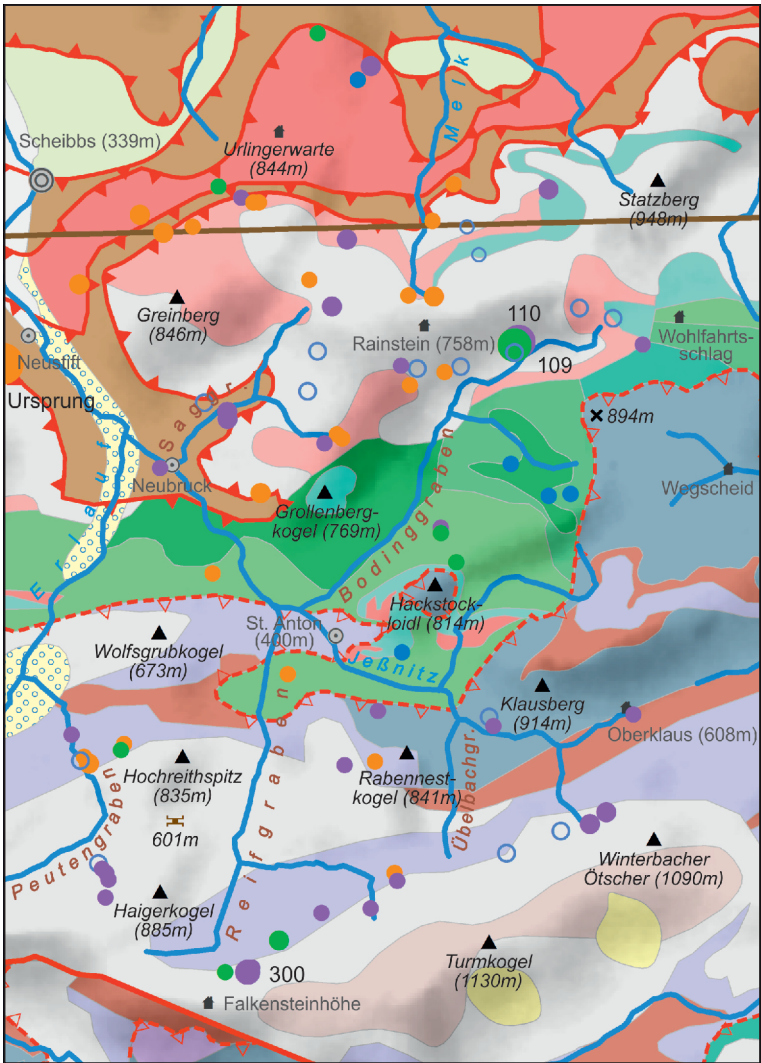
Gelbe Punkte: Höhleneingänge auf der sichtbaren Südseite des Ötzscher. Orange Punkte: Nordseite des Ötzscher. Vermessungsdaten: Landesverein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich, Höhenmodell: Land Niederösterreich (aus PLAN et al., 2016).



Tafel 2

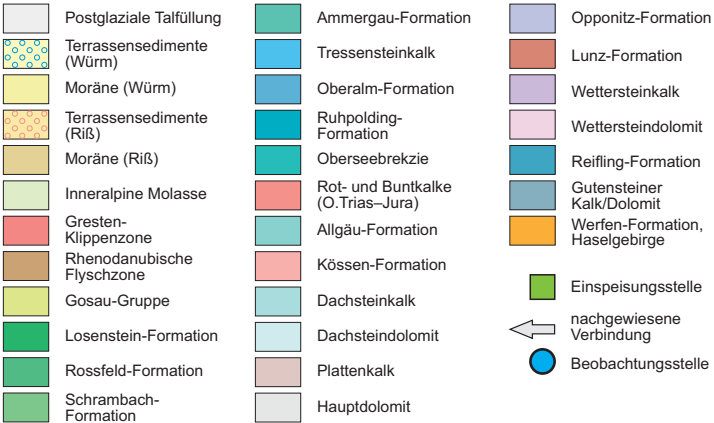
Links: Lage der Messstellen des Hydrographischen Dienstes (Tab. 7) und der GZÜV (Tab. 8) sowie der Wasserentnahmen für zentrale Wasserversorgungen auf Kartenblatt Mariazell (Tab. 10). Rechts: Quellaufnahme (Schüttung und Gesamthärte) von HACKER et al. (1983), siehe Tabelle 11.

