

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

67 GRÜNAU im ALMTAL

Von HANS EGGER

Mit Beiträgen von

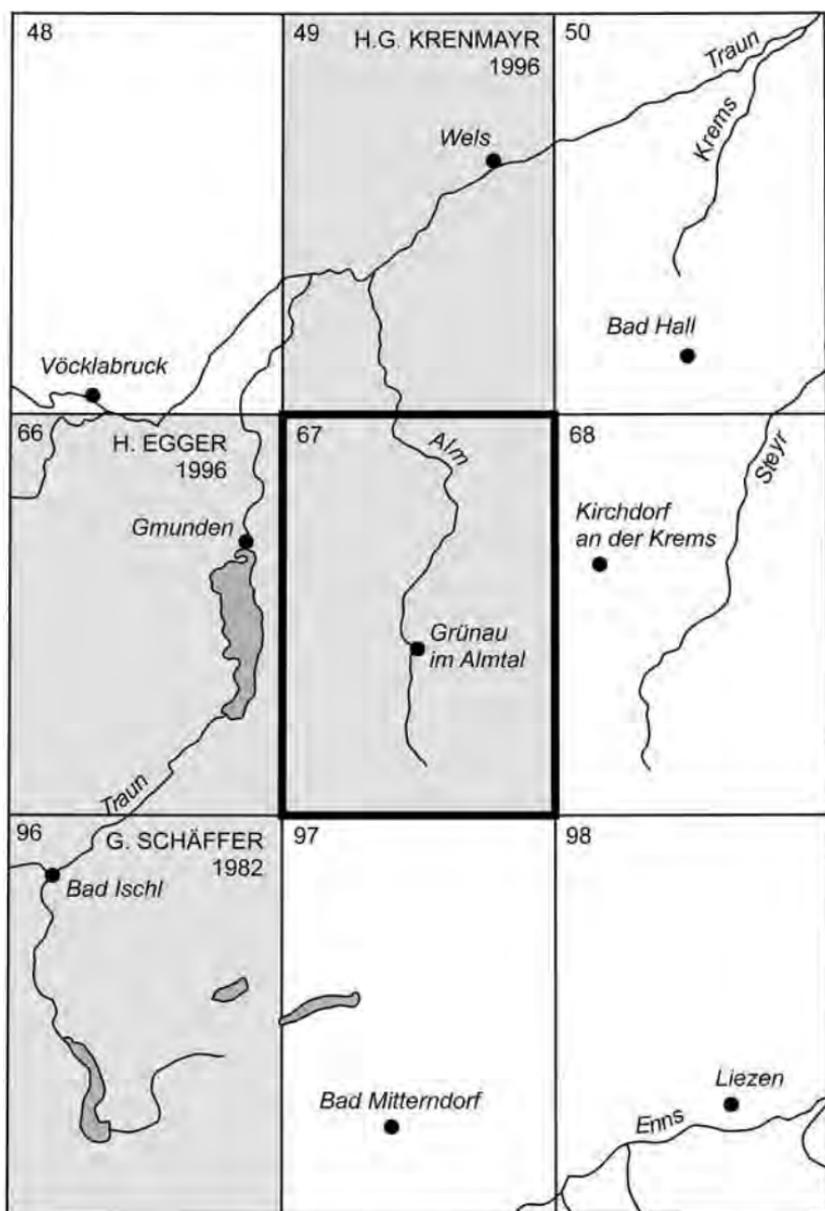
MARIA HEINRICH, DIRK VAN HUSEN, HARALD LOBITZER,
BEATRIX MOSHAMMER, RUDOLF PAVUZA, CHRISTIAN RUPP, ALBERT SCHEDL,
GERHARD SCHUBERT, RALF SCHUSTER, GÜNTER STUMMER,
LUDWIG WAGNER & GODFRID WESSELY

18 Abbildungen, 1 Tabelle, 2 Farbtafeln



Wien 2007

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38



Blatt 67 Grünau im Almtal
 und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Anfang 2007)

Anschriften der Verfasser

Dr. HANS EGGER, Dr. MARIA HEINRICH, Dr. BEATRIX MOSHAMMER,
Dr. CHRISTIAN RUPP, Dr. ALBERT SCHEDL,
Dr. GERHARD SCHUBERT, Dr. RALF SCHUSTER,
Geologische Bundesanstalt
Neulinggasse 38
A 1030 Wien

hans.egger@geologie.ac.at, maria.heinrich@geologie.ac.at,
beatrice.moshammer@geologie.ac.at, christian.rupp@geologie.ac.at,
albert.schedl@geologie.ac.at, gerhard.schubert@geologie.ac.at,
ralf.schuster@geologie.ac.at

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

Dr. HARALD LOBITZER
Lindaustraße 3
4820 Bad Ischl
harald.lobitzer@aon.at

Dr. RUDOLF PAVUZA, Dr. GÜNTER STUMMER
Naturhistorisches Museum
Karst- und Höhlenkundliche Abteilung
Museumsplatz 1/10
A 1070 Wien
speleo.austria@netway.at

Dr. LUDWIG WAGNER
Wolfersberggasse 6
A 1140 Wien
l.r.wagner@gmx.de

Dr. GODFRID WESSELY
Siebenbrunnengasse 29
A 1050 Wien

Topographien vervielfältigt
mit Genehmigung des BEV – Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen in Wien
Zl. EB 2007/00392

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 978-3-85316-034-3

Redaktion: HANS EGGER

Satz: Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H.

Inhalt

Vorwort	3
1. Die Geologie des Kartenblattes Grünau im Überblick (H. EGGER, D. VAN HUSEN, L. WAGNER & G. WESSELY)	4
1.1. Stratigraphie und Paläogeographie	4
1.2. Tektonik	7
1.3. Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten	12
2. Erforschungsgeschichte (H. EGGER, D. VAN HUSEN & H. LOBITZER)	14
3. Erläuterungen zur Kartenlegende (H. EGGER, D. VAN HUSEN & Ch. RUPP)	16
3.1. Nördliche Kalkalpen	16
3.2. St. Veiter – Ybbsitzer Klippenzone	22
3.3. Rhenodanubische Flyschzone	22
3.4. Ultrahelvetikum und Südhelvetikum	26
3.5. Molassezone	28
3.6. Quartär	30
3.6.1. Günz	31
3.6.2. Mindel	33
3.6.3. Riß	35
3.6.4. Würm	37
4. Mineralische Rohstoffe (M. HEINRICH, B. MOSHAMMER & A. SCHEDL)	46
4.1. Erze, Kohle	46
4.2. Steine und Erden, Industriemineralien	46
4.2.1. Festgesteine	46
4.2.2. Lockergesteine	49
5. Kohlenwasserstoffe (L. WAGNER & G. WESSELY)	50
6. Hydrogeologie (G. SCHUBERT)	51
7. Höhlen und Naturdenkmale (R. PAVUZA & G. STUMMER)	53
8. Tiefbohrungen (L. WAGNER & G. WESSELY)	54
8.1. Lithostratigraphie der Kohlenwasserstoff-Bohrungen	54
8.1.1. Molasseuntergrund	54
8.1.2. Molasse	55
8.2. Bohrprofile	57
8.2.1. Tiefbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs AG	57
8.2.2. Tiefbohrungen der Österreichischen Mineralölverwaltung AG OMV	60
Literatur	61

Vorwort

Im Jahr 1987, noch vor meinem Eintritt in die Geologische Bundesanstalt, wurde ich von der damaligen Direktion als freier Mitarbeiter mit der geologischen Kartierung von Blatt Grünau im Almtal betraut. Die Arbeiten gingen bis 1990 zügig voran, wurden aber dann, nach meiner Anstellung an der Geologischen Bundesanstalt, durch neue Aufgabenstellungen immer wieder unterbrochen. So musste der Fertigstellung der Blätter Gmunden (66), Großbraming (69) und Straßwalchen (64) Priorität eingeräumt werden, daneben liefen ergänzende Kartierungen für die Bundesländerkarten von Niederösterreich, Oberösterreich und Salzburg.

Nun ist die Arbeit an Blatt Grünau im Almtal aber endlich abgeschlossen und ich möchte mich bei allen Mitarbeitern, die im Gelände, in den Labors, in den Fachabteilungen Kartographie & Graphik sowie ADV & GIS zur Fertigstellung des Kartenblattes Grünau und der gleichzeitig erschienenen Erläuterungen beigetragen haben, herzlich bedanken. Mein herzlicher Dank gilt auch der Rohölaufsuchungs-Gesellschaft (RAG) und der Österreichischen Mineralölverwaltung AG (OMV) für die Publikationsgenehmigung der Bohrprofile.

HANS EGGER, März 2007

1. Die Geologie des Kartenblattes Grünau im Überblick

(H. EGGER, D. VAN HUSEN, L. WAGNER, G. WESSELY)

1.1. Stratigraphie und Paläogeographie

Das Gebiet des Kartenblattes Grünau im Almtal reicht vom Alpenvorland im Norden bis weit hinein in die Nördlichen Kalkalpen im Süden. Entsprechend vielfältig sind auch die Landschaften, die von den eiszeitlichen Terrassen im nördlichen Teil des Kartenblattes, über die meist bewaldeten Kuppen und Hügelzüge der Flyschzone (Abb. 1) bis zum schroff aufragenden Nordrand des Toten Gebirges reichen. Östlich der Alm wird der Nordteil der Nördlichen Kalkalpen von der Hochsalzgruppe eingenommen, die aus bajuvarischen und tirolischen Überschiebungseinheiten aufgebaut wird. Die höchste Erhebung dieser durch tief eingeschnittene, tektonisch vorgezeichnete Täler allseitig begrenzten Mittelgebirgslandschaft ist der namensgebende 1405 m hohe Hochsalm (Abb. 2). Südlich des Beckens von Grünau werden auf dem Kartenblatt die Nördlichen Kalkalpen ausschließlich aus tirolischen Überschiebungseinheiten aufgebaut, zu denen auch die Totengebirgsdecke zählt, in der die höchste Erhebung des Kartenblattes liegt, der 1747 m hohe Kasberg (Abb. 3).

Die Vielfalt der Landschaften hat ihren Grund in einem abwechslungsreichen geologischen Aufbau. Vier großtektonische Einheiten, jede mit völlig anderem Gesteinsaufbau, sind die Grundbausteine der Landschaftsentwicklung. Die weichen sandigen und tonigen Gesteine der Molassezone im Norden treten an der Oberfläche kaum in Erscheinung, sondern sind fast völlig von den pleistozänen Lockersedimenten bedeckt. Nur entlang der Alm gibt es einige größere Molasseaufschlüsse. Die vorwiegend tonreichen Gesteine des Ultrahelvetikums sind ebenfalls nur an wenigen Stellen sichtbar und markieren tektonische Bewegungsflächen, an denen sie hochgeschürft wurden. Die besten ultrahelvetischen Aufschlüsse befinden sich im Bereich des Rehkogelgrabens südlich von Hagenmühle und in der östlichen Fortsetzung davon, im Greisenbach. Die Rhenodanubische Flyschzone besteht aus Sandsteinen und Siltsteinen mit unterschiedlichen Karbonatgehalten und tonreichen Sedimentgesteinen mit ebenfalls stark schwankenden Karbonatanteilen (Tonsteine bis Kalkmergel). Der überwiegende



Abb. 1.
Blick nach Norden auf Steinbach am Ziehberg und die Erhebungen der Rhenodanubischen Flyschzone.

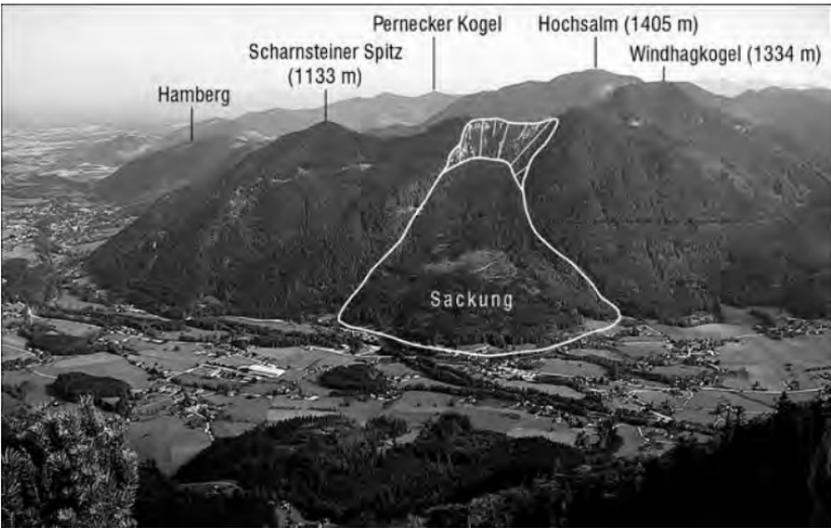


Abb. 2.

Blick vom Zwillingkogel nach NE zur Hochsalmgruppe. Im Vordergrund das Almtal, im Hintergrund die Erhebungen der Rhenodanubischen Flyschzone (Hamberg, Pernecker Kogel). Die Sackung an der Westflanke der Hochsalmgruppe ist nach dem Bergsturz im Almtal die zweitgrößte Massenbewegung auf dem Kartenblatt.

Anteil der rhenodanubischen Schichtfolge besteht aus Turbiditen, also aus umgelagerten Sedimenten, die von Trübeströmen in Wassertiefen von vermutlich mehr als 3000 m transportiert wurden. Die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen wurden vom Oberperm bis in die Oberkreide abgelagert, der mengenmäßig größte Teil stammt aber aus der Trias, wo gewaltige Mengen von flachmarinen



Abb. 3.

Blick vom Ausstieg des Sepp-Huber-Steigs nach Norden auf die Kalkalpen beiderseits des Almtals. Der südliche Blattschnitt von ÖK 67 Grünau im Almtal verläuft etwas südlich des Ameissteins.

Kalken und Dolomiten entstanden, die den Großteil der Fläche der Kalkalpen auf dem Kartenblatt aufbauen.

Die vier großtektonischen Baueinheiten stammen aus vier geodynamisch unterschiedlichen Sedimentationsräumen. Die Molassezone repräsentiert die Füllung des Vorlandbeckens der Alpen, in welches das Abtragungsmaterial des aufsteigenden Gebirges, das von Flüssen herantransportiert worden war, abgelagert wurde. Die Molassesedimentation beginnt etwa an der Wende vom Eozän zum Oligozän, also vor etwa 34 Millionen Jahren, und endet in Oberösterreich im Obermiozän (Pannonium) vor etwa 8 Millionen Jahren. Auf Blatt Grünau im Almtal stehen obertags nur oligozäne und untermiozäne Molassesedimente an. Zusätzlich gibt es 17 Tiefenaufschlüsse für die Kohlenwasserstoff-Exploration, die die Molassezone und die Molasse unter den alpinen Decken durchhörten (s. Kap. 7).

Die Gesteine des Helvetikums und Ultrahelvetikums wurden auf dem südlichen Schelf der Europäischen Platte und am anschließenden Kontinentalabhang abgelagert (Abb. 4). Die unterjurassische Gresten-Formation ist Teil des Vorlandjuras, der auf der kontinentalen Kruste der Europäischen Platte sedimentiert wurde. Zwischen der Unterkreide und dem Eozän wurden auf diesem Sockel vorwiegend tonreiche Sedimente abgelagert, die Faziesübergänge vom Seichtwasser bis zum Tiefwasser erkennen lassen. Auf dem Blatt Grünau liegen diese Ablagerungen vor allem in Form der „Buntmergelserie“ vor. Auf Grund ihrer vorwiegend tonigen Zusammensetzung ist diese leicht verformbar und wurde so im Zuge der tektonischen Bewegungen intensiv verschuppt.

Paläogeographisch im Süden des Ultrahelvetikums anschließend befand sich ein tiefes Meeresbecken, in dem der Rhenodanubische Flysch abgelagert wurde. Es handelt sich dabei um Turbiditabfolgen, die von der Unterkreide (Barremium) bis ins Untereozän (Ypresium), also über einen Zeitraum von rund 70 Millionen Jahren, gebildet wurden. Während dieser ganzen langen Zeit lag der Boden des Ablagerungsraumes unter der Kalzitkompensationstiefe, was auf eine Wassertiefe von mindestens 3000 m schließen lässt (BUTT, 1981).

Mehr als die Hälfte des Kartenblattes Grünau im Almtal wird von den Nördlichen Kalkalpen eingenommen, die von der Adriatischen Platte stammen. Die kalkalpine Schichtfolge reicht vom oberpermischen Haselgebirge bis zur ober-

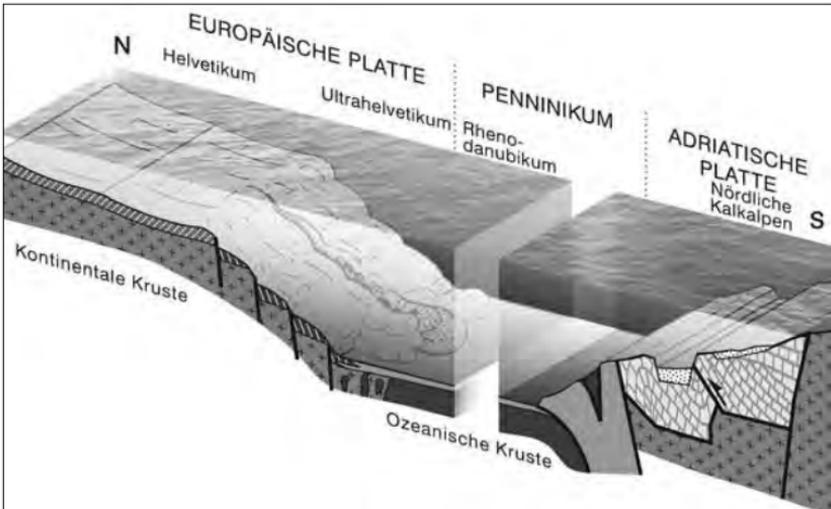


Abb. 4. Rekonstruktion der Lage der Ablagerungsräume in der Oberkreide.

kretazischen Unteren Gosau-Subgruppe und umfasst somit eine Sedimentationsdauer von rund 170 Millionen Jahren. Während dieser langen Zeit wurden vor allem Seichtwassersedimente abgelagert. Flächenmäßig dominieren dabei auf dem Kartenblatt der obertriassische Hauptdolomit und der mitteltriassische Wettersteinkalk und Wettersteindolomit; große Gebiete werden auch von der mitteltriassischen Gutenstein-Formation eingenommen. In der Mittelkreide führte eine erste starke Deformation der Nördlichen Kalkalpen zur Anlage von Falten und Überschiebungen. Nach einer anschließenden längeren Phase der Erosion kam es im Turonium zu einer Meerestransgression und zur Ablagerung der Gosau-Gruppe, deren jüngste Anteile aus dem Eozän stammen.

1.2. Tektonik

Durch seismische Untersuchungen und Tiefbohrungen im Zuge der Suche nach Kohlenwasserstoffen konnten wichtige Erkenntnisse über den Aufbau der nördlichen Ostalpen (Nördliche Kalkalpen, Rhenodanubische Flyschzone, Ultrahelvetikum und Helvetikum) sowie ihres Untergrundes (Molasse, autochthones Mesozoikum und Kristallin der Böhmisches Masse) gewonnen werden.

Der Molasseuntergrund wird in der Unterkreide und im unteren Tertiär gehoben und an NW–SE- und NE–SW-verlaufenden Extensionsbrüchen in tektonische Blöcke zerlegt.

Im unteren Oligozän entstehen als Folge der alpinen Subduktion vorwiegend E–W-gerichtete Dehnungsbrüche. Ab dem oberen Oligozän beginnt sich der Kompressionsdruck auf den kristallinen Untergrund durch den weiteren Nord-schub der Adriatischen Platte aufzubauen. Im Miozän werden die älteren Brüche als Blattverschiebungen wiederbelebt. Diese Brüche pausen sich bis an die Oberfläche auch durch die alpinen Decken durch und können auf den Georadararten gut verfolgt werden.

Auf dem Kartenausschnitt (Abb. 5) wird der kristalline Untergrund von mehreren großen seitenverschiebenden Brüchen mit überregionaler Bedeutung durchschnitten. An den beiden NNW–SSE- bis N–S-verlaufenden Brüchen (Lindach- und Alm-Störung) wurden jeweils die westlichen Seiten gegenüber den Ostseiten in dextralen Bewegungssinn weiter nach Norden bewegt. Die Rodl-Störung verläuft von Bad Ischl über Ebensee am Ostrand des Traunsees entlang bis ins Rodtal im Mühlviertel. Die NE–SW-verlaufenden Rodl- und Pettenbach-Störungen versetzen sinistral, d. h. die Ostseite wurde weiter nach Norden versetzt. Die Rodl-Störung wird von der Lindach-Störung versetzt. Dieses konjugierte Störungssystem ist im kristallinen Untergrund vorgezeichnet und setzt sich in der Böhmisches Masse an der Oberfläche fort. Westlich vom Kristallinhoch bei Pettenbach mit den Bohrungen Bergern 1/1a und Kirchdorf 1 (s. Kap. 8) sind die mesozoischen Sedimente noch erhalten. Dieser tektonische Block wurde am wenigsten weit nach Norden verfrachtet und ist ein wichtiger Bereich für die Migrationsmöglichkeit der Kohlenwasserstoffe vom Süden nach Norden.

Ein weiteres geologisches Ergebnis der Kohlenwasserstoff-Exploration ist der Nachweis, dass die Oberkante des Molasseuntergrundes nur relativ flach nach Süden abtaucht (Abb. 5). Die Molassebasis liegt auf unterschiedlich alten stratigraphischen Einheiten des autochthonen Mesozoikums oder direkt auf dem kristallinen Untergrund. Markant ist ein W–E-streichender Kristallinrücken, der im Raum Kirchdorf – Bergern bis Pettenbach von Jura- und großflächig auftretenden Kreideablagerungen umrahmt wird.

Für die Charakterisierung der subalpinen und alpinen Schichtfolgen können die Bohrungen von der OMV Grünau 1, Kirchdorf 1 und Steinfeld 1 und die Bohrungen von der RAG Kirchham 1/1a, 2 und 3 und Wiesberg 1 herangezogen werden (Abb. 6).

Die alpinen Einheiten überschieben die Molasse entlang einer flach nach Süden einfallenden Überschiebungsbahn, an deren Basis stark deformierte ultra-

helvetische und südhelvetische Gesteine mit einem stratigraphischen Umfang von der höheren Unterkreide bis in das Obereozän auftreten. Intensivere Verschuppung mit dem Flysch liegt in den Bohrungen Kirchdorf und Steinfelden vor, während in der Bohrung Grünau (s. Kap. 8) der Rhenodanubische Flysch fehlt

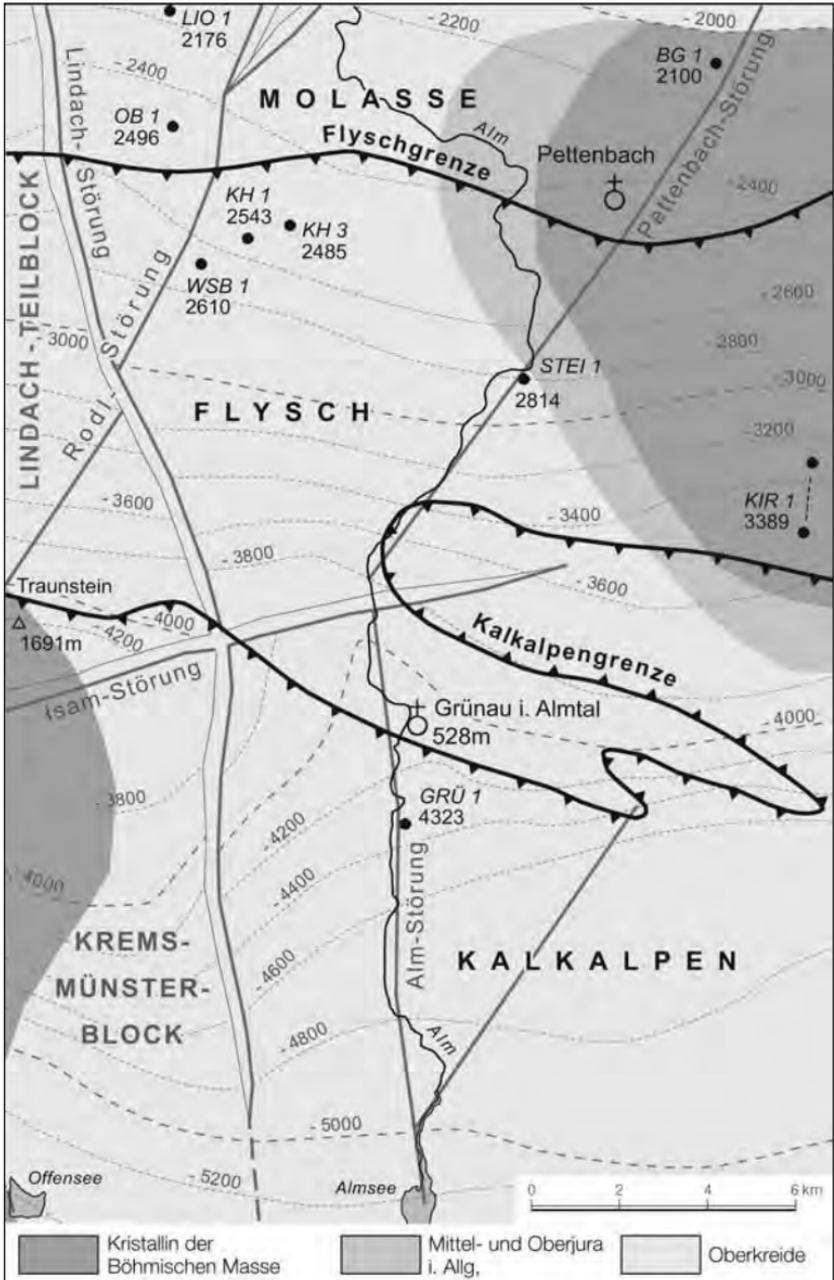


Abb. 5. Der Untergrund der Molasse auf Blatt Grünau im Almtal.

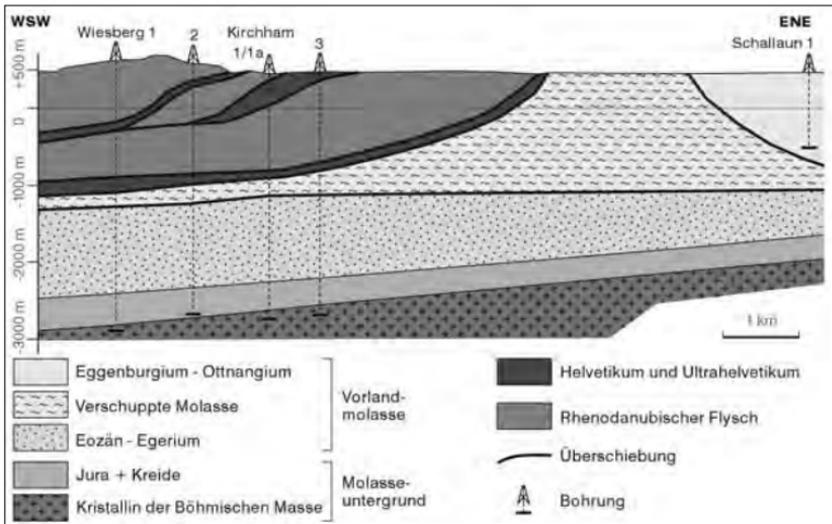


Abb. 6.
 Profil durch den Nordrand der Flyschzone.

(Taf. 1). Dafür ist die St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone vertreten, gekennzeichnet durch eine 530 m lange Strecke aus Serpentin, und eine Oberjura-Abfolge, die der Grestener Klippenzone zugerechnet werden kann. Das Fehlen des Rhenodanubischen Flysches fügt sich in das geläufige Bild einer ausgedünnten Flyschzone unter den Kalkalpen, was weiter östlich gelegene Kalkalpenbohrungen ebenfalls zeigen.

Die Flyschzone wird aus zwei großtektonischen Einheiten aufgebaut, dem Rhenodanubischen Flysch und dem Helvetikum s.l., das auf dem Kartenblatt aus verschuppten ultrahelvetischen und südhelvetischen Einheiten gebildet wird. Strukturell besteht die Flyschzone aus einem nach Süden einfallenden Schuppenstapel, wobei die südlicheren Schuppen, z.B. im Gebiet des Pernecker Kogels, oft einen großzügigen nordvergenten Faltenbau erkennen lassen. Diese Strukturen werden durch zwei jüngere Blattverschiebungssysteme versetzt (Abb. 7).

An ein dextrales NW–SE-streichendes Blattverschiebungssystem sind Vorkommen von ultrahelvetischen und südhelvetischen Gesteinen gebunden, die an diesen Störungen hochgeschürft wurden. Besonders schöne Aufschlüsse treten im Bereich Rehkogelgraben – Greisenbachtal (Abb. 7) auf, wo die steilstehende ultrahelvetische Buntmergelserie des Fensterinhalts auch im Aufschlussbereich immer wieder an kleinen Blattverschiebungen versetzt wird. Auf der Karte ist gut zu erkennen, dass dieses Ultrahelvetikumsvorkommen schräg den älteren Schuppenbau des Rhenodanubischen Flysches durchschneidet.

Die dextralen Blattverschiebungen und die daran gebundenen Ultrahelvetikumsvorkommen werden von jüngeren NE–SW-streichenden Blattverschiebungen versetzt, die Teil des großen ISAM (Innsbruck-Salzburg-Amstetten)-Blattverschiebungssystems sind (EGGER & PERESSON, 1996; EGGER, 1997). Zu diesem System gehört auch die Traunsee-Störung, von der ein großer Ast östlich der Gosau vom Eisenbach vorbei und über den Einschnitt zwischen Steineck und Katzenstein weiter nach Nordosten und hinein ins Almtal streicht. Dort bewirkt diese Störung das Vorspringen der Hochsalzgruppe nach Norden, gleichzeitig werden die tektonischen Strukturen der Flyschzone abgeschnitten, die östlich und westlich des Almflusses völlig verschieden sind.

