

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

# ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

## 64 STRASSWALCHEN

Von HANS EGGER & DIRK VAN HUSEN

Mit Beiträgen von

HOLGER GEBHARDT, MARIA HEINRICH, THOMAS HOFMANN,  
BEATRIX MOSHAMMER, RUDOLF PAVUZA, FRED RÖGL,  
CHRISTIAN RUPP, GERHARD SCHUBERT, PETER SLAPANSKY,  
GÜNTER STUMMER, LUDWIG WAGNER, GODFRID WESSELY  
& INGEBORG WIMMER-FREY

27 Abbildungen, 2 Tabellen, 2 Farbtafeln



Wien 2009

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

Anschriften der Verfasser

Dr. HANS EGGER, Dr. HOLGER GEBHARDT,  
Dr. MARIA HEINRICH, Mag. THOMAS HOFMANN, Dr. BEATRIX MOSHAMMER,  
Dr. CHRISTIAN RUPP, Dr. GERHARD SCHUBERT, Dr. PETER SLAPANSKY,  
Dr. INGEBORG WIMMER-FREY  
Geologische Bundesanstalt  
Neulinggasse 38  
A 1030 Wien  
hans.egger@geologie.ac.at, holger.gebhardt@geologie.ac.at,  
maria.heinrich@geologie.ac.at, thomas.hofmann@geologie.ac.at,  
beatrix.moshammerr@geologie.ac.at, christian.rupp@geologie.ac.at,  
gerhard.schubert@geologie.ac.at, peter.slapansky@geologie.ac.at,  
i.wimmer-frey@geologie.ac.at

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

Dr. FRED RÖGL  
Naturhistorisches Museum  
Burgring 7  
A 1070 Wien  
fred.roegl@nhm-wien.ac.at

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

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

Dr. GODFRID WESSELY  
Siebenbrunnengasse 29  
A 1050 Wien  
godfrid.wessely@chello.at

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 978-3-85316-049-7

Redaktion: HANS EGGER

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

# Inhalt

Vorwort .....	3
1. Die Geologie des Kartenblattes Straßwalchen im Überblick (H. EGGER, D. VAN HUSEN, L. WAGNER) .....	4
1.1. Morphologie, Stratigraphie und Paläogeographie .....	4
1.2. Tektonische Übersicht .....	6
1.3. Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten .....	10
2. Erforschungsgeschichte (H. EGGER, D. VAN HUSEN) .....	16
2.1. Nördliche Kalkalpen .....	17
2.2. Rhenodanubische Flyschzone, Ultrahelvetikum und Helvetikum .....	18
2.3. Molassezone .....	18
2.4. Quartär .....	19
3. Erläuterungen zur Kartenlegende (H. EGGER, D. VAN HUSEN, CH. RUPP, I. DRAXLER, H. GEBHARDT, F. RÖGL, I. WIMMER-FREY) .....	19
3.1. Nördliche Kalkalpen .....	19
3.2. Rhenodanubischer Flysch .....	28
3.3. Ultrahelvetikum .....	35
3.4. Südhelvetikum .....	36
3.5. Molasse .....	38
3.6. Quartär .....	39
3.6.1. Mindel .....	39
3.6.2. Riss .....	41
3.6.3. Würm .....	45
4. Mineralische Rohstoffe (M. HEINRICH, B. MOSHAMMER) .....	60
4.1. Erze, Kohle .....	60
4.2. Steine und Erden, Industrieminerale .....	60
4.2.1. Lockergesteine .....	60
4.2.2. Festgesteine .....	61
5. Kohlenwasserstoffe (L. WAGNER, G. WESSELY) .....	62
6. Hydrogeologie (G. SCHUBERT) .....	62
7. Geophysik (P. SLAPANSKY) .....	64
7.1. Aeromagnetik .....	65
7.2. Gravimetrie .....	65
8. Naturdenkmale (Th. HOFMANN) .....	66
9. Höhlen (R. PAVUZA, G. STUMMER) .....	71
10. Geologische Sammlungen (H. EGGER) .....	72
11. Geologische Lehrpfade (H. EGGER) .....	72
11.1. Glaserbachklamm .....	72
11.2. Trockene Klammern .....	72
11.3. Eiszeitweg in Henndorf .....	73
11.4. Millenniumsweg in Mattsee .....	73
12. Bohrungen (H. EGGER, Ch. RUPP, L. WAGNER, G. WESSELY) .....	74
Literatur .....	79

## Vorwort

Die geologische Neuaufnahme des Kartenblattes Straßwalchen wurde im Jahr 1982 gemeinsam mit dem Nachbarblatt Mondsee (erschieden 1989) unter der Leitung von DIRK VAN HUSEN begonnen. Nach der Bearbeitung der Kartenblätter Gmunden (1996) und Großraming (1999) bekam HANS EGGER von der damaligen Direktion der Geologischen Bundesanstalt den Auftrag, die Kartierung von Kalkalpen und Flyschzone auf Blatt Straßwalchen fertigzustellen und gemeinsam mit DIRK VAN HUSEN das druckfertige Manuskript zu erstellen. Der Druck der Karte erfolgte im Jahr 2003. Die Arbeit an den Erläuterungen blieb zunächst wegen

der Vorbereitungen für den Umzug der Geologischen Bundesanstalt liegen, dann wurde den Erläuterungen zu Blatt Gmunden und der Fertigstellung von Blatt Grünau und den zugehörigen Erläuterungen Priorität eingeräumt.

Unser Dank gilt allen Mitarbeitern, die im Gelände, in den Labors, in der Abteilung für Kartographie, und der ADV-Abteilung zur Fertigstellung des Kartenblattes Straßwalchen und den jetzt vorliegenden Erläuterungen beigetragen haben. Herr Landesgeologe Dr. RAINER BRAUNSTINGL lieferte zahlreiche wertvolle Hinweise und Hilfestellungen. Herzlich bedanken möchten wir uns auch bei Dr. KARL FORCHER und Prof. Dr. ELISABETH KIRCHNER für die zur Verfügung gestellten Fotos und bei GÜNTHER WEISSENBACHER (ÖBF-Forstbetrieb Flachgau-Tennengau) für Geländehinweise und einige Gesteinsproben. An die inzwischen verstorbenen Kollegen Dr. MILOS RAKUS (Bratislava) und Prof. Dr. KONRAD WEIDICH (München) erinnern wir uns in Dankbarkeit für die Bestimmung jurassischer Ammoniten bzw. kretazischer Foraminiferen.