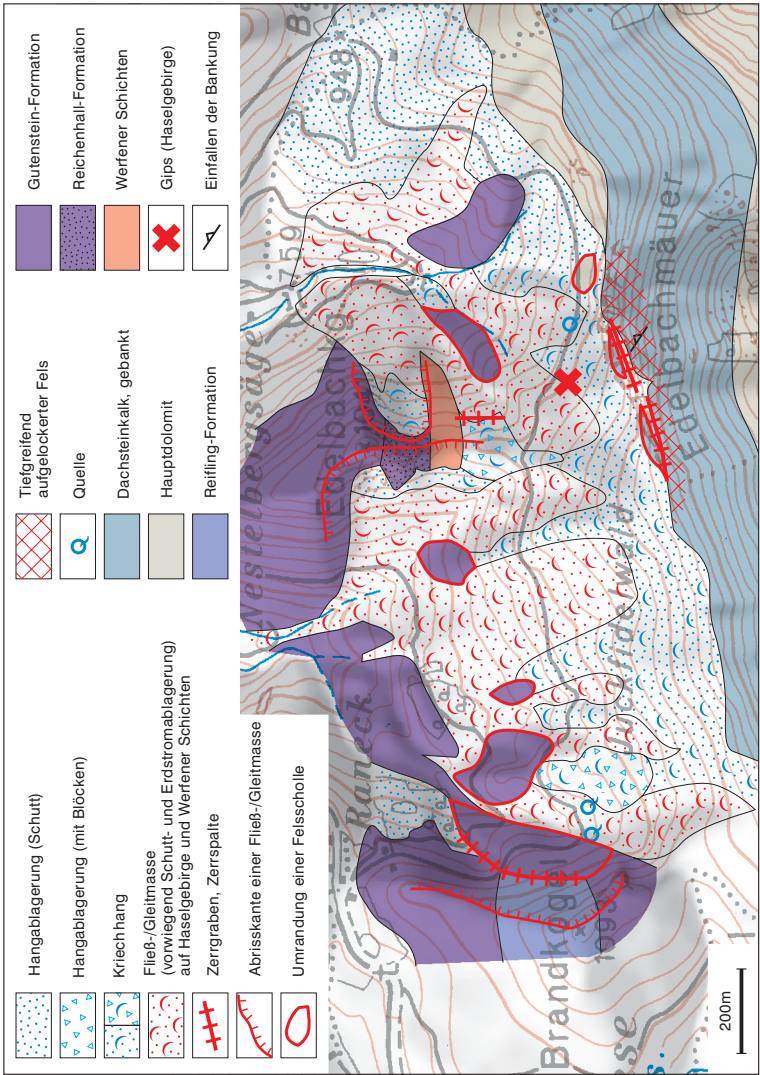




Tafel 3

Links: Quellaufnahme (Schüttung und Gesamthärte) von BEYER (2008), siehe Tabelle 11.
 Rechts: Ergebnis des kombinierten Markierungsversuches Erlauf-Ötscher nach HACKER & SPENGLINGWIMMER (1989).

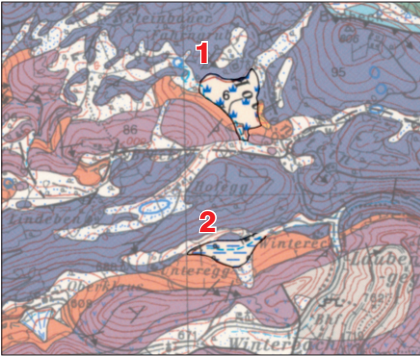




Tafel 4

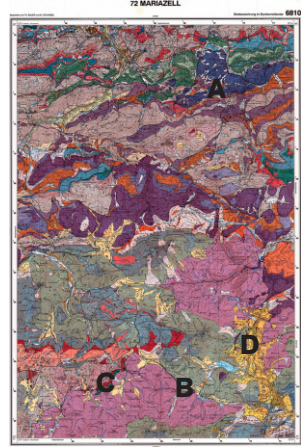
Die aus lokalen Begehungen sowie aus Laserscan-Daten abgeleiteten gravitativen Massenbewegungen im Bereich des Juckfidelwaldes (Kapitel 12.2).