Diese sinistralen Störungen schneiden auch die dextrale Windischgarstener Störung ab, an die das von BRINKMANN (1936) entdeckte Grünauer Halbfenster

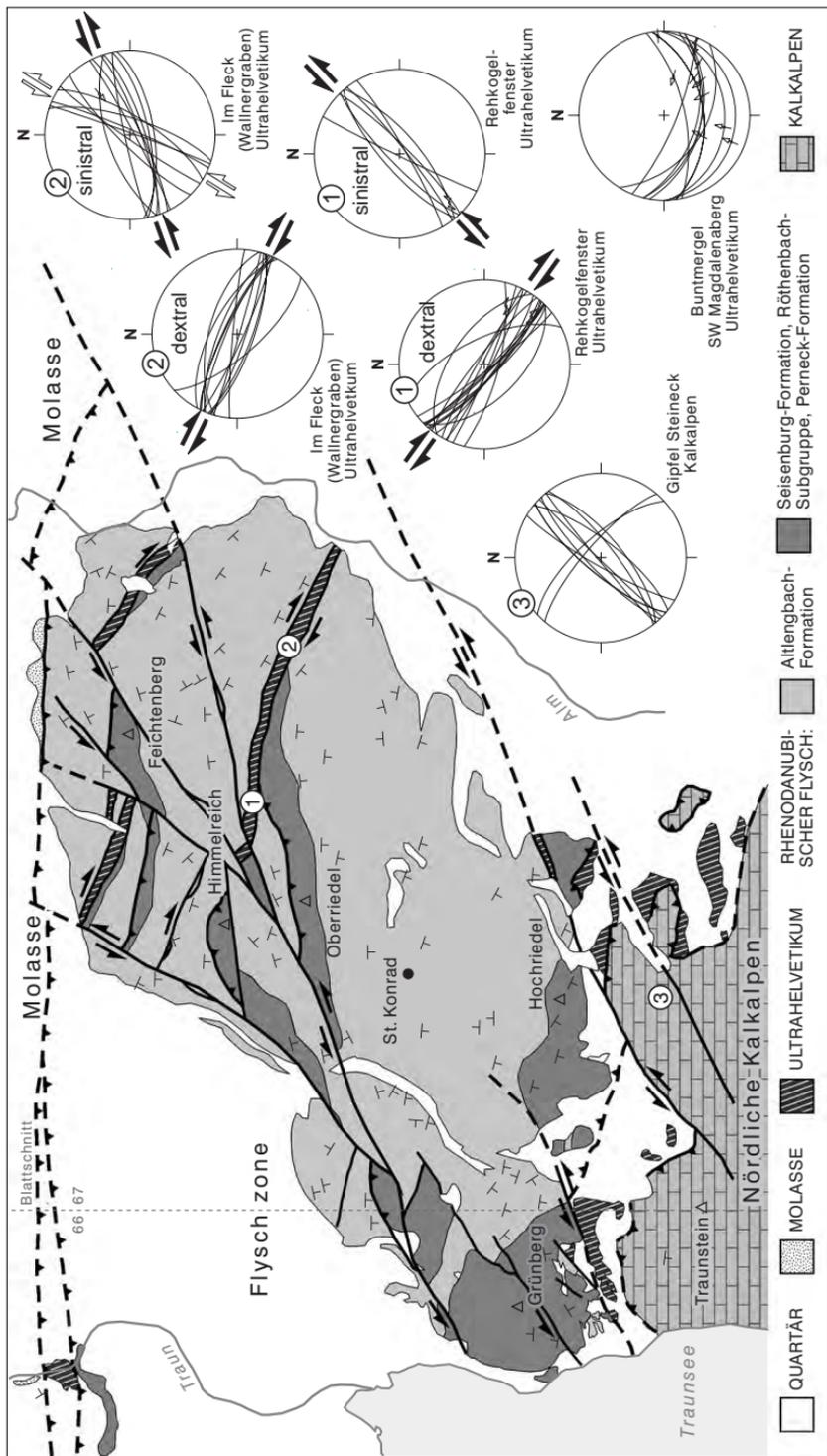


Abb. 7. Geologische Übersicht der Flyschzone zwischen Traunsee und Almtal. NW-streichende ultrahelvetiche Gesteine wurden entlang von dextral-transpressiven Scherzonen in die Flyschzone eingeschichtet. Jüngere, NE-streichende Blattverschiebungen versetzen diese älteren Strukturen sinistral (aus EGGER & PERESSON, 1996).

gebunden ist. In diesem Halbfenster kommen unter der Überschiebungsbahn der Nördlichen Kalkalpen Serpentinite und Ophikarbonate der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone, Gesteine der Gresten-Formation und der Blassenstein-Formation („Aptychenkalk“) der ultrahelvetischen Grestener Klippenzone und Gesteine des Rhenodanubischen Flysches vor.

Schwierigkeit machte vor allem die tektonische Zuordnung des „Aptychenkalks“, da solche Gesteine sowohl in den Nördlichen Kalkalpen als auch in den verschiedenen Klippenzonen auftreten können. Bereits PREY (1953) diskutierte diese Frage und kam zu dem Schluss, dass sie am ehesten in die Klippenzone zu stellen sind. Diese Ansicht wurde durch die jetzt abgeschlossene Neukartierung bestätigt, da am Dachkopf der „Aptychenkalk“ direkt unter den ultramafischen Schürflingen der Ybbsitzer Klippenzone liegt, an anderen Stellen wird er von Gesteinen der Rhenodanubischen Gruppe tektonisch überlagert. Somit kann angenommen werden, dass der „Aptychenkalk“ zur Grestener Klippenzone und damit zu der Blassenstein-Formation zu rechnen ist. Dafür spricht auch das mehrfach beobachtete gemeinsame Vorkommen dieser Gesteine mit solchen der Gresten-Formation.

Die kalkalpinen Deckschollen im Bereich des Grünauer Halbfensters sind vermutlich zum Bajuvarikum zu stellen. Sie bestehen vor allem aus mitteltriassischen Gesteinen der Gutenstein-Formation, die auch in der Bohrung Grünau unter der Opponitz-Formation durchörtert wurde (Taf. 1). Da dort Wettersteinkalk und Wettersteindolomit fehlt, kann zwischen der Opponitz-Formation und der Mitteltrias eine große Störung angenommen werden, nämlich die Überschiebung des Tirolikums auf das Bajuvarikum.

Im Norden des Grünauer Halbfensters baut die bajuvarische Überschiebungseinheit auch große Teile der Hochsalm-Gruppe auf. Darüber liegt das Tirolikum in Form der invers gelagerten Windhagdecke (PIA, 1943), deren Schichtfolge vom Wettersteinkalk bis in den Plattenkalk reicht. Dieser Überschiebungsbau ist an mehreren Ästen des Windischgarstener Störungssystems versetzt. Wie die Neukartierung zeigte, ist auch der Bereich des Mittagsteins (Rauhkogel) ebenfalls zur Windhagdecke zu rechnen.

Südlich und westlich des Grünauer Halbfensters liegt die Traunalpenscholle der ebenfalls zum Tirolikum zu zählenden Staufen-Höllengebirgsdecke. Diese besteht hier obertags vor allem aus Hauptdolomit und Plattenkalk. Innerhalb der Traunalpenscholle konnte eine intensive bruchtektonische Zerlegung auskartiert werden, die vor allem durch die Ausläufer der Traunsee-Störung bedingt ist. Wie die Fallwerte der eingemessenen Bänke zeigen, kam es zwischen den Ästen dieses sinistralen Blattverschiebungssystems häufig zu Schollenrotationen. Auch der Wettersteindolomit des Vorderen Rinnbachtals ist von zwei Ästen dieses Störungssystems begrenzt.

Die südlichste und tektonisch höchste der kalkalpinen Einheiten des Kartenblattes ist die Totengebirgsdecke, die ebenfalls zum Tirolikum gerechnet wird und auf der Traunalpenscholle liegt. Nach der Karte von GEYER & ABEL (1913) bildet der Hauptdolomit westlich der Alm einen stratigraphischen Verband mit dem Lunzer Sandstein und dem Wettersteindolomit des Wolfsberges und Kreuzecks im Süden des Kartenblattes. Diese südfallende Schichtfolge wurde als der inverse Südschenkel einer Grünberg-Mulde interpretiert (TOLLMANN, 1976). Der Ausstrich der Überschiebung der Totengebirgsdecke wurde daher noch weiter im Süden angenommen, nämlich dort, wo beiderseits des Almsees Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutenstein-Formation auftreten (z.B. TOLLMANN, 1976). Die jetzt durchgeführte Kartierung (SCHERMAIER, 1993; SCHINDLMAYR, 1992, 1993) zeigte, dass im Norden des Wolfsberges kein Lunzer Sandstein sondern Werfener Schichten und Haselgebirge anstehen, die tektonisch dem norischen Plattenkalk auflagern. Es besteht somit kein Zweifel mehr, dass die Überschiebung der Totengebirgsdecke hier ihre Fortsetzung findet.

Zwischen Kasberggipfel und Schwalbenmauer wurde von KIRCHMAYER (1956) der dort auftretende braune Dolomit als Hauptdolomit interpretiert. Dadurch war der genannte Autor gezwungen, in dieser ungewöhnlichen Position, nahe dem Gipfel des Kasberges, ein tektonisches Fenster („Tanzbodenfenster“) anzunehmen, in dem die Unterlagerung der Totengebirgsdecke zu Tage treten soll. Die Neukartierung in diesem Gebiet ergab, dass es sich bei dem hier anstehenden braunen Dolomit um eine Einschaltung innerhalb der Gutenstein-Formation handelt und nicht um einen tektonischen Aufbruch.

Der interne Bau der Totengebirgsdecke wird von nordvergenter Faltung und Schuppung geprägt. So konnte z.B. MOSHAMMER (1993) mit zahlreichen Conodontenfaunen (det. L. KRYSZYN) zeigen, dass das wenige hundert Meter lange Mitteltriasprofil des Moltertales aus mindestens drei Schuppen besteht. Die flächenhafte Auskartierung dieser Kleinschuppen der Totengebirgsdecke hätte einen enormen Zeitaufwand erfordert, der für eine Übersichtskarte nicht zu rechtfertigen ist. Es wurde daher darauf verzichtet.

Eine größere Überschiebung innerhalb der Totengebirgsdecke streicht vom Zösenbach nach Westen. Wie das Kartenbild zeigt, werden dort Gutenstein-Formation, Reifling-Formation und Wettersteindolomit des Kasberggebietes diskordant von Wettersteindolomit überschoben. Dieser Wettersteindolomit bildet im äußersten Süden des Kartenblattes große Flächen, allerdings ist die wahre Mächtigkeit dieser Einheit unklar, da aus diesem massigen Dolomit kaum Fallwerte zu bekommen sind. Nur an der Forststraße unmittelbar westlich des Hintere Springbaches konnte knapp vor der Brücke eine dunklere Einschaltung gefunden werden, die mittelsteil gegen Südosten einfällt. Obwohl sich dieser Fallwert gut in das regionale Bild einfügt, kann davon ausgegangen werden, dass die Mächtigkeit des Wettersteindolomits nicht so groß ist, wie sie durch die große Fläche, die dieses Gestein hier einnimmt, vorgetäuscht wird. Der Wettersteindolomit wird nämlich von bedeutenden Störungen durchsetzt.

Altbekannt sind die an Störungen gebundenen Vorkommen von Haselgebirge, Werfener Schichten und Gutensteiner Schichten innerhalb des Wettersteindolomits gleich östlich des Almsees und im Weißenbachtal westlich des Sees. Ein neues Vorkommen von Haselgebirge konnte ganz im Südosten des Kartenblattes entdeckt werden. Dort streicht ein bedeutender Bruch vom Einschnitt südlich Meisenberg zum Einschnitt südlich des Sandberges, wo aufgrund der tektonischen Zerlegung große Mengen Dolomitgrus vorkommen. Direkt beobachten kann man diese Störung im Großen Sandgraben, wo im Oberlauf des Steyringtales, im Sandgraben, eine zehn Meter breite Störungszone aufgeschlossen ist. Mitten im Wettersteindolomit kommen dort in 830 m Seehöhe rote, grüne und graue Tonsteine und mergelige Tonsteine zum Vorschein, in welchen Linsen von schwarzen kieseligen Bänken stecken. Die palynologische Untersuchung (s. Kap. 3) ergab ein permisches Alter, womit die Zuordnung zum Haselgebirge gesichert ist.

1.3. Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten

Während der beiden älteren Eiszeiten sind Formen der eiszeitlichen Entwicklung nur im Alpenvorland durch den Traungletscher im Westen und den Gletscher im Kremstal im Osten geprägt.

Zur Günzeiszeit reichte eine Gletscherzunge bis nach Berg und hat hier Moränen hinterlassen, die möglicherweise von einer schmäleren Eiszunge in einem alten Tallauf (KOHL, zuletzt 2000) bis hierher vorgedrungen war. Im Vorfeld dieses Gletschers entwickelten sich die Älteren Deckenschotter der Traun-Enns-Platte, die in ihrer Verbreitung noch durch ein altes, nach NE ausgerichtetes Talnetz geprägt waren (FLÖGL, 1969; KOHL, 2000, Abb. 49).

Die darauf folgende Kaltzeit hat zu keiner erkennbaren Vergletscherung geführt (VAN HUSEN, 2000), aber die Akkumulation der „Weißen Nagelfluh“ (KOHL,

zuletzt 2000) gebracht. Diese eindeutig kaltzeitliche Kiesakkumulation entwickelte sich offensichtlich aus dem Traun- und Almtal und folgte ebenso noch der Schüttungsrichtung nach NE und ist bis Kremsmünster zu verfolgen. Ihr hoher Anteil an hellen Kalk- und Dolomitgeröllen und der auffallend geringe an Flyschgeschieben mag darauf zurückgeführt werden, dass die höheren Kalkalpen zur Bildungszeit wesentlich stärker der Frostschuttbildung unterworfen waren als die niederen Flyschberge, wodurch die Flüsse (Traun, Laudach, Alm) stark mit Kalk- und Dolomitschutt überladen waren.

Die mächtige Vorlandzunge des Traungletschers formte die Endmoräne bei Eisengattern und verdrängte die Laudach nach Osten, so dass sie nördlich Kranichsteg (Gastachmühle) das enge karstartige Tal erodieren musste.

Im Osten lagerte der Gletscher im Kremstal die mächtige Moräne nördlich Magdalenenberg ab, von der ebenso wie im Vorfeld des Traungletschers die Schüttung der Jüngeren Deckenschotter ausging.

Zu dieser Zeit war das Almtal auch von einem Gletscher gemeinsam mit mächtigen Seitengletschern erfüllt, wie die Moräne im Hochreith zeigt. Er hat aber nicht über den Nordrand der Flyschzone hinaus gereicht, wodurch keine Moränenreste erhalten sind. In seinem Vorfeld sind entlang der Alm aber ebenso Jüngere Deckenschotter entwickelt, die im Einklang mit denen aus dem Traun- und Kremstal bereits ein Entwässerungsnetz nach Norden anzeigen (KRENNMAYR, 1996). In diese Zeit dieser stärksten Vergletscherung fällt sicher auch die glaziale Ausformung des Almtales mit dem breiten Becken von Grünau und Scharnstein bis Steinfeld. Es hat die Form eines Zungenbeckens und weist sicher auch eine Übertiefung auf, worüber aber nichts bekannt ist. Einen Hinweis auf eine tiefe Lage der Felssohle gibt nur die Bohrung in der Heckenau, wo der Fels in rund 100 m unter der Talsohle liegt (HAMILTON, 1989). Ein ähnlicher Wert der Übertiefung im Zungenbecken kann wohl angenommen werden.

Dieses wurde noch von den Gletschern der Riß- und Würmeiszeit, die bis ca. Viechtwang respektive bis Matzing reichten, endgültig ausgestaltet. So ist im Vorfeld des Würmgletschers die dominierende, ca. 40 m mächtige Niederterrasse entstanden, auf der sich die Siedlungen entwickelten. Zu beiden Eiszeiten hat der Almgletscher, der aus den Karräumen (Hetzau, In der Röll, Kolmkar) am Nordabfall des Toten Gebirges abfloss, seine westlichen Nebentäler verschlossen. Da sich durch die niedrige Kammumrahmung in den Tälern nur kleine Glet-



Abb. 8.
Blick vom Flachberg nach NE auf die Mindel-Endmoräne.

scher entwickelten, bildeten sich zwischen diesen und dem Almgletscher Eisstauseen, die mit Schutt von den Bächen und Moränenmaterial vom kalbenden Almgletscher verfüllt wurden. Diese Füllungen wurden aber beim Abschmelzen des Almgletschers sofort wieder zerstört, so dass nur noch wenige Reste davon an den Talflanken erhalten geblieben sind.

Neben dem Almgletscher entwickelte sich noch ein kräftiger Gletscher aus den nördlichen Kären des Kasberges, der die Talweitung bei Schindelbach erfüllte. Die südseitige Flanke des Kasberges zeigt hingegen keine Spuren von Vergletscherung. Eine Ausnahme stellt der kleine Gletscher im Katzengraben dar, der durch die Wechtenbildung am Grat des Jausenkogels übermäßig mit Schnee und Eis ernährt wurde, sich aber nur auf den Talboden beschränkt hat. Eine glaziale Überformung ist an der Südseite des Kasberges und dessen Gräben nicht eingetreten.

Eine mannigfache Formung durch die Eiszeiten erfuhr auch die Nordflanke des Traunstein-Zwillingkogel-Zuges. Er ist durch die starke tektonische Zerlegung am Nordrand der Kalkalpen von einer übermäßigen Schuttproduktion geprägt. Diese spiegelt sich schon in der Ausbildung der Gleitschollen wider, die sich seit der beginnenden Talbildung von der Kalkalpenstirn lösend, langsam talwärts wandern. Die starke Schuttbildung führte auch zur Ausbildung der Gehängebreccie östlich und westlich des Laudachsees (Reißete Schütt). Die heute vorhandenen Breccienvorkommen sind Reste einer großen Breccienplatte, die durch Verkittung aus einem mächtigen Schuttmantel entstanden ist, der sich in den Kaltzeiten zwischen der Mindel- und Rißeiszeit gebildet haben kann. Ihr Mindestalter ist vor der Rißeiszeit, da die ersten Breccienbrocken in deren Moränenablagerungen zu finden sind. Dies würde aber bedeuten, dass die Kare des Laudachsees und nördlich Schratenstein zur Mindeleiszeit und den nachfolgenden Kaltzeiten (VAN HUSEN, 2000) noch nicht ausgebildet oder noch wesentlich kleiner waren, so dass sich eine derartige Platte ausbilden konnte.

In der Rißeiszeit waren die Gletscher des Laudachsees und unterm Schratenstein vereinigt und die Eiszunge reichte bis über Klamm hinaus, wo Erratika die Ausdehnung markieren. Während des Würms hingegen entwickelten sich nur noch kleine Gletscher, die auf die Kare beschränkt waren.

Durch den starken Schuttanfall, besonders in den Gräben nach Osten zum Almtal, haben sich zur Riß- sowie Würmeiszeit neben nur kleinen Gletschern mächtige Blockgletscher als charakteristische Erscheinungsformen des Dauerfrostbodens entwickelt. Sie sind in beiden Eiszeiten nach dem Abschmelzen des Talgletschers noch bis in den Talboden des Almtales vorgestoßen und kamen jeweils erst nach der Auflösung des Dauerfrostbodens zum Stillstand.

Eine tiefgreifende, großflächige und gewaltsame Umgestaltung des Almtales erfolgte am Ende der Würmeiszeit durch den spätglazialen Bergsturz in der Hetzau. Dabei lösten sich ca. 0,5 km³ Felsmaterial aus dem Büchsenkar und erfüllten die Hetzau und das Straneggbachtal bis zum Almtal (Jagersimmerl) mit einer grandiosen Tomalandschaft. Dadurch wurden die Alm und der Weißeneggbach aufgestaut, wodurch hinter dessen Schwemmkegel der Almsee entstand. Talwärts löste der Bergsturz einen mächtigen Murenstrom aus, der bis zum Becken von Grünau einen im Mittel ca. 10–15 m mächtigen Terrassenkörper schuf. Auffällige Formen stellen die mehrere Meter hohen Hügel auf der Terrassenfläche (z.B. Wildpark) dar, die Teile des Bergsturzmaterials darstellen, die wie „Knödel in einer Suppe“ in dem Murenmaterial mittransportiert wurden.

2. Erforschungsgeschichte

(H. EGGER, D. VAN HUSEN, H. LOBITZER)

Es sind vor allem drei Arbeiten, die uns über den Bearbeitungsstand des Kartenblattes 67 Grünau im Almtal im 19. Jahrhundert informieren, nämlich „Ueber die nordöstlichen Alpen“ von EHRlich (1850), „Die geologischen Verhältnisse der

Umgebung von Gmunden“ von KOCH (1898) sowie „Materialien zur Geognosie Oberösterreichs“ von COMMENDA (1900). Diese Arbeiten vermitteln auch einen frühen Überblick über das bescheidene mineralische Rohstoffpotential dieses Gebietes.

Für die Kompilation von Blatt Kirchdorf der Geologischen Spezialkarte 1:75.000 (GEYER & ABEL, 1913, Erläuterungen 1918) fanden auch frühere Aufnahmen von ČZJŽEK, MOJSISOVICS, FUGGER und GEYER Verwendung. Wenngleich die Arbeiten von GEYER (1886, 1911, 1917) noch nicht vom Deckenkonzept ausgingen, trugen sie dennoch erheblich zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik des Gebietes bei. Die inhaltlichen Unzulänglichkeiten des Spezialkarten-Blattes Kirchdorf bewogen PIA (1943) die Kartierungspraxis der Geologischen Reichsanstalt massiv zu hinterfragen: „Der Fehler muss in der damals üblichen Art der Untersuchung gelegen haben, bei der eigentlich immer wieder nur Revisionen älterer, ganz unzulänglicher Karten, aber nie gründliche Neuaufnahmen ausgeführt wurden.“

Unter der Anleitung von PIA bearbeitete GASCHE als Dissertation das Kasberggebiet sowie die angrenzenden Teile des Toten Gebirges. Veröffentlicht wurden von ihm zwei Mitteilungen über spektakuläre Fossilien-Funde aus der unteren Mitteltrias (GASCHE, 1938 a,b). Beruhend auf dem umfangreichen Dünnschliff-Material von GASCHE und PIA führte die Genfer Mikropaläontologin KOEHN-ZANINETTI (1969) eine monographische Bearbeitung der Vorkommen von triassischen Foraminiferen im Gebiet zwischen dem Traunsee und dem Steyrtal durch.

Das Grünauer Becken und seine Umräumung wurde von KIRCHMAYER (1957) einer eingehenden Bearbeitung unterzogen, wodurch die Ansicht von BRINKMANN (1936) bestätigt werden konnte, dass im Gebiet von Grünau Gesteine des Penninikums und des Ultrahelvetikums in einem Halbfenster innerhalb der Nördlichen Kalkalpen zu Tage treten. Die frühen Bearbeiter des Gebietes (GEYER, 1910; GEYER & ABEL, 1918) hatten den Inhalt des Grünauer Halbfensters noch als Gosauablagerungen interpretiert. Die Hochsalmgruppe im Norden des Grünauer Halbfensters erfuhr durch PIA (1943) eine richtungsweisende Detailbearbeitung. Die Arbeiten von PAVUZA & TRANDL (1982, 1984) befassen sich mit (hydro)geologischen Aspekten dieses Gebietes.

Wichtige tektonische Arbeiten über die Kalkalpen des Kartenblatts Grünau sind jene von HAUG (1908) und HAHN (1913). Das von Letzterem und KOBER (1923) postulierte große bajuvarische Fenster zwischen Traunsee und Almtal („Almfenster“) wurde jedoch bereits von SPENGLER (1924) zu einer bivergenten Überschiebung umgedeutet; dieser Meinung schloss sich auch TOLLMANN (1972) an. Zu den wichtigsten Arbeiten über den Alpennordrand dieses Gebietes zählen jene von PREY, dem wir zahlreiche Veröffentlichungen von 1947 bis 1992 verdanken. Auch der Traunstein findet bereits in den ältesten Arbeiten Beachtung (MOJSISOVICS & SCHLOENBACH, 1868), und MOSER (1974) widmete „dem Tor zum Salzkammergut“ sogar eine monographische Darstellung.

Seit langem ist der Fossilreichtum der Gesteine der Unteren Gosau-Gruppe des Eisenbachs am Traunsee-Ostufer bekannt. PARTSCH verdanken wir mehrere weitgehend in Vergessenheit geratene Arbeiten über das Salzkammergut, darunter auch jene von 1826, die zu den frühesten Erwähnungen der Eisenbach-Gosau zählt. Carl LILL VON LILIENBACH (1830) schreibt bereits treffend: „am südlichen Abhänge des Traunsteins in der Eisenau wird man ... überrascht von dem Auftreten dunkler, mit Kalkspathadern durchzogener Thone, mit Turritellen, Cerithien, Trochus-Arten, Tornatellen, u.s.w., welche ganz den Bestand der Gosauer Gesteine zeigen“. Auch BOUÉ (1832) studierte bereits dieses abgelegene Vorkommen von Gosau-Schichten. ZEKELI (1852) verdanken wir die Bearbeitung der in den Schwarzschiefern häufigen, kreidig erhaltenen „Turmschnecken“ wie *Omphalia kefersteini* und *Nerinea buchi*. In seinen „Geognostischen Wanderungen“ macht uns EHRlich bereits im Jahre 1854 mit erdwissenschaftlich interessanten Wanderzielen seiner oberösterreichischen Heimat vertraut, unter diesen finden sich

auch die Kohle führende Eisenbach-Gosau und der Gschlifgraben. In seiner überarbeiteten Dissertation präsentiert WEBER (1960) eine „Geologische Karte der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal“ und es wird bereits ein erster Versuch einer mikropaläontologischen Gliederung der Gesteine der „Eisenbach-Gosau“ unternommen.

Die Vorkommen von ultrahelvetischer Buntmergelserie in der oberösterreichischen Flyschzone sind schon seit langem bekannt (BOUÉ, 1832), wurden aber auf Grund der häufig darin auftretenden roten Gesteinsfarben zu den Nierentaler Schichten gerechnet, die transgressiv dem Flysch auflagern sollten. RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) waren die ersten, die diese Vorkommen als tektonische Fenster des vom Rhenodanubikum überschobenen Ultrahelvetikums erkannten. Dennoch hielten andere Autoren (KRAUS, 1944) noch an der Transgressions-theorie fest. Erst durch die mikropaläontologischen Arbeiten von NOTH (1951) und PREY (seit 1950 und 1953) konnte die Fensternatur zweifelsfrei geklärt werden, wobei diese Fenster im Kern überkippter Antiklinalen zu Tage treten sollten. Die Neuaufnahme zeigte jedoch, dass diese Fenster entweder an Überschiebungen oder an Blattverschiebungen gebunden sind (EGGER & PERESSON, 1996; EGGER, 1997).

Nach ersten Erwähnungen quartärer Erscheinungen im Bereich des Kartenblattes (HAUENSCHILD, 1870) ist eine kurze Beschreibung eiszeitlicher Sedimente bei PENCK & BRÜCKNER (1909) zu finden, worin eine maximale Erstreckung des Gletschers bis gegen den Alpenrand und eine der jüngsten bis gegen Grünau postuliert wird. Erst die Geologische Spezialkarte 1:75.000 Bl. Kirchdorf (GEYER & ABEL, 1913) gibt eine differenzierte Darstellung der Sedimente der beiden jüngeren Eiszeiten. Erst ab 1950 wurden im Almtal wieder quartärgeologische Arbeiten durchgeführt, die im Alpenvorland zu einer detaillierten Gliederung der verschiedenen Kiesvorkommen (KOHL, zuletzt 2000) geführt hat. PREY (1956) entwarf als Erster ein detailliertes Bild der Lokalvergletscherung am Nordrand der Kalkalpen zwischen Almtal und Laudachsee. Die vorher als Moränenablagerungen beschriebenen Bergsturzsedimente wurden von ABEL (1969) als solche erkannt und beschrieben, die dann im Zuge der Neuaufnahme des Kartenblattes sedimentologisch im Detail erfasst und gedeutet werden konnten (VAN HUSEN, 1995).

3. Erläuterungen zur Kartenlegende

(H. EGGER, D. VAN HUSEN, Ch. RUPP)

3.1. Nördliche Kalkalpen

95 Haselgebirge

Als ältestes Gestein des Kartenblattes kommen graue, rote und grüne geschichtete Gips führende Tonschiefer vor. Die auf Blatt Kirchdorf (GEYER & ABEL, 1910) vermerkten Vorkommen im Bereich des Grünauer Halbfensters sind heute als Folge der Bachverbauung nicht mehr aufgeschlossen, wurden aber dennoch in die Karte übernommen. Der beste Aufschluss von Haselgebirge wurde ganz im Südosten des Kartenblattes gefunden, wo im Sandgraben auf einer Strecke von etwa zehn Metern bunte Tonsteine auftreten. Die palynologische Untersuchung (Probe GR4/04) ergab eine charakteristische oberpermische Sporenflora, die auf ein trockenes und heißes Klima hindeutet (det. I. DRAXLER): *Nuskoisporites klasi* GREBE, *Klausipollenites schaubergeri* (POT. & KLAUS) JANSONIUS, *Lueckisporites virkkiae* (POT. & KLAUS) KLAUS, *Lueckisporites microgranulatus* KLAUS, *Taeniaesporites ortisei* KLAUS, *Taeniaesporites labdacus* KLAUS, *Falcisporites zapfei* (POT. & KLAUS) LE-SCHIK. So wie das Vorkommen im Sandgraben sind auch die anderen Haselgebirgsaufschlüsse an tektonische Störungen gebunden und stehen nie in stratigraphischem Kontakt mit den überlagernden Formationen.

94 Werfener Schichten

Die besten Aufschlüsse der Werfener Schichten treten im Weißeneggbachgraben westlich des Almsees auf. Dort stehen zwischen Kote 624 und dem südlichen Blattschnitt steil stehende und intensiv gefaltete cm- bis dm-dicke Bänke von roten, grünen und braunen, schieferigen Silt- und Sandsteinen an. Auf den Schichtflächen befinden sich zahlreiche Hellglimmerschüppchen. Seltener treten hier auch dm-gebankte Karbonate mit Mergelzwischenlagen auf. Wie das Haselgebirge so sind auch die Vorkommen der Werfener Schichten auf dem Kartenblatt immer an Störungen gebunden. So auch in dem altbekannten Aufschluss am Brandberg östlich des Almsees und in einem neu entdeckten Vorkommen am Steinberg, wo Rollstücke von roten Glimmer führenden Siltsteinen entlang einer NW–SE-streichenden Blattverschiebung auftreten.

93 Gutenstein-Formation, örtlich inklusive Steinalmkalk

Nach MOSER (1992) geht der typische dünnbankige, stark bituminöse, ebenflächig geschichtete, schwarze bis dunkelgraue Gutensteiner Kalk (Abb. 9) in einen wellig geschichteten bis knollig gebankten Kalk über (Gutensteiner Kalk s.l.), aus dem *Paragondolella bifurcata* das obere Pelsonium belegt. Diese Conodontenart konnte am Kasberg auch in einer Probe nachgewiesen werden, die NW der Sepp-Huber-Hütte aus dem nördlichen Teil der Baugrube für ein Speicherbecken für die Beschneiungsanlage genommen wurde. Aus dem Pelsonium stammt auch ein Rollstück von *Balatonites* cf. *balatonicus* MOJS., das GASCHÉ (1936) aus dem Gebiet nördlich des Zwillingkogels beschreibt (die genaue Fundstelle ist leider nicht bekannt). Makrofossilien wurden ansonsten nur in Form von Krinoidenstielgliedern (vermutlich *Dadocrinus gracilis* (BUCH)) gefunden, die besonders häufig in bituminösem Dolomit im Dürrenbachgraben südlich des Wolfsberges vorkommen (SCHINDLMAYER, 1992). Aus dieser Gegend im Südwesten des Kartenblattes beschreibt KOEHN-ZANINETTI (1969) auch spärliche anisische Foraminiferenfaunen.

Die dolomitischen Einschaltungen innerhalb der Gutenstein-Formation können sehr ähnlich dem Hauptdolomit sein, was KIRCHMAYER (1956) irrtümlicherweise veranlasste im Kasberg-Gebiet ein tektonisches Fenster („Tanzbodenfenster“) anzunehmen. Neben dem Dolomit gibt es in der Gutenstein-Formation auch Einschaltungen von hellen Detrituskalken (Steinalmkalk), die z.B. am Weg von der Sepp-Huber-Hütte zum Kasberggipfel in einer inversen Schichtfolge direkt über oberelsonischer Reifling-Formation liegen. Etwa 100 m südöstlich der Moltertalhütte folgt im Zösenbachgraben über gebanktem Gutensteiner Kalk ebenfalls Steinalmkalk, aus dem die Kalkalge *Physoporella paucifurcata* (det. O. PIROS) anisisches Alter belegt (MOSHAMMER, 1993).