HANS EGGER, DIRK VAN HUSEN

Mai 2009

# 1. Die Geologie des Kartenblattes Straßwalchen im Überblick

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

## 1.1. Morphologie, Stratigraphie und Paläogeographie

Das Gebiet des Kartenblattes Straßwalchen reicht von der Molassezone im Norden bis weit hinein in die Nördlichen Kalkalpen im Süden. Die weichen sandigen und tonigen Gesteine der Molassezone treten bis auf wenige Aufschlüsse von Untermiozän an der Oberfläche nicht in Erscheinung, sondern sind fast völlig von pleistozänen Lockersedimenten bedeckt. Letztere nehmen den größten Teil des Kartenblattes ein. Sie formen vor allem die Moränenlandschaften im Bereich der Zungenbecken der Trumerseen, des Wallersees und des Irrsees. Aus diesen weiträumigen Eiszeitablagerungen ragen inselartig Erhebungen auf, die von Gesteinen der Flyschzone aufgebaut werden. Dazu zählen der Heuberg (901 m), der Buchberg (801 m), der Tannberg (786 m), der Irrsberg (844 m) und die zwischen Wallersee und Irrsee gelegene Hügelgruppe, die vom Kolomansberg (1114 m) und der Großen Plaike (1034 m) beherrscht wird (Abb. 1). Eine morphologische Beschreibung dieser Flyschberge findet sich in der Arbeit von Götzinger (1951).

Die Flyschzone besteht aus drei tektonischen Einheiten: der Rhenodanubischen Flyschzone, dem Ultrahelvetikum und dem Südhelvetikum. Die beiden letztgenannten Einheiten bestehen vorwiegend aus tonreichen Gesteinen und treten daher morphologisch kaum in Erscheinung. Eine Ausnahme bilden die paläogenen Kalke und Kalksandsteine des Südhelvetikums, die Härtlingsrippen bilden, wie z.B. den Wartstein bei Mattsee (Abb. 2). Der Rhenodanubische Flysch, der lithostratigraphisch den Rang einer Gruppe hat (EGGER & SCHWERD, 2008), besteht aus Sandsteinen und Siltsteinen mit unterschiedlichem Karbonatgehalt und tonreichen Sedimentgesteinen mit ebenfalls stark schwankenden Karbonatanteilen (Tonsteine bis Kalkmergel). Der überwiegende Anteil der Rhenodanubischen Gruppe besteht aus Turbiditen, also aus umgelagerten Sedimenten, die von Trübeströmen in die Tiefsee transportiert wurden. Die Rhenodanubische Gruppe wurde über einen Zeitraum von mehr als 70 Millionen Jahren, vom Barremium bis ins Ypresium, abgelagert. Während dieser ganzen langen Zeit lag der Boden des Ablagerungsraumes unter der Kalzitkompensationstiefe, was auf eine Wassertiefe von mindestens 3000 m schließen lässt (EGGER et al., 2002).



Abb. 1.  
Blick vom Nockstein (Nördliche Kalkalpen) nach Nordosten auf die Flyschzone. Die strichlierten Linien markieren die Eisränder im Würm.  
Foto: E. KIRCHNER.



Abb. 2.

Blick vom Ostufer des Mattsees auf den Ort Mattsee mit dem Schlossberg und dem Wartstein.

Das südliche Drittel des Kartenblattes wird von den Nördlichen Kalkalpen eingenommen, die geographisch zum Gebiet der Osterhorngruppe gehören, deren Morphologie GÖTZINGER & LECHNER (1942) beschreiben (Abb. 3). Die höchsten Erhebungen auf dem Kartenblatt sind der Rannberg (1356 m), der Schwarzenberg (1334 m) und der Schober (1328 m). Die Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen reicht von der mitteltriassischen (anisischen) Gutenstein-Formation bis in die Oberkreide und umfaßt damit einen Zeitraum von rund 160 Millionen Jahren. Der mengenmäßig größte Teil der Gesteine stammt aus der Trias, wo gewaltige Mengen von flachmarinen Kalken und Dolomiten entstanden.

Die vier großtektonischen Baueinheiten stammen aus vier geodynamisch unterschiedlichen Sedimentationsräumen (Abb. 4) Die Gesteine des Helvetikums und Ultrahelvetikums wurden auf dem südlichen Schelf der Europäischen Platte und am anschließenden Kontinentalabhang abgelagert. Paläogeographisch daran im Süden anschließend befand sich das penninische Meeresbecken, in dem die Rhenodanubische Gruppe abgelagert wurde. Den südlichen Rand dieses Beckens bildete der aktive Kontinentalrand der Adriatischen Platte, von dem die Gesteine der Nördlichen Kalkalpen stammen. Nach der Eliminierung des penninischen Beckens durch die Kollision der Europäischen und der Adriatischen Platte, bildete sich ab dem Obereozän das Molassebecken. Die Gesteine der Molassezone repräsentieren die Füllung dieses Vorlandbeckens, in welches Flüsse das Abtragungsmaterial der aufsteigenden Alpen schütteten.

## 1.2. Tektonische Übersicht

Durch die Einengungstektonik kam es vom Obereozän bis ins Untermiozän zur Ausbildung von nordvergente Überschiebungen. Die höchste tektonische Einheit bilden die Nördlichen Kalkalpen im Süden des Kartenblattes. Sie überlagern tektonisch die Rhenodanubische Flyschzone, das Ultrahelvetikum, Helvetikum und die Molassezone.