A

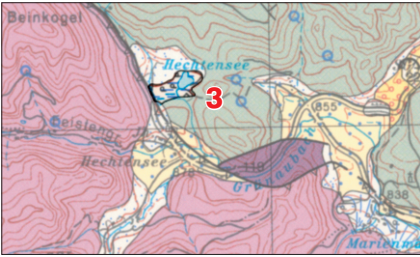


- 1 Schlagerbodenmoor
- 2 Moor bei Koth
- 3 Moorkomplex am Hechtensee
- 4 Rotmösel („Auf den Mösern“)
- 5 Ehemaliger Torfstich Mitterbach bei Mariazell

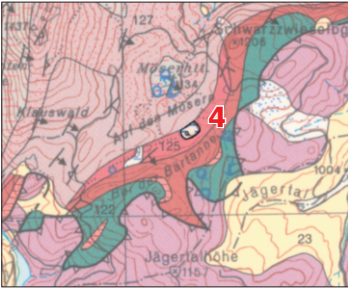
Lage der Kartenausschnitte



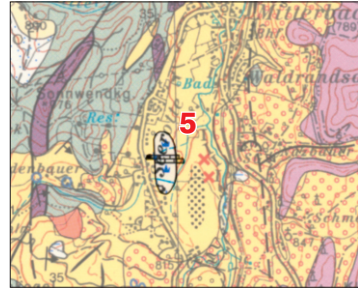
B



C

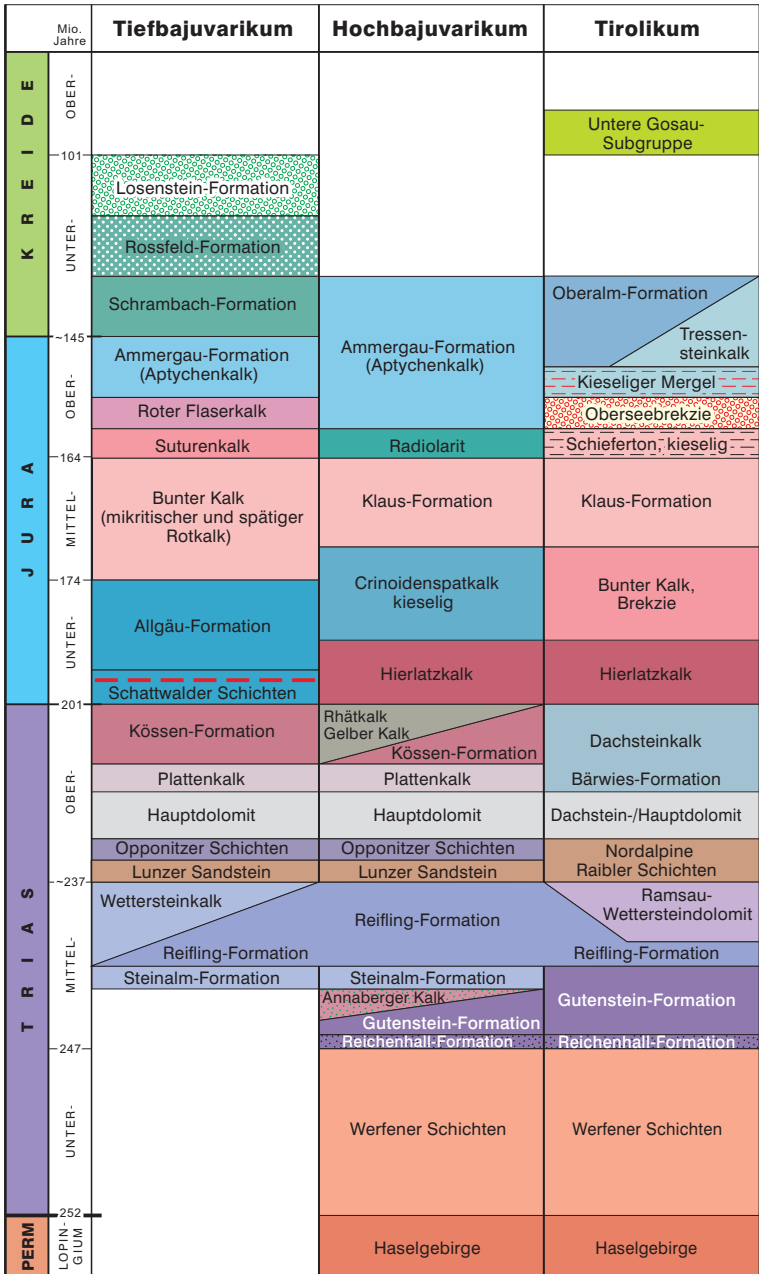


D



Tafel 5

Lage der wichtigsten Moor-Vorkommen auf ÖK-Blatt 72 Mariazell.