Wegen der stark gestörten Lagerungsverhältnisse und der intensiven Faltung ist die Mächtigkeit der Gutenstein-Formation schwer abschätzbar. Sie liegt vermutlich zwischen 100 und 150 m.



Abb. 9.
Ein Aufschluss der Gutenstein-Formation
an der Kasberg-Straße.

Abb. 10.
Hornsteinkalk (unteres Illyrium) der Reifling-Formation am Weg ca. 100 m südlich der Sepp-Huber-Hütte.



92 Reifling-Formation

Bei der Reifling-Formation handelt es sich um graue gebankte und wenig bis knollig geschichtete Hornsteinkalke, in die allodapische Kalkbänke vom Typus des Raminger Kalks eingeschaltet sein können. Manchmal treten auch braune Hornstein führende Dolomite (z.B. im Kasberggebiet, am Benn-Nock nördlich der Sepp-Huber-Hütte) auf. Einzelne grüne Tuffitlagen kommen im unteren Oberladinium vor. Die Mächtigkeit der Formation ist auf Grund der Faltung und anderer tektonischer Komplikationen schwer zu bestimmen, dürfte aber bei rund 100 m liegen.

Die ältesten Conodontenproben (det. L. KRYSŤYN) stammen vom Weg südlich der Sepp-Huber-Hütte. Die Bänke fallen dort flach gegen Süden ein. Im Liegenden des Profils (Abb. 10), ca. 100 m südlich der Hütte, belegen *Neogondolella cornuta* und *Neogondolella praeszaboi* das untere Illyrium (Probe GR9/05). Aus dem Top der gut aufgeschlossenen Abfolge stammt Probe GR8/05, die mit *Paragondolella bifurcata* ins obere Pelsonium eingestuft werden konnte, darüber folgt an der Biegung des Weges heller Steinalmkalk. Es liegt hier also offensichtlich eine etwa 50 m mächtige inverse Abfolge des anisichen Anteils der Reifling-Formation vor.

Der ladinische Anteil der Reifling-Formation konnte vor allem in dem von MOSHAMMER (1994) detailliert untersuchten Gebiet im Südosten des Kartenblattes nachgewiesen werden. Dort, im Bereich des Zösengrabens und Katzensgrabens, liegen auch die flächenmäßig größten Vorkommen der Formation. Die von KRYSŤYN bestimmten Conodontenfaunen aus dem Katzensgraben enthielten *Neogondolella transitans* und *Neogondolella praehungaricans* aus dem Unterladinium. Als jüngstes Faunenelement konnte aus dem oberen Abschnitt der Reifling-Formation *Gladiogondolella tethydis* nachgewiesen werden, die ein oberladinisches Alter belegt.

Gladiogondolella tethydis wurde gemeinsam mit „*Epigondolella*“ *mungoensis* und *Gondolella inclinata* von G. MANDL in einer Probe aus dem obersten Abschnitt der Reifling-Formation am Zwillingskogel bestimmt (EGGER, 1992). Damit konnte nachgewiesen werden, dass auch am Nordrand der Kalkalpen die Reifling-Formation bis ins obere Ladinium (Langobardium 2–3) hinaufreicht.

Ohne den genauen Fundort zu nennen, wird von GASCHÉ (1936) ein Ammonit (*Ptychites flexuosus* MOJS.) aus der Reifling-Formation vom Roßschopf (S Kasberg) erwähnt.

91 Wettersteinkalk

Der Wettersteinkalk wird von meist dickbankigen, lagunären Kalken gebildet, die oft Kalkalgen führen. Diese wurden von PIA (1943) bearbeitet, der auch erkannte, dass der ladinische Anteil des Wettersteinkalks meist hell- bis mittelgrau gefärbt ist, während der karnische Anteil oft weiß bis elfenbeifarben ausgebildet ist.

Die Basis des Wettersteinkalks scheint diachron zu sein. Die Conodontendaten aus der unterlagernden Reifling-Formation (s. oben) deuten darauf hin, dass

der Wettersteinkalk am Zwillingskogel erst im obersten Ladinium oder im Cordevolium einsetzt. Im Bereich der Hochsalm-Gruppe dagegen belegen zahlreiche Funde der Kalkalge *Diploporella annulata* aus dem Bereich der Jansenmäuern nördlich von Grünau (PIA, 1943) das untere bis mittlere Ladinium (Fassanium bis Langobardium 1). Aber auch im Bereich der Hochsalm-Gruppe reicht der Wettersteinkalk bis ins Karnium (Julium) hinauf, wie die von PIA (1943) bekannten Funde von *Poikiloporella duplicata* belegen, die vom Hutkogel, Rauhkogel und dem hinteren Stoßbachgebiet stammen. Andere Makrofossilien treten selten auf; am Zwillingskogel wurde im Zuge der Kartierung ein Korallenstock gefunden.

90 Wettersteindolomit

Der Wettersteindolomit ist vor allem im Südteil des Kartenblattes verbreitet, während weiter im Norden stattdessen Wettersteinkalk ansteht. Beim Wettersteindolomit handelt es sich meist um einen ungebankten grauen bis weißen sekundären Dolomit. Eine Bankung kann meist nicht erkannt werden, das Einfallen kann daher nur selten bestimmt werden, wenn stromatolithische Lagen oder andere schichtgebundene sedimentäre Strukturen vorhanden sind. So wurden z.B. an der Forststraße gleich südlich der Jagdhütte Miraberg dunklere Lagen im ansonsten hellen Wettersteindolomit beobachtet. Die Mächtigkeit des Wettersteindolomits ist schwer abzuschätzen, da er von zahlreichen Störungen versetzt wird, sie liegt aber sicher im Bereich von etlichen 100 m. Fossilien wurden sehr selten beobachtet. Nördlich des Wändkopfs konnte MOSHAMMER (1993) im Zösenbachgraben das Mikroproblematikum *Tubiphytes obscurus* im Dünnschliff eines biosparitischen Wettersteindolomits nachweisen.

89 Lunzer Schichten

Rostigbraun anwitternde Sandsteine und dunkelgraue Tonsteine der Lunzer Schichten treten an vielen Stellen in den Nördlichen Kalkalpen des Kartenblattes auf, sind jedoch immer schlecht aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 50 m. Detailprofile aus dem altbekannten Vorkommen im Vorderen Rinnbach SW von Grünau und aus der inversen Schichtfolge des Windhagkogels nördlich von Grünau finden sich bei GROTTENTHALER (1978). In beiden Profilen überwiegen die pelitischen Gesteine, in die nur dünnbankige Sandsteine eingeschaltet sind. Letztere lieferten von Apatit (>50 %) dominierte Schwermineralspektren, in denen auch Turmalin, Zirkon, Granat und etwas Rutil vorkommt. Im Rinnbachprofil treten innerhalb der Pelite auch geringmächtige Onkolithe und Oolithe auf.

Eine schlecht erhaltene Sporenflora aus dem Karn lieferte eine Probe (GR3/02), die ganz im Süden des Kartenblattes, im Bacheinschnitt ca. 450 m SE vom Stranegg, genommen wurde: *Ovalipollis* sp., *Camaronosporites* sp., *Conosmunda-sporites* sp., *Lycopodiacidites* sp., *Saturnisporites* sp.

88 Opponitz-Formation

Dabei handelt es sich um bis zu 100 m mächtige, dünn- bis mittelbankige helle mikritische Kalke, die zwischen dem Hauptdolomit und der Lunz-Formation eingeschaltet sind. Im frischen Anschlag sind die Kalke oft braun gefärbt und können sehr ähnlich dem Plattenkalk sein. Leichter zu erkennen sind die Opponitzer Kalke, wenn sie dünnbankig entwickelt sind, sie zeigen dann oft eine grau-gelbe Anwitterungsfarbe und sind auch im frischen Bruch grau gefärbt. Manche der dickeren Bänke können „rau-wackige“ Partien enthalten.

87 Hauptdolomit

Der Hauptdolomit, der auf dem Kartenblatt eine Mächtigkeit von mindestens 1500 m erreicht, ist flächenmäßig das am häufigsten vorkommende Gestein des Kartenblattes. Es handelt sich dabei um mittel- bis dickbankige, meist hellbraune Dolomite, die im frischen Anschlag bituminös riechen. Stromatolithische Lagen

(Algenrasen) können immer wieder beobachtet werden, andere Makrofossilien wurden auf dem Kartenblatt in dieser Formation nicht gefunden. KOEHN-ZANINETTI (1969) beschreibt mehrere von Involutinen dominierte Foraminiferenfaunen des mittleren bis oberen Norium.

Aus einem aufgelassenen Steinbruch neben der Almseestraße, 750 m SW der Grünauer Kirche, und einem Aufschluss an der Südflanke des Vorderen Rinnbachtals, etwa 500 m SW vom erwähnten Steinbruch, stammen folgende Foraminiferen: *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, *Involutina impressa* (KRISTAN-TOLLMANN), *Involutina communis* (KRISTAN), *Involutina tumida* (KRISTAN-TOLLMANN), *Involutina minuta* KOEHN-ZANINETTI, *Involutina gaschei* KOEHN-ZANINETTI & BRÖNNIMANN, *Trocholina permodisoides* OBERHAUSER, *Triasina oberhauseri* KOEHN-ZANINETTI & BRÖNNIMANN.

Eine ähnliche Fauna des oberen Norium stammt aus den Hauptdolomitauflüssen südlich des Steinbachs, ca. 4 km NW des Offensees: *Involutina sinuosa sinuosa* (WEYNSCHENK), *Involutina sinuosa pragoides* (OBERHAUSER), *Involutina sinuosa oberhauseri* (SALAJ); *Involutina impressa* (KRISTAN-TOLLMANN), *Involutina communis* (KRISTAN), *Involutina gaschei* KOEHN-ZANINETTI & BRÖNNIMANN, *Trocholina permodisoides* OBERHAUSER, *Triasina oberhauseri* KOEHN-ZANINETTI & BRÖNNIMANN.

86 Plattenkalk, Dachsteinkalk

Sehr gute Aufschlüsse von Plattenkalk und Dachsteinkalk sind entlang der Forststraße zu beobachten, die von der Moosau auf den Steinberg führt (SCHERMAIER, 1993). Ab einer Höhe von etwa 1270 m treten dünn- bis mittelbankige graue Kalke auf, die mit Dolomitbänken wechsellagern. Häufig sind in diesem Profilabschnitt deutliche Stromatolithrasen zu erkennen. Gegen das Hangende treten die Dolomitbänke zu Gunsten von grau verwitternden Kalken zurück, die nur stellenweise Dolomitisierung zeigen.

Dachsteinkalk mit Megalodonten wurde am Glöckerlweg nördlich von Grünau beobachtet. Entlang der neu gebauten Forststraße zeigt der meist mittel- bis dickbankige Dachsteinkalk mehrfach wenige Meter mächtige Einschaltungen von dünnbankigen, dunkelgrauen Knollenkalken, die auf eine fazielle Verzahnung mit der Kössen-Formation hindeuten.

85 Kössen-Formation

Graue wellig geschichtete Mergelkalke und Mergel der Kössen-Formation kommen vor allem im Tissenbachtal der Hochsalm-Gruppe vor, wo sie stratigraphisch den Plattenkalk überlagern, aus dem sie sich durch eine Zunahme der tonig-mergeligen Anteile entwickeln. Manchmal führen die gut gebankten Kalke auch Korallenschutt, so z.B. an der Forststraßenserpentine unterhalb der Vorderen Salmhütte oder lassen mit der Lupe Feindetritus erkennen.

84 Bunte Jurakalke

Die Kössen-Formation grenzt manchmal direkt an bunte Jurakalke, vor allem an grün-graue und rötliche Echinodermenspatkalke, wie sie z.B. an der Forststraße westlich des Hochsalm in 900 m Seehöhe anstehen. Allerdings sind die Juraabfolgen meistens sehr stark verschuppt, so dass stratigraphische Abfolgen nicht leicht erkennbar sind. Gute Einblicke lieferte die neue Forststraße auf den Grünauberg in der Hochsalm-Gruppe. Dort stehen über der Allgäu-Formation (s.u.) ca. 30 m mächtige graue, wellig geschichtete Hornsteinkalke an. Diese bilden oft deutliche Felsbänder und Geländerippen. Darüber folgen wenige Meter eines grauen Mergels, der von roten Knollen- und Flaserkalken überlagert wird. Diese Rotkalke, die gelegentlich sedimentäre Eisen-Mangankrusten zeigen, wurden als „Grünauer Marmor“ abgebaut (s. Kap. 4). GEYER (1917) beschreibt daraus Belemnitenrostren und schlecht erhaltene Ammonitenreste, die nicht artlich bestimmbar waren.

83 Allgäu-Formation

Gesteine der Allgäu-Formation kommen nur im Gebiet der Hochsalmgruppe vor. Die besten Aufschlüsse wurden entlang der neuen Forststraße beobachtet, die von der Wieselmühle auf den Grünauberg führt. Die Allgäu-Formation besteht aus sehr gut gebankten (20–40 cm), eben geschichteten hellgrau bis weiß anwitternden, olivfarbenen Fleckenkalken. Die Kalkbänke sind durch Mergellagen getrennt, die bis zu 10 cm Mächtigkeit aufweisen können. Die Farbe der Kalke und die Größe der Bioturbationsflecken (bis 1 cm) sind gute Kriterien für die Unterscheidung der Allgäu-Formation von der Ammergau-Formation, deren Fleckenkalke viel heller sind und mit viel kleineren Bioturbationsspuren.

82 Grünanger-Schichten

Die Grünanger Schichten kommen südlich des Traunsteins vor und grenzen dort direkt an die Untere Gosau-Gruppe des Eisenbach-Gebietes. Es handelt sich dabei um eine ungeschichtete, dicht gepackte und gut verfestigte, unsortierte Breccie mit Komponenten aus Plattenkalk, Dachsteinkalk und Hierlatzkalk. Das Bindemittel zwischen den Komponenten, die Korngrößen im cm- bis dm-Bereich aufweisen (selten kann man sogar Blöcke bis zu 2 m Durchmesser beobachten), bildet ein Rotschlamm. Das Gestein ist insbesondere im liegenden Anteil dem Hierlatzkalk sehr ähnlich.

81 Ruhpolding-Formation

Geringmächtige dünnbankige braunrote Radiolarite treten im Bereich der Hochsalmgruppe auf, wo sie meist intensiv verschuppt mit der Ammergau-Formation vorkommen. Ungestörte Profile dieser Gesteine konnten nicht beobachtet werden. Ihre Mächtigkeit kann nur grob auf etwa 20–30 m geschätzt werden.

80 Tressensteinkalk, Plassenkalk

Auf dem Kartenblatt kommt der hellbeige oder weiße Plassenkalk und der brekziöse Tressensteinkalk nur südlich der Gosauablagerungen des Eisenbachtals vor. Die beiden Faziestypen verzahnen lateral. Der Plassenkalk der Plattform geht gegen Norden zu, d.h. in Richtung des Beckens, in die Riffschutthalde des Tressensteinkalkes über und nimmt somit eine vermittelnde Position zur Ammergauer-Formation des tieferen Beckenbereiches ein.

79 Ammergau-Formation („Aptychenkalk“)

Die Ammergau-Formation tritt im Gebiet der Hochsalmgruppe auf, wo sie von der invers liegenden Windhagberg-Einheit überschoben ist. Es handelt sich dabei um gebankte graue Kalke, die gelegentlich Hornsteine führen. Gegen das Hangende tritt eine zunehmende Vermergelung ein und es treten dann hell anwitternde Mergelkalke mit kleinen Bioturbationsflecken und einzelnen wenige Millimeter großen Limonitkonkretionen auf. Durch die intensive tektonische Zerlegung und Verschuppung wurde auf die kartierungstechnische Abtrennung dieser Fleckenkalke („Schrambach-Formation“) verzichtet. Auch innerhalb der Schrambach-Formation treten manchmal tektonische Späne von verschiedenen bunten Jurakalken und Radiolariten auf.

78–77 Losenstein-Formation

Die Losenstein-Formation tritt im Nordteil der Hochsalm-Gruppe auf. Die Kartierung beruht weitgehend auf Lesesteinen, kleinere Aufschlüsse konnten nur beim Bau einer Forststraße südwestlich von Steinberg am Ziehberg aufgenommen werden. Dort standen überwiegend mittelsteil gegen Süden einfallende, vorwiegend pelitische Abfolgen (Tonsteine, Siltsteine) an, in die gelegentlich dünne feinkörnige Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Gegen Süden, also gegen das Hangende der Abfolge, treten in diesem Vorkommen der Losenstein-Formation

Konglomeratlagen auf, auf die schon PREY (1950) hinweist. Aufschlüsse dieser Gesteine konnten nicht beobachtet werden, aber zahlreiche gut gerundete Gerölle kristalliner Gesteine mit Durchmesser bis zu 50 cm treten aus dem Waldboden oder sind angereichert in den kleinen Bachläufen. Das Komponentenspektrum setzt sich aus Quarzmobilisaten, Granitoiden, Subvulkaniten und Vulkaniten zusammen. Bei den Vulkaniten überwiegen Quarzporphyre, daneben kommen intermediäre Vulkanite mit bis zu 1 cm großen Plagioklas-Phänokristallen vor (SCHUSTER et al., 2007).

76 Untere Gosau-Gruppe

Nach WEBER (1960) und HRADECKÁ et al. (2005) wird die Schichtfolge der Unteren Gosau-Subgruppe der „Eisenbach-Gosau“ vor allem von grauen siltigen Mergeln mit fossilreichen Schwarzschiefer-Zwischenschaltungen sowie Sandstein- und mergeligen Kalkstein-Zwischenlagen dominiert. Kalkiges Nannoplankton erlaubt eine stratigraphische Einstufung der Serie der grauen Mergel in die tiefste Gosau-Subgruppe, nämlich in das Mittelturonium bis Coniacium (HRADECKÁ et al., 2005). Die Palynomorphen und die Ostracoden-Fauna sowie bedingt auch die spärlichen und schlecht erhaltenen Foraminiferen-Assoziationen bestätigen diese stratigraphische Einstufung. Die Muschelfauna ist vergleichsweise artenarm. Eine Rarität sind Funde von Bernstein (REUSS, 1851; VÁVRA, 2005) in den kohlepartikelreichen Mergeln. Ein Teil der Schwarzschiefer der Eisenbach-Gosau dürfte wohl – mangels mariner Mikrofossilien – in einem limnischen Ablagerungsraum unter schlecht durchlüfteten, anaeroben Bedingungen abgelagert worden sein.

An dem Bruch zwischen Hochkogel und Wasserkogel ist Gosau eingeklemmt, da in dem Grabeneinschnitt, der von hier hinunter zum Vorderen Rinnbach verläuft, reichlich rötliche Sandsteinrollstücke auftreten, wie sie auch für die Untere Gosau-Subgruppe bei der Mayralm typisch sind. Anstehend konnte dieses Vorkommen trotz Suche nicht lokalisiert werden.

3.2. St. Weiter-Ybbsitzer Klippenzone

75 Ophikarbonat

Im Osten der kalkalpinen Deckscholle des Dachskopfes stehen im Grünauer Halfenster hellrote Kalke an, die mit Serpentiniten vergesellschaftet sind. Der Boden über diesen Ophikarbonaten ist intensiv braunrot gefärbt und ermöglicht so die Auskartierung dieser Gesteine, die am besten als Rollstücke in einem kleinen Bachbett studiert werden können. Dort wurden auch ultramafische Gesteine mit blasigen (variolithischen) Oberflächenstrukturen beobachtet, was auf das Vorhandensein von Pillowlaven hindeutet. Zwei weitere kleinere Vorkommen von Ophikarbonaten fanden sich im Grünauer Halfenster östlich des Loskogels und nördlich des Hinteren Krahngrabens.

Serpentinite von mehr als 500 m Mächtigkeit wurden direkt unter den Nördlichen Kalkalpen in der Bohrung Grünau (s. Kap. 8 und Taf. 1) zwischen 1970 m und 2490 m Teufe angetroffen (HAMILTON, 1989). Tektonisch können diese Gesteine sowie auch die an der Oberfläche kartierten ultramafischen Vorkommen zur St. Weiter-Ybbsitzer Klippenzone gerechnet werden.

3.3. Rhenodanubische Flyschzone

74 Rehbreingraben-Formation („Gaultflysch“)

Der Name Rehbreingraben-Formation (nach dem Rehbreingraben am Hörnle nördlich von Oberammergau in Bayern) wurde von WORTMANN et al. (2004) in die Literatur eingeführt. Er ersetzt den alten Namen „Gaultflysch“ bzw. „Flyschgault“.

Lithologisch handelt es sich dabei um Glaukonit führende, splitterig brechende Quarzsandsteine, die auch als Lesesteine gut kartierbar sind. Dominierend sind aber, nach den wenigen kleinen Aufschlüssen zu schließen, dunkelgraue bis schwarze, turbiditische Tonsteine bis Tonmergel und nichtturbiditische hellgrüne bioturbate Tonsteine. Auf Grund ihrer Armut an kalkigem Plankton ist die Rehbreingraben-Formation biostratigraphisch nur schwer einzustufen. Die besten Ergebnisse liefern noch die Palynofloren, die meist ein Albium-Alter belegen. Der gesamte Ablagerungszeitraum reicht vermutlich vom oberen Barremium bis ins oberste Albium, umfasst also rund 25 Millionen Jahre. Da es kaum ungestörte Profile gibt, kann die Mächtigkeit der Formation nicht verlässlich angegeben werden. In Bayern beträgt sie maximal 250 m, die Sedimentationsraten sind also sehr gering und liegen bei etwa 10 mm pro 1000 Jahren.

73 Reiselsberg-Formation

Die Reiselsberg-Formation kommt auf dem Kartenblatt nur an wenigen Stellen vor. Der beste Aufschluss befindet sich südwestlich von Magdalenaberg, wo an einem Prallhang unterhalb der Brücke nördlich von Dörfel Sandsteinbänke mit Pelitzwischenlagen aufgeschlossen sind. Psammite zu Pelite kommen etwa gleich häufig vor. Die Hartbänke sind bis etwa 0,5 m mächtig, meist aber dünner. Gegen das Liegende wird die Fazies zunehmend dickbankiger und grobkörniger und entspricht dort eher dem typischen Bild der Reiselsberg-Formation. Eine schlecht erhaltene Nannoplanktonflora aus dem oberen Teil des Aufschlusses enthielt *Corollithion kennedyi* und kann damit dem Obercenomanium (Zone CC10) zugeordnet werden.

Die grobkörnigen braun anwitternden Sandsteine im Bereich des Gehöftes Hochbuehgg nördlich des Zwillingkogels gehören vermutlich auch zur Reiselsberg-Formation. Sie enthalten von Granat dominierte Schwermineralspektren, für die ein hoher Gehalt an Apatit typisch ist.

72 Seisenburg-Formation

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

Die bis zu 50 m mächtige Seisenburg-Formation besteht aus einer dünnbankigen Abfolge von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen (Tonsteine und Tonmergel), welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen wechsellagern. Gute Aufschlüsse wurden im Rehkogelgraben gefunden, im südlichen Rahmen des dortigen Ultrahelvetikumfensters. Dort war die Oberkante der Formation aufgeschlossen, die bereits im unteren Campanium liegt (EGGER, 1993).

71 Piesenkopf-Formation

Die Piesenkopf-Formation wurde von PREY (ab 1950) als „Zementmergelbassschichten“ bezeichnet und zur Zementmergelserie gerechnet. Unter dem Begriff „Zementmergelserie“ wurden in Österreich und Bayern unterschiedliche Schichtfolgen zusammengefasst. Um diese verwirrende Situation zu beenden, schlagen EGGER & SCHWERD (in Vorbereitung) vor, den Begriff „Zementmergelserie“, der ohnehin nicht den lithostratigraphischen Nomenklaturregeln entspricht, durch den neuen Begriff Röthenbach-Subgruppe zu ersetzen. Diese Subgruppe umfasst drei Formationen: die dünnbankige Piesenkopf-Formation



Abb. 11.
Piesenkopf-Formation im Graben südöstlich von Berneck (südlicher Rahmen des Rehkogelgraben-Fensters).

an der Basis, die Kalkgraben-Formation und die Hällritz-Formation. Gemeinsam ist diesen Formationen der hohe Anteil an karbonatischen Turbiditen, die vom Unter-Campanium (kalkige Nannoplanktonzone CC18) bis Mittel-Campanium (Zone CC21) abgelagert wurden.

Typisch für die Piesenkopf-Formation (Abb. 11) ist eine dünnbankige Turbiditfazies, in der 1–10 cm dicke, meist Silt führende Kalkbänkchen das Leitgestein bilden. Gelegentlich können dünne Kalkmergellagen beobachtet werden, noch seltener sind dünne hemipelagische Tonsteinlagen. Der geringe Anteil an diesen Hemipelagiten deutet auf eine hohe Frequenz von Trübeströmen hin. Aufgrund der Nannoplanktonflora kann das Alter der Unterkante der Piesenkopf-Formation auf dem Kartenblatt als Untercampanium (Zone CC18 – s. EGGER, 1993) angegeben werden.

70 Kalkgraben-Formation

Wie die Piesenkopf-Formation gehört auch die Kalkgraben-Formation zur Röthenbach-Subgruppe. Typisch für die Kalkgraben-Formation sind bis zu 2 m mächtige Lagen von hellgrauen, plattig brechenden Kalkmergeln („Zementmergel“), die in den Turbiditen den Abschnitt d der Bouma-Abfolge repräsentieren. Gegen das Liegende gehen die Kalkmergellagen in mikritische Kalkbänke über, die an ihrer Basis oft noch Silt- bis Feinsandkomponenten erkennen lassen. Seltene Strömungsmarken verweisen meist auf eine Bewegungsrichtung der Trübestrome von Westen nach Osten. Gelegentlich lassen sich zwischen den Turbiditen grüne Tonsteinlagen erkennen, die das nichtturbiditische hemipelagische Beckensediment darstellen. Sie belegen eine Ablagerung unterhalb der lokalen Kalzitkompensationstiefe. Die Kalkgraben-Formation setzt im Untercampanium ein (Zone CC18) und reicht bis ins obere Mittelcampanium (Zone CC21) empor.

69 Perneck-Formation

Die Perneck-Formation (TOLLMANN, 1985) wurde als „Oberste Bunte Schiefer“ von PREY (1950) erstmals beschrieben und zwar aus dem Gebiet des auf dem

Kartenblatt Grünau liegenden Pernecker Kogels. Dort ist sie allerdings im Norden nur mehr sehr geringmächtig vorhanden, weiter im Süden fehlt sie vollständig und wird vermutlich durch die Kalkgraben-Formation der Röthenbach-Subgruppe ersetzt.

Die bis 30 m mächtige Perneck-Formation besteht aus einer dünnbankigen Abfolge von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen (Tonsteine und Tonmergel), welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen wechsellagern. Gute Aufschlüsse sind selten, oft kommt diese Formation auch nur tektonisch isoliert an Störungen eingeklemmt vor, so z.B. im Gebiet zwischen Laudach und Dürrer Laudach, wo in den Gräben zwischen Hochkogel und Himmelreich kleinere Aufschlüsse dieser Formation gefunden wurden. Die Nannoplanktonflore aus der Perneck-Formation belegen eine Ablagerung im unteren Obercampanium (*Uniplanarius-trifidus*-Zone). Dieses Alter konnte in zahlreichen Proben zwischen dem Wienerwald und der bayerischen Flyschzone südlich von München immer wieder nachgewiesen werden (EGGER, 1995; EGGER & SCHWERD, in Druck).

68–67 Altengbach-Formation i. Allg. und Roßgraben-Subformation

Bedingt durch ihre große Mächtigkeit von mehr als 1000 m baut die Altengbach-Formation die größten Flächen innerhalb der Flyschzone auf. Ihre stratigraphische Reichweite geht vom unteren Obercampanium bis ins Paläozän. Das Leitgestein der Formation ist ein mittel- bis grobkörniger, matrixarmer Quarz-Glimmer-Sandstein. Daneben gibt es aber eine Vielzahl anderer Gesteine, die oft eine Untergliederung in mehrere Subformationen ermöglichen (EGGER, 1995). Die Schüttung des Materials erfolgte vermutlich aus Norden, aus einer Anzahl verschiedener relativ kleiner Schüttungszentren (EGGER et al., 2002).

Auf dem Kartenblatt treten die Sandsteine der Altengbach-Formation oft mit Kalkmergeln gemeinsam auf, sodass PREY (1953) manche Abschnitte (z.B. der Hacklberg bei Viechtwang) als Kalkgraben-Formation („Zementmergelserie“) kartiert hat. Diese Bereiche entsprechen aber der Ahornleiten-Subformation der Altengbach-Formation, sind also älter als von PREY angenommen. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse war aber eine Abtrennung von der darüber folgenden Acharting-Subformation nicht kontinuierlich möglich. Diese Subformation steht z.B. am Flachberg am Ostrand des Kartenblattes an, wo im Grabeneinschnitt östlich von Unterwald das oberste Maastrichtium (*Micula-prinsii*-Zone) nachgewiesen werden konnte, während im Graben südlich von Rabersberg bereits das Unterpaläozän (*Cruciplacolithus-tenuis*-Zone) ansteht. Diese Vorkommen liegen im Streichen von ebenfalls unterpaläozänen Gesteinen in einem Straßen-aufschluss südlich der Glatzmühle im Laudachtal. Die jüngsten Anteile der Acharting-Subformation stammen aus dem obersten Thanetium (*Discoaster-multiradiatus*-Zone), welche z.B. im Grabeneinschnitt westlich von Wiesberg angetroffen wurde. Die besten Aufschlüsse der Acharting-Subformation sind in EGGER et al. (2002) aufgelistet.

Die Basis der Altengbach-Formation wird manchmal von mittel- bis dickbankigen hellglimmerreichen Sandsteinbänken gebildet, die als Roßgraben-Subformation bezeichnet werden (EGGER, 1995). Diese braun anwitternden Arenite und matrixarmen (<10 %) Wacken zeigen verhältnismäßig gute Verwitterungsresistenz, allerdings kann öfters ein Aufspalten der Bänke in dezimeterdicke Platten beobachtet werden. Die bis 3 m dicken Sandsteinbänke der Roßgraben-Subformation wurden früher für die Herstellung von Mühlsteinen und Schleifsteinen nördlich von Viechtwang abgebaut (s. Kap. 4). Zwischen den Sandsteinbänken treten in den Bankfugen gelegentlich dünne Tonsteinlagen auf, Karbonat führende Pelitgesteine sind selten. Daher kann das Alter der etwa 100 m mächtigen Subformation nur auf Grund der Altershinweise aus den liegenden und hangenden Formationen als oberes Campanium angegeben werden.

66 Anthering-Formation

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

Auf dem Kartenblatt kommt die Anthering-Formation im Norden der Flyschzone vor und zwar am Nordhang des Bäckerberges. Sie bildet dort die jüngsten Anteile einer Überschiebungseinheit und grenzt direkt an die an einer Schuppenbahn hochgeschürfte eozäne Buntmergelserie. Die Anthering-Formation besteht aus kalkreichen Schlammturbiditen (Kalkmergel und Mergel), die wechselnde Gehalte an Silt führen. Gelegentlich kommt an der Basis der Turbidite auch Feinsandstein vor.