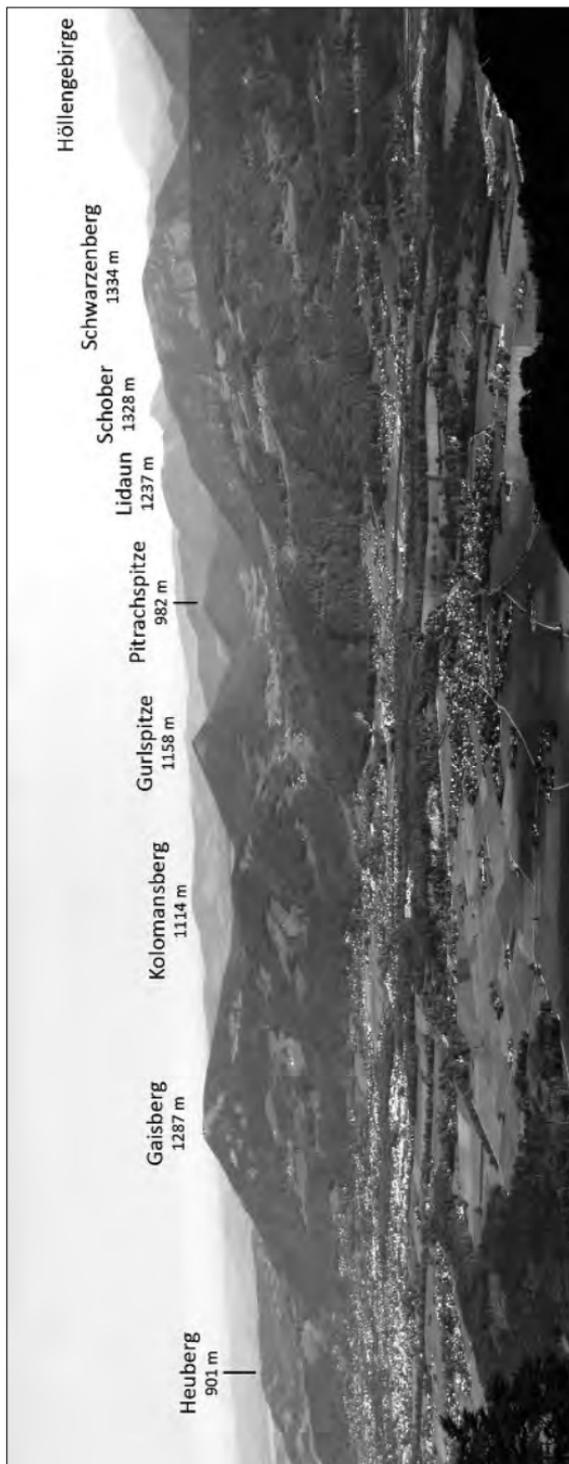


Abb. 3. Blick vom Untersberg nach Osten auf die Osterhorngruppe der Nördlichen Kalkalpen, im Norden die Flyschzone.

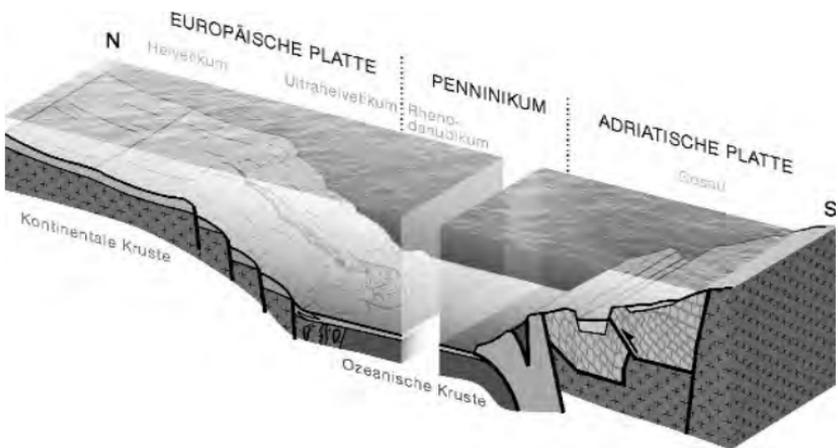


Abb. 4.  
Palinostatische Rekonstruktion der Ablagerungsräume in der Oberkreide

Die Nördlichen Kalkalpen bestehen, abgesehen von kleinen Spänen der Bajuvarischen Decken an ihrem Nordrand, aus der Staufen-Höllengebirgs-Decke des tirolischen Stockwerks. Dieses Vorspringen des Tirolischen Bogens und das weitgehende Fehlen des Bajuvarikums werden durch eine große sinistrale Blattverschiebung bewirkt, die als Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebung (ISAM) beschrieben wurde (EGGER, 1997a; EGGER & PERESSON, 1997). Die ISAM, an der es zu Horizontalbewegungen im Ausmaß von insgesamt etwa 45 km gekommen ist, überprägt den Nordrand der Kalkalpen auf Blatt Straßwalchen.

Der interne Bau der Nördlichen Kalkalpen wird ebenfalls durch ein Blattverschiebungssystem gestört. Dabei handelt es sich um die dextrale Wolfgangsee-Störung, die die Staufen-Höllengebirgs-Decke in zwei Abschnitte teilt. Im Westen liegt das Osterhorn-Tirolikum, das durch einen ruhigen Faltenbau gekennzeichnet ist. Die weiten von Hauptdolomit aufgebauten Gebiete sind der Kern einer großen nach Südosten abtauchenden Antiklinale. Am westlichen Schenkel dieser Faltenstruktur sind noch Jura- und Kreideablagerungen erhalten geblieben. Diese bauen die zum Salzachtal abfallenden Hänge bei Elsbethen und Aigen auf. Der östliche Faltschenkel ist stark von den Deformationen entlang der Wolfgangsee-Störung betroffen, aber auch hier reicht die Schichtfolge bis in die Oberkreide empor.

Östlich der Wolfgangsee-Störung, in der weiteren Umgebung des Fuschl-Sees, liegen die Mittel- bis Obertrias-Ablagerungen des Schafberg-Tirolikums. Entlang der Äste der Wolfgangsee-Störung sind in diese Karbonatgesteine mehrfach Späne von tieferliegenden tektonischen Einheiten hochgeschuppt. Unterkreide der Rhenodanubischen Gruppe („Flysch-Gault“= Rehbrengraben-Formation) konnte entlang von neugebauten Forststraßen entlang des Ellmaubachs nachgewiesen werden. Rote und graue Mergelsteine nördlich von Fuschl wurden der ultrahelvetischen Buntmergelserie zugerechnet, es kann aber auch eine Zugehörigkeit zur Gosau nicht völlig ausgeschlossen werden (Abb. 5).

Diese Vorkommen von Gesteinen der Rhenodanubischen Gruppe und von vermutetem Ultrahelvetikum belegen,

- 1) dass es entlang der Wolfgangsee-Störung neben horizontalen Bewegungen auch zu bedeutenden vertikalen Bewegungen gekommen sein muss und,
- 2) dass diese Bewegungen aktiv waren, nachdem die Nördlichen Kalkalpen auf die Rhenodanubische Flyschzone und das Helvetikum überschoben worden waren.



Abb. 5.

Störung im obertriassischen Hauptdolomit (rechts) mit eingeschuppter eozäner Buntmergelserie (links) im heute verfallenen Steinbruch Thalgauegg südöstlich von Thalgau (die Aufnahme stammt aus dem Jahr 1996).

Trotzdem konnte keine unmittelbare Fortsetzung der Wolfgangsee-Störung in den beiden zuletzt genannten Einheiten gefunden werden. Der Grund dafür ist, dass die ISAM-Störung jünger als die Wolfgangsee-Störung ist und diese versetzt. Die Fortsetzung der Wolfgangsee-Störung im Norden der Kalkalpen sollte daher etwa 40 km weiter im Westen liegen. Als westliche Fortsetzung der Wolfgangsee-Störung bietet sich eine deutliche NW-SE-streichende Querstruktur an, die südlich des bayerischen Chiemsees den Ostrand der Faltenmolasse (Bernauer Mulde) und der Bajuvarischen Decken bildet. Der Nordrand der Kalkalpen zeigt an dieser Struktur, für die hier der Name Bergen-Störung vorgeschlagen wird, einen dextralen Versatz von rund 16 km.