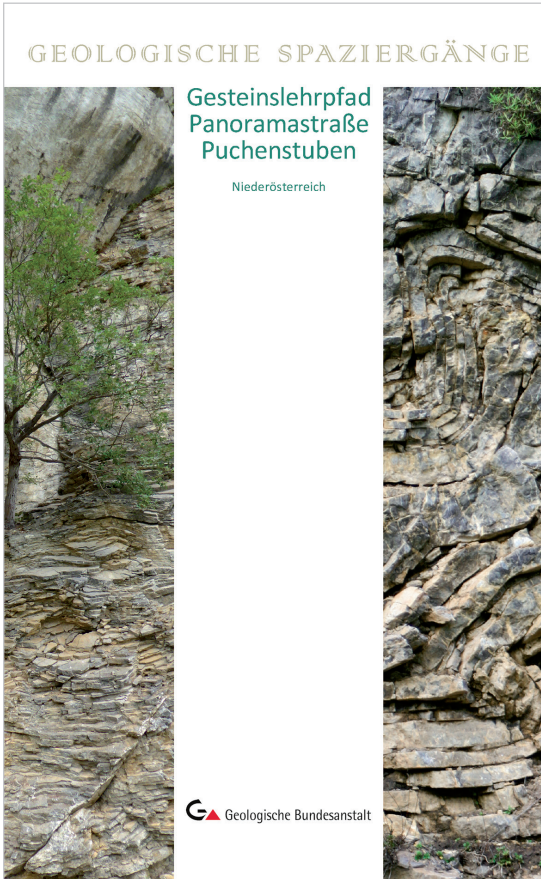
Tafel 6
Stratigrafische Tabelle der Nördlichen Kalkalpen auf ÖK-Blatt 72 Mariazell.

Mio. Jahre		Formation	Lithologie
UNTERKREIDE	101	Blassenstein-Formation	Dichter, mikritischer, lichtgrauer, dünnbankiger, hornsteinführender Kalk und Mergelkalk
	BARREMIUM		
	HAUTERIVIIUM		
	VALANGINIUM		
OBERJURA	~145	Konradshcim-Formation	Kalkbrekzie und -konglomerat: dickbankig, fein- bis grobkörnig, matrixarm
	TITHONIUM		
	KIMMERIDIUM	Scheibsbach-Formation	Dickbankige, kieselige und karbonatische Turbiditfolge
	OXFORDIUM	Lampelsberg-Formation	Graugrüner oder roter, dünnbankiger Hornsteinkalk, kieseliger Mergel und Radiolarit mit grünlichgrauen Mergellagen
MITTELJURA	164	Zeller Schichten	Grünlichgrauer Mergel und grünlicher, knolliger, mikritischer Ammonitenkalk und Crinoidenspatkalk
	BATHONIUM	Neuhauser Schichten	Braungrauer, grobsandiger Kalk und kristallinführende Kalkbrekzie
	BAJOCIUM	Posidonien Schichten	Wechsellagerung von dunkelgrauem, dünnplattigem, fossilreichem, siltigem, glimmerreichem Tonmergel mit dünnbankigem, tonigem Sandkalk
	AALENIUM		
UNTERJURA	174	Gresten-Formation	Oberliassische Grestener Schiefer: schwarze, dünnblättrige, tonige Mergelschiefer mit Bivalven und feinkörnige Sandkalke und Kalksandsteine mit Ammoniten
	TOARCIUM		Grestener Kalk: dunkelgrauer, braun verwitternder, flachmariner, sparitischer Kalk mit Bivalven und Brachiopoden
	PLIENS-BACHIUM		Fossilreiche Grestener Schiefer (Tonschiefer) Grobkörniger, weißlichgrauer, fluviatiler Arkosesandstein und dunkler, mergeliger Schieferton mit Pflanzen und Kohleflözen
	SINEMURIUM		
HETTANGIUM			