3.4. Ultrahelvetikum und Südhelvetikum

65 Gresten-Formation

Die Gresten-Formation kommt vor allem nördlich des Traunstein–Zwillingkogel-Zuges vor, wo sie bereits von MOJSISOVIC und SCHLOENBACH (1868) beschrieben wurde. Es handelt sich dabei um die basalen Anteile der Formation, die nach FAUPL (1975) als Subarkosen zu bezeichnen sind. Diese vorwiegend grobkörnigen, Feldspat führenden Sandsteine enthalten selten Fossilreste (Austern, Belemnitenrostren und einen Ammoniten der Gattung *Arietites* – s. PREY, 1953), die ein unterjurassisches Alter und einen marinen Ablagerungsraum belegen. Oft kommen in den Sandsteinen Gerölle von kristallinen Gesteinen vor (Abb. 12), die bis zu einem halben Meter Durchmesser erreichen können. Das Geröllspektrum besteht vor allem aus mittelkörnigen, equigranularen Graniten, daneben treten aplitische Orthogneise und Granat-Glimmerschiefer auf. Letztere zeigen eine Metamorphose in Grünschiefer- bis Epidot-Amphibolitfazies und Ar-Ar-Muskovitalter von ca. 335 Millionen Jahren (SCHUSTER et al., 2007).

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

64 Blassenstein-Formation

Auf die Schwierigkeit der Abtrennung dieser Formation von ähnlichen Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen und der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone wurde bereits in Kapitel 1 hin-



Abb. 12.
Ein Geröll führender Sandstein der Gresten-Formation aus der Härtlingsrippe südöstlich des Kornsteins.

gewiesen. Die Blassenstein-Formation kommt im Bereich des Grünauer Halbfensters vor und ist dort durchwegs schlecht aufgeschlossen und tektonisch stark deformiert. Es handelt sich dabei um dünnbankige bioturbate Mergelkalke.

63 Buntmergelserie

Die Buntmergelserie kommt auf dem Kartenblatt in mehreren tektonischen Fenstern zu Tage. Die besten Aufschlüsse ihrer kretazischen Anteile befinden sich im Greisenbach-Fenster, das vom Almtal nach Westen ins Tal der Dürren Laudach hinüberstreicht. Im Greisenbach stehen unmittelbar westlich des Orts- teils Im Fleck graue Mergel und Mergelkalke an. Bioturbation kann oft beobachtet werden („Fleckenmergel“).

Zwei von F. RÖGL (Naturhistorisches Museum, Wien) untersuchte Foraminiferenproben enthielten reiche Planktonfaunen, die auf tiefmarine (bathyale) Ablagerungsverhältnisse schließen lassen. Im älteren Teil des Profils konnte das mittlere Albium (*Rotalipora-subticiensis*-Zone) nachgewiesen werden: *Rotalipora subticiensis* (GANDOLFI), *Ticinella primula* LUTERBACHER, *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE), *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Hedbergella* cf. *simplex* (MORROW). Im jüngsten Teil des Aufschlusses liegt bereits das untere Ober-Albium (*Rotalipora-ticiensis*-Zone) vor: *Rotalipora subticiensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticiensis* (GANDOLFI), *Ticinella praeticiensis* SIGAL, *Ticinella primula* LUTERBACHER, *Ticinella raynaudi* SIGAL, *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *Hedbergella* cf. *simplex* (MORROW).

Die Aufschlüsse im Oberlauf der Dürren Laudach („Rehkogelgraben“) wurden jüngst von WAGREICH et al. (2007) neu bearbeitet, wobei vor allem die Grenze zwischen dem Cenomanium und Turonium untersucht wurde, an der Schwarzschieferhorizonte mit bis zu 5% organischem Kohlenstoff festgestellt werden konnten. Diese organisch reichen Ablagerungen sind zwischen obercenomanen bzw. unterturonen hellen gebankten Kalken und Mergelkalken eingeschaltet. Ab dem mittleren Turonium treten regelmäßige Wechsellagerungen von rotem Mergel und hellgrauem Kalkmergel bzw. Kalk auf (Abb. 13). Diese Kalk-Mergel-Zyk-



Abb. 13.
Kalk-Mergel-Zyklen aus dem Santonium der Buntmergelserie des Rehkogelgrabens.

len können als Orbitalzyklen (20 000-Jahre Zyklus) interpretiert werden. Der Beginn der rötlichen Abfolge entspricht dem weltweit auftretenden Übergang von anoxischen zu stark oxischen Sedimentationsbedingungen in den Ozeanen der Oberkreide. Die Rotfärbung setzt sich im Rehkogelgraben bis ins Campanium hinein fort.

Rot-grau gefleckte Kalkmergel und Mergel des unteren Campanium stehen am südlichen Rand des Fensters, westlich der kleinen Brücke, an. Sie enthalten Foraminiferen der *Dicarinella-asymetrica-Globotruncanita-elevata*-Zone und kalkiges Nannoplankton der Zone CC17b.

Interessant waren graue siltige Mergel, die reichlich Hellglimmer führen und im Graben südlich Kirchberg (nahe dem östlichen Blattschnitt) in 560 m Seehöhe anstehen. Sie lieferten eine reiche untereozäne Nannoplanktonflora.

Ganz am Nordrand der Flyschzone, im Graben südlich von Pamet (Koordinaten: 497100/ 5314075) steht ein grün-grauer, tektonisch stark beanspruchter Mergel an, der eine oberthonetische Nannoplanktonflora der *Discoaster-multiradiatus*-Zone lieferte. 50 m weiter im Norden steht die Untere Puchkirchen-Formation (s.u.) der Molassezone an. Es könnte hier Molasse und Ultrahelvetikum tektonisch verschuppt sein oder es sind ultrahelvetische Schollen im Oligozän sedimentär in die Molasse eingegliedert.

62 Isolierte Blöcke von Großforaminiferen führendem Kalk

Kalkblöcke mit Großforaminiferen wurden an zwei Stellen auf dem Kartenblatt entdeckt. Nördlich des Zwillingkogels liegt ca. 300 m westlich des Gehöfts Hochbuchegg ein mehrere Kubikmeter großer Block von gelbem, etwas Glaukonit führendem Kalk mit Großforaminiferen im Wald. Das zweite Vorkommen befindet sich nahe dem östlichen Blattschnitt, wo südlich von Kirchberg in der streichenden Fortsetzung der oben erwähnten untereozänen Mergel nach Südosten eine kleine Felsrippe von hellbraunem Großforaminiferen führendem Kalk aus dem Waldboden tritt. Die Fazies der beiden Vorkommen spricht für eine Zuordnung zum Südhelvetikum. Ob es sich dabei um tektonische Schüfflinge handelt oder um re-sedimentierte Komponenten, kann auf Grund der Aufschlussverhältnisse nicht entschieden werden.

3.5. Molassezone

61 Untere Puchkirchen-Formation

Auch die Sedimente der Puchkirchen-Formation (WAGNER, 1998), in der Stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) Puchkirchen-Gruppe benannt, ist ebenfalls noch nicht ausreichend definiert und daher invalid. Dennoch wird auf diesen gängigen Terminus zurückgegriffen.

In einem Graben S Pamet wurden in einem Prallhang anstehende, steil nach S einfallende, graue, stark siltige, Geröll führende Mergel („Rosinenmergel“) beobachtet. In Wechsellagerung mit diesem Mergel treten gelblich verwitternde, kaum verfestigte Mittel- bis Grobsande auf. Sedimente dieses Typus (auch Geröllmergel genannt) sind in der Molassezone obertags aus dem Egerium (Blaue Wand, Bayern) und Eggenburgium (Lukasedt – Dreimühlen, Salzburg) beschrieben. Die Mergel enthalten eine reiche Nannoflora (mit einer Vielzahl an umgelagerten Formen), welche durch das gemeinsame Auftreten von *Reticulofenestra hillae* (BUKRY & PERCIVAL) und *Discoaster adamanteus* (BRAMLETTE & WILCOXON) ein Oligozänalter (spätes Kiscellium bis frühes Egerium, Nannoplanktonzonen NP 22-23) belegt. Eine ebenfalls aus dem „Rosinenmergel“ stammende Foraminiferenfauna mit einem hohen Anteil von umgelagerten planktonischen und benthonischen Foraminiferen aus Kreide- und Alttertiärsedimenten enthält an autochthonen Formen: *Lenticulina* div. sp. (*L. umbonata* (REUSS) etc.), *Bolivina* div. sp., *Alabamina budensis* (HANTKEN), *Sphaeroidina bulloides* D'ORB., *Asterigerinata? praeplanorbis*

(HAGN) und *Cibicidoides* div. sp. Stratigraphisch aussagekräftige Arten wie *Bolivina fastigia* CUSHMAN, *Bolivina budensis* (HANTKEN), *Bolivina teretra* (CUSHMAN) und *Planulina ambigua* (FRANZENAU) gestatten ebenfalls eine Einstufung vom obersten Unteroligozän („Rupel“ bzw. Kiscellium) bis in das Obere Oligozän (unteres Egerium). Das häufige Auftreten von *Bolivina teretra* (CUSHMAN) lässt ein Alter von unterem Untereger am wahrscheinlichsten erscheinen (EGGER & RUPP, 1996). Interpretiert werden diese Sedimente als eine vor der Flyschfront steilgestellte Schuppe der Schuppenmolasse.

60 Haller Schlier

Obwohl schon mehrfach als „Haller Serie“, „Haller Gruppe“ und „Hall-Formation“ erwähnt (PAPP, 1968; WAGNER, 1998), sind die Schlierablagerungen des Eggenburgium in Oberösterreich nicht ausreichend definiert. Aus diesem Grund wird hier auf den alten Begriff des Haller Schliers (PETTERS, 1936) zurückgegriffen.

Von KURZWEIL (1973) werden die Sedimente der „Haller Serie“ als meist grünlichgraue, wechselnd feinsandige Silte beschrieben. Auf Blatt Grünau wurde lediglich ESE Egenstein ein schmaler Streifen hell olivgrauer, siltiger, schwach feinsandiger, schwach glimmeriger Pelite, diffus wellig nonparallel fein geschichtet und im cm-Bereich gebankt, auskartiert. Die Zuordnung zum Haller Schlier erfolgte auf Grund der Mikrofauna (*Lenticulina buergli* (WENGER)) als Leitform für das Eggenburgium (siehe CICHA et al., 1998; RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

59 Vorchdorf-Formation

Derivatio nominis: Nach Vorchdorf SE Schwanenstadt in Oberösterreich.

Stratotypus: Prallhang an der Alm, E Pappelleiten

(BMN: re.: 495010, ho.: 317160)

Der im Zuge der Begehungen des Kartenblattes Wels (KRENMAYR, 1996) entstandene und später publizierte (EGGER, HOFMANN & RUPP, 1996; RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003) Terminus „Robulusschlier mit Sandrinnen“ bezieht sich auf den untersten Abschnitt der Sedimente aus dem Ottnangium im Raum Vorchdorf. Sie stehen entlang der Alm, unter und S der Autobahnbrücke (A 1), flussaufwärts bis Einsiedling (S Vorchdorf) an und sind an Prallhängen und steilen Flanken immer wieder zu beobachten. Auf Grund der im Folgenden beschriebenen Sedimentausbildung und des Mikrofossilinhaltes war es unmöglich, diese Sedimente weiterhin als „Robulusschlier“ zu bezeichnen. Auf Grund der Nähe der Aufschlüsse zu der Ortschaft Vorchdorf wurden diese Sedimente unter dem Namen Vorchdorf-Formation zusammengefasst.

Es handelt sich bei dieser neuen Formation um blaugraue bis (hell) olivgraue Pelite (tonige Silte mit wechselndem Sandanteil bis Sandsilte), glimmerig, schlecht geschichtet (manchmal sind Silt- oder Feinsandlinsen zu beobachten), diffus gebankt, selten makrofossilführend, häufig verwühlt, flach nach N einfallend. In diese Pelite sind immer wieder mehrere Meter mächtige, gelbgraue bis graue, mittelsandige Feinsande, schwach schluffig-tonig, glimmerig, scheinbar massig, manchmal (an der Basis) Pelitklasten führend, eingeschaltet. Diese Sande sind häufig zu großen, „brotlaibförmigen“ Konkretionen verpacken. Sie liegen mit scharfer Untergrenze auf dem Pelit (E Bahnhof Vorchdorf-Eggenberg) und zeigen im Hangenden einen geringmächtigen (dcm-Bereich) Übergang mit Flaser- und Linsenschichtung in den hangenden Pelit (E Pappelleiten). Vereinzelt kann man in den scheinbar massig ausgebildeten Sanden noch schemenhafte Anzeichen von Schrägschichtung erkennen. Diese Sedimentausbildung lässt auf eine erosive, schnelle Ablagerung der Sande auf den Schlier und eine ebenfalls rasche Beruhigung der Sedimentationsbedingungen im überlagernden Schlier schließen und wird als Sandrinnen im Schlier gedeutet (RUPP & KRENMAYR, 1996).

An Mikrofossilien sind, abgesehen von Seeigelstacheln, einigen wenigen Ostakoden, sehr selten Schwammspikeln und Fischresten, nur die Foraminiferen hervorzuheben. Die bearbeiteten Mikrofaunen dieses untersten Abschnittes des Ottningium sind sehr einheitlich ausgebildet. Sie zeichnen sich durch eine hohe Dominanz der Gattungen *Ammonia* (*A. parkinsonia* (D'ORB.)) und *Cibicidoides* + *Lobatula* (*C. lopjanicus* (MYATLYUK), *C. tenellus* (REUSS), *L. lobatula* (WALKER & JAKOB)) aus, als etwas häufiger auftretende Elemente seien *Bulimina elongata* D'ORB., *Hanzawaia boueana* (D'ORB.) und die Artengruppe *Elphidium crispum* (L.) – *E. macellum* (FICHTEL & MOLL) genannt. Die für den „Robulusschlier“ namensgebende Gattung *Lenticulina* ist nahezu nicht mehr vertreten (durchschnittlich knapp über 1%). Planktonische Foraminiferen sind sehr zahlreich, relativ artenreich (*Globigerina praebulloides* BLOW, *G. cf. praebulloides* BLOW, *G. ottningensis* RÖGL, *Tenuitellinata angustumbilicata* (BOLLI), *Globoquadrina langhiana* CITA & GELATI, *Paragloborotalia? acrostoma* WEZEL und *Cassigerinella* div. sp.) und durch juvenile und adulte Individuen vertreten, die Planktonrate liegt zumeist über 50 %.

Hervorzuheben ist, dass die große Masse der benthonischen Foraminiferen, vor allem der Gattungen *Ammonia*, *Cibicidoides*, *Lobatula* und *Elphidium*, durch relativ kleine und offensichtlich größensortierte Individuen (200–250 μ) vertreten ist und als umgelagert betrachtet werden muss. Für eine detaillierte Interpretation der Mikrofaunen wird hier auf RUPP & HAUNOLD-JENKE (2003) verwiesen. Benthonische Foraminiferen mit stratigraphischem Aussagewert sind selten, einzelne Individuen von *Amphicoryna ottningensis* (TOULA), die mit dieser Formation einsetzt, definiert (gemeinsam mit dem Letztauftreten von *Lenticulina buergli* (WENGER) im darunter liegenden Haller Schlier) den Beginn des Ottningium. Diese Grenze fällt mit der Untergrenze der Vorchdorf-Formation zusammen, die durch die Sandrinnen im Schlier und die großteils allochthone und größensortierte Mikrofauna (*Ammonia*, *Cibicidoides*, etc.) charakterisiert ist. Die Obergrenze ist durch das Ausbleiben der mächtigen Sandrinnen im hangenden „Robulusschlier“ und dem entsprechenden Umschwung zur „Robulus“-Mikrofauna gegeben. Sie liegt nach dem heutigen Kenntnisstand bereits auf Blatt Wels, auf Höhe der Autobahnbrücke über die Alm, diese Sedimente sind auf der Karte allerdings noch als „Robulusschlier“ ausgewiesen.

3.6. Quartär

58 Gleitschollen (Gutensteinerkalk) Miozän–Pliozän

57 Mächtiger Periglazialschutt und Gleitschollen (gebildet bis Würm)

An der Front der Kalkalpen um die Schratzenau finden sich große Blöcke von Gutensteinerkalk über den Gesteinen der Flyschzone. Es sind dies die auffälligen Blöcke an der Forststraße aus dem Schratzenbachtal zum JH Schratzenau und die östlich des Jagdhauses (z.B. Kornstein). Neben großen offenen Zerspalten (z.B. Kornstein) zeigen die Kalkkörper auch eine starke Gefügauflockerung und eine weit gehende Zerlegung in größere und kleinere Kluffkörper (z.B. große Schottergewinnung an Straße W JH Schratzenau). Bei den Gutensteinerkalkschollen handelt es sich um Gesteinskörper, die sich aus dem Stirnbereich der Kalkalpen unmittelbar oberhalb der Überschiebungsbahn gelöst haben und langsam in die heutige Position abgeglitten sind. Die größte Strecke und Höhendifferenz hat der Block in ca. 840 m Höhe an der Forststraße im Schratzenbachgraben zurückgelegt. Aus dieser Bewegung resultiert auch die starke Gefügauflockerung. Ein Hinweis auf eine – wenn auch sehr geringe – aktuelle Bewegung und anhaltende Zerlegung sind die Zerspalten, besonders in den großen Blöcken östlich des JH Schratzenau (z.B. Kornstein). Die starke Auflockerung ist auch für starke Schuttbildung unterhalb der Schollen verantwortlich, die offensichtlich besonders unter Permafrostbedingungen gebildet wurden und lange Zungen groben Schuttes bildeten.

3.6.1. Günz

56 Erratika (Magdalenaberg)

An der Ostflanke des Magdalenaberges finden sich immer wieder Kalkgeschiebe, die in der mächtigen Schuttdecke aus lokalem Material eingebettet sind. Die meist stark korrodierten Geschiebe sind am ehesten als Erratika der Günzzeit einzustufen, als der Kremsgletscher noch weit nach Norden gereicht hat (KOHL, 1958, 1995).

55 Endmoräne mit Wallform

Bei Berg, westlich der Laudach, überragt eine flache Kuppe die Sedimente der Mindelzeit (KOHL, 1976). Beim Aushub eines Güllebeckens wurden gut verkitetete schluffreiche Kiese aufgeschlossen, die auch in alten, fast vollständig verfallenen Abbauen und fallweise in den Feldern nach dem Pflügen zu finden sind.

Die Komponenten sind überwiegend wenig gerundete Karbonate, zu denen noch Flyschbrocken und vereinzelt Quarzgerölle kommen, die in einer verfestigten, gelblich bräunlichen, sandig schluffigen Matrix eingebettet sind. Teilweise tritt die Matrix fast vollständig zurück. Diese korngestützten, auch sandarmen Anteile zeigen eine schwächere Verkittung. Darüber hinaus ist keine Sortierung zu erkennen gewesen. In den Kiesen fanden sich auch bis kopfgroße Geschiebe, die ebenso wie manche der kleineren noch Kritzung aufweisen. Noch größere Geschiebe (bis ca. 0,5 m³) treten hin und wieder beim Pflügen in den Feldern zu Tage. Bei den Sedimenten handelt es sich offensichtlich um Endmoränen des Traungletschers, was auch durch die – trotz oftmaliger solifluidaler Überformung – schwach erkennbaren Wallformen belegt wird (KOHL, 1974, 1996, 2000). Sie sind offensichtlich von einem Gletscher abgelagert worden, der, einem Tallauf folgend (VAN HUSEN in EGGER et al., 2007), wohl als schmalere Zunge als die folgenden bis hierher vorstieß. Außer diesen Resten in der isolierten Hochlage sind davon auch in der weiteren Umgebung keine weiteren Zeugen erhalten, die die Form der Gletscherzunge rekonstruieren lassen würden.

54 Älterer Deckenschotter

53 Mächtige Lösslehmdecke über Älteren Deckenschottern

Südlich Vorchdorf treten an Laudach und Alm Kiese auf, die aufgrund ihrer intensiven tief greifenden Verwitterung den Älteren Deckenschottern zugerechnet werden (KOHL, 1997). So waren am Prallhang der Laudach bei Weidach konglomerierte Kiese aufgeschlossen.

Die schlecht sortierten groben Ablagerungen werden von Flysch- und Kalkgeschieben gebildet, wobei Letztere deutlich bessere Rundung aufweisen. Größere, wenig gerundete Blöcke (bis 50–60 cm Kantenlänge) sind in den Sedimenten häufig zu finden. Die Verwitterung führte zu einem stark löchrigen Erscheinungsbild der Konglomerate, da viele Dolomite und Kalke komplett gelöst sind. Die wenigen Kristallingerölle (Granite, Gneise) sind weitgehend vergrust. Ein durchaus ähnlicher Sedimentaufbau war beim Bau der südlichen Umfahrungsstraße von Vorchdorf aufgeschlossen. Südlich der Brauerei Eggenberg sind ebenso große Blöcke von vornehmlich Kalk, weniger Flysch und einige wenige Kristallinblöcke zu finden. Bei den Blöcken, die, wie auch die Kiese, durch den fluviatilen Transport keine glaziale Bearbeitung (Politur, Kritzung) zeigen, handelt es sich um Driftblöcke, wie sie im weiteren Vorfeld größerer Gletscherzungen oft auftreten (vgl. auch Nr. 28). Beim Bau der Autobahnbrücke über die Alm nördlich Vorchdorf (KOHL, 1958) waren derartige Blöcke (Kalke, Flyschsandsteine) in großer Zahl aufgeschlossen, die als Vorstoßschotter mit Übergang in die südlich anschließenden Moränen gedeutet wurden, die aber nirgends direkt aufgeschlossen waren (zuletzt KOHL, 2000). Als die ablagernden Gletscherzungen wurden die des Traungletschers von SW und des Almgletschers von S angesehen, die durch Endmoränen entlang der Laudach und Alm nachgezeichnet worden wä-

ren. Die weitere Erstreckung dieser Sedimente von Bl. 49 Wels nach Süden ist im Bereich des Kartenblattes 67 Grünau im Almtal morphologisch in Abgrenzung zu den Jüngeren Deckenschottern in Ermangelung von Aufschlüssen und morphologischer Differenzierung nicht möglich (FRIK, 1991). Sie würden in dieser Position auch der Schüttung der Weißen Nagelfluh von SW nach NE im Wege gestanden sein. Es ist darüber hinaus auch kein Hinweis auf eine übermäßig größere Ausdehnung des günzeitlichen Gletschers im Almtal im Verhältnis zu den nachfolgenden Eiszeiten erkennbar.

Diese Reste der Älteren Deckenschotter sind später im Zuge der Akkumulation der Hochterrasse durch Lateralerosion bis auf deren Oberflächenniveau abgetragen worden. Wie temporäre Bauaufschlüsse zeigten, dürften ähnliche tief verwitterte konglomerierte Kiese auch am Fuß der Kuppe von Berg erhalten sein.

52 Weiße Nagelfluh

51 Mächtige Lösslehmdecke über Weißer Nagelfluh

Entlang des orographisch linken Ufers, stellenweise unter der Hochterrasse (KOHL, 1996) am rechten Ufer der Laudach durchgehend, entlang der Dürren Laudach ab Heizing und an beiden Ufern der Alm (z.B. Steinbruch bei Egenstein) sind in den Steilstufen zu den zwischen den Gerinnen liegenden Hochflächen karbonatreiche Schotter und Konglomerate aufgeschlossen.

Die in mehreren alten Konglomeratbrüchen und natürlichen Anschnitten erschlossenen Sedimente sind durchwegs Kiese, die zu einem stark überwiegenden Teil aus hellen Dolomit- und Kalkgeschieben aufgebaut wurden. Der am Nordrand der Flyschzone im Vergleich mit anderen Terrassenkörpern zu erwartende Anteil von Flyschgeschieben ist in auffälliger Weise gering. So finden sich bei Heizing westlich der Dürren Laudach in alten Brüchen feinkörnige, gut verkitete, teilweise matrixreiche Konglomerate, die ausschließlich aus Kalk- und Dolomitgeröllen aufgebaut sind. An wenigen Stellen sind aber bereichsweise auch mehr Flyschgeschiebe in den schlecht sortierten kreuzgeschichteten Kiesen zu finden. In den Kiesen sind immer wieder aber auch angehäuft größere Blöcke (bis 1 m Kantenlänge) aus Kalken und Flyschsandstein eingelagert, die die Weiße Nagelfluh als kaltzeitliches Sediment ausweisen (deren besondere Häufung südlich der Brauerei Eggenberg kann auch darauf zurückgeführt werden, dass hier im Randbereich zu den Älteren Deckenschottern auch aus diesen Blöcke umgelagert wurden). Den Sedimentstrukturen entsprechend sind dies Ablagerungen eines kaltzeitlichen braided river. Der Geschiebezusammensetzung und Ausbildung entsprechend sind diese Ablagerungen Teile der Schüttung der Weißen Nagelfluh, die von hier über Spieldorf (KOHL, 1997) bis Kremsmünster zu verfolgen ist (zuletzt KOHL, 2000).

Die Schüttung erfolgte im Bereich des Kartenblattes offensichtlich aus dem Bereich des Trauntales nach NE mit starkem Zufluss aus dem Almtal (FORSTER, 1903). Wieso die in diesem Einzugsgebiet vorhandenen Flyschgesteine derartig unterrepräsentiert sind, kann nicht beantwortet werden. Möglicherweise ist diese Schüttung als eine starke kaltzeitliche Akkumulation der Gerinne aus den Kalkalpen (Traun, Alm, Krems) zu verstehen, als deren höherer Bereich schon – die Flyschzone aber noch nicht – unter dem Einfluss der extremen Frostschuttbildung einer Kaltzeit stand, die aber dann nicht mehr die Werte der Eiszeiten erreichte (VAN HUSEN, 2000).

Die Oberflächen dieser Kieskörper um die Dürre Laudach sind von mächtigem Lösslehm bedeckt, der von Trockentälern (Ausscheidung 16) zertalt wird. Die Schüttung der Weißen Nagelfluh aus dem Raum des Trauntales bis in den Raum Sattledt – Kremsmünster (zuletzt KOHL, 2000) folgte damals offensichtlich der noch wirksamen Entwässerungsrichtung nach NE (KOHL, 1974), die sich erst zur Zeit der Bildung der Jüngeren Deckenschotter nach Norden orientierte.

3.6.2. Mindel

50 Vorstoßschotter

Bei Oberndorf NE Gschwandt durch Bauaufschlüsse, beim Flugplatz und in zwei alten Konglomeratbrüchen bei Boden kommen Konglomerate zu Tage, die sonst von Grundmoräne mit einer intensiven Verwitterungsschicht bedeckt sind. Es sind lagenweise gut verfestigte grobe Kiese, die ca. zu je 50 % aus mäßig gerundeten Geschieben der Kalkalpen und der Flyschzone gebildet werden. Dazu kommt noch das eine oder andere Kristallingschiebe aus dem Ultrahelvetikum. Die Konglomerate zeigen eine fortgeschrittene Verwitterung, die durch gelöste Kalke und veraschte Dolomite zu einem löchrigen Aussehen führt. Hohlräume sind oberflächennah oft mit dunkelbraunem Lehm erfüllt. Bei der Ablagerung handelt es sich offensichtlich um die Vorstoßschotter der Mindelzeit, da sie nur im Liegenden der glazialen Sedimente auftreten.

49 Grundmoräne

48 Endmoräne mit Wallform

47 Moränenstreu

Die Aufschlussverhältnisse in den großflächigen mindelzeitlichen glazialen Ablagerungen sind schlecht, da nur wenige Gerinne ausreichend tief in die Sedimente einschneiden. Neben diesen Stellen und wenigen temporären Aufschlüssen konnte hauptsächlich die Morphologie für eine Gliederung der Ablagerung herangezogen werden.

In den wenigen Anrissen, wo frische Sedimente aufgeschlossen waren, zeigt sich die Grundmoräne als ein typischer kompakter Diamiktit mit einem hohen Feinkorngehalt (~50 % Schluff und Ton) und größeren Geschieben bis Blockgröße. Es sind Sandsteine und Mergel der Flyschzone sowie Karbonate der Kalkalpen. Diese zeigen oft Kritzung und Politur. Im engeren Bereich der Endmoräne zeigten die Aufschlüsse dieselbe Geschiebezusammensetzung, nur mit weniger Feinkornanteil. Die glazialen Sedimente sind durchwegs stark verwittert. Die braune lehmige Verwitterungszone mit totaler Auflösung der Karbonate und mürben Sandsteine reicht 2–3 m in den Sedimentkörper. Daran schließt dann meist ein 1–2 m mächtiger Oxydationshorizont mit korrodierten Karbonaten an. Die Hangneigung ist generell gering, was auf die intensive solifluidale Umlagerung in der tonigen Verwitterungsschicht während der nachfolgenden Eiszeiten zurückzuführen ist. Dadurch sind alle ehemaligen Mulden verfüllt, was örtlich auch zu viele Meter mächtigen Anhäufungen des Verwitterungsmaterials geführt hat. Steilere Böschungen im Bereich der Wälle oder in tieferen Einschnitten deuten auf Sedimente mit geringerem Feinkornanteil hin. Im Einschnitt südlich Diethaming z.B. dürften diese auf eine Unterlagerung mit Vorstoßschottern hindeuten.

Die Wälle des Traungletschers setzen bei Rabesberg an und ziehen im weiten Bogen über Eisengattern bis Frauenberg — Loitesberg oberhalb Laakirchen. Zwischen Rabesberg und Eisengattern liegen die Wälle auf einem bis ca. 20–30 m über die Laudach reichenden Felssockel auf. Während der Bildung der mächtigen Moränenwälle wurde offensichtlich die Laudach abgedrängt und war in weiterer Folge gezwungen das enge Tal bis zum Nordrand der Flyschzone zu erodieren. Dadurch kam es zur heutigen Anlage des Tales der Laudach, die früher weiter westlich mehr nach N–NNW verlaufen ist, worauf auch die Günzmoränen bei Berg hindeuten dürften. In dem Moränenbogen sind deutlich zwei mehr oder weniger parallel verlaufende Wälle zu rekonstruieren. Ebenso ist nördlich Magdalenenberg in dem breiten Wall des Gletschers im Kremstal eine Zweiteilung erkennbar. Der äußere ist durch größeres Blockwerk in den Feldern (Gnadelsdorf) und eine noch deutlich erhaltene Form (Kinten) markiert. Die maximale Ausdehnung des Eises hat hier, wenn auch nur kurz, offensichtlich bis gegen Pettenbach gereicht. Weiter im Süden ist noch eine Grundmoränenauskleidung des Sattels am Ziehberg und am Hang nördlich davon erhalten. Auf der Schattseite ist die

Moräne offensichtlich durch starke Schuttbildung verdeckt. Diese Moränenzüge markieren die Ausdehnung der Gletscher im Traun- und Kremstal. Im Almtal ist keinerlei Hinweis auf das Ende des mindelzeitlichen Gletschers südlich des Ansatzes der Jüngeren Deckenschotter bei Pfaffing erhalten.