Beide Störungssysteme können auf Blatt Straßwalchen auch in der Rhenodanubischen Flyschzone und im Helvetikum nachgewiesen werden. So ist z.B. die Struktur des Heuberg-Fensters, in dem süd- und ultrahelvetische Gesteine vorkommen, an eine dextrale Struktur gebunden. Sinistrale Störungen versetzen den Nordrand der Rhenodanubischen Flyschzone und des Helvetikums im Bereich der Trumerseen. Bewegungsflächen, die vermutlich ebenfalls zu dem sinistralen Blattverschiebungssystem der ISAM gehören, wurden beim Bau des Autotunnels für die Umfahrung Henndorf beobachtet. Bereits bei der Vorerkundung für dieses Bauwerk konnten diese Störungen mit Hilfe der Nannoplanktonauswertungen von Bohrspalten prognostiziert werden.

Dieses an der Oberfläche nachweisbare Störungssystem zeigt wenig Korrelation mit den im Untergrund vermuteten Störungsmustern (KRÖLL et al., 2006). Der Molasseuntergrund wurde in der Unterkreide und im Paläogen über Meeresebene gehoben und an NW-SE- und NE-SW-verlaufenden Extensionsbrüchen in tektonische Blöcke zerlegt. Dadurch wurde vor dem Eozän das Mesozoikum stellenweise bis auf den kristallinen Untergrund abgetragen. Der Kristallinrücken im NE gehört zur Zentralen Schwellenzone (Landshut-Neuöttinger Hoch), der im SW ist Teil einer Hochzone im SW von Salzburg. Im unteren Oligozän entstehen als Folge der alpinen Subduktion vorwiegend E-W gerichtete Dehnungsbrüche. Ab dem oberen Oligozän begann sich der Kompressionsdruck auf den kristalli-

nen Untergrund durch den weiteren Nordschub der Adriatischen Platte aufzubauen. Im unteren Miozän erreichten die Molasseschuppen im Verband mit den alpinen Decken ungefähr ihre rezente Position. Auf den Schuppen wurden zur Zeit des Vorschubs Sedimente in Wassertiefen von einigen hundert Metern abgelagert und mitverfrachtet. Der gesamte Perwang-Block mit den aufgeschobenen Molasseschuppen gegenüber der Böhmisches Masse weit nach N verschoben (Tafel 1). Der im NE liegende Mattighofen-Block wurde ebenfalls nach N verschoben allerdings weniger weit als der Perwang-Block. Die beiden Blöcke werden von der Mattig-Störung getrennt.

### **1.3. Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten**

Die Eisströme, aus dem Inneren der Alpen, im Salzach- und Trauntal erfüllten auch die Täler eines schon vorhandenen Gewässernetzes am Nordrand der Kalkalpen und in der Flyschzone. Sie drückten ihnen ihren Stempel mit breiten Taltrögen (Thalgau, Irrsee) oder welligen Beckenlandschaften (Wallersee) auf. Über Form und Verlauf dieses präquartären Drainagesystems können nur Annahmen getroffen werden, da keinerlei zuordenbare Spuren oder ältere Sedimente erhalten geblieben sind.

Nach der Akkumulation der Kiese des Kobernaußer Waldes und des Hausrucks als Abschluss der Verfüllung des Molassetroges entstanden durch eher flächige Denudation ausgedehnte Niveaus, die von Kiesen bedeckt waren (RUPP et al., 2008). Später entwickelte sich durch zunehmend lineare Erosion auch im Bereich des Blattes 64 Straßwalchen ein verzweigtes Gewässernetz mit Haupt- und kleineren Nebentälern. So dürfte früher eine Abflussrichtung aus dem Raum Salzburg über den Wallersee ins Mattigtal bestanden haben. Es ist denkbar, dass es sich dabei um einen älteren Lauf der Salzach ähnlich dem Oichental handelt, das ja als ein bis zur Günzzeit benutzter Lauf angesehen wurde (WEINBERGER, 1952 und 1955). Diesem Abfluss waren sicher Gerinne entlang der Wolfgangsee-Störung (Fuschlsee) und parallel dazu aus dem Raum Hintersee, über die breite Senke bei Koppl, tributär. Es ist auch anzunehmen, dass entlang des Nordrandes der Kalkalpen zumindest ein kurzer Zufluss bestand, wobei die Lage der Wasserscheide zum Einzugsgebiet des Trauntals völlig offen bleiben muss. Ebenso war sicher eine kurze Talform im Bereich des Irrsees vorhanden, die aber durch eine Wasserscheide von der Ost-West verlaufenden im Süden getrennt gewesen sein musste, die erst während einer der Vergletscherungen zerstört wurde.

Die scharfe Ablenkung der Abflussrichtung aus dem Bereich Hintersee und Brunnbach nach Süden über das Wiestal ist wohl auf die glaziale Tieferlegung des Salzachtales durch die Schaffung des übertiefen Stammbeckens (PENCK & BRÜCKNER, 1909; VAN HUSEN, 1979) zurück zu führen. Die dadurch angeregt Tiefenerosion hat rückschreitend durch Talanzapfung die alten SE–NW-Abflüsse umgeleitet. Die engen Talformen (Wiestal) deuten darauf hin, dass diese Umleitung erst recht spät (Mittel Pleistozän) stattgefunden haben dürfte. Als die jüngste dabei entstandene Talstrecke ist die Strubklamm (Abb. 25) anzusehen, die wohl erst durch Überströmen eines Sattels entstand, als das Tal NW Faistenau wie heute durch glaziale Sedimente verlegt wurde.

#### **Mindel**

Die der Mindeleiszeit zugeschriebenen Ablagerungen der Piedmontgletscherzunge östlich der Salzach (WEINBERGER, 1955) zeigen eine Eisverbreitung bis an den Südrand des Kobernaußer Waldes an, die das vom Kartenblatt abgedeckte Gebiet völlig überwältigt haben muss. Aus den Eisströmen ragten lediglich Nunataker wie Schwarzenberg, Gaisberg und Schober in den Kalkalpen, in der Flyschzone der Kolomansberg und möglicherweise auch gerade noch Tann- und Irrsberg auf.



Abb. 6.

Der westliche und kleinere Kolk im Gipfelbereich des Nocksteins.

Wie die beiden Kolke (Abb. 6) am Nockstein anzeigen, muss damals die Eisoberfläche hier mindestens auf 1050–1100 m gelegen haben, so dass der Nockstein überdeckt und Schmelzwasser auf Höhe des Gipfels möglich war.