Tafel 7

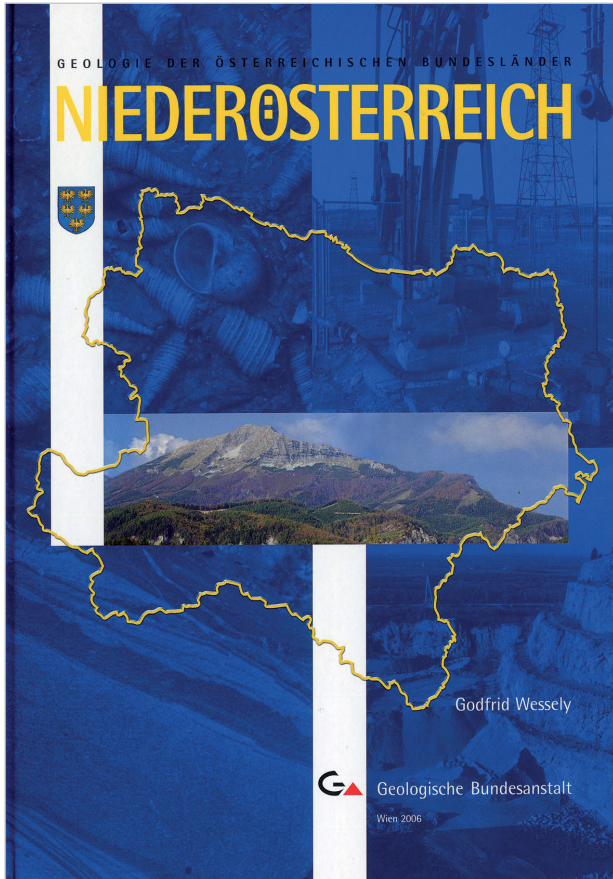
Stratigrafische Tabelle der Klippen-Kerne der Gresten-Klippenzone auf ÖK-Blatt 72 Mariazell (nach SCHNABEL, 1966).

Ebenfalls im Verlag der Geologischen Bundesanstalt erschienen
(www.geologie.ac.at/onlineshop/):



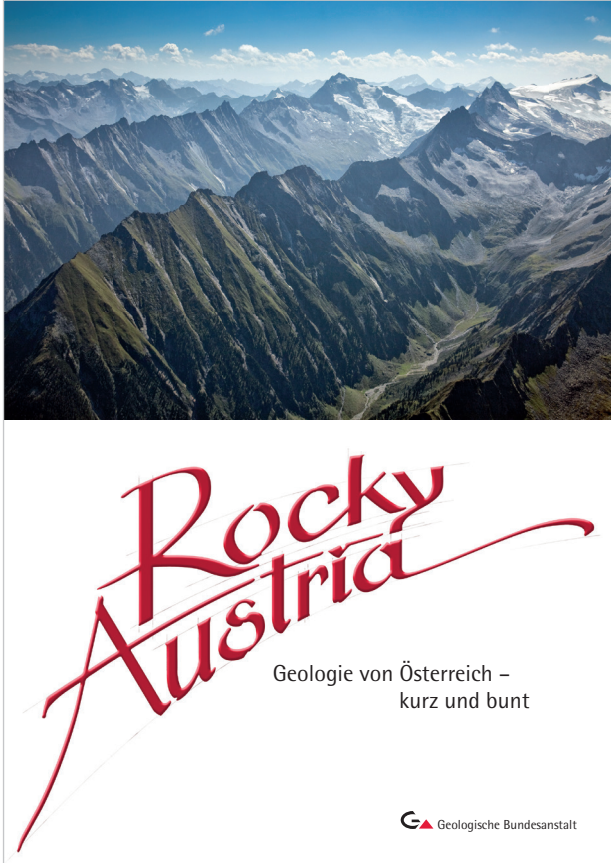
HEINRICH, M. & WESSELY, G. (2015): Geologische Spaziergänge: Gesteinslehrpfad, Panoramastraße, Puchenstuben: Niederösterreich. – 63 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. (EUR 9,-)

Ebenfalls im Verlag der Geologischen Bundesanstalt erschienen
(www.geologie.ac.at/onlineshop/):



WESSELY, G. (2006): Niederösterreich. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. (EUR 30,-)

Ebenfalls im Verlag der Geologischen Bundesanstalt erschienen
(www.geologie.ac.at/onlineshop/):