46 Jüngere Deckenschotter

45 Mächtige Lösslehmdecke über Jüngeren Deckenschottern

Direkt an die Endmoränenwälle schließen im Vorfeld des Traun- sowie des Kremsgletschers Jüngere Deckenschotter an. Sie stellen die Fortsetzung der Vorstoßschotter nördlich der Moränenzüge dar und zeigen durchaus ähnliche Zusammensetzung. Auch hier halten sich ungefähr die besser gerundeten Kalke und weniger bearbeiteten Flyschgeschiebe die Waage. Die Kiese sind, wie die wenigen Aufschlüsse entlang der Bäche (Aiterbach im Osten oder bei Weikharthing und Niederholz im Westen) in alten Konglomeratbrüchen zeigen, wenig klassiert und in Lagen und Nestern sehr sandarm. Sie zeigen entlang der Einschnitte eine teilweise fortgeschrittene Talrandver kittung, die eine eingeschränkte Nutzung zuließ. In den Kiesen finden sich immer wieder große Driftblöcke (meist Flysch).

Auch im Vorfeld der Gletscherzunge am Ziehberg ist eine steile Kiesschüttung erhalten, die bis gegen Steinbach zu verfolgen war. Auch hier wurden die konglomerierten Kiese in Brüchen abgebaut. Im Almtal setzen die Jüngeren Deckenschotter bei Gundersdorf – Pfaffing ein. Es sind aber keinerlei Ablagerungen der Gletscherzunge im Almtal erhalten. Sie wird wohl dem Längenverhältnis der Gletscher, z.B. im Trauntal, entsprechend, bis an den Nordrand der Flyschzone bei Steinbrücken – Heiligenleiten gereicht haben. Die Jüngeren Deckenschotter sind durchgehend mit mächtigem Lösslehm bedeckt und nur an den Talrändern und in Baugruben aufgeschlossen.

44 Kame

Auf der Innenseite des Endmoränenwalls bei Hüttwinkel ist eine auffällige Ebenheit entwickelt. Es dürfte sich hier der Form nach um eine Ablagerung von Kiesen handeln, die am Rand des schwindenden Eises abgelagert wurde. Aufschlüsse waren keine vorhanden.

43 Hangschuttbreccie (nördlich Traunstein, Katzenstein)

Oberhalb und unterhalb der Forststraße vom Laudachsee zum JH Schrattebau und westlich des Laudachsees sind mächtige Hangschuttbreccien erhalten. Es sind dies 10–20 m mächtige gut verkittete Schuttkörper, die aus dem lokalen Schutt der Kalkalpenstirn gebildet wurden. Die matrixarme Breccie zeigt an der Oberfläche eine intensive Verwitterung, die zu einer mächtigen gelbbraunen lehmigen Verwitterungsschicht geführt hat. Die Breccienkörper werden heute einerseits durch Zergleiten auf ihrer weichen nachgiebigen Unterlage durch die Gesteine des Ultrahelvetikums und der Flyschzone in größere Schollen zerlegt (N Katzenstein und bei Siebenbründl). Andererseits brechen randlich immer wieder hausgroße Blöcke ab wie in der „Reißeten Schütt“ (PREY, 1956). Diese bilden markante Blöcke, die, sich stetig zerkleinernd, im Gschlifgraben bis zum Ufer des Traunsees zu finden sind. Die Breccie muss älter als Reiß sein, da sie von Ablagerungen des risszeitlichen Gletschers des Laudachsees überlagert wird und in dieser auch als Komponente auftritt. Ebenso fanden sich Brocken davon in den Moränenablagerungen bei Gschwandt. In den mindelzeitlichen waren keine zu finden, was für eine Bildung in dem langen Zeitraum zwischen Mindel und Riß sprechen würde (VAN HUSEN, 2000).

3.6.3. Riß

42 Grundmoräne

41 Endmoräne, mit Wallform

Im Bereich nördlich Gschwandt sind die lang gezogenen flachen Wälle ähnlich den Mindelwällen als solifluidal überprägte niedrige Wälle erhalten. In den seltenen künstlichen Aufschlüssen finden sich verwitterte sandige Kiese, die aus Kalk- und Flyschkomponenten mit Blöcken bestehen. Die Verwitterung ist deutlich geringer als die der Mindelablagerungen, greift aber doch gut 1–1,5 m in den Sedimentkörper ein. Die Wälle laufen ganz flach bis gegen Hungerbauer aus. Hier umfassen sie einen leicht welligen Bereich bei Haar, der im Westen von der etwas höher gelegenen, völlig ebenen Hochterrasse begrenzt wird. Es ist wohl ein Bereich von Grundmoräne, der, anfänglich durch inaktives Eis geschützt, nicht von Terrassenschottern überschüttet wurde. Das davon im Norden ausgehende Trockental ist durch die später noch unter Permafrostbedingungen abfließenden Schmelz- und Niederschlagswässer gebildet worden.

Im Bereich nördlich des Laudachsees sind sandig schluffige Moränenablagerungen mit gekritzten Geschieben in den Gräben und auf den Riedeln erhalten geblieben, die gemeinsam mit den großen Erratika eine Eiszunge bis Klamm belegen. Die Moränen enthalten häufig Brocken der Hangschuttbreccie (Nr. 43), sind somit aus den kalkalpinen Gesteinen und Flyschgeschieben aufgebaut. Die Ablagerungen werden dann noch von jüngeren Schuttströmen überlagert, die aus der ausgehenden Riß- wie auch der Würmeiszeit stammen können (VAN HUSEN, 1992).

Im Almtal setzen Moränenwälle bei Herndlberg an und ziehen entlang des Hangfußes bis „In der Thann“. Die Materialien sind Kiese mit vereinzelt groben Blöcken und gekritzten Geschieben, die in einer sandig-schluffigen Grundmasse eingebettet sind. Diese ist stellenweise auffällig grau bis dunkelgrau, was wohl durch die dunklen Gutensteinerkalke im Süden bedingt ist. Auffälligerweise führen die Moränen kein Flyschmaterial (ROGL, 1994). Wie ein großflächiger Aufschluss zeigte, nimmt die Kompaktion auf der Innenseite der Wallform zu und erreicht am Hangfuß Werte einer Grundmoräne, was sich auch im Feinkornanteil ausdrückt. Bei diesen Ablagerungen handelt es sich um die Endmoränen des Rißgletschers (Abb. 14), der bis gegen Viechtwang gereicht hat ohne dort außer sandiges, verschwemmtes Grundmoränenmaterial sonstige Spuren hinterlassen zu haben (PREY, 1956; FRIK, 1991).

40 Staukörper am Eisrand (Hochglazial)

Östlich Grünau sind im Bereich der Bäckerschlagalm in kleinen Rutschungen Kiese aufgeschlossen, die weitgehend Dolomit- und helle Kalkgeschiebe führen und eine Terrasse in 730–740 m Höhe bilden. Manche der Kalke zeigen Kritzer. Bei dieser Ablagerung handelt es sich um einen eisrandnahen Staukörper, die am Südrand eines Eiskörpers im Tal des Grünaubaches abgelagert wurde (Abb. 14). Sie stammt aus der Rißeiszeit, womöglich als im Gegensatz zum Würm die Gletscher aus dem Almtal sowie dem Schindelbachtal noch in Verbindung traten. Die Eisfüllung wird durch die Kiese mit einer Höhe von 730–740 m angezeigt, was gut zu den Endmoränen westlich Mayerhof (Flugfeld) passt.

39 Hochterrasse

38 Erosionsniveau der Hochterrasse in Älteren Deckenschottern, Weiße Nagelfluh

Im Gegensatz zu der Hochterrasse NW Gschwandt, die sich zwischen den Endmoränen des größten Gletscherstandes (Abb. 14) und denen bei Baumgarten (Bl. 66 Gmunden) entwickelt, zeigt die Hochterrasse der Laudach und des Almtales keine Verbindung mit den Moränenablagerungen. Entlang der Laudach setzt die Hochterrasse am Nordrand der Flyschzone am Ausgang des engen Ta-

les entlang der Mindelmoräne an und ist bis Eggenberg zu verfolgen. Der Terrassenkörper besteht aus groben Kiesen, die in den wenigen Aufschlüssen am Terrassenrand deutliche Talrandverwitterung zeigen. Sie überlagern stellenweise gut konglomerierte Reste der Weißen Nagelfluh (KOHL, 1996). Um Vorchdorf sind in das Niveau der Hochterrasse auch die Ablagerungen der Älteren Deckenschotter einbezogen (vgl. Bl. 49 Wels), ebenso wie im Bereich der Alm die Ablagerungen der Weißen Nagelfluh bei Egenstein. Ob hier die Grenze zu den Jüngeren Deckenschottern exakt mit deren Böschungsfuß zusammenfällt oder auch Jüngere Deckenschotter mit einbezogen wurden, ist in Ermangelung von Aufschlüssen nicht erkennbar.

Im Almtal setzt die Hochterrasse, abgesehen von einem kleinen Rest am Steinbach, nach der Talenge bei Steinbachbrücke an und entwickelt sich breit nach Norden, wo sie als „Pettenbachrinne“ oder „Pettenbacher Schotterflur“ (KOHL, 1955) zwischen den Jüngeren Deckenschottern unzerschnitten erhalten ist. Entlang der Alm sind keine Reste dieses Terrassenkörpers, nur das Erosionsniveau erhalten. Wahrscheinlich ist die Flussverlegung der Alm nach NW Richtung Laudachtal erst am Ende der Akkumulationsphase erfolgt, wodurch hauptsächlich durch das Pendeln des Flusses Seitenerosion stattfand. Mit dem Ende des Rißhochglazials und dem raschen Übergang zum Interglazial (Eem) setzte die Tiefenerosion der Alm ein, wodurch der Flusslauf auf den heutigen Verlauf fixiert wurde.

Der Hochterrassenkörper wird von mehr oder weniger gut gerundeten groben Kiesen gebildet, die zu 80–90 % aus den Karbonaten der Kalkalpen und zu 10–20 % aus Geröllen der Flyschzone aufgebaut werden. Dabei ist ein deutlicher Anstieg der Flyschkomponenten in den hangendsten Anteilen des Kieskörpers (FRIK, 1991) festzustellen. Dieser ist wohl darauf zurückzuführen, dass erst gegen Ende der Akkumulation die niedrigeren Berge der Flyschzone verstärkt von Frostverwitterung betroffen waren und somit vermehrt Schutt lieferten (VAN HUSEN, 2000). Die Terrassenkiese zeigen eine gut entwickelte Talrandverwitterung, die bis zu 20–30 m in die Terrassenkörper eingreift (FRIK, 1991).

37 Blockgletscherablagerung

Im Matzinggraben sind Ablagerungen eines Blockgletschers erhalten (vgl. Nr. 27). Sie weisen wesentlich weichere Formen und eine stärkere Verwitterung als die würmzeitlichen Blockgletscher auf und sind wohl der Rißeiszeit zuzuordnen. Warum sie während der Permafrostperiode im Würm nicht reaktiviert wurden, ist nicht erkennbar. Zu dieser Zeit bildeten sich aber daraus im Fußbereich Muren, die großflächige Ablagerungen (Nr. 7) bildeten.

36 Kame

In der Talweitung bei Scharnstein finden sich um den Grundgebirgshügel bei Dorf rißzeitliche Grundmoränen über der Niederterrasse. Damit verbunden sind zwei Kameskörper, die terrassenartig ca. 10 m über die Niederterrasse aufragen. Sie bestehen, wie aus den wenigen Aufschlüssen zu erkennen war, aus sandigen Kiesen, die mitunter auch schluffige Matrix aufweisen (PREY, 1956; FRIK, 1991; ROGL, 1994) und sind offensichtlich eisrandnah abgelagert worden. Es treten oft korrodierte Kalke und veraschte Dolomite auf, die auf eine fortgeschrittene Verwitterung des Kieskörpers hinweisen, die auch zu einer lehmigen Verwitterungsschicht an der Oberfläche geführt hat.

35 Erratika

Auf den Rücken um Klamm im Tal der Laudach finden sich viele, z.T. riesige Kalkblöcke, die die Ausdehnung der rißzeitlichen Gletscherzunge anzeigen. Der auffälligste ist der einige Meter oberhalb der Straße zum Franzl im Holz in einer Busch- und Baumgruppe liegende.

34 Konglomerat (Grünau Zuckerhut)

An der Westflanke des Zuckerhutes sind entlang der Forststraße Konglomerate aus Dolomit und gerundeten Kalkgeschieben aufgeschlossen, die wohl Reste eines alten Eisrandkörpers sind. Die Verwitterung vieler Kalkgerölle hat zu einem löchrigen Aussehen des Konglomerates geführt. Diese fortgeschrittene Verwitterung deutet auf ein Mindestalter am Ausgang der Rißeiszeit hin.

33 Tonig sandiger Schluff mit Torflagen

Südwestlich von Gschwandt kam es am Ende der Rißeiszeit offensichtlich zu solifluidaler Umlagerung von tonigen Verwitterungsprodukten der Flyschzone, die immer wieder von kurzen Phasen mit Moorbildung unterbrochen wurden, deren organische Substanz die dünnen Torflagen bildet. Die Ablagerungen dienten als Rohstoff für die Ziegelerzeugung.

3.6.4. Würm

32 Bänderschluße (Offensee, Springbach)

Im Bachbett des Grieseneckbaches östlich des Offensees sowie in jenem des Hinteren Springbaches östlich des Almsees treten in der Bachsohle verbreitet sehr unterschiedlich mächtige Bänderschluße auf, die oft von Sand und Kieslagen und -nestern unterbrochen sind. Die feinkörnigen Sedimente zeigen oft auch Störungen durch subaquatische Gleitungen. Durch die hohe Kompaktion wird eine ehemalige große Überlagerung angezeigt. Diese Schluße entstammen der Aufbauphase der Gletscher, die zu kurzfristigen, rasch wechselnden Stausituationen in den Tälern führten. Die Ablagerungen wurden dann vom Eis überfahren, wodurch die starke Kompaktion entstand.

31 Grundmoräne

30 Endmoräne, mit Wallform

29 Moränenstreu

Während der letzten Eiszeit erfüllte der Almgletscher das Tal bis vor Matzing. Sein Ende ist durch die beiden undeutlichen Endmoränen bei Fischerbühel und die deutliche periphere Abflussrinne markiert, die die Moränenablagerungen von der nördlich davon anschließenden Niederterrasse trennt. Das Gletscherende (Abb. 15) wird hier auch von den häufig zu findenden großen Kalkblöcken am Rand der Niederterrasse markiert, die die größte Ausdehnung anzeigen. Weiter taleinwärts hat der Almgletscher im Verlauf des Tales kaum Moränen hinterlassen. Erst im Bereich der drei Quellläste (Straneggbach, Almsee, Weißeneggbach) sind ausgedehnte Grundmoränenablagerungen erhalten. Sie bedecken die Quellmulde des Dürrenbaches und die Anhöhe südlich des Ameissteins sowie den Kessel um die Springbäche und die weit gespannte Mulde östlich der Ödseen. Hier sind die Hänge auch immer wieder meist in Mulden von Flecken von Grundmoräne bedeckt, die als Moränenstreu ausgewiesen sind. Die Moränenmaterialien in allen diesen Bereichen sind feinstoffreiche sandige Korngemische mit durchwegs starker Kompaktion. In der dichten Matrix, die bis rund 50 % (<0,063 mm) enthält, sind die größeren Geschiebe glazial zugeschliffen, gekritzelt und mitunter poliert, wobei diese Bearbeitung im Wesentlichen auf die Kalke beschränkt ist. Die Dolomite als härtere Komponenten weisen häufig Kantenrundung auf, sind aber im Wesentlichen nicht facettiert oder zugeschliffen. Der Zweigast des Almgletschers im Straneggbach floss noch nach Osten ins Tal der Steyring und des Zösenbaches über (Abb. 15). Hier markieren die grob blockigen Endmoränen südlich Finsterriegler oder der weitgehend aus Blöcken (um 1 m³) bestehende Wall bei Stögerreith das Ende der Gletscherzungen.

Neben dem Almgletscher entwickelte sich noch in den beiden nordschauenden Karen des Kasberges ein größerer Lokalgletscher (Abb. 15). Er erfüllte die Talweitung beim Gut Schindelbach und reichte bis zur Talenge NW davon (Kote



Gletscherende
Günz, Moränenwall



Vergletscherung
Mindel, Moränenwall



Mindelzeitliche Vergletscherung fraglich

Abb. 14.

Rekonstruktion der Reißvergletscherung im Kartengebiet.

608 m). Sein Ende wird hier durch eine sehr feinstoffreiche gering konsolidierte Moräne mit großen Blöcken markiert, die anzeigt, dass das Gletscherende in einem See endete (Nr. 25). Die ersten Rückzugsstadien sind dann um Gut Schindelbach durch mehrere, z.T. blockreiche Moränenwälle markiert.



Abb. 15.
Rekonstruktion der Würmvergletscherung im Kartengebiet.

Ein weiterer größerer Lokalgletscher entwickelte sich nördlich von Traunstein – Katzenstein im Kar des Laudachsees. Seine maximale Ausdehnung wird durch viele Moränenwälle genau umrissen. Er erfüllte den Karraum um den See und reichte mit einer steilen Zunge entlang der Laudach bis zum Zusammenfluss mit

dem Schratzenbach. Weiter östlich war noch eine Gletscherzunge nördlich des Schratzensteins entwickelt, die den Schratzenbach nach NE auf den Hang zum Hochriedel abdrängte. Der damals angelegte schluchtartige epigenetische Einschnitt wird auch heute noch vom Schratzenbach benutzt.

In den NE-orientierten Karen des Schratzenstein-Zwillingskogelkammes waren noch kleinere Gletscherzungen entwickelt. Im Hauergraben reichte die Eiszunge bis auf ca. 600 m herab (PREY, 1956). Die Moränen dieser kleinen Lokalgletscher werden durchwegs von sandigen kiesigen Korngemischen mit deutlich geringem Feinstoffanteil gebildet. Nur in Bereichen mit Stauwirkung kann dieser ansteigen und die Moränen können auch eine hohe Kompaktion aufweisen. Dies gilt auch für die kurzen Zungen im Kalten Graben unterm Donnerstein südlich des Auergrabens oder im Langen Zwiesel am Hinteren Rindbach (Abb. 15). In allen diesen Ablagerungen finden sich wieder deutlich glazial bearbeitete Geschiebe (Kritzer, Politzer).

Nur sandig kiesige Moränenablagerungen markieren die auf den Südhängen entwickelten Eiszungen im Katzensgraben oder Rindbach (Abb. 15). Im Gegensatz zu den anderen Gletscherzungen, die in den günstig nach Norden exponierten Karräumen entstanden waren, haben sich in diesen Fällen an den Südhängen doch auch Eiszungen entwickeln können. Sie entstanden dort, wo aufgrund der vorherrschenden NW-Winde Ausbildung von Wechten und häufigen Lawinen zu starker Schneeverfrachtung in tiefere Hangteile und dort zur Gletscherbildung führte.

28 Niederterrasse

Im Vorfeld des Almgletschers entwickelte sich die Niederterrasse, auf der Mühldorf und Scharnstein liegen. Sie erfüllte das Almtal mit einem Kieskörper, der nur noch aus dem Steinbach nennenswerten Materialzuwachs bekam. So wird der Terrassenkörper nördlich dessen Mündung wie auch die Hochterrasse (Nr. 39) zu einem hohen Prozentsatz (ca. 80–90%) von den kalkalpinen Geschieben aufgebaut, wobei aber ein Gehalt an Flyschgeschieben auf örtlich 30% feststellbar ist (FRIK, 1991).

Die groben sandreichen, schlecht gerundeten Schotter zeigen in größeren Aufschlüssen (z.B. Kiesgrube Pirovitz bei Steinfeld) engräumige Kreuzschichtung sandreicher und sandfreier Kiese, wie sie für die rasche Akkumulation eines braided river im Gletschervorfeld typisch ist. Hier waren auch z.T. riesige (bis 1–2 m³) Driftblöcke in den Kiesen eingebettet, die mit Eisschollen bei Frühjahrshochwässern entlang der Alm transportiert wurden (vgl. Nr. 54, 52). An einem dieser Blöcke war noch deutlich Kritzung zu erkennen (FRIK, 1991). In diesem ausgedehnten Aufschluss war auch die Verzahnung der kalkalpinen Almschotter mit den Flyschmaterialien des Steinbaches deutlich zu erkennen. Der heute von der Alm und den größeren Nebengerinnen zerschnittene Terrassenkörper hat bei Mühldorf eine Mächtigkeit von mindestens 40 m, die dann flussabwärts auf ca. 20 m in der Lederau abnimmt.

Außer im Almtal sind noch Niederterrassenkörper entlang der Laudach und der Dürren Laudach entstanden, die von den Gerinnen heute einige Meter tief zerschnitten sind.

27 Niederterrasse kleinerer Gerinne, z.T. noch im Niveau des heutigen Talbodens

In den kleinen Gerinnen innerhalb der Moränen- und Terrassenlandschaft entwickelten sich in den Eiszeiten durch verstärkte Sedimentumlagerung durch Solifluktion bei fehlender Vegetation kleine gering mächtige Akkumulationskörper. Sie bestehen dem Aufbau der Liefergebiete entsprechend aus feinststoffreichen Sanden und Kiesen. Sie bilden heute noch oft den Talboden im Oberlauf, da die

Ausräumung der Täler durch rückschreitende Erosion nach der Eiszeit noch nicht bis in die Oberläufe dieser Gerinne vorgedrungen ist.

25 + 26 Staukörper am Eisrand (Hochglazial), Kies + Bänderschluße

Der Almgletscher drang wie schon im Riß (Nr. 40) bei Grünau von Westen gegen Enzenbachmühle vor. Dadurch entstand zumindest zeitweilig wieder ein Stausee (Abb. 15), der eine Spiegelhöhe von ca. 640 m erreichte und in den der Gletscher im Tal des Schindelbaches mündete.

Am Hang südlich Enzenbachmühle sind Bänderschluße dieser Seephase erhalten, die sich auch westlich davon in dem verrutschten Hang fortsetzen und die Unterlage von Kiesen bilden. Diese sind als eine Deltaschüttung des Baches von der Bäckerschlagalm im Seeniveau anzusehen und bestehen nur aus Schutt von Hauptdolomit, Platten- und Gutensteinerkalken.

Weiter südlich, im Almtal, zeigen die Staukörper im Brenntbach und Karbach deutlich die Eishöhe des Gletscherstromes in 750 m, respektive 800 und 870 m Höhe an. Diese terrassenartigen Staukörper sind aus groben sandigen Kiesen aufgebaut, die wenig feinkornreiche Bereiche enthalten. Sie bestehen hauptsächlich aus dem lokalen Schutt der Gräben, vermengt mit glazialen Geschieben aus dem Almtal.

In den linksseitigen großen Nebenbächen, Vorderer, Hinterer Rinnbach und Auerbach, entwickelte sich, außer in ihren Nebenbächen, keine Eigenvergletscherung und die Talzüge blieben bis auf die östlichen Teile, in die der Almgletscher eindrang, eisfrei (Abb. 15). Dadurch entstanden in diesen Tälern Stausituationen, die wohl temporär ausgedehnte Staukörper bedingten, die z.B. im Vorderen Rinnbach mit einigen Terrassen in 660–670 m Höhe das Niveau des Stausees belegen. In den anderen Bächen sind keine derartig deutlichen Höhenmarken erhalten, was auch daran liegen mag, dass die Stauseen nicht konstant waren und rasch wechselnde Stauhöhen aufwiesen. Dadurch war hier auch eine Differenzierung der Stausedimente in die des Hochglazials oder des Eisrückzuges (Nr. 20, 21) nicht möglich.

Die Reste der Staukörper führen teils grobe, teils auch feinere feinkornreiche Kiese der lokalen Einzugsgebiete. Es finden sich aber immer wieder grobe Blöcke von Dachsteinkalk, die am ehesten als Driftblöcke aus den kalbenden Gletscherfronten am Rand des Almgletschers zu beziehen sind. Außerdem treten auch immer wieder gekritzte Geschiebe auf, die auf eine eisrandnahe Ablagerung an diesen oder den lokalen Gletscherzungen hinweisen.

Durch den Gletscher im Karraum nördlich des Gschirrecks und den Offensee-gletscher war das Tal des Steinbaches blockiert. Hier entstand eine ca. 60 m mächtige Talfüllung aus groben Kiesen, die von der Steilstufe unterhalb der Moosau bis zu Kote 701 m reichte. Sie weist nur in den liegenden Anteilen etwas feinkornreichere Sedimente auf.

24 Bergsturz Meisenberg; Hochglazial

Am Südabhang des Meisenberges findet sich zwischen 1000 und 1080 m Höhe grober Schutt mit sehr großen Blöcken (bis 3–4 m³), der ausschließlich aus Dachsteinkalk besteht. Er entstammt, wie die gleiche Ablagerung am Rabenstein, einem Bergsturz am Nordrand des Toten Gebirges, der sich als Steinlawine quer über den Gletscher bis hierher ausbreitete (VAN HUSEN et al., in Druck). Das auffällige Blockfeld südlich davon und beim Jagdhaus Miraberg (Erratika) kann ebenso Rest dieser Steinlawine sein.

23 Blockgletscherablagerung

In Folge der starken Auflockerung der Gesteine nahe der Stirn der Kalkalpen im Zwillingkogel–Steineck-Zug und der davor liegenden Gleitschollen kam es in

den Eiszeiten durch die starke Frostverwitterung zu besonders großer Schutthanhäufung. So dürften die kleinen Gletscherzungen im Hauergraben und unterhalb des Steinecks weitgehend mit Schutt bedeckt gewesen sein. Diese Massen groben Schuttes bildeten unter den Permafrostbedingungen des Hochglazials im Vorfeld der Eiszungen Blockgletscher, die sich bis zum Talboden des Almtales ausdehnten. PREY (1956) hielt diese Sedimente für Ablagerungen der Lokalgletscher, die bis in den Talboden vorgedrungen wären. Bei einer Schneegrenzlage um rund 1100 m (PENCK, 1909; LICHTENECKER, 1938) würde ein derartig tiefes Vordringen der steilen Eiszungen ein sehr starkes Ungleichgewicht von Nähr- zu Zehrgebiet zugunsten des Zweiteren erfordern.

Nur der kleinste Gletscher unterhalb des Schratteins entwickelte sich nur bis auf 900 m Höhe. Er trifft hier auf gleiche ältere Ablagerungen, die belegen, dass hier zumindest in der Rißeiszeit auch schon Blockgletscher entwickelt waren. Der Blockgletscher des Hauergrabens drang nach dem Abschmelzen der äußersten Gletscherzunge des Almgletschers noch einige 100 m in dessen Zungenbecken ein, bis dann auch der Dauerfrostboden im Talgrund aufgelöst worden war.

22 Erratika

Große, auffällige erratische Blöcke im Talboden oder auf den Hängen markieren oft die Ausdehnung der Gletscher (z.B. Stögerreith) oder die Höhe der Gletscheroberfläche (z.B. Dürrenbach). Die Anhäufung derartiger Blöcke unterhalb des Meisenberges und beim Hinteren Springbach können Reste des Bergsturzes (Nr. 24) sein.

21 + 20 Eisrandterrassen + Bänderschluße

Im Zuge des Abschmelzens des Almgletschers bildeten sich in bereits eisfrei gewordenen Bereichen Anhäufungen von grobem Schutt, die teilweise mächtige Eisrandterrassen bilden (Springbäche, Dürrenbach, Karbach). In den liegenden Anteilen finden sich öfter auch Bänderschluße als Hinweis auf kurze Seephasen in den Staubereichen. Diese Eisrandterrassen markieren nur sehr kurze Phasen des Eisrandes an dieser Stelle.

19 Terrassenkies im Grünauer Becken

Entlang der Westseite des Beckens von Grünau ist ein ca. 5–7 m mächtiger und bis zu 200 m breiter Terrassenkörper entwickelt. Er wird von sandigen groben Kiesen aufgebaut, die eine deutliche Schichtung zeigen. Die lagenweise sehr matrixreichen Kiese weisen beginnende Talrandverkitung auf, die aber nur wenige Lagen erfasst. Die Kiese werden von den gut gerundeten Kalken im Einzugsgebiet der Alm dominiert, wogegen in feinkörnigeren Lagen die weniger gerundeten Dolomite überwiegen.

Die Terrasse setzt am Ausgang des Almtales ins Becken von Grünau an und ist auffälligerweise nur entlang seines Westrandes entwickelt. Sie konnte frühestens aufgeschüttet worden sein, als die Zunge des Almgletschers das Becken frei gab. Möglicherweise lag aber in der Beckenmitte noch ein Toteiskörper, der nur eine Akkumulation am Talrand zuließ. Ein ähnlicher Terrassenkörper ist am Ausgang der Madries zum Schindelbach erhalten, der höhenmäßig zu dieser Akkumulationsphase passen könnte. Ob beide gleich alt sind, kann nur vermutet werden.

18 Mächtiger Solifluktionsschutt (gebildet bis Würm)

Von den tonmergelreichen Gesteinen der Alltengbach-Formation am Nordrand der Flyschzone ist jeweils zu den Kaltzeiten eine starke solifluidale Umlagerung der Verwitterungsprodukte ausgegangen. Ähnliche Ablagerungen finden sich auch in gleicher Position auf ÖK-Blatt 66 Gmunden.

17 Trockental auf Vorlandterrassen

In jeder Eiszeit entwickelte sich auch im Alpenvorland ein tief reichender Dauerfrostboden. Dadurch konnten die Schmelz- und Niederschlagswässer nicht versickern und sammelten sich in Mulden und Dellen, über die sie auch abflossen. Durch die Ausspülung und der damit verbundenen Tieferlegung der Auftauzone entwickelten sich Talläufe, die in den Zeiten ohne Dauerfrostboden keinen Abfluss aufweisen.

16 + 15 Kompaktes und aufgeschwemmtes Bergsturzmaterial (Almtal)

Im Bereich des Almtales ereignete sich im Spätglazial ein großer Bergsturz (ABELE, 1969, 1974, 1997; WEIDINGER, 2003; VAN HUSEN et al., im Druck). Die Felsmassen, an die 0,5 km³, lösten sich am Nordrand des Kalkplateaus des Toten Gebirges (N Rotgtschirr) aus dem Bereich des heutigen Büchsenkars.

Die Ursache für die Instabilität in diesem Bereich dürfte wahrscheinlich in der Unterlagerung der starren Massen des Hauptdolomites und Dachsteinkalkes durch duktilere tonig sandige Gesteine der Lunzerschichten zu suchen sein. Durch die nachgiebige Unterlage kam es zu einer starken Auflockerung der hangenden Gesteine. Als unmittelbare Auslösung des Bergsturzes kann entweder ein Erdbeben oder übermäßiger Schmelz- und Regenwasserandrang angenommen werden, da das Ereignis, Sedimenten im Almtal zufolge, im Winter statt gefunden hat. Dadurch können sich die Klüfte und Karsthohlräume über dem undurchlässigeren Gestein mit Wasser gefüllt haben. Die Gewichtszunahme, gemeinsam mit der verminderten Reibung, hätte dann auslösend gewirkt. Die abstürzenden Felsmassen (hauptsächlich Dachsteinkalk, etwas Hauptdolomit) stürzten in den Karboden der Hinteren Hetzau und erfüllten ihn mit ca. 100 m mächtiger Bergsturzmasse und schütteten den Brandungswall des Fleckberges auf (siehe Tafel. 2).