Wie durch die intensiv verwitterten Konglomerate und Moränenablagerungen in der Hochfläche bei Stadlberg südlich Straßwalchen angezeigt wird, entsprach die Höhe des Abflussniveaus am Ende der Mindelvergletscherung in etwa dem heutigen. Das entspricht dem Bild im Raum Frankenmarkt-Vöcklamarkt (VAN HUSEN et al., 1989; RUPP et al., 2008) und weiter im Osten davon, wo schon vor der Mindelzeit ein Talsystem auf diesem Niveau bestanden hat (FLÖGL, 1970). Ob hier am N-Rand der Flyschzone eine durchgehende Talfurche bestand, ist nicht erkennbar, da der Bereich westlich von Frankenmarkt mit mächtigen glazialen Sedimenten erfüllt ist. Im Großen und Ganzen wird die Landschaft am Ende der Mindelzeit bereits große Ähnlichkeit mit der heutigen aufgewiesen haben.

## Riß

In diese glazial geformte Landschaft wurden dann von der Salzach her Kiese aufgeschüttet, die in großer Breite (Reicherting im Süden bis Riedelwald im Norden) das Becken bis Spansweg und Neumarkt mit einem mächtigen Kieskörper erfüllten. Möglicherweise war die Schüttung nur auf den Bereich nördlich des Wallersees beschränkt, da weiter südlich keinerlei Hinweise auf diese Sedimente zu finden sind. Das würde aber bedeuten, dass die übertiefte Wanne des Wallersees selbst frühestens rißzeitlich, wenn nicht überhaupt erst im unmittelbaren Zungenbereich des würmzeitlichen Gletschers (Zweigbecken: PENCK & BRÜCKNER, 1909) geformt wurde.

Die Kiese liegen heute als Konglomeratplatte vor, die in den vielen natürlichen, wie z. B. Tiefensteinklamm (Abb. 7) oder künstlichen Aufschlüssen in Steinbrüchen (Abb. 8) und Bohrungen aber neben der guten Konglomerierung auch eine fortgeschrittene, wenn auch deutlich geringere, Verwitterung zeigen als die mindelzeitlichen Ablagerungen, weshalb die hier angenommene stratigraphische Stellung am wahrscheinlichsten ist. Die Konglomerate sind heute mit einer stark



Abb. 7.  
Tiefensteinklamm in den rißzeitlichen Konglomeraten des Wallersee Beckens.

---

reliefierten Oberfläche von Grundmoränen und spätglazialen Sedimenten der Würmeiszeit bedeckt. Der Nachweis von dazwischen eingeschalteten rißeiszeitlicher glazialen Sedimenten war aber nicht möglich.



Abb. 8.  
Alte Abbauwand im Steinbruch südlich Weng. Im Liegenden Lage mit wenig gerundeten, groben Flyschgeschieben (Pfeil markiert einen Block mit ca. 1 m Kantenlänge). Im Hangenden mächtige Lage mit besser gerundeten Kiesen aus dem Einzugsgebiet der Salzach.

---

Die Endmoränen der nachfolgenden Vergletscherung der Rißeiszeit erlauben eine gute Rekonstruktion der Eisströme in ihrer Höhe und Ausdehnung im gesamten Bereich der Kartenblattes (Tafel 2).

Im Süden lag die Eishöhe bei der Zistelalm (Gaisberg) noch bei knapp 1000 m, um wahrscheinlich gut 100 m tiefer als zur vorhergegangenen Vereisung. Nach der Umfließung des Nunatakers des Gaisberges lag die Eisoberfläche am Heuberg noch bei 880 m, und die kurze Eiszunge, die in das Tal bei Weißbach (Koppl) eindrang, endete in 860 m Höhe. Im Bereich des Thalgaues wies der Eisstrom des Traungletschers, vereinigt mit dem des Salzachgletschers, wahrscheinlich durch die Stauwirkung beim Zusammenfließen noch immer knapp 900 m Höhe auf. Die Eismassen drangen in das Tal des Fischbaches zwischen Großer Plaike und Kolomansberg ein und erfüllten es bis auf ca. diese Höhe, wie durch die Grundmoränendecke um Finkenschwandt belegt wird.

Weiter nach Norden weisen dann die Eiszungen offensichtlich ein deutlicheres Oberflächengefälle auf. In der Irrseefurche liegt die Endmoräne bei Sommerholz in einer Höhe von 780 m, an der Tannberg-Südseite beim Schneiderbauer noch auf einer Höhe von 720 m.

Im Raum um Straßwalchen wird der Eisrand östlich Oberhofen in 700 m von einer Endmoräne markiert, die in weitem Bogen die Eiszunge umschließt. Im Norden endete die Eisbedeckung in knapp über 600 m Höhe als flach auslaufende Zunge. Diese Höhe der Eisoberfläche wird auch durch die Osablagerung NE Straßwalchen mit ca. 650 m belegt.

Der Abfluss der Eismassen des Salzachgletschers erfolgte aus dem Stammbecken ab der Höhe von Salzburg mehr nach NE ins Becken des Wallersees und der Trumer Seen. Östlich des Gaisbergs floss in breiter Front hauptsächlich Eis aus dem Bereich des Lammer- und Taugltals ab. Hier am Zusammenfluss dieser Eismassen und derer des Traungletschers im Fuschltal und im Thalgau kam es wohl zu einem Rückstau, der einen verstärkten Eisfluss durch die Furche des Irrsees nach sich zog. Dadurch wurde auch die breit ausladende Zunge östlich und nördlich von Straßwalchen ermöglicht.

## **Würm**

In der rund 20.000 Jahre zurückliegenden letzten Großvereisung ist endgültig die uns heute vorliegende Form der Landschaft entstanden, die in der Flyschzone vom weit gespannten, glazial geformten Becken des Wallersees, den trogartigen Tälern des Thalgaus und Irrsees sowie den engen, teilweise mit glazigenen Sedimenten verstopften engen Tälern in den Kalkalpen bestimmt wird.