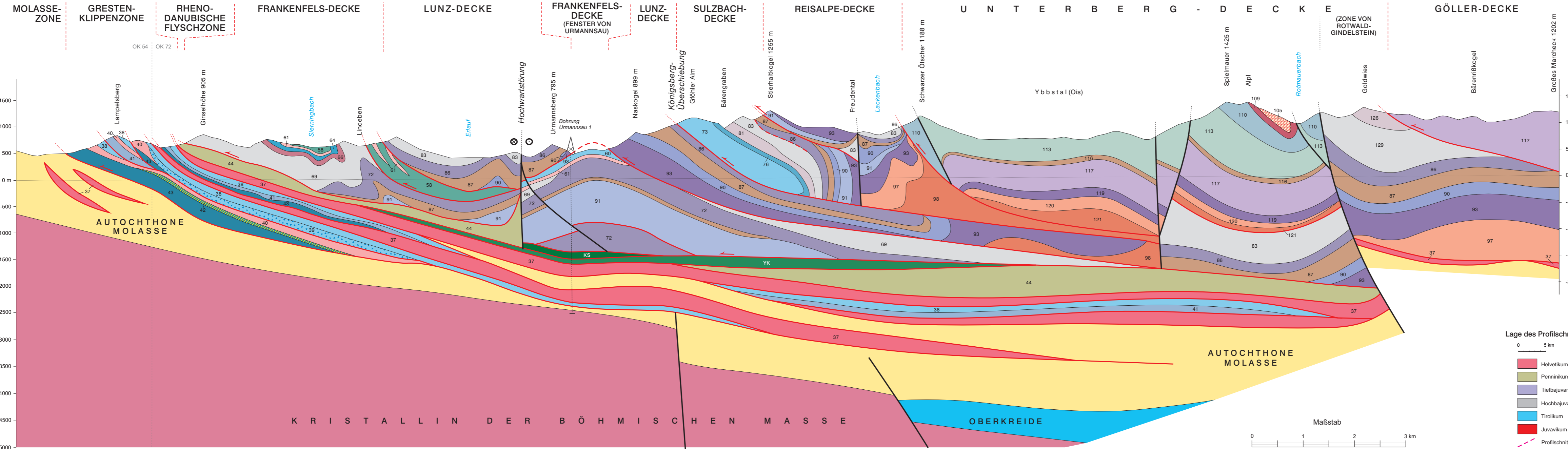


SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W.,
PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2019): Rocky Austria. Geologie von
Österreich – kurz und bunt. – 5. Auflage, 80 S., Geologi-
sche Bundesanstalt, Wien. (EUR 18,-)

Rocky Austria Online: www.geologie.ac.at/rocky-austria

- N -

- S -



Nummern gemäß Legende auf GÖK 72 MARIAZELL (Anordnung nach Entstehungsalter)

HELVETIKUM / ULTRAHELVETIKUM		OBEROSTALPIN	
37	Buntmergelerde (Albium-Lutetium)	58	Schrambach-Formation (Berrisium-Valanginium)
38	Aptychenkalk, Fleckenmergel (Tithonium-Unterkreide)	60,73	Aptychenkalk (Tithonium-Berrisium)
39	Konradshelm-Formation (Kimmeridgium-Tithonium)	61,76,109	Bunter Kalk, Crinoidenspatkalk, Hierlatzkalk (Unter- bis Oberjura)
40	Scheibsbach-Formation (Oxfordium-Kimmeridgium)	105	Oberseebrekzie (Mitteljura)
41	Lampelsberg-Formation (Callovium-Oxfordium)	64	Allgäu-Formation (Unterjura)
42	Zell-Formation (Callovium-Oxfordium)	66	Kössen-Formation (Rhätium)
43	Gresten-Formation (Unter- bis Mitteljura)	81,126	Plattenkalk (Rhätium)
PENNINIKUM		110	Dachsteinkalk (Oberes Norium-Rhätium)
Rhenodanubische Flyschzone		69,83,129,113	Hauptdolomit, Dachsteindolomit (Norium, ?Karnium-Norium)
44	Flysch, nicht differenziert (Oberkreide-Paläogen)	72,86	Opponitz-Formation (Tuvalium)
Ybbsitz-Klippenzone		87	Lunz-Formation (Oberes Julium)
YK	Klippenhüllflysch (Kreide), Aptychenkalk (Tithonium)	116	„Raibl-Formation“ (Karnium)
KS	Kieselkalk-Schuppe	91	Steinalm-Wettersteinkalk (Ladinium)
		117	Ramsadolomit (Anisium-Ladinium)
		90	Reifling-Formation (Anisium-Ladinium)
		93,119	Gutensteiner Kalk, Muschelkalk (Unteres Anisium)
		97,120	Werfen-Formation (Untertrias)
		98,121	Haselgebirge (Perm-Untertrias)

Störung (gesichert / vermutet), Bewegungsrichtung

Decken-, Schuppengrenze (gesichert / vermutet), Bewegungsrichtung

Bohrung

Lage des Profilschnittes

0 5 km

0 1 2 3 km

Maßstab