Dann flossen die Felsmassen in einem Trümmerstrom durch das Straneggbachtal bis in den Raum Jagersimmerl ab. Der Trümmerstrom erfüllte den ganzen Talboden mit einer typischen Tomalandschaft mit bis zu 60–70 m hohen Hügeln, die ebenso wie die dazwischen liegenden Senken mit bis zu 100 m³ großen Dachsteinkalkblöcken bedeckt sind. Diese treten, anfänglich weitgehend flächendeckend, gegen Ende des Trümmerstromes nur noch vereinzelt auf. Der Trümmerstrom selbst besteht aus fein zerriebenem, zerschlagenem Kalk mit Körnern von 2–10 cm Durchmesser, die in einer sandig schluffigen Grundmasse schwimmen. Größere Brocken (10–30 cm Kantenlänge) sind selten. Die Lagerungsdichte der Ablagerung ist hoch, sodass ein kompaktes Lockersediment vorliegt. Der Trümmerstrom ergoss sich noch alaufwärts in den Mündungsbereich des Weißeneggbaches und talabwärts in den des Auerbaches. Hier muss der Bergsturz in einen See ausgelaufen sein. Dabei wurden die distalen Teile des Trümmerstroms aufgeschwemmt, wobei offensichtlich eine dichte Suspension entstand. Diese wurde von noch nachdrängenden Trümmerstrommassen (heute um Habernau) aus dem Seebecken verdrängt und floss als Suspensionsstrom alabwärts bis zur Mündung ins Becken von Grünau.

Die Ablagerungen dieses Suspensionsstroms erfüllten das Almtal mit einem ca. 10–15 m mächtigen Terrassenkörper. Er besteht zu rund 90 % aus kaum kantengerundeten Körnern (Dachsteinkalk) des Sturzstrommaterials, zu denen noch die gerundeten fluviatilen Kiese aus dem Einzugsgebiet der Alm kommen.

Die weitgehend ebene Terrassenfläche wird durch mehrere Meter hohe Hügel überragt, die anfangs in Gruppen nach Norden nach Zahl und Höhe abnehmend bis in den Raum Heckenau zu verfolgen sind. Sie bestehen aus dem kompakten Material des Sturzstroms. Es sind dies Körper aus noch nicht aufgeschwemmtem Bergsturzmaterial, das wie Knödel in einer Suppe in dem Suspensionsstrom mittransportiert und aufgearbeitet wurde. In der Kiesgrube Heckenau sind Reste



Abb. 16.
Hügel aus kompaktem Bergsturzmaterial auf der Terrasse (Suspensionsstrom) nördlich des Wildparks.

derartiger Körper auch innerhalb des Sedimentkörpers über die ganze Mächtigkeit verteilt zu finden.

Neben diesen Körpern fanden sich auch noch Brocken von sandigen Bänderschulffen und geschichteten Kiesen, die nur in gefrorenem Zustand transportiert worden sein können, wodurch das Ereignis im Winter stattgefunden haben muss (VAN HUSEN, 1995; VAN HUSEN et al., im Druck).

Alter: Das Bergsturzereignis erfolgte, als der Karraum der Hinteren Hetzau nur noch von einem kleinen Gletscherkörper unterhalb des Ackerwaldes erfüllt war. Eine Vergletscherung, die im Vergleich mit dem Trauntal (VAN HUSEN, 1977) wahrscheinlich in der Älteren Dryas um ca. 13000 vor heute gegeben war.

14 Zerrspalte

13 Abrisskante

12 Tiefgreifend aufgelockerter, stark bewegter Felsbereich

11 Rutschmasse

Abrisskanten markieren deutliche Geländestufen, die durch Massenbewegungen entstanden sind. Sie sind, wie die Zerrspalten, meist Ausdruck junger noch aktiver Bewegungen, wie z.B. die „Reißete Schütt“ am oberen Rand des Gschlifgrabens (PREY, 1956, 1983; VAN HUSEN, 2007) oder die große Rutschung östlich des Laudachsees, deren Beginn durch Datierungen (VRI / 1234 und 1235) an Holzfunden im Zeitraum zwischen ca. 2600 und 2300 vor heute festgelegt ist (VAN HUSEN; 1992). Die Rutschungen in diesem Raum sind einerseits durch die starke Erosion durch die Gletscher und Bäche, andererseits durch die verwitterungsanfälligen tonig mergeligen Gesteine des Ultrahelvetikums bedingt, die hier auch für das aktive Zergleiten der Gleitschollen verantwortlich sind.

Die Unterlagerung der Kalke im Hang oberhalb Wieselmühle durch Werfener Schiefer löste nach dem Eisrückzug die Großsackung am Grünauberg aus. Dabei wurden die massigen Kalke in große Schollen und grobes Blockwerk zerlegt.

10 Erdfall

Das Nachsacken von Lockergesteinen in Hohlräume, die durch die Lösung meist von Gips (Haselgebirge) entstanden sind, führt zu Erdfällen. Sie entwickeln sich, solange Gips und frisches Grundwasser vorhanden sind. Ein schönes Beispiel findet sich in der Terrasse im Tal des Schindelbaches S der Mündung des Baches aus der Madries.

9 Blockwerk

Unter Wandstufen treten immer wieder sehr grobe Schuttbildungen auf, die durch grobes Blockwerk charakterisiert werden. Diese entstehen durch wiederholte kleinere Felsstürze oder durch Vorzeichnung großer massiger Kluffkörper im Ausgangsgestein.

8 Hangschutt

Besonders in den kalkalpinen Bereichen sind an manchen Hängen mächtige Schuttdecken entwickelt. Am stärksten ist die Schuttbedeckung unter Wandstufen, wo vornehmlich durch die Frostverwitterung auch mächtige Schutthalden entstehen. Hier sind oft unter Rinnen in der Wand auch steile Schuttkegel entwickelt.

7 Mächtige Murenablagerung

Am Ausgang des Matzinggrabens hat sich am Fuß des rißzeitlichen Blockgletschers ein großer Murenkörper gebildet, der nach SE bis Fischerbühel vordrang. Die Bildung dürfte am Ende der Aufschüttung der Niederterrasse oder knapp danach erfolgt sein.

6 Schwemmkegel

Am Ausgang vieler Gräben zu den größeren Gerinnen sind durch die Bäche oder durch perennierende Gerinne kegelförmige Ablagerungen des bei Hochwässern mitgeführten Schuttes entstanden. Die Neigung der Kegel hängt hauptsächlich vom Gefälle des Gerinnes und der Korngrößenzusammensetzung des Schuttes ab.

5 Quelltuff

Beim Austritt karbonatgesättigter Grundwässer wird das Karbonat, hauptsächlich durch die Assimilation der überströmten Pflanzen, gefällt, wodurch diese mit Kalk überzogen werden und absterben. Dadurch entstehen die hohlraumreichen Quelltuffe, die früher als leichter Baustein verwendet wurden. Ein großflächiges Kalktuffvorkommen findet sich östlich Gschwandt, an der Innenseite der Mindelmoräne. Die hier austretenden Wässer sind durch den hohen Feinstoffgehalt der Moräne sehr stark karbonatisiert.

4 Moor, Vernässung

In Bereichen mit stauender Nässe (S Hollereck am Traunsee) sind sumpfige Wiesen entwickelt, die oft durch Schilfbestände charakterisiert werden. Hier bildet sich teilweise noch heute Braunmoostorf. Im Bereich Gmös bildete sich an einer solchen Stelle ein Hochmoor, das heute für das Moorbad genutzt wird.

3 Erosionskante, Terrassenkante

Erosionskanten entstehen durch die Zerschneidung von Terrassenkörpern durch Tiefen- und Seitenerosion der Gerinne. Sie markieren als auffällige morphologische Form den Rand der Terrassenfläche.

2 + 1 Jüngste Flussablagerung, Austufe großer Gerinne

Dabei handelt es sich um die jüngsten Ablagerungen kleinerer und größerer Gerinne, die oft noch im Überflutungsbereich liegen. Ihre Korngrößenzusammensetzung ist, besonders bei kleineren Gerinnen, stark von der Zusammensetzung der Gesteine in deren Einzugsgebiet abhängig. Im Almtal ist eine deutliche Zweiteilung der Austufe entwickelt.

4. Mineralische Rohstoffe

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

4.1. Erze, Kohle

Im Bereich des Kartenblattes treten keine wirtschaftlich relevanten Erz- und Kohle-Vorkommen auf. Etwas Blei wurde aus einer PbS-Mineralisation im hangenden Wettersteinkalk am Hutkogel südöstlich Scharnstein gewonnen (EHR- LICH, 1850; COMMENDA, 1900; GEYER, 1911; WERNECK, 1974, 1980; WEIDINGER, 2004). Auch die PbS-Vererzung des Stoßbachs östlich von Grünau gehört der Wettersteinkalk-Hangendfazies des frühen Karnium an und jene in der Hetzau dem ladinischen Wettersteindolomit (WERNECK, 1974, 1980).

Die altbekannten, geringmächtigen und seitlich rasch auskeilenden Glanzkohle-Flötzen an der Basis der Unteren Gosau-Gruppe des Eisenbachs erstrecken sich vom ÖK-Blatt 66 Gmunden auch auf das ÖK-Blatt 67 Grünau und wurden lediglich in Notzeiten beschürft (SCHEDL et al., 2000). Die Geochemie der Glanzkohle wurde von RANTITSCH et al. (1995) studiert.

4.2. Steine und Erden, Industriemineralien

4.2.1. Festgesteine

Zur Kalkerzeugung wurde vor der Technisierung in kleinem Maßstab Wettersteinkalk (91) in Steinbach am Ziehberg in zwei kleinen Steinbrüchen hereingewonnen und unweit davon gebrannt. Der ehemalige Kalkbrennofen wurde renoviert und wird zweckgebunden als Museum genutzt. Von den immer wieder auftretenden Wettersteinkalk-Vorkommen zwischen den Ostausläufern des Traunsteins im Westen und der Falkenmauer im Osten, wo in streichender Fortsetzung jenseits des Kartenblattes der Steinbruch der VOEST in Steyring betrieben wird, wurden vom Vorkommen am Nordhang des Hutkogels gute Rohstoffeigenschaften hinsichtlich Chemismus und Weiße nachgewiesen (POSCHER & MOSTLER, 1991). Stärkerer Dolomitanteil ist in den Wettersteinkalk-Wänden am Fuß des Windhagkogels zwischen Grünau und Enzenbachmühle festgestellt worden. Trotzdem hatte man auch hier früher geeignetes Material aus den Schutthalde geklaubt, um Kalk zu brennen.

Als Werk- und Dekorstein fand nachweislich bereits im 17. Jahrhundert roter Unterjura-Knollenkalk (84) Verwendung, der in der Salmgruppe am Grünauerg und im Bereich des Tissengrabens sowie in der Umgebung der Ruine Scharnstein geschrämmt wurde. Er wurde als „Grünauer Marmor“ oder „Kasberger Marmor“ bekannt (Abb. 17).

Der folgende Text mit Abbildung ist unverändert dem unveröffentlicht gebliebenen Manuskript „Dekorsteine Oberösterreichs“ von KIESLINGER, verfasst in den 1960er Jahren, entnommen:

Steinbrüche in der Salmgruppe im Almtal, OÖ (Grünauer Marmor)

Die schon sehr verwachsenen Steinbrüche liegen im Almtal und in den Nebentälern des Grünauertales sowie im Tissenbachtal (Gemeinde Grünau i.A. und Scharnstein, BH Gmunden). Die wichtigsten Gewinnungsstellen liegen am S-Hang des Windhagkogels (Lageplan 1, 2, 3) d. i. ca

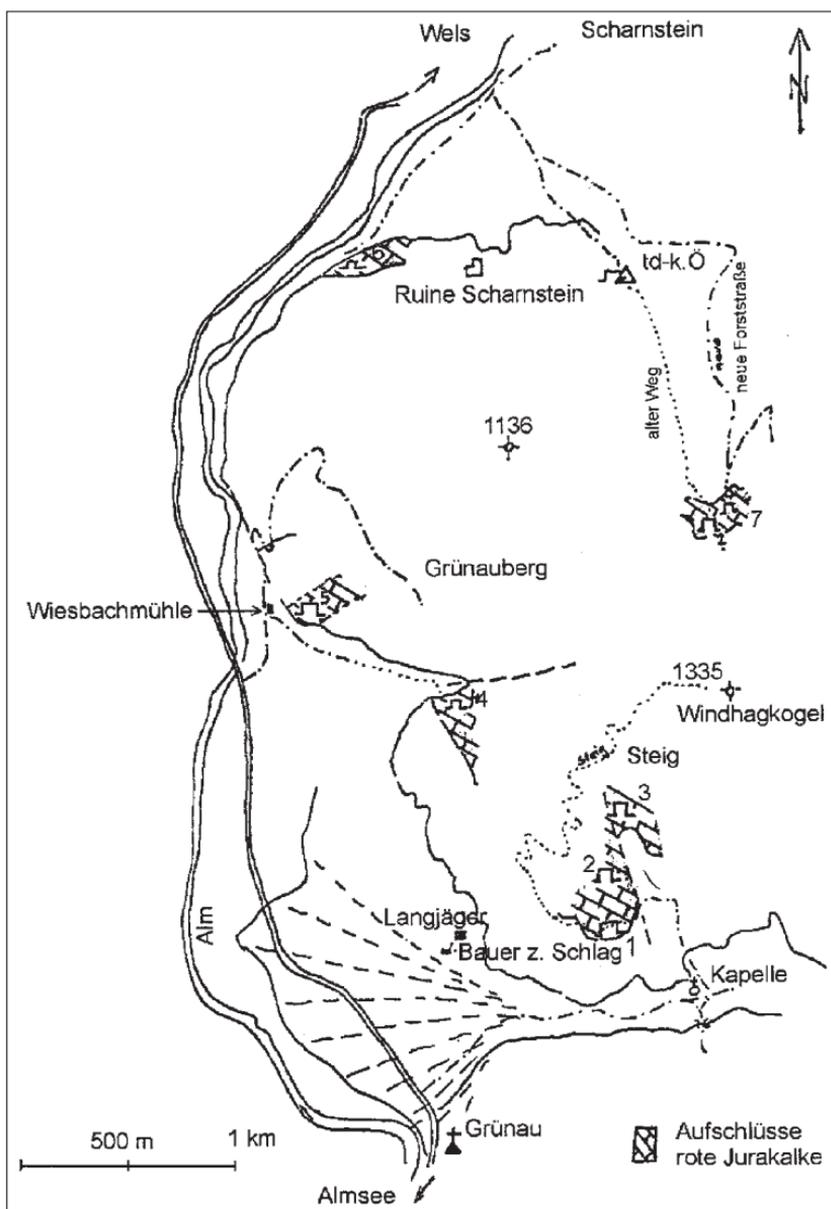


Abb. 17.

Lageplan der Steinbrüche auf Jurakalke in der Umgebung von Grünau und Scharnstein. KIESLINGER, unveröff. Manuskript, TU Wien.

800 m NE der Pfarrkirche Grünau i.A. und bei der sog. Wiesbachmühle (ÖK 1:50.000 „Wieselmühle“), Lageplan 5, d. i. ca. 100 m NE davon am Hangfuß. Ein weiterer kleiner Bruch (Lageplan 4) liegt 300 m SE der Wiesbachmühle.

Die restlichen noch auffindbaren Brüche liegen am N-Abfall des Hochsalm 1405 m (500 m W der Ruine Scharnstein, Lageplan 6) und im Tissenbachtal (Lageplan 7, d. i. ca. 800 m bachaufwärts SSE).

Die Steinbrüche sind an die tiefen Juraschichtglieder der Salmgruppe gebunden, die sich durch einen tektonisch recht komplizierten Bau auszeichnet (Pia, 1942). Die abgebauten Gesteine sind im Wesentlichen Klaukalk sowie rote Kalke des ob. Lias. Seinerzeit wurden auch Partien roter Crinoidenkalke (vom Typ Hierlatzkalk) verwendet. Das Gestein ist i. A. gut gebankt, die Steinbrüche liegen in den massigeren Teilen der Rotkalke. Teilweise sind es auch nur mächtiger gebankte Teile, die abgebaut wurden.

Bevorzugt abgebaut wurden auch tief violettrote Partien mit weißer Äderung, die hellgrüne, cm-dicke Lagen aufweisen (Grünauer Marmor?). Die abgebaute Kubatur kann auf insgesamt ca. 2000 m³ geschätzt werden, davon am S-Hang des Windhagkogels (etwa 1200 m³) in 3 übereinanderliegenden Brüchen (1, 2, 3). Dem größten Steinbruch wurden ca. 700 m³ entnommen, seine Grundfläche beträgt heute noch 170 m², die Abbauböhe liegt bei 8 m. Im Steinbruch bei der Wiesbachmühle (5) wurden ebenfalls ca. 600–700 m³ entnommen.

Im obersten Tissenbachgraben wurde zum Zwecke der Steingewinnung für den Wegbau einer der alten Brüche neu aufgetan (7).

Verwendungsbeispiele:

Grünau Vor dem Schulhause Gedenkstein für den Bergsteiger Sepp Huber 1954

Kremsmünster Stift verschiedene Arbeiten, z. B. Konventbrunnen (im Jahre 1949 z. T. mit Schwarzensee-M. ergänzt) und Sockel der Seitenaltäre (dunkelroter bis purpurfarbener Marmor mit Einlagen von Admeter grauwot Scheck).

Die Mensä von 6 Seitenaltären, ferner von Allerseelen- und Kreuzaltar alle vor 1685.

Altmünster Pfk einige Grabsteine

St. Andrä/Traisen ehem. Stiftskirche Seitenaltäre

Steyr Rathaus Türgehände zum Sitzungssaal 1770.

Ehem. Dominikanerkirche, ein Teil des Pflasters (die „Wecken“) um 1650.

KIESLINGER geht darüber hinaus auch noch auf hier nicht mehr wiedergegebene Besitzverhältnisse und Handelsunterlagen aus dem Stift Kremsmünster ein.

In der Flyschzone nordöstlich Viechtwang, am Fuß des Bäckerberges gegenüber Steinbachbrücke eigneten sich Sandsteine der Altenglach-Formation (EGGER, 1995), ehemals Mürbsandstein führende Oberkreide (PREY, 1950), zur Erzeugung von Schleif- und Wetzsteinen für den Bedarf der Region Alm- und Kremstal. Bekannt ist ihre Gewinnung aus einem Steinbruch (40 m lang und 6–9 m hoch) und einem später im Jahre 1946 angelegten Stollen (Abb. 18). Laut KIESLINGER wurde dieser gegen NW vorgetrieben und dann nach N umgelenkt und hat ca. 91 m Länge, 20 m Breite und 3 m Höhe. Der Stollen folgt streng dem Streichen einer Sandsteinbank, und zwar der oberen, gleichkörniger ausgebildeten Hälfte. Die Firste wird von der überlagernden Sandsteinbank gebildet. Die mergeligen Zwischenbänke sowie grobe, ungleichkörnige Sandsteine finden sich als Versatzstücke und dienen auch als Mauer- und Bruchsteine, weiters Grabsteine und Sockelverkleidungen. Der unterirdische Abbau erfolgte mit händisch geschrämten Schlitzern. Auch in HANISCH & SCHMID (1901) sind ehemals für Mauerstein genutzte Sandsteinbrüche bei Viechtwang erwähnt.

Weit verbreitet von Bedeutung für den lokalen Hausbau, aber auch für Bau- und Werksteingewinnung in großem Maßstab waren die Vorkommen der Weißen Nagelfluh (52). Der bedeutendste Bruch, betrieben von der Fa. Friepess, lag bei Egenstein. Er war aber im Laufe der Zeit soweit in den Schotterkörper vorgegangen, dass die notwendige Verfestigung, die vom Talrand ausgeht, für Quader- und Werksteingewinnung zuletzt nicht mehr gegeben war (FRIK, 1991). Almfürwärts werden von FRIK zahlreiche weitere alte und meist verwachsene Steinbrüche beschrieben, die von der ehemaligen Bedeutung der Weißen Nagelfluh zeugen. Weitere Nagelfluh-Brüche und Vorkommen sind aus dem Raum westlich Falkenhöhen – Peintal, entlang der Laudach und der Dürren Laudach bei Heizing bekannt.

Vorwiegend für den Straßen- und Wegebau wurden Bruchstein und Schotter in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts aus Hauptdolomit (87) an der Straße in der Oberen Höll südlich Grünau aufbereitet. Der schon lange aufgelassene



Abb. 18.
Mundloch eines Stollens zur Gewinnung von Schleif- und Wetzsteinen am Fuß des Bäckerberges NE Viechtwang.

Steinbruch ist 80 m lang und ca. 15 m hoch. Ein weiterer, jedoch kleinerer Steinbruch, möglicherweise auch heute noch zeitweise genutzt, dient zur Entnahme von Gutensteiner Kalk (93) zum Straßenbau und liegt an der Straße zur Farrenhütte in ca. 740 m Sh westlich des Dachskopfes.

4.2.2. Lockergesteine

Die vielfältigen quartären Ablagerungen des Blattes Grünau bergen eine Reihe karbonatdominierter Kies-Sandvorkommen, die früher in vielen Abbauen quer durch die Speisekarte der grobkörnigen Lithostratigraphie für die lokale Verwertung als Baurohstoffe genutzt wurden. Die meisten sind aufgelassen und viele rekultiviert, ständig in Betrieb sind nur noch die drei großen Abbaue Heckenau, Steinfelden und Pettenbach – Weng.

Die Bestandsaufnahme der Abbaustellen geht auf mehrere landesweite oberösterreichische bzw. bundesweite Untersuchungen von Ende der 1970er bis Ende der 1990er Jahre zurück (LETOUZÉ-ZEZULA et al., 1990; 1999–2000; MOSHAMMER & MALECKI, 1994; REITNER & HEINRICH, 1992; ZEZULA et al., 1981), letzte Befahrungen fanden im Sommer 2006 durch PFLEIDERER (Geologische Bundesanstalt) statt. Von FRIK (1991) liegen detaillierte sedimentologische Beschreibungen der Aufschlüsse im Almtal zwischen Scharnstein und Fischböckau vor, die auch weitere rohstoffgeologisch wichtige Ableitungen zulassen.

Im Schotterkörper der Hochterrasse (39) rechtsufrig der Alm sitzt der Abbau Pettenbach zwischen Weng und Heiligenleithen. Die gut sortierten Kiessande sind stellenweise zu Konglomerat verkittet, sodass zwar zeitweilig gesprengt werden muss, diese Partien aber auch Material für Uferverbauungen liefern. Lockerer Kiessand wird für den Straßenbau (Frostkoffer) eingesetzt und ist nach Aufbereitung mit Waschen auch für Betonzuschläge tauglich. Die hangenden, etwas schluffigeren Partien dienen als Schüttmaterial.

In der ebenfalls rechtsufrig der Alm gelegenen Steinfeldener Terrasse liegt die große Grube Steinfeld in über 50 Meter mächtigen Niederterrassenschottern (28). Der Aufschluss wurde von FRIK (1991) detailliert bearbeitet. Demnach wird auch hier das Komponentenspektrum von kalkalpinen, vorwiegend dolomitischen Geröllen dominiert, allerdings ließ sich im Nordostteil der Grube der Einfluss des Steinbachtals mit Einzugsgebiet im Flysch an Hand der Geröllpetrographie und einer größeren Verlehmung gut nachweisen, die Überlagerung ist gering, die Sortierung schlecht und Blockwerk im ganzen Sedimentpaket diffus verteilt, tritt aber gehäuft etwa 3 bis 5 Meter unter Geländeoberkante auf. Das Material wird vor Ort gewaschen, gesiebt, gebrochen und zu Splitt und Betonkies verarbeitet. Ebenfalls in teilweise verfestigten Niederterrassenschottern liegen die Bedarfsabbau Fischböckau und Pfaffing, die teils aber auch schon verwachsen sind.

Innerhalb der Kalkalpen liegt der ausgedehnte und ebenfalls überregional bedeutende Kiesabbau Vielhaber bei Heckenau. Die Grube umfasst etwa 6 ha Fläche, der Abbau wird in zwei Etagen vorgetrieben. Der sandig-schluffige, in seiner Zusammensetzung dolomitische Kies entstammt einem spätglazialen riesigen Bergsturzereignis, dessen Material das Almtal von der Hetzau bis nahe Grünau mit Sediment füllte (15). Das Material wird gebrochen und gesiebt und als Kies, Sand und Splitt im Hoch- und Tiefbau verwendet. Auch im Bereich des kompakten Bergsturzmaterials (16) liegen Bedarfsabbau für den lokalen Forststraßenbau.

Zahlreiche weitere Vorkommen von Lockergesteinen wurden früher lokal als Straßenbaumaterial verwertet. Sie finden sich im Vorland in den Deckenschottern (54, 46) oder im Almtal im Kameskörper (36) bei Mühldorf. Im Bereich der Kalkalpen wurden und werden beim Wegebau angefahrne Lockergesteine mächtiger alter Schuttkegel (z.B. Grieseneckbach östlich Offensee oder südlich Schindlbach auf der Ostseite der Dürren Grünau), häufig auch Würm-Grundmoräne oder etwas verschwemmte Grundmoräne mit bereits sortierten Kiesen (z.B. nördlich Schwarzenbrunn am Fuß des Wolfsberges oder in der Hungerau) sowie Hangschuttkörper (z.B. Laudachsee, Gemauerte Stube) genutzt.

Als Rohstoffe für Ziegelerzeugung dienten früher die tonig-sandigen Schluffe (33) SW Gschwandt (auf Blatt Gmunden bei Baumgarten-Waldbach), die als rißeiszeitlich solifluidal umgelagerte Flysch-Verwitterungsprodukte gedeutet werden (vgl. VAN HUSEN, in diesem Heft). Auf eine Nutzung der Bänderschuffe (32), die vom Grieseneck- und Springbach beschrieben werden, finden sich im Archiv der Geologischen Bundesanstalt keine Hinweise. Aber sicherlich wurden früher mancherorts im Vorland aus den mächtigen Lösslehmdecken über Älteren und Jüngeren Deckenschottern und Nagelfluh (53, 51, 45) Ziegel hergestellt.

5. Kohlenwasserstoffe

(L. WAGNER, G. WESSELY)

Das gesamte Öl in der oberösterreichischen Molassezone stammt aus dem Schöneck-Fischschiefer und zum geringeren Teil auch aus einigen höheren Lagen im Kiscellium. Der Schöneck-Fischschiefer hat im unteren Miozän in der Bohrung Bergern 1 auf dem Kristallinloch die Grenze zur Ölgenerierung erreicht (SCHMIDT & ERDOGAN, 1996).

Die potentiellen Speichergesteine für Erdöl und thermisches Erdgas sind sowohl in der Vorlandmolasse als auch unter den alpinen Decken die mesozoischen Sandsteine und Karbonate (Mitteljura, Oberjura, Cenomanium) und die Sandsteine und Lithothamnienkalke im Eozän.

Unter den alpinen Decken ist vom Standpunkt der Exploration der Ölfund in der Bohrung Grünau 1 (Tafel 1) von großer Bedeutung, wo durch einen Produktionstest im Autochthonen Mesozoikum insgesamt 3466 t Öl und 565.116 m³ Gas aus einer Tiefe von fast 5000 m gefördert wurden. Die Lagerstätte liegt in einem

Sandstein der Unterkreide und besitzt Überdruck. Die Förderung von über 100t/Tag sank rasch ab und die Bohrung wurde daher und auch mangels technischer Infrastruktur hinsichtlich Förderung und Leitungen aufgegeben. Als bereits erste fündige Bohrung im autochthonen Mesozoikum unter den Kalkalpen hat sie aber weiterhin Signalwirkung für die Kohlenwasserstoffexploration in den Kalkalpen.

In der Bohrung Kirchham 1 wurden nur unwirtschaftliche Öl- und Gasspuren getestet. Dort belegen Isotopenanalysen von Flüssigkeitseinschlüssen in den Klufkristallen im Jurakarbonat mehrere Ölmigrationen. Die Hauptmigration des Öls fand im jüngeren Miozän statt. In fast allen mesozoischen und eozänen Sedimenten unter den alpinen Decken wurden Ölspuren und Spuren von thermischem Gas beobachtet. Besonders auffällig sind die ölprägnierten zuckerartigen Dolomite mit Gasspuren im Jura. Im Vorland wurden nur in der Bohrung Lindach O1 geringe Mengen Öl aus den fluviatilen und marinen Sandsteinen des Eozäns getestet. Dagegen liegt direkt im Norden das größere Ölfeld Voitsdorf.

Aus den Sandsteinen und Konglomeraten der Molasseschuppen und dem autochthonen Haller Schlier und der Puchkirchen-Formation konnten kleinere unwirtschaftliche Gaslagerstätten mit biogenem Gas erbohrt werden. In der Bohrung Ölling 1 wurden über ein mehr als 200 m mächtiges Intervall mehrere Gas führende Sandlagen mit geringer Ausdehnung getestet.

6. Hydrogeologie

(G. SCHUBERT)

Aus hydrogeologischer Sicht lässt sich das Kartenblatt Grünau im Almtal von Norden nach Süden grob in folgende drei Abschnitte gliedern:

- 1) Ein von mächtigen quartären Sedimenten dominierter Bereich mit ergiebigen Grundwasservorkommen.
- 2) Das an Grundwasser arme Gebiet der Flyschzone.
- 3) Die wasserreichen Kalkalpen.

Im Folgenden wird bei jenen Informationen, die aus den Wasserbüchern der Bezirke Gmunden (407) und Kirchdorf (409) stammen, die Postzahl zitiert.

Die mächtigen quartären Sedimente im Norden des Kartenblattes bestehen überwiegend aus pleistozänen Schotter- und Konglomeratkörpern und Moränen. Sie liegen über wasserstauenden Sedimenten der Molassezone (Schlier) und des Rhenodanubischen Flysches. Das im Schlier und Flysch ausgebildete Relief übt auf das Grundwasser in den darüber liegenden quartären Schotterkörpern einen wesentlichen Einfluss aus. Die in ihm ausgebildeten Rinnen – sie wurden in vorpleistozäner und pleistozäner Zeit angelegt und gehen vielfach nicht mit den rezenten Tälern konform – kanalisieren die Grundwasserströme. FLÖGL (1970 und 1980), FLÖGL et al. (1988), KOHL (1970) und VOHRZYKA (1973) beschreiben auf dem Kartenblatt folgende Rinnen: Zwischen dem nördlich Gmunden gelegenen Oberweis (bereits auf Blatt 66 Gmunden) und Vorchdorf zeichnet sich im Schlier- und Flyschrelief ein voreiszeitliches Trauntal ab. Den Lauf der Alm begleitet die Almrinne, deren Morphologie ab dem Raum nördlich Scharnstein bekannt ist. Diese wurde von der Alm im Würm-Riß-Interglazial tief in den Flysch und den Schliersockel der Traun-Enns-Platte eingegraben, wie die vorwiegend aus Niederterrasse bestehende Schotterauffüllung zeigt. Von Pettenbach nach NNW erstreckt sich die mit Sedimenten der Hochterrasse gefüllte Pettenbachrinne, die einen älteren Lauf der Alm dokumentiert. In diese versickert der Pettenbach zur Gänze. Ein noch älterer Lauf der Alm ist als Voitsdorfer Rinne erhalten, die von Pettenbach in nordöstliche Richtung nach Voitsdorf (bereits auf Blatt 49 Wels) führt.