In der Phase des Eisaufbaus, als die Gletscher begannen sich im Salzachtal von Süden und in den Talfurchen des Mond- und Wolfgangsees von Osten her zu entwickeln, wurden die noch unvergletscherten Nebentäler blockiert und mit Sedimenten verfüllt. Diese wechseln, entsprechend den jeweiligen, vom Gletschereis bestimmten Strömungsverhältnissen, zwischen groben Kiesen und Schutt, Sand oder auch tonig-schluffigen Stauseeablagerungen, oft mit eingelagerten Driftblöcken, wodurch eine rasch wechselnde unregelmäßige Abfolge dieser Sedimenttypen entsteht. Sind derartige Ablagerungen in kleinem Umfang, z.B. westlich Faistenau oder bei Hinterschroffenau, in den Gräben zu finden, so stellen die über 100 m mächtigen Kiese nördlich Elsenwang eine die Landschaft beherrschende Form dar. Sie wurden dammartig quer zum Talverlauf des Thalgaus, offensichtlich zwischen den Gletscherstirnen des Salzach- und Traungletschers abgelagert, bevor diese endgültig zusammenstießen. Entsprechend der Geröllzusammensetzung und den Sedimentstrukturen erfolgte die Schüttung dieser groben Sedimente hauptsächlich von Süden. Sie dürfte gleichzeitig mit dem Sedimenttransport aus dem Raum Ebenau über die Wasserscheide bei Koppl und aus dem Fuschlseebecken eingesetzt haben. Das erfolgte als der Salzachgletscher das Wiestal aufgefüllt und der Ast des Traungletschers den Bereich des Fuschlsees eingenommen hatte. Da im Vorfeld der vorrückenden Eiszungen (Guggen-

tal und Wallersee-Becken) nur gering mächtige Ablagerungen der Vorstoßphase (Kiese, Sande und Schluffe unter der Grundmoräne bei Plainfeld) sedimentiert wurden, ist ein derart radikaler Wechsel der Sedimentationsbedingungen für die rasche Einbringung der großen groben Sedimentmengen naheliegend.

Die Ablagerung erfolgte in dem kurzen Zeitraum bis die Gletscherzungen kollidierten und den Kiesdamm noch etwas überstauten. Die Abflussrichtung der Schmelzwässer aus dem Raum im Süden und Südosten blieb dann offensichtlich quer über die vereinigten Eisströme aufrecht und ihr weiterer Abfluss erfolgte durch die große periphere Rinne bis Steindorf (s. unten).

Die übrigen Ränder der Gletscherzungen zum Höhepunkt der Würmeiszeit sind sehr gut markiert. Die nahezu durchgehend erhaltenen Moränenzüge umschließen die Zungen und lassen eine Rekonstruktion der Ausbreitung und Fließrichtung der einzelnen Eisströme zu. So zeigen die beiden Wälle bei Grünau (W Hintersee) durch ihre Krümmung und Geschiebeführung ein Vordringen in und eine Abriegelung des Wurm winkels durch Eismassen aus dem Norden an. Ebenso ist bei Faistenau eine klare Rekonstruktion der Ausbreitung der Eisströme aus dem Wiestal über die Strubklamm, aus dem Tal des Hintersees im Süden und aus dem Brunnbachtal im Osten, möglich (Tafel 2).

Die reich gegliederten Moränenzüge entlang des Salzachgletschers (Wallersee-Becken) sowie des Traungletschers (Irrsee, Thalgau) zeigen im Zungenbereich eine deutliche Zweigliederung in kleine äußere Wälle und mächtigere knapp innerhalb davon. Diese Gliederung entspricht der auch weiter östlich feststellbaren Untergliederung in einen kurzen Maximal- und einen länger währenden Hochstand (VAN HUSEN, 1977 und 2000). Mit diesen sind bei Neumarkt, wie an der Traun bei Gmunden, zwei Niveaus der Niederterrasse verknüpft.

Durch die Endmoränen wurden bei Koppl, NE des Heuberges und SW des Kolomansberges ausgedehnte Staubereiche gebildet, die mit Bänderschluften erfüllt wurden. Über diesen entwickelten sich später unter besseren Klimabedingungen Moore, wie z.B. das Koppler Moor, das früher zur Torfgewinnung genutzt wurde und heute ein Naturschutzgebiet ist.

Im Gegensatz zur Rißeiszeit konnte sich im Würm, nicht zuletzt durch das Fehlen eines Eisabflusses aus Süden (Koppl) und Südosten (Fuschlsee) im Thalgau keine Eisflussrichtung durchsetzen. Im Riß dürften diese noch genügend Druck erzeugt haben, sodass wahrscheinlich ein, wenn auch geringer, Eisfluss von Osten nach Westen durch den Thalgau entstand, da sich keine Reste eines älteren Talverbaues finden ließen. Eine andere Möglichkeit wäre auch noch, dass sich damals im Zusammenströmen der Eiszungen keine Möglichkeit der Akkumulation derartiger Kiesmassen ergab und das Tal sehr rasch und zügig mit Eis verfüllt und ohne Durchfluss verstopft wurde. Das würde besser zu den hohengehalten an Kristallingeschieben in der Grundmoräne am Geiß- und Hiesenberg passen, da dann der Eisabfluss aus dem Salzachtal nach NE ungehindert erfolgen hätte können. Auf alle Fälle haben sich damals andere Abflussverhältnisse der Schmelzwässer eingestellt, da keinerlei Spuren von Umfließungsrinnen in dieser Höhe an der Südflanke des Kolomansberges zu finden sind.

Im Würm kollidierten und endeten die beiden Eiszungen hier. Dadurch sammelten sich Schmelzwässer in diesem Bereich und flossen zum Nordrand des Thalgaus, dort wo heute der Fischbach nach Süden schwenkt, und weiter nach Westen ab. Sie wurden auch noch durch die Schmelzwässer aus dem Wiestal und dem Raum um Faistenau vermehrt, die über die Kerbe im Dolomit bei Eggerhäuser nach Norden abflossen.

Durch die großen Schmelzwassermengen, die wahrscheinlich auch nicht unerhebliche Mengen an Geschiebe transportierten, wurde dann das breite, ca. 30-50 m tief eingeschnittene Tal bei Plathub-Aigenstuhl (Abb. 9) erodiert. Der Abfluss schwenkt dann nach Norden, umfließt den Fuß des Zifanken und folgt weiter dem Eisrand bis Kienberg. Ab hier benutzt er die Talfurchen des heutigen Au und Steinbaches und trifft nach dem weiten Bogen erst wieder bei Haslach auf



Abb. 9.  
Umfließungsrinne südlich Zifanken. Blickrichtung nach Osten.

den Gletscherrand, dem er erst über Pfongau, dann über Neumarkt, bis Steindorf folgt. Das Tal zwischen Kienberg und Haslau präsentiert sich als ein steilwandig in den Flysch eingeschnittenes Tal, das ein gleichmäßiges Gefälle aufweist, auf das auch der flache Schwemmkegel des Klausbaches bei der Jägerwiese keinen Einfluss hat. Nur der periglaziale Schuttstrom bei Schichtelwiese bildet heute eine flache Talwasserscheide. Da weder am Beginn, noch im Verlauf des Tales Hinweise auf einen Stau des Abflusses zu finden sind, ist anzunehmen, dass das Tal bereits zu Beginn des Abflusses in der heutigen Form und den heutigen Gefällsverhältnissen weitgehend bestanden hat und nicht erst während der Würmeiszeit durch den erosiven Zusammenschluss kleiner Gräben geschaffen wurde. So ist am ehesten an eine frühe Bildung (im Reiß?) subglazial oder auch als Umfließungsrinne (in der Abschmelzphase?) zu denken.

Der Fuß des Hanges unterhalb Zifanken-Steinwandl-Große Plaike wurde durch die Lateralerosion der Schmelzwässer derartig unterschritten, dass eine Massenbewegung ausgelöst wurde. Diese hat dann rückschreitend den gesamten Hang bis zum Kamm erfasst und sich bis heute in den obersten Teilen nicht gänzlich beruhigt. Die Massenverlagerung erfolgte neben wenigen großen Schollenbewegungen hauptsächlich durch großflächige Rutschungen und Muren, die das Erscheinungsbild des Hanges prägen.

Ebenso wie durch die leicht in der Landschaft verfolgbaren Endmoränenzüge prägten die Gletscherzungen der Würmeiszeit durch die Grundmoräne das Landschaftsbild. Es ist die wellige, weiche Formung der weitgehend flächendeckend erhaltenen Grundmoränensedimente im Becken des Waller- und Irrsees sowie des Thalgaus, die die weite und offene Landschaft bestimmten. Auffällige Formen stellen dabei die lang gestreckten Drumlins dar, die besonders nordwestlich und südöstlich von Seekirchen oder südlich des Irrsees die Eisflussrichtung deutlich nachzeichnen. In den flachen Mulden dazwischen bildeten sich häufig Nieder- und Hochmoore, die heute bis auf die größten (z. B. Wörlemoos, Egelseen) durch Drainagierung weitgehend verschwunden sind.

Im Gegensatz zu dieser offenen Landschaft sind die Täler im Einzugsgebiet des Wiestales durch Ablagerungen am Rand der nieder schmelzenden Eismas-



Abb. 10.  
Toteisloch in der Eisrandterrasse westlich Henndorf. Blickrichtung nach Westen.

sen geprägt, die als mächtigen Kieskörper in Terrassentreppen die Täler erfüllen (z.B. westlich von Faistenau). Aus der Abschmelzphase der Eiszungen im Wallersee-Becken stammt noch das Trockental, das bei der Autobahn bei Bärental ansetzt und bis Gersbach (Henndorf) zu verfolgen ist. Hier flossen Schmelzwässer ab, als der Weg nach Osten zum Mondsee noch nicht frei war. Durch sie wurde mit den transportierten Sanden und Kiesen die große Eisrandterrasse am Rand eines Toteiskörpers im Wallersee akkumuliert. Erst nach seinem Abschmelzen und der Zerschneidung des Sedimentkörpers durch den Schlachterbach taute auch der Eiskörper unter den Kiesen und es bildete sich das große Toteisloch (Abb. 10) mitten in der Terrassenfläche. Es dürfte eine der letzten vom Gletschereis gebildeten Landschaftsformen darstellen.

Nach dem endgültigen Abschmelzen der Reste der Gletscherzunge bildeten sich in den flachen Moränenwannen die Trumer Seen, Waller- und Irrsee und der steilufigere Fuschlsee, die alle keine nennenswerten Zuflüsse mit ausgeprägten Deltaschüttungen aufweisen. Nur an der Mündung von Waller- Alt- und Schönbach am Nordrand des Wallersees konnte sich durch eine gering mächtige, feinkörnige Ablagerung eine breite Schwemmebene ausbilden, die mit einem breiten Moor- und Schilfgürtel (Pragerfischer) an den See grenzt. Auch die flachen Ufer aller anderen Seen weisen ausgedehnte derartige Zonen auf.

## 2. Erforschungsgeschichte

(H. EGGER, D. VAN HUSEN)

Einen historischen Überblick über die geologische Kartierung des Landes Salzburg gibt SCHRAMM (2007). Hier brauchen daher nur die wichtigsten gedruckten geologischen Karten erwähnt werden, die Teile von Blatt Straßwalchen umfassen. Das gesamte Gebiet wird von der Karte von BITTNER & FUGGER (1903) abgedeckt, die Südostecke von der Karte von PREY (1969), und die Südwestecke von der Karte von PLÖCHINGER (1972). Erläuterungen zu diesen Kartenblättern liegen von DEL-NEGRO (1979), PREY (1980c) und PLÖCHINGER (1973) vor. Als

wichtigste Ergebnisse der Neukartierung (EGGER & VAN HUSEN, 2003) kann die durchgehende stratigraphische Gliederung der Rhenodanubischen Gruppe und der quartären Sedimente angesehen werden und die Kartierung des internen tektonischen Baus der Rhenodanubischen Flyschzone.

## 2.1. Nördliche Kalkalpen

ETTINGSHAUSEN (1853) berichtet über fossile Blattreste aus mergeligen Zwischenlagen der Kreuzgraben-Formation vom Westhang des Gaisbergs. Aus den gleichen Ablagerungen wurden durch TAUSCH (1886) Süßwassermollusken bekannt gemacht.

FUGGER & KASTNER (1885) beschreiben als erste das Profil durch die Glasenbachklamm, das durch den Bau einer Straße im Jahr 1882 erschlossen wurde. In der Folge waren dort vor allem die fossilreichen jurassischen Ablagerungen immer wieder das Ziel von Untersuchungen. FUGGER (1897) berichtete von Ichthyosaurierfunden. Diese Fundstelle wurde von JANCÍK (1972) durch viele Jahre hinweg besammelt, der seine Funde dem Haus der Natur in Salzburg zur Verfügung stellte (Abb. 11). Die Fundschichten stammen aus dem basalen Hettangium (*Psiloceras planorbis*-Zone). Sie sind im Sinemurium als submarine Rutschung in das Becken eingeglitten. Die große Bedeutung von Resedimenten im Unterjura der



Abb.11.  
Ichthyosaurierwirbel aus der Glasenbachklamm, Salzburg.  
Foto: Haus der Natur, Salzburg.

Glaserbachklamm wurde erstmals von BERNOULLI & JENKYN (1970) erkannt. Die markantesten dieser Resedimentgesteine sind die sogenannten Knollenbrekzien, die von VORTISCH (zuletzt 1970) als tektonische Brekzien gedeutet wurden. Diese Fehlinterpretation zwang Vortisch zur Annahme eines komplizierten tektonischen Baues („Stockwerkstektonik“) der Osterhorngruppe.

Aus der Kössen-Formation im Liegenden der Juraablagerungen beschreibt STUR (1870) den Ammoniten *Choristoceras marshi* HAUER vom Westhang des Gaisberges, womit das obere Rhätium belegt ist.