Diese Rinnen werden in Richtung ihres Verlaufes von ergiebigen Grundwasserströmen durchflossen. Der Grundwasserstrom der Almrinne wird auf Blatt

Grünau im Almtal vor allem vom Brunnen Theuerwanger Forst des oberösterreichischen Landeswasserversorgungsunternehmens (Postzahl 407/3851, gesamte Höchstwasserentnahmemenge etwa 47 l/s) und dem Brunnen der Rittmühle in Einsiedling (Postzahl 407/750, gesamte Höchstwasserentnahmemenge etwa 86 l/s) genutzt. Etwa 4 km nordöstlich Pettenbach, im Bereich der Voitsdorfer Rinne, kommen die Brunnen der GWVA Kremstal zu liegen (Postzahl 409/2134, Höchstwasserentnahmemenge etwa 33 l/s). Der Grundwasserstrom der Pettenbachrinne versorgt den Horizontalfilterbrunnen Steinerkirchen (Postzahl 418/2208, Höchstwasserentnahmemenge 300 l/s), der bereits auf Blatt 49 Wels liegt.

Außerhalb der Schlierrinnen kann in den Schotterkörpern ebenfalls reichlich Grundwasser vorhanden sein, wie der Brunnen Ölling (Postzahl 407/278, maximale Entnahmemenge 13 l/s) und der Brunnen Hilzing des Wasserleitungsverbandes Laudach-Alm (Postzahl 407/3376, Höchstwasserentnahmemenge 25 l/s) belegen. Ergiebige Quellen sind in Eggenberg (Quellen der Brauerei Eggenberg, Postzahl 407/617, Höchstwasserentnahmemenge 12 l/s) und 1,5 km südöstlich Pettenbach (Quellen der Gemeinde Pettenbach, Postzahl 409/823, Höchstwasserentnahmemenge 16,7 l/s) bekannt. Erstere finden ihr Einzugsgebiet vermutlich in der über Schlier liegenden Weißen Nagelfluh, Letztere in Mindel-Endmoränen.

Im Verbreitungsgebiet des Rhenodanubischen Flysches und des mit diesem verschuppten Ultrahelvetikums tritt aufgrund der Dominanz von pelitreichen Gesteinen nur wenig Grundwasser auf. Der Untergrund ist in der Regel schlecht wasserdurchlässig und ohne nennenswertes Wasserspeichervermögen. Lokale Grundwasservorkommen sind nur im Hangschutt oder in Resten aufgelagerter quartärer Sedimente sowie Klüften anzutreffen. Es handelt sich durchwegs um oberflächennahe Grundwasserkörper (FLÖGL et al., 1988). Dies äußert sich in den wenigen und nur gering ergebnissen für die zentrale Wasserversorgung gefassten Quellen. Laut LOHBERGER (1981) werden im Verbreitungsgebiet des Flysches nur zwei Quellen derart genutzt, nämlich die Quelle 40904-0201 in Inzersdorf (ungefähre Quellschüttung 1,1 l/s) und die Quelle 40904-0202 in Inslingbach (ungefähre Quellschüttung 0,5 l/s).

Im kalkalpinen Abschnitt des Kartenblattes ist aufgrund der weit verbreiteten Dolomite und Kalke reichlich unterirdisches Wasser (vor allem Kluffgrundwasser und Karstwasser) vorhanden, wie die ergiebigen Quellen belegen. Die hydrogeologische Situation im Toten Gebirge und dem nördlich vorgelagerten kalkalpinen Bereich der Traunalpenscholle bis etwa auf die Höhe von Grünau wird in ZÖTL (1961) beschrieben. Demnach treten im gegenständlichen Gebiet die ergiebigsten Quellen nördlich des Offensees, im Umfeld des Almsees und im Straneggbachtal in der Umgebung der Ödseen aus. Nördlich des Offensees entspringt die Brunneckquelle mit einer Schüttung von 300 l/s direkt aus einem Quellsiphon im Hauptdolomit. Gleich nördlich des Almsees treten aus dem Talboden die Quellen Nr. 14 und 15 aus, deren Schüttung nach Tafel III und IV in ZÖTL (1961) in der Größenordnung von 101 bis 500 l/s liegt. Der Almsee selbst wird von aus der Talfüllung aufdrängenden Wallerquellen gespeist, die eine Gesamtschüttung von 1 bis 1,5 m³/s aufweisen; diese liegen jedoch bereits knapp außerhalb des Blattes 67 auf Blatt 97 Bad Mitterndorf. Direkt nördlich des Großen Ödsees entspringt eine Anzahl von Wallerquellen mit einer Gesamtschüttung von 200 l/s. Für die südlich der Ödseen an einer vom Bergsturz verdeckten Karschwelle nahe der Drackhütte entspringende Quelle Nr. 16 gibt ZÖTL (1961) eine Schüttung von 300 l/s an. Am Talgrund des Almtales entspringen bis Rabenbrunn noch einige weitere Quellen, von denen die Wallerquelle Rabenbrunn (2 km südlich Grünau am rechten Flussufer) mit einer Schüttung von 60 l/s die bedeutendste ist. Bei den Mengenangaben ist zu beachten, dass Quellen in Karstgebieten häufig großen Schüttungsschwankungen unterliegen.

Zum Hochsalmegebiet liegt von PAVUZA & TRAINDL (1982) eine hydrogeologische Aufnahme vor. Dieser zufolge befindet sich die einzige größere Quelle im

südwestlich Steinbach liegenden Spießengraben. Sie weist eine Trockenwetter-schüttung von etwa 25 l/s auf. Weiters sei erwähnt, dass im Enzenbach – dieser Zubringer des Grünaubaches entwässert den Hochsalm nach Süden – auf eine Strecke von 650 m bei Trockenwetter insgesamt 10 bis 20 l/s Grundwasser austreten.

7. Höhlen und Naturdenkmale

(R. PAVUZA, G. STUMMER)

Das Kartenblatt 67 wird in höhlenkundlicher Hinsicht vom Landesverein für Höhlenkunde in Oberösterreich (Katasterführung) zusammen mit seiner Forschergruppe Gmunden sowie vom Verein für Höhlenkunde Ebensee betreut.

Mit Stand Februar 2007 waren auf dem Blattbereich 45 Höhlen bekannt, die meisten davon westlich der Alm. Etwa 20 % dieser Höhlen weisen eine vermessene Ganglänge von über 100 m auf. Die Höhlen liegen administrativ in 5 verschiedenen Katastergruppen des österreichischen Höhlenverzeichnisses. In 4 weiteren, auf dem Kartenblatt ebenfalls vertretenen Katastergruppen sind bislang noch keine Höhlen bekannt geworden.

Diese relative Armut an Höhlen auf einem teilweise kalkalpinen Kartenblatt ist auf die weite Verbreitung von dolomitischen Gesteinen zurückzuführen, die zwar verkarstungsfähig sind und durchaus auch einen größtenteils unterirdischen Abfluss aufweisen, der Standfestigkeit von größeren Höhlenräumen jedoch meist entgegenstehen. Verbreitet findet man hier höhlenartige Ausbruchsnischen, die jedoch nur in Ausnahmefällen in das österreichische Höhlenverzeichnis aufgenommen werden.

Die mit Abstand bedeutendste und längste Höhle des Kartenblattes ist die über einen Kilometer lange Gassel-Tropfsteinhöhle im Gasselkogel östlich von Ebensee. Die 1918 erstmals von Forschern befahrene Höhle wurde 1931 zum Naturdenkmal erklärt, 1933 nach einer Phase intensiver Erforschung als Schauhöhle eröffnet und wird als solche mit einigen Unterbrechungen bis heute mit viel Idealismus betrieben.

Die im Hauptdolomit angelegte Höhle ist vorwiegend durch stark versinterte Schächte und Klüfte geprägt. Der Führungsteil endet in der Kanzelhalle, die

Tabelle 1.

Die 10 längsten Höhlen auf Kartenblatt 67 Grünau im Almtal.

	Kat.-Nr.	Vermessungslänge	Vertikalerstreckung
Gassel-Tropfsteinhöhle	1618/3	1304	105
Farnauroch (Rinnbacher Lochbachloch)	1617/1	217	35
Offensee Lochbachloch	1617/2	146	6
Ferdinandhöhle	1618/2	139	34
Flaschenschlund	1617/5	135	87
Adlerhöhle	1617/7	119	19
Grushöhle	1618/4	106	16
Steinberg-Eishöhle	1617/6	103	35
Schlager-Höhle	1666/8	102	36
Hollerberg-Nixlucke	1666/2	96	8

durch mächtigen und imposanten Tropfsteinschmuck gekennzeichnet ist. Von hier führen die unerschlossenen Höhlenabschnitte schachtartig (Pergarschacht, Wasserschächte) in den Leopoldsdorn. Die meisten Höhlenteile waren bereits bis zum Jahre 1924 erforscht. Erst ab 1984 konnten neue Gänge, die in der Tiefe wieder die bekannten Höhlenteile anschneiden, jedoch das Gesamtbild der Höhle nicht wesentlich veränderten, entdeckt werden. Auch diese Neuentdeckungen sind äußerst reich an Tropfsteinen und Sinter und zeichnen sich durch das Vorhandensein von bis zu 4 cm großen Sinterperlen aus, die zu den größten dieser Art in Österreich zählen. Geochronologische Untersuchungen der Höhlensinter zeigten bisher, dass neben einer älteren Tropfsteingeneration (>400 ka) auch eine würmzeitliche bis holozäne Tropfsteinbildung vorliegt (SPÖTL et al., 2007, S. 145–147)

In derselben Katastergruppe (1618 – Gasselkogel-Hochkogel) ist an größeren Höhlen noch die Grushöhle, ganz in der Nähe der Gassel-Tropfsteinhöhle gelegen, zu nennen. Sie ist durch Verbruchvorgänge und plumpe Excentriques gekennzeichnet.

Die benachbarte Katastergruppe (1617 – Eibenberg-Steinberg) ist durch oftmals wasserführende Höhlen mit Vermessungslängen zwischen 100 und 220 Meter (siehe Tab. 1) charakterisiert, wie etwa das periodisch aktive Farnauloch (auch Rinnbacher Lochbachloch genannt).

Der Traunstein (Katastergebiet 1619) weist keine bedeutenderen Höhlen auf.

Der Kasberg (Katastergebiet 1661), dessen aus mitteltriassischen Kalken aufgebauter Plateaubereich an sich gute Voraussetzungen für die Höhlenbildung bietet, hat vorläufig nur mit einigen kleinen Eishöhlen aufzuwarten, die Raumformen der – eisfreien – Röllkarhöhle, der zur Zeit längsten Höhle des Gebietes, spiegeln indessen die ausgesprochene Dünnbankigkeit der dunklen Mitteltriaskalke wider.

Im Katastergebiet 1666 – Hochsalm ist als längste Höhle die interessante, wasserführende Schlager-Höhle im Enzenbachtal zu erwähnen, die erst vor relativ kurzer Zeit bearbeitet worden ist.

Unter besonderem Schutz nach dem Oberösterreichischen Natur- und Landschaftsschutzgesetz 2001 stehen auf dem Kartenblatt derzeit lediglich die Gassel-Tropfsteinhöhle sowie die nahegelegene Gassel-Niedernhöhle (1618/2).

8. Tiefbohrungen

(L. WAGNER, G. WESSELY)

8.1. Lithostratigraphie der Kohlenwasserstoff-Bohrungen

8.1.1. Molasseuntergrund

Kristallin

Das Kristallin besteht in der Bohrung Grünau 1 aus Granodiorit, in Kirchdorf 1 aus Granit, in Steinfeld 1, in Kirchham 1b und 3, Bergern 1, S1, Lindach O 1 und Ölling 1 aus migmatitischen Gneisen und ist der Böhmisches Masse zuzuordnen.

Jura

Ein umfangreiches Profil des autochthonen Mesozoikums (Mitteljura bis Oberkreide) unter den Kalkalpen lieferte die Bohrung Grünau 1 (HAMILTON, 1989). Es wurde zu einem großen Teil auch durch Bohrkerne erfasst. Über einem Aufarbeitungshorizont aus Kristallinklastika liegt Sandstein des Mitteljura, z.T. verkiegelt, mit vereinzelt kohlig-lagen. Der obere Mitteljura besteht aus Dolomit, häufig sandig-kieselig, überlagert von Oberjurakalk mit dolomitischen Einlage-

rungen. Im tieferen Abschnitt handelt es sich um Riff- und Riffschuttsedimente, darüber um lagunäre Seichtwasserkalke in Purbeckfazies. Der diskordant darüberlagernde Sandstein ist z.T. stark zementiert und gehört mit den hangenden klastischen Kalken der tieferen Oberkreide an.

Der Jura wurde in weiteren 5 Tiefbohrungen Steinfeld 1, Kirchham 1b, 3, Lindach O1 und Ölling 1 durchteuft. Unter den alpinen Decken sind noch ca. 150 m mächtige Abfolgen aus Jurasedimenten erhalten geblieben.

In den Bohrungen Bergern 1 und S1 wurde auf einer Hochzone das gesamte Mesozoikum vor dem Tertiär abgetragen. Vermutlich ist dieses Hoch die ursprüngliche Fortsetzung der Zentralen Schwellenzone, die durch die Rodl-Störung nach Norden verfrachtet wurde.

Der Jura beginnt in allen Bohrungen mit Sandsteinen des Bathonium–Bajocium. Darüber folgen im Callovium knollige Kalke mit Echinodermen und Bivalven. Im Oxfordium lagern sich auf dem tieferen Schelf die Hornstein führenden Karbonate der Kieselschwammfazies in der Ausbildung des Treuchtlinger Marmors ab, die in Kirchham immer noch reichlich Echinodermen führen. Sie werden von einer Rasenkorallenfazies (Microsolenen) überlagert. Große Anteile dieser tieferen Karbonate im Jura sind zuckerkörnig dolomitisiert mit ausgezeichneten Porositäten. Über den Rasenkorallen entwickeln sich kleine Riffe mit Kelchkorallen. In der Bohrung Ölling 1 sind 35 m mächtige Ooid- und Onkoidbänke ausgebildet. Die voll marinen Karbonate werden von lagunären Karbonaten des Tithonium–Berriasium in Purbeckfazies überlagert. Sie zeigen die typischen Entwicklungen mit den Breccienlagen und black pebbles (eingeschwemmte Bodenbildungen).

Kreide

In der Unterkreide wurde der gesamte Rand der Böhmisches Masse angehoben und der größte Teil vom Jura erodiert. Reste der Oberkreide wurden bisher nur in den Bohrungen von Kirchham, Wiesberg 1, Lindach O1, Ölling 1 und Grünau 1 erbohrt. Fluviale Sandsteine der Schutzfelsschichten bedecken in unterschiedlichen Mächtigkeiten die Juraoberfläche. Mit der marinen Überflutung im Cenomanium werden zuerst Sandsteinlagen in einem geschützten Schelfbereich sedimentiert, darüber folgen glaukonitische Tonmergel, in die Glaukonitsandsteine eingeschaltet sind, die als Sturmlagen (Tempestitite) gedeutet werden. Die glaukonitische Abfolge (Regensburg-Formation) wurde auf dem tieferen Schelf abgelagert. Das cenomane Alter wird für die untere glaukonitische Abfolge in Oberösterreich wegen der guten Korrelierbarkeit auf den Bohrlochmessungen mit Inoceramen führenden Bohrkernen und durch den Vergleich mit den Aufschlüssen bei Regensburg angenommen. Altersbestimmungen mit Sporen würden auch ein älteres Alter zulassen. Die Fazies mit Sturmlagen setzt sich in den Bohrungen Lindach O1 und Wiesberg 1 mit feinkörnigeren Glaukonitsandsteinen und schwarzen glaukonitischen Tonmergeln im Unterturonium fort.

Bei einer erneuten Hebung im Paläogen wurde in diesem Gebiet die gesamte Kreide vom Maastrichtium–Campanium teilweise bis in das Unterturonium oder Cenomanium, teilweise bis auf das Kristallin wieder abgetragen.

8.1.2. Molasse

Obereozän

Die Molassesedimentation setzt in allen Bohrungen mit Obereozän ein, an der Basis mit gering mächtigen fluvialen Sandsteinen und bunten tonigen Aulehmen und in Grünau mit einer Kohlelage der Voitsdorf-Formation (Limnische Serie). In allen Bohrungen fehlen die paralischen Cerithienschichten. Darauf folgt der flachmarine Sandstein der Ampfing Formation, der in Bergern mit besonders guten Porositäten auf dem Kristallin abgelagert wurde. Den Abschluss bilden die im

flachmarinen Milieu abgelagerten Rotalgen- und Korallenriffe des Unteren und Oberen Lithothamnienkalks.

Oligozän

Nach dem Eozän sinkt das Molassebecken ab. In der nördlichen Molasse lagert sich im Kiscellium das typische Profil mit den bituminösen, dunkelbraunen Kalkmergeln der Schöneck-Formation (Lattorf-Fischschiefer), dem hellgrauen bis fast weißen coccolithischen Chalk der Dynow-Formation (Heller Mergelkalk) und den laminierten, teilweise siltigen Peliten mit hellen Nannoplanktonbelägen der Eggerding-Formation (Bändermergel). In den Bohrungen von Kirchham, Wiesberg 1, Lindach O1, Bergern 1 und S1 und Ölling 1 tritt die dunkelgraue pelitische Tiefwasserfazies mit dunkelbraunen Kalkmergellagen aus dem distalen Bereich von Turbiditen auf.

Die Bohrungen von Grünau 1, Steinfeld 1, Kirchdorf 1, Kirchham, Wiesberg 1, Lindach O1, Bergern 1 und S1 und Ölling 1 haben die Untere Puchkirchen-Formation (Unteres Egerium) zur Gänze durchteuft. In den Profilen wechseln verschuppte Bereiche mit autochthonen Strecken ab. Vor den submarin erodierten Schuppenstirnen wurden turbiditische Sandsteine und Konglomerate in die Erosionsrinnen geschüttet und unter dem Einfluss der Schwerkraft weiter verfrachtet. Ein großer Anteil der Gesteinsprofile besteht aus solchen gravitativ transportierten Konglomeraten mit tonig-sandiger Matrix (debris flows). Das ist die typische Entwicklung der Puchkirchen-Formation. Der Inhalt der Schuppen besteht in diesen Bohrungen ebenfalls vorwiegend aus oligozäner Puchkirchen-Formation, älteren Molassesedimenten und Resten von aufgearbeitetem Mesozoikum.

Miozän

Die Bohrungen Diethaming 1/1a, Falkenohren 1, Lindach 28, Pettenbach 1 und Schallaun 1 haben ihre Endteufe in Schichten des Egerium. In der Oberen Puchkirchen-Formation (Oberegerium) setzt sich die fazielle Entwicklung in identischen Sedimentationsbedingungen wie im Unteren Egerium fort. Bei den Bohrungen von Kirchham, Wiesberg 1, Diethaming 1/1a, Lindach 28, Pettenbach 1, Bergern 1 und S1 sind Molasseschuppen aus Schichten des Egerium und teilweise Kiscellium eingeschuppt. Die Bohrung Ölling 1 hat in der Schuppenzone der obersten Puchkirchen-Formation Olistholithe angefahren, die fast ausschließlich aus Helvetikumschutt bestehen und mit Sedimenten der Puchkirchen-Formation verschuppt sind. Sie gehören den obersten bzw. südlichsten Molasseschuppen an, die ursprünglich in dem Bereich vor den Helvetikumdecken sedimentiert wurden.

Während weiter im Westen ältestes Eggenburgium auch noch unter den Flyschdecken nachgewiesen werden konnte, liegen hier die Helvetikum-Flyschdecken auf Molasseschuppen. Daher treten die Wechsellagerungen von hellgrauen, glimmerreichen, turbiditischen Silten und Sanden in Tonmergellagen und Rutschmassen nur nördlich der Flysch-Helvetikum-Zone auf. Am Südrand sind sie über den Molasseschuppen und vor den alpinen Decken aufgebogen und gestört. Daher zeigen die ursprünglich söhlig liegenden Sandsteine der basalen Hall-Gruppe, die Lindach-Schichten, in Lindach 28 und Diethaming 1/1a ein Nordfallen. Der höhere Teil der Hall-Gruppe, der Haller Schlier, ist als grauer siltig-sandiger, glimmeriger, kalkreicher Tonmergel entwickelt.

Die siltigen, glimmerigen hellgrauen Tonmergel mit Silt und Sandlagen der Vöckla-Schichten (Ottningium) verzahnen mit den Obertageaufschlüssen der Vorchdorf-Formation am Ufer der Alm. Die Vöckla-Schichten sind am Alpenrand ebenfalls noch tektonisch beeinträchtigt und aufgebogen.

8.2. Bohrprofile

8.2.1. Tiefbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs AG

Die Nummerierung bezieht sich auf die entsprechenden Nummern in der geologischen Karte. Die Koordinatenangaben beziehen sich auf das Bundesmeldenetz.

1) LINDACH 1

1986; Seehöhe über NN: 465 m

Rechtswert: y = 491 172 m; Hochwert: x = 5 317 930 m

- 45 m Quartär, Älterer Deckenschotter
- 212 m Innviertel-Formation, Robulus-Schlier
- 964 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 2735 m Tertiär, Oligozän–Eozän
Transgression
- 2771 m Oberkreide
- 2906 m Ober- und Mittel-Jura
Transgression
- 2930 m Kristallin der Böhmisches Masse

2) LINDACH 28

1973; Seehöhe über NN: 510 m

Rechtswert: y = 487 975 m; Hochwert: x = 5 315 888 m

- 86 m Quartär, Mindelmoräne
- 230 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 718 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 747 m Oligozän, Obere Puchkirchen-Formation
Transgression
- 789 m Obere und Untere Puchkirchen-Formation verschuppt
- 930 m Oligozän, Obere Puchkirchen-Formation

3+4) DIETHAMING 1/1A

1985; Seehöhe über NN: 457 m

Rechtswert: y = 489 411 m; Hochwert: x = 5 316 638 m

- 30 m Quartär, Jüngerer Deckenschotter
- 208 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 800 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1080 m Obere und Untere Puchkirchen-Formation verschuppt
- 1300 m Oligozän, Obere Puchkirchen-Formation

5) OELLING 1

1981; Seehöhe über NN: 481 m

Rechtswert: y = 491 075 m; Hochwert: x = 5 315 585 m

- 45 m Quartär, Jüngerer Deckenschotter
- 139 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 491 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1236 m Obere Puchkirchen-Formation mit Helvetikumolistholith verschuppt
- 2980 m Tertiär, Oligozän–Eozän
Transgression
- 3003 m Oberkreide
Transgression

- 3129 m Ober- und Mittel-Jura
Transgression
- 3163 m Kristallin der Böhmisches Masse

6) FALKENOHREN 1

2006; Seehöhe über NN: 463 m

Rechtswert: y = 492 287 m; Hochwert: x = 5 316 455 m

- 52 m Quartär, Jüngerer Deckenschotter
- 54 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1300 m Tertiär, Oligozän – Obere Puchkirchen-Formation

7) SCHALLAUN 1

2005; Seehöhe über NN: 454 m

Rechtswert: y = 498 749 m; Hochwert: x = 5 317 961 m

- 40 m Quartär
- 220 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Vöckla-Formation
- 896 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1000 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation

8) PETTENBACH 1

1983; Seehöhe über NN: 459 m

Rechtswert: y = 499 921 m; Hochwert: x = 5 316 873 m

- 66 m Quartär, Hochterrasse
- 204 m Ottnangium, Innviertel-Formation, Robulus-Schlier
- 666 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1631 m Verschuppte Molasse Untere und Obere Puchkirchen-Formation
- 2260 m Egerium, Obere und Untere Puchkirchen-Formation

9) BERGERN 1

1966; Seehöhe über NN: 467 m

Rechtswert: y = 503 363 m; Hochwert: x = 5 317 061 m

- 8 m Quartär, Jüngerer Deckenschotter
- 386 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 1599 m Ober-Egerium, Obere Puchkirchen-Formation
Diskonformität
- 1604 m Verschuppte Molasse Untere und Obere Puchkirchen-Formation
- 2568 m Tertiär Oligozän–Eozän
Transgression
- 2597 m Kristallin der Böhmisches Masse

10) BERGERN S1

1983; Seehöhe über NN: 533 m

Rechtswert: y = 505 105 m; Hochwert: x = 5 315 571 m

- 9 m Quartär, Mindelmoräne
- 596 m Eggenburgium, Haller Gruppe
Diskonformität
- 2402 m Verschuppte Molasse Untere und Obere Puchkirchen-Formation und
Kiscellium
- 2657 m Tertiär Oligozän–Eozän
Transgression
- 2702 m Kristallin der Böhmisches Masse

11) KIRCHHAM 3

1982/83; Seehöhe über NN: 452 m

Rechtswert: $y = 494\ 029\text{ m}$; Hochwert: $x = 5\ 313\ 696\text{ m}$

- 1260 m Flysch und Helvetikum in 6 Schuppen
Hauptüberschiebung
- 1612 m Verschuppte Molasse Untere und Obere Puchkirchen-Formation
- 2960 m Tertiär Oligozän–Eozän
Transgression
- 3001 m Oberkreide
Transgression
- 3143 m Jura
Transgression
- 3170 m Kristallin der Böhmisches Masse

12) KIRCHHAM 1

1965; Seehöhe über NN: 479 m

Rechtswert: $y = 493\ 552\text{ m}$; Hochwert: $x = 5\ 313\ 261\text{ m}$

- 14 m Quartär
- 1370 m Flysch und Helvetikum in 4 Schuppen
Hauptüberschiebung
- 1605 m Verschuppte Molasse Untere und Obere Puchkirchen-Formation
- 3030 m Tertiär Oligozän–Eozän
Transgression
- 3075 m Oberkreide
Transgression
- 3175 m Jura

13) KIRCHHAM 1B (Vertiefung)

1980

- 3076 m Oberkreide
Transgression
- 3227 m Ober und Mittel-Jura
Transgression
- 3244 m Kristallin der Böhmisches Masse

14) KIRCHHAM 2

1967; Seehöhe über NN: 578 m

Rechtswert: $y = 492\ 660\text{ m}$; Hochwert: $x = 5\ 312\ 888\text{ m}$

- 1579 m Flysch und Helvetikum in 8 Schuppen
Hauptüberschiebung
- 1817 m Verschuppte Molasse Untere und Obere Puchkirchen-Formation
- 3192 m Tertiär Oligozän–Eozän
Transgression
- 3274 m Oberkreide

15) WIESBERG 1

1977/78; Seehöhe über NN: 613 m

Rechtswert: $y = 491\ 889\text{ m}$; Hochwert: $x = 5\ 312\ 328\text{ m}$

- 1716 m Flysch und Helvetikum in 4 Schuppen
Hauptüberschiebung
- 1870 m Verschuppte Molasse, Untere und Obere Puchkirchen-Formation
- 3346 m Tertiär Oligozän–Eozän
Transgression
- 3445 m Oberkreide

8.2.2. Tiefbohrungen der Österreichischen Mineralöl-Verwaltungs AG OMV

16) STEINFELDEN 1

1967/68; Seehöhe über NN: 497 m

Rechtswert: $y = 499\ 246$ m; Hochwert: $x = 5\ 309\ 460$ m

- 34 m Quartär
- 1055 m Oberkreide-Flysch
- 1183 m Ultrahelvetikum (Buntmergelserie)
- 1330 m Oberkreide-Flysch
- 1442 m Ultrahelvetikum (Buntmergelserie)
- 1872 m Flysch und Ultrahelvetikum verschuppt
- 1913 m Ultrahelvetikum (Buntmergelserie)
Hauptüberschiebung
- 2179 m Obere Puchkirchen-Formation
- 3033 m Untere Puchkirchen-Formation
- 3230 m Tonmergel (Rupelium)
- 3272 m Bändermergel (Rupelium)
- 3317 m Lithothamnienkalk (Obereozän)
- 3374 m Jura-Kreide
- 3422 m Granit

17) KIRCHDORF 1

1988; Seehöhe über NN: 697 m

Rechtswert: $y = 505\ 420$ m; Hochwert: $x = 5\ 306\ 123$ m

- 510 m Oberkreide-Flysch
- 600 m Neokom-Flysch
- 800 m Altlenzbach-Formation
- 1120 m Röthenbach-Subgruppe
- 1260 m Neokom-Flysch
- 2600 m Oberkreide-Flysch
- 3410 m Flysch mit Molasse verschuppt
Hauptüberschiebung
- 3894 m Puchkirchen-Formation
- 4203 m Tonmergelschichten
- 4271 m Bändermergel
- 4293 m Mergelkalk und Fischeschiefer
- 4309 m Lithothamnienkalk (Obereozän)
- 4327 m Sandstein-Konglomerat (Eozän)
- 4331 m Granit

18) GRÜNAU 1

Seehöhe über NN: 534 m

Rechtswert: $y = 496\ 610$ m; Hochwert: $x = 5\ 299\ 418$ m

- 112 m Quartär
- 1322 m Hauptdolomit
- 1808 m Opponitz-Formation
- 1960 m Reifling- und Reichenhall-Formation
Überschiebung
- 2490 m Serpentin
- 2631 m Blassenstein-Formation
- 2704 m Sandstein (Gresten-Formation)
- 3147 m Buntmergelserie
- 3445 m Ultrahelvetikum und Molasse verschuppt
Überschiebung
- 4126 m Puchkirchen-Formation

- 4776 m Tonmergelserie
- 4848 m Fischeschiefer
- 4860 m Lithothamnienkalk
- 4886 m Grobsandstein (Eozän)
- 5173 m Mitteljura-Kreide
- 5209 m Kristallin

Literatur

- ABELE, G. (1969): Der Bergsturz im Almtal im Toten Gebirge. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. **112**, 120–124, Wien.
- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. – Wiss. AV Hefte, **25**, 230 pp., München.
- ABELE, G. (1997): Rock slide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. – Z. Geomorph., N. F. **41**, 1–20, Berlin, Stuttgart.
- BOUÉ, A. (1832): Description de divers gisements intéressants de fossiles dans les Alpes autrichiennes: 5. Notice sur les bords du lac de Traunsee en Haute-Autriche. – Mémoires géologiques et paléontologiques, **2**, 213–217, Paris.
- BRINKMANN, R. (1936): Über Fenster und Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. – Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss., phys.-math. Kl., **31**, 436–445 (Berlin).
- BUTT, A. (1981): Depositional environments of the upper Cretaceous rocks in the northern part of the Eastern Alps. – Cushman Foundation Foraminifer. Res., Spec. Publ., **20**, 121 S.
- COMMENDA, H. (1900): Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. Ein Beitrag für die Landeskunde in Einzeldarstellungen. – Landeskunde in Einzeldarstellungen, Heft **2**, Jahresber. Museum Francisco Carolinum, **58**, 272 S., Linz.
- CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, Ch. & CTYROKA, J. (1998): Oligocene – Miocene Foraminifera of the Central Paratethys. – Abh. Senckenbg. naturforsch. Ges., **549**, 1–325, Frankfurt a. M.
- EGGER, H. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen und in der Flyschzone auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 691–692.
- EGGER, H. (1993): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? – frühes Campan). – Zitteliana, **20**, 59–65, München.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **196**, 62–91.
- EGGER, H. (1996): Bericht 1994–1995 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau. – Jb. Geol. B.-A., **139/3**, 310–311.
- EGGER, H., HOFMANN, Th. & RUPP, Ch. (Hrsg., 1996): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. – „Wandertagung Österr. Geol. Ges.“ 7.–11. Oktober 1996 in Wels, Exkursionsführer **16**, 76–77, Wien.
- EGGER, H. & PERESSON, H. (1997): The 300 km-long Innsbruck – Salzburg – Amstetten (ISAM) fault system: A major displacement line in the northern Eastern Alps. – Przeglad Geol., **10** (Pancardi 97), 1072–1073.
- EGGER, H. & RUPP, Ch. (1996): Stop 11: Kimeswang-Schuppenzone. – In: EGGER, H., HOFMANN, Th. & RUPP, Ch. (Hrsg., 1996): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. – „Wandertagung Österr. Geol. Ges.“ 7.–11. Oktober 1996 in Wels, Exkursionsführer **16**, 76–77, Wien.
- EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beleg für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **140**, 47–50.
- EGGER, H., HOMAYOUN, M. & SCHNABEL, W. (2002): Tectonic and climatic control of Paleogene sedimentation in the Rhenodanubian Flysch basin (Eastern Alps, Austria). – Sediment. Geol., **152**, 247–262.
- EGGER, H., mit Beiträgen von HEINRICH, M., HOFMANN, Th., VAN HUSEN, D., LOBITZER, H., MOSHAMMER, B., PAVUZA, R., SCHEDL, A., SCHUBERT, G., STUMMER, G. & WAGNER, L. (2007): Erläuterungen zu Blatt 66 Gmunden. – 66 S., 12 Abb., 2 Tab., 3 Farbtaf., Wien (Geol. B.-A.).
- EHRlich, C. (1850): Ueber die nordöstlichen Alpen. Ein Beitrag zur näheren Kenntniss des Gebietes von Oesterreich ob der Enns und Salzburg in geognostisch-mineralogisch-montanistischer Beziehung. – VI+94 p., Linz (Jos. Wimmer).
- FLÖGL, H. (1970): Wasserwirtschaftliches Grundsatzgutachten Vöckla – Ager – Traun – Alm. – Linz (Amt der Oö. Landesregierung).

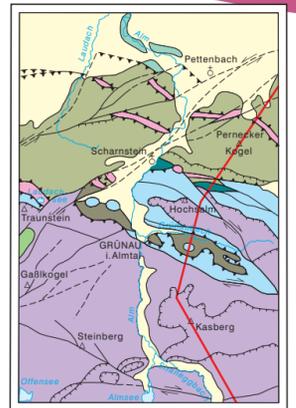
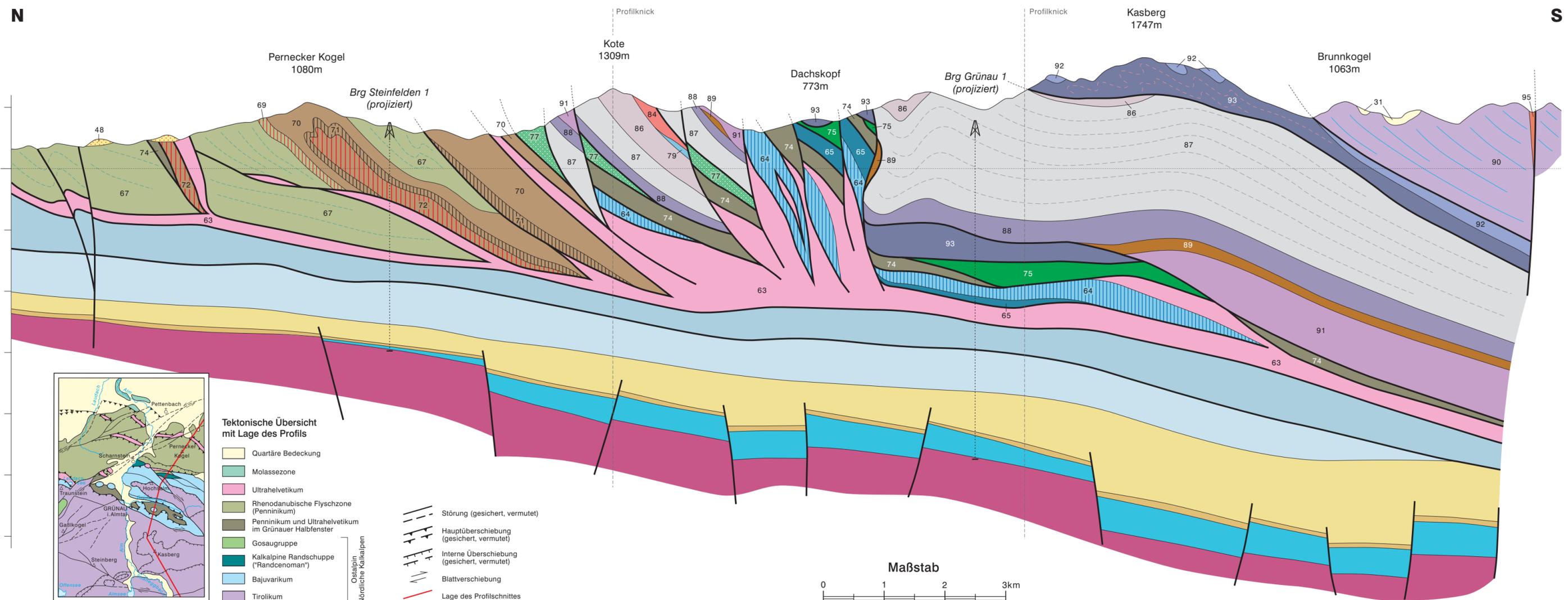
- FLÖGL, H. (1980): Schutzgebiet Theuerwanger Forst. – Amt der Oö. Landesregierung, Linz.
- FLÖGL, H., FLÖGL, W., PECHLANER, R. & KRAUS, H. (1988): Raumordnungskonzept Alm. Energiewirtschaft, Naturraum und Ökologie des Almflusses. – Amt der Oö. Landesregierung, Linz.
- FORSTER, A.E. (1903): Karte 1:250.000. – In: A. PENCK & E. RICHTER: Glazialexkursion in die Ostalpen (XII). Führer zum 9. Internat. Geologenkongress, Wien.
- FRIK, G. (1991): Die quartäre Entwicklung des Almtales zwischen Scharnstein und Fischböckau (Oberösterreich). – Dipl. Arb. Naturwiss. Fak. Uni Wien, 106 S., Wien.
- GASCHE, E. (1936): Geologie der Kasberggruppe in Oberösterreich und der angrenzenden Teile des Todten Gebirges. – Unpubl. Diss. Univ. Wien, 151 p.
- GASCHE, E. (1938): Cephalopoden aus dem Hydasch (der untersten Mitteltrias) der Nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs. – Zentralblatt für Mineralogie, etc., Abt. B, 207–224, Stuttgart.
- GASCHE, E. (1938): Ein Crinoidenkelch aus dem Hydasch (der untersten Mitteltrias) der Nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs. – Neues Jb. für Mineralogie, etc., Beil.-Bd. **80**, 72–112, Stuttgart.
- GEYER, G. (1886): Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatz-Schichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Pass Pyhrn bis zum Achensee. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **36**, 215–294, Wien.
- GEYER, G. (1910): Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und dem Almtale in Oberösterreich. – Verh. Geol. R.-A., **1910**, 169–195.
- GEYER, G. (1911): Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 67–86, Wien.
- GEYER, G. (1917): Ueber die Querverschiebung am Traunsee. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 67–99, 4 Abb., Wien.
- GEYER, G. & ABEL, O. (1913): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-Ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 11. Kirchdorf. (Zone 14, Kol. X der Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie im Maßstabe 1:75.000.). – Wien (Geol. R.-A.).
- GEYER, G. & ABEL, O. (1918): Erläuterungen zur Geologischen Karte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österr.-Ungar. Monarchie. SW-Gruppe Nr. 11. Kirchdorf. (Zone 14, Kol. X der Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie im Maßstabe 1:75.000.). – 66 S., Wien (Geol. R.-A.).
- GROTTENTHALER, W. (1978): Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrn. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **25**, 11–33.
- HAHN, F. (1913): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. – I. Teil: Mitt. Geol. Ges. Wien, **3**, 238–357; II. Teil: Mitt. Geol. Ges. Wien, **6**, 374–501, Wien.
- HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpen zwischen Wien und Salzburg. – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., 55 S., Wien.
- HANISCH, A. & SCHMID, H. (1901): Österreichs Steinbrüche. Verzeichnis der Steinbrüche, welche Quader, Stufen, Pflastersteine, Schleif- und Mühlsteine oder Dachplatten liefern. – 352 S., Wien (C. Graeser & Co.)
- HAUENSCHILD, P.G. (1870): Über einige Reste der Glazialperiode im Alm- und Steyrlingtal. – Verh. k.k. Reichsanst., Wien.
- HRADECKÁ, L., LOBITZER, H., OTTNER, F., SCHLAGINTWEIT, F., SVOBODÁ, M., SZENTE, I., ŠVÁBENICKÁ, L. & ZORN, I. (2005): Biostratigraphy and Palaeoenvironment of the Lower Gosau Subgroup of Eisenbach brook in Salzkammergut (Upper Austria). – Gmundner Geo-Studien, **3**, Gmunden.
- HUSEN VAN, D. (1992): Bericht über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 67 Grünau i. Almtal. – Jb. Geol. B.-A., Wien.
- HUSEN VAN, D. (1994): Bericht über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 67 Grünau i. Almtal. – Jb. Geol. B.-A., Wien.
- HUSEN VAN, D. (1995): Bericht über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 67 Grünau i. Almtal. – Jb. Geol. B.-A., Wien.
- HUSEN VAN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., **120/1**, 1–130, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1996). – In: H. EGGER: Geologische Karte 1:50.000, Bl. 66 Gmunden, Wien (Geol. B.-A.).
- HUSEN VAN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 135–156, Wien.
- HUSEN VAN, D., IVY-OCHS, S. & SYNAL, H.-A. (im Druck): Landslides in Almtal. Mechanisms and Age. – Austrian Journal of Earth Sciences, **100**, Wien.

- KIESLINGER, A. (undatiert): Unveröffentlichte Manuskripte zu Dekorsteine Oberösterreichs. – Kieslinger Nachlass, Inst. f. Ingenieurgeologie TU Wien.
- KIRCHMAYER, M. (1956): Einige geologische Untersuchungen im Grünauer Becken und in der Kasberggruppe in Oberösterreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **7**, 3–28, Wien.
- KIRCHMAYER, M. (1957): Zur Geologie des Grünauer Beckens (O.Ö.) und seiner Umrahmung. II. Tektonischer Teil. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **8**, 44–59 und 104–114 (Taf. 8–16), Wien.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. – 283 S., Berlin (Gebr. Borntraeger).
- KOCH, G.A. (1898): Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gmunden. – In: KRAKOWIZER, F.: Geschichte der Stadt Gmunden, Sonderdruck, 1–26, Gmunden (Joh. Habacher).
- KOEHN-ZANINETTI, L. (1969): Les foraminifères du Trias de la région de l'Almtal (Haute-Autriche). – Jb. Geol. B.-A., Sonderband **14**, 1–155, Wien.
- KOHL, H. (1955): Altmoränen und pleistozäne Schotterfluren zwischen Laudach und Krems. – Jb. OÖ Musealverein, **100**, 321–344, Linz.
- KOHL, H. (1958): Unbekannte Altmoränen in der südwestlichen Traun-Enns-Platte. – Mitt. Geogr. Ges., **100**, 131–143, Wien.
- KOHL, H. (1970): Pettenbachrinne. – Gutachten, Linz.
- KOHL, H. (1974): Die Entwicklung des quartären Flussnetzes im Bereich der Traun-Enns-Platte Oberösterreichs. – Heidelberg. Geogr. Arb., **40**, 31–44, Heidelberg
- KOHL, H. (1976). – In: J. FINK et al.: Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und dem Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte, Mitt. Komm. Quartärforsch., Wien (ÖAW).
- KOHL, H. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **138**, 488–490.
- KOHL, H. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **139**, 311–313.
- KOHL, H. (1996. – In: H-G. KRENMAYR: Geologische Karte 1:50.000 Blatt 49 Wels. – Wien (Geol. B.-A.).
- KOHL, H. (1997): Berichte über geologische Aufnahmen im Quartär des Alpenvorlandes auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **140**, 297–299.
- KOHL, H. (1997): Erläuterungen zu Blatt 49 Wels. – Wien (Geol. B.-A.).
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – Jb. OÖ Musealverein, **17**, 487 S., Linz.
- KRAUS, E. (1944): Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. – Jb. Ver. Landeskunde und Heimatpflege im Gau Oberdonau, **91**, 179–254.
- KRENMAYR, H.-G. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 49 Wels. – Wien (Geol. B.-A.).
- KÜHN, O. (1965): Rudistenhorizonte in den Alpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 245–256, Wien.
- KUFFNER, D. (1998): Höhlenniveaus und Altflächen im westlichen Toten Gebirge. – Wiss. Beihefte zur Zeitschrift „Die Höhle“, **53**, 229 S., 113 Abb., 21 Tab., 5 Karten, Wien.
- KURZWEIL, H. (1973): Sedimentpetrologische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **20**, 169–215, Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., GRUM, W., KOHL, H., PASCHER, G., REHBERGER, S. & REITNER, H. (1999): Weiterführung und Detaillierung der Massenrohstoffhebungen im o.ö. Donaubereich und Alpenvorland zum Zwecke einer integrierten Landes-Umweltvorsorge. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001f/87, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07740-R, 88 Bl., Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., KOÇIU, A., LIPIARSKI, P., PFLEIDERER, S. & REITNER, H. (1992–2000): Massenrohstoffsicherung OÖ und Beiträge zur Baurohstoff-Vorsorge in OÖ. – Unveröff. Endbericht, Bund-/Bundesländer-Rohstoffprojekte O-C-010/95 und O-C-010a/1997, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 87 S., Wien.
- LICHTENECKER, N. (1938): Die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – Verh. III Internat. Quartärkonferenz, Wien.
- LILL VON LILIENBACH, C. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen, mit Hindeutungen auf die Karpathen. – Jb. Miner., Geognosie, Geol. u. Petrefactenkunde, **1**, 153–220, Heidelberg.
- LOHBERGER, W. (1981): Siedlungswasserwirtschaftliche Erhebung OÖ 1979/81. – Linz (Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wasserwirtschaftskataster).
- LOHBERGER, W. (1991): Grundsatzkonzept Wasserreserven Pettenbachrinne. – Amt der oö. Landesregierung, Linz.

- MOJSISOVIC, E. VON & SCHLOENBACH, U. (1868): Das Verhalten der Flyschzone zum Nordrand der Kalkalpen zwischen dem Traun- und Laudach-See bei Gmunden. – Verh. Geol. Reichsanst., **1868**, 212–216, Wien.
- MORLOT, A. (1847): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen. Ein Entwurf zur vorzunehmenden Bearbeitung der physikalischen Geographie und Geologie ihres Gebietes. – VIII+212 p., Wien (Braumüller und Seidel).
- MOSER, M. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Bereich Kasberg – Meisenberg auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 693–695.
- MOSHAMMER, B. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 695–696.
- MOSHAMMER, B. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 574–575.
- MOSHAMMER, B. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 461–463.
- MOSHAMMER, B. & MALECKI, G. (1994): Systematische Untersuchung von Rohstoffvorkommen zur Optimierung der Wertschöpfung. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-025/88–93, Geol. B.-A. / FA Rohstoffgeologie, Bibl. Geol. Bundesanst./Wiss. Archiv A 10244-R, 27 Bl., 11 Abb., 1 Tab., Anh. m. Ktn. 1:200.000, Wien.
- OFFENBECHER, K.-H. (2004): Stabile Isotope in Stalagmiten als Indikatoren der Klimaentwicklung im Quartär in den österreichischen Alpen. – Dissertation Inst. für Geologie und Paläontologie Univ. Innsbruck, 229 S., illustriert, Innsbruck.
- PAPP, A., GRILL, R., JANOSCHEK, R., KAPOUNEK, J., KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., 9–27, Wien.
- PARTSCH, P. (1826): Bericht über das Detonations Phänomen auf der Insel Meleda bey Ragusa. Nebst geographisch-statistischen und historischen Notizen über diese Insel und einer geognostischen Skizze von Dalmatien. – XY S., 1 Karte, Wien (Im Verlage bey J.G. Heubner).
- PAVUZA, R. & TRAINDL, H. (1982): Hydrogeologische Betrachtungen im Hochsalmgebiet (Grünau/Almtal, OÖ). – Karst Bulletin, **2**, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Band 1, Die Eiszeit in den nördlichen Ostalpen, 393 S., Leipzig.
- PETTERS, V. (1936): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. – Petroleum, **32/5**, 10–12, Berlin – Wien.
- PIA, J. (1943): Geologische Untersuchungen in der Salmgruppe (Oberdonau). – Ann. Naturhistor. Mus. Wien, **53**, 5–155.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, Ch., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolge). – Wien (Österr. Akad. Wiss. u. Österr. Strat. Komm.).
- POSCHER, G. & MOSTLER, H. (1991): Karbonatrohstoffe in Oberösterreich: Endbericht. Teil 2 – Untersuchungsgebiete von OA 19/2. – Unveröffentlichter Bericht, Innsbruck.
- PREY, S. (1947): Bericht (1946) über Aufnahmen im Flysch zwischen Traun und Krems (O.-Ö.) und im Quartär Blatt Ried-Vöcklabruck. – Verh. Geol. B.-A., 4 S., Wien.
- PREY, S. (1950): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich von Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **94**, 93–165.
- PREY, S. (1951): Helvetikum und Flysch. – In: Geologischer Führer zu den Exkursionen. C. Alpenexkursion, Verh. Geol. B.-A., Sonderheft A, 38–48, Wien.
- PREY, S. (1952): Aufnahmen in der Flyschzone auf den Blättern Gmunden – Schafberg (4851) und Kirchdorf/Krems (4852) (Gschlifgraben), sowie auf den Blättern Ybbs (4754) und Gaming – Mariazell (4854) (Rogatsboden) (Bericht 1951). – Verh. Geol. B.-A., 4 S., Wien.
- PREY, S. (1953): Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O.Ö.). – Jb. Geol. B.-A., **96**, 301–343, 1 Abb., Taf. 13 (Geologische Karte der Flyschzone, Klippenzone und des Kalkalpenrandes bei Scharnstein – Grünau (O.Ö.) 1:25.000), Wien.
- PREY, S. (1953): Der Gschlifgraben in der Flyschzone bei Gmunden. – Mitt. Geol. Ges., **44**, Jg. 1951, 263–265, Wien.
- PREY, S. (1956): Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein-Zwillingskogel-Kamm und im Almtal bei Gmunden, Oberösterreich. – Zeitschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., **3**, 213–234, Taf. 24–27, Beilage 2 (quartärgeol. Karte des Traunsteingebietes 1:25.000), Innsbruck.

- PREY, S. (1962): *Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich*. – Z. deutsch. Geol. Ges., **113**, 282–292, Berlin.
- PREY, S. (1964): *Flyschfenster von Windischgarsten*. – In: ABERER, F., JANOSCHEK, R., PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: *Exkursion III/2: Erdöl Oberösterreichs, Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen*. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, **57**, 246–255, Abb. 3–5, Wien.
- PREY, S. (1973): Bericht 1972 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone bei Gmunden auf den Blättern 67 (Grünau im Almtal) und 66 (Gmunden). – Verh. Geol. B.-A., **1973**, A43–A44.
- PREY, S. (1974): Bericht 1973 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone bei Gmunden auf den Blättern 67 (Grünau im Almtal) und 66 (Gmunden). – Verh. Geol. B.-A., A94–A95, Wien.
- PREY, S. (1975): Bemerkungen zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum – Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **184**, 1–7.
- PREY, S. (1980): Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Geologie von Österreich*, 188–217, 7 Abb., Wien (Geol. B.-A.).
- PREY, S. (1983): Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, Jg. 1976, 1–25, 6 Abb., Wien.
- PREY, S. (1983): Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschliefgrabens südsüdöstlich von Gmunden (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 95–127, 4 Abb., 1 Taf. (geol. Karte des Gschliefgraben-Gebietes bei Gmunden, Oberösterreich 1:25.000), Wien.
- PREY, S. (1984): Das Helvetikum von Ohlsdorf – Oberweis an der Traun nördlich Gmunden (OO.). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 497–511.
- PREY, S. (1992): Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung – Eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 513–577, Wien.
- RABEDER, G. & NAGEL, D. (Eds., 1999): *New Ammonites, Inoceramids, Echinoids, Crustaceans and Nannofossils from the Upper Cretaceous of the Gschliefgraben Tectonic Window (Gmunden, Upper Austria)*. – Beiträge zur Paläont., **24**, 67 p., Wien.
- RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R.F. & SCHROLL, E. (1995): Anorganische Geochemie mesozoischer Kohlen der Ostalpen (Österreich). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **18**, 121–133, Wien.
- REITNER, H. & HEINRICH, M. (1992): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen, der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches – Oberösterreich. – Ber. Geol. B.-A., **26**, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-026/90, 55 S., 14 Tab., 11 Beil., Wien.
- REUSS, A.E. (1851): *Bernsteine in Österreich*. – Lotos, **1**, 192–216, Prag. n.v.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G. (1940): Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Oberbayern) und der Enns (Oberdonau). – Z. dt. geol. Ges., **92**, 416–430.
- RIEDMÜLLER, G. (1978): Neoformations and Transformations of Clay Minerals in Tectonic Shear Zones. – TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt., **25**, 219–242.
- ROGL, Ch. (1994): Die quartären Sedimente des Traunstein-Zwillingskogelkammes und des Almtales von Almegg bis Mühldorf. – Dipl. Arb., Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 134 S. Wien.
- RUPP, Ch. & HAUNOLD-JENKE, J. (2003): Untermiozäne Foraminiferenfaunen aus dem Oberösterreichischen Zentralraum. – Jb. Geol. B.-A., **143/2**, 227–302, Wien.
- RUPP, Ch. & KRENMAYR, H.-G. (1996): Stop 9: Almtal – Sandrinnen im Robulusschlier. – In: EGGER, H., HOFMANN, Th. & RUPP, Ch. (Eds., 1996): *Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs*, „Wandertagung Österr. Geol. Ges.“ 7.–11. Oktober 1996 in Wels, Exkursionsführer 16, 76–77, Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P., GROISS, R., THINSCHMIDT, A., RABEDER, J. & KURKA, M. (2000): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/98). – Unveröff. Ber. (Lagerst. Arch. Geol. B.-A.), 166 S., Wien.
- SCHERMAIER, A. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 575–577.
- SCHINDLMAYR, A. (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 696–697.
- SCHINDLMAYR, A. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 577–578.
- SCHLAGINTWEIT, F. & LOBITZER, H., with contributions by ŠVÁBENICKÁ, L. & HRADECKÁ, L. (2003): *Thrysoeporella eisenbachensis* n.sp., a new dasycladale (calcareous alga) from the Upper Cretaceous Gosau-Group of Eisenbach (Austria, Salzkammergut). – In: WEIDINGER,

- J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – Gmundner Geo-Studien, **2**, 133–140, Gmunden.
- SCHMIDT, F. & ERDOGAN, L.T. (1996): Palaeohydrodynamics in exploration. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Hrsg.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAGE Spec. Publ., **5**, 255–265 (London).
- SCHUSTER, R., FINGER, F., FRANK, W. & EGGER, H. (2007): Kristallingeröle aus verschiedenen tektonischen Einheiten im Bereich des Almtales (Oberösterreich): Petrologie, Geochemie, Geochronologie. – Arbeitstagung Geol. B.-A., im Druck.
- SPENGLER, E. (1924): Zur Frage des „Almfensters“ in den Grünauer Voralpen. – Verh. Geol. B.-A., 157–164, 3 Abb., Wien.
- SPÖTL, C., OFFENBECHER, K.H., BOCH, R., MEYER, M., MANGINI, A., KRAMERS, J. & PAVUZA, R. (2007): Tropfstein-Forschung in österreichischen Höhlen – Ein Überblick. – Jahrbuch Geol. B.-A., **147/1+2**, 117–167.
- TOLLMANN, A. (1972): Vielphasig entstandene orogene Strukturformen an Hand von Beispielen aus den Nördlichen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 116–136, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2: Außenzentralalpiner Anteil. – Franz Deuticke, 710 S., Wien.
- VÁVRA, N. (2005): Bernstein und verwandte organische Minerale aus Österreich. – Beitr. Paläont., **29**, 255–280, Wien.
- VOHRZYKA, K. (1973): Hydrogeologie von Oberösterreich. – 80 S., Linz. (Amt der öö. Landesregierung).
- WAGNER, L.R. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – In: MASCLE, A., PUIGDEFABREGAS, C., LUTERBACHER, H.P. & FERNANDEZ, M. (Eds.): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe, Geol. Soc. Spec. Publ., **134**, 339–369.
- WEBER, F. (1960): Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **51**, 295–352, 3 Taf. (Taf 1: Geolog. Karte der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal 1:25.000), Wien.
- WEIDINGER, J.T. (2003): Massenbewegungen und Gebirgsgefahren am Fuße der Traunstein-Nord- und Westwände, Gmunden, Oberösterreich. – Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. Begleitband zur Tagung Erde – Mensch – Kultur – Umwelt, 28.–31. August 2003, Gmunden, Österreich, 375–394, 20 Abb., Gmunden.
- WEIDINGER, J.T. (2003): Der Bergsturz vom Toten Gebirge ins Almtal – Ablagerungen einer Massenbewegung ohne Herkunftsgebiet? – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts., Gmundner Geo-Studien, **2**, 395–404, Gmunden.
- WEIDINGER, J.T. (2004): Vom Ozean zum Alpenrand: Scharnstein – eine Reise durch Jahrmillionen. – In: PESENDORFER, S. (Ed.): Mühldorf – Scharnstein – Viechtwang: Drei Orte – eine Gemeinde), 194–205, Scharnstein.
- WERNECK, W.L. (1974): Faziesdifferenzierung und Erzvorkommen im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen zwischen Traun und Enns (Oberösterreich). – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **119**, 211–221, Wien – New York.
- WERNECK, W. L. (1980): Oberösterreichs Rohstoffvorkommen in Raum und Zeit. (Stratigraphische Zuordnung und wirtschaftliche Bedeutung). – Jb. Oö. Musealverein, **125**, 183–222, Linz.
- 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 Planetary Science Letters, **220**, 69–82.
- ZEKELI, F. (1852): Die Gasteropoden der Gosaugebilde in den Nordöstlichen Alpen. – Abh. k.k. Geol. R.-A., **1**, 2. Abth., IV+124 S., Wien.
- ZEZULA, G., BRÜGGEMANN, H., HEINRICH, M. & PESTAL, G. (1981): Bestandsaufnahme der Lockersedimente in Oberösterreich. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001a/80, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 05245-R, 16, Wien.
- ZÖTL, J. (1961): Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 1960–1961, H. 2, Graz.



- Tektonische Übersicht mit Lage des Profils**
- Quartäre Bedeckung
 - Molassezone
 - Ultrahelvetikum
 - Rhenodanubische Flyschzone (Penninikum)
 - Penninikum und Ultrahelvetikum im Grünauer Halbfenster
 - Gosaugruppe
 - Kalkalpine Randschuppe ("Randcnoman")
 - Bajuvarikum
 - Tirolikum

- Störung (gesichert, vermutet)
- Hauptüberschiebung (gesichert, vermutet)
- Interne Überschiebung (gesichert, vermutet)
- Blattverschiebung
- Lage des Profilschnittes



- QUARTÄRE BEDECKUNG**
- 31 Grundmoräne (Würm)
 - 48 Endmoräne (Mindel)
- ULTRAHELNETIKUM UND SÜDHELNETIKUM**
- 63 Buntmergelerde (roter, grüner und grauer Tonmergel, Mergel und Kalkmergel; Albium - Priabonium)
 - 64 Blassenstein-Formation („Aptychenkalk“; dünnbankiger heller Kalk, gelegentlich Aptychen führend; Tithonium)
 - 65 Gresten-Formation (Sandstein, örtlich mit Kristallingeröllen; Unterjura)
- PENNINISCHE DECKEN**
- Rhenodanubische Flyschzone**
- 67 Alltenbach-Formation i.Allg. (quarz- und glimmerreicher Sandstein, Kalksandstein, Kalkmergel, Mergel, Tonstein; oberes Campanium - Thanetium)
 - 69 Perneck-Formation (Wechsellagerung von dm-gebankten Siltsteinturbiditen mit roten und grünen hemipelagischen Tonsteinen; oberes Campanium)
 - 70 Kalkgraben-Formation (mittelbankige Turbidite aus Kalksandstein, Kalksiltstein und bis zu 2m mächtigem Kalkmergel; mittleres Campanium)
 - 71 Piesenkopf-Formation (dünnbankige Turbidite aus Kalksiltstein und Kalkmergel, manchmal grüne hemipelagische Tonsteine; unteres Campanium)
 - 72 Seisenburg-Formation (Wechsellagerung von dm-gebankten Siltsteinturbiditen mit roten und grünen hemipelagischen Tonsteinen; mittleres Coniacium - unteres Campanium)
 - 74 Rhenodanubische Gruppe i.Allg. (v.a. Unter- und Mittelkreide)
- St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone**
- 75 Ophikarbonat (roter Kalk mit Serpentin; Oberjura?)
- OSTALPIN**
- Nördliche Kalkalpen (Bajuvarisches und Tirolisches Deckensystem)**
- 77 Losenstein-Formation (Tonstein, Siltstein, Sandstein, Konglomerat; Albium)
 - 79 Ammergau-Formation („Aptychenkalk“, grünlich-grauer bioturbater Mergelkalk; Tithonium - Berriasium)
 - 84 Bunte Jurakalke i.Allg. (Hornsteinkalk, Krinoidenspatkalk, roter Knollenkalk; Unterjura - Oberjura)
 - 86 Plattenkalk, Dachsteinkalk (Wechsellagerung von hellgrauem dickbankigen Kalk und Dolomit; Norium)
 - 87 Hauptdolomit (hellbrauner bis grauer, gebankter Dolomit; Norium)
 - 88 Opponitz-Formation (hellgrauer, meist dünnbankiger Kalk, manchmal „rauackig“; Karnium)
 - 89 Lunzer Schichten (dunkelbrauner bis schwarzer Tonstein und mittelbrauner feinkörniger Sandstein; Karnium)
 - 90 Wettersteindolomit (dickbankiger bis massiger, heller Kalk und Dolomit; Ladinium - Karnium)
 - 91 Wettersteinkalk (weißer bis hellgrauer, dickbankiger bis massiger Kalk; Ladinium-Karnium)
 - 92 Reifling-Formation (grauer Hornsteinknollenkalk; Anisium - unteres Karnium)
 - 93 Gutenstein-Formation, örtlich inklusive Steinalkalk (dunkelgrauer, kalzitgeädertes Kalk, ebenflächig bis wellig geschichtet; gelegentlich mit Einschaltungen von hellem Flachwasserkalk; unteres Anisium)
 - 95 Haselgebirge (bunter Tonstein, gelegentlich Gips führend; Oberperm)
- MOLASSE UND MOLASSEUNTERGRUND**
- Schuppenmolasse
 - Puchkirchen-Formation (Egerium)
 - Dynow- und Eggerding-Formation (Kiscelium)
 - Lithothamnienkalk (Priabonium), Schönau-Formation (Fischschiefer, Unter-Kiscelium)
 - Jura und Kreide
 - Kristallin der Böhmisches Masse
- TEKTONISCHE LINIEN**
- Bruch, Überschiebung

Tafel 1
Erläuterungen 67 Grünau im Almtal



Graphik: Monika Brüggemann-Ledolter