Der Kalkalpennordrand auf Blatt Straßwalchen war Gegenstand der Dissertation von OSBERGER (1952). Zu dieser Zeit war die Bedeutung von Blattverschiebungen für den Bau der Nördlichen Kalkalpen noch nicht bekannt. PLÖCHINGER (1964) betont bereits, dass es an der Wolfgangsee-Störung, die in die Südwestecke von Blatt Straßwalchen hineinstreicht, zu Seitenverschiebungen gekommen ist. EGGER (1997a) interpretiert den gesamten Kalkalpennordrand als Teil eines großen sinistralen Blattverschiebungssystems, das im Miozän das ältere dextrale System der Wolfgangsee-Störung abgeschnitten hat.

Aufgrund dieses Störungsmusters setzen sich die dextralen Störungen nicht direkt in der Flyschzone fort, sondern liegen dort als versetzte Teilstücke vor. Wie in den Nördlichen Kalkalpen sind an diesen Blattverschiebungen tiefere tektonische Einheiten hochgeschürft, dazu zählt der schon FUGGER (1900) bekannte Nummulitenkalk des Hochsteins am Heuberg. Dieses Vorkommen wurde von FUGGER und später von KRAUS (1932) als Deckscholle interpretiert, während TERCIER (1936) darin eine besondere Fazies der Flyschzone sah. Die Interpretation als tektonisches Fenster geht auf RICHTER (1929) und RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) zurück.

## 2.2. Rhenodanubische Flyschzone, Ultrahelvetikum und Helvetikum

Die erste zusammenfassende Darstellung der Flyschzone findet sich bei FUGGER (1900), die bislang letzte bei EGGER (1989a). Einen geomorphologischen Überblick gibt GÖTZINGER (1951), ein Überblick über die paläontologische Forschungstätigkeit in diesem Gebiet stammt von TICHY (1987).

Das Hauptverbreitungsgebiet der helvetischen Gesteine liegt auf Blatt Straßwalchen in der Umgebung von Mattsee. Die ersten wissenschaftlichen Beschreibungen von Fossilien aus diesem Gebiet erfolgten durch LILL (1833) und EHRlich (1848), welche diese Funde mit jenen aus dem Gebiet von Kressenberg im nahen Bayern verglichen. In der Folgezeit waren die fossilreichen Ablagerungen in der Umgebung von Mattsee immer wieder das Ziel geowissenschaftlicher Untersuchungen. Dabei sind vor allem die Monographien von FRAUSCHER (1885) und SCHLOSSER (1925) zu erwähnen. Eine ausführliche sedimentologische und fazielle Bearbeitung des Südhelvetikums lieferte Vogelntanz (1970).

Neben den Makrofossilien lieferte das Südhelvetikum bei Mattsee auch reiche Mikro- und Nannofossilvergesellschaftungen (GOHRBANDT, 1967; HAGN, 1960; STRADNER & PAPP, 1961). Die weltweit erstmals von COXALL et al. (2003) dokumentierten Übergangsformen zwischen den Foraminiferengattungen *Clavigerinella* und *Hantkenina* stammen aus dem Ultrahelvetikum südöstlich von Mattsee, das faziell völlig dem südhelvetischen Stockletten gleicht und auf der Karte daher zu dieser tektonischen Einheit gestellt wurde. Tatsächlich handelt es sich dabei aber wohl um Buntmergelserie, da im Südhelvetikum zu dieser Zeit (Nannoplankton-Zone NP15b) noch die Kressenberg-Formation abgelagert wurde.

## 2.3. Molassezone

Die von ABERER & BRAUMÜLLER (1949) und ABERER (1958) nördlich von Mattsee beschriebene Sand-Schotter-Gruppe wird heute als Wachtberg-Formation

(WAGNER, 1998) bezeichnet. Die Ausdehnung dieser Aufschlüsse ist wesentlich kleiner als auf den älteren Darstellungen angeben.

## 2.4. Quartär

Frühe Erwähnungen eiszeitlicher Sedimente im Bereich des Salzachvorlandgletschers betrafen in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts zwangsläufig die auffälligsten Vorkommen, wie die Mönchsberg-Nagelfluh (MORLOT, 1847), die auch durch ihre Nutzung als Baustein große Beachtung fand (KIESLINGER, 1964). Von Morlot anfänglich ins älteste Diluvium gestellt, entstand später eine intensivere Diskussion über das Alter, das von Tertiär (VON KÖCHEL, 1859) bis Gosaukonglomerat der Kreide (LIPOLD, 1851; WOLDRICH, 1870) angenommen wurde. Erst mit GÜMBEL (1883) und PENCK (1882) setzte sich die Deutung als ein großes diluviales Delta durch. In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts rückten dann auch die Ablagerungen der Piedmontgletscherzunge mehr und mehr ins Interesse (FUGGER & KASTNER, 1882 und 1883).

Eine erste umfassende Darstellung des gesamten Einzugsgebietes des Salzachgletschers und der Vorlandzunge stellt die Dissertation von BRÜCKNER (1887) dar, deren Ergebnisse später auch in PENCK & BRÜCKNER (1909) eingingen. Er beschreibt hier recht detailliert das Verhalten des Salzachgletschers und auch sein Verhältnis zum Traungletscher im Thalgau zum Höhepunkt der letzten Eiszeit. Ebenso widmete er breiten Raum dem Zusammenhang der Endmoränen mit den Schotterfluren der Nieder- und Hochterrasse im Vorland. Er nimmt dabei eine Verknüpfung z. B. der Laufener Schotter mit den Würmmoränen an, was der heutigen Vorstellung als Vorstoßschotter (VAN HUSEN, 1977 und 2000) entsprechen würde. Ein Gedanke, der später offensichtlich zu Gunsten der Laufenschwankung aufgegeben wurde (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Es waren ihm auch die Konglomerate am Wallersee bekannt, die er aber als Reste der Niederterrasse ansah.

Neben der Gesamtdarstellung des Salzachgletschers in PENCK & BRÜCKNER (1909) galt das weitere Interesse hauptsächlich der Entwicklung der interglazialen Seen von Salzburg mit ihren verschiedenen Deltaschüttungen (PENCK, 1910), das auch einen sehr deutlichen Niederschlag in den Publikationen zum INQUA-Kongress 1936 (GÖTZINGER, 1936 a und b) findet, wobei hier neben stratigraphischen Fragen vor allem die Suche nach der Abdämmung im Vordergrund stand.

Die ausgedehnten Kartierungen von WEINBERGER (1955) ergaben letztlich ein schlüssiges Bild der Sedimente und Formen des Salzachvorlandgletschers östlich der Salzach. So wurde der Zusammenhang der Endmoränen mit den jeweiligen Terrassenkörpern erfasst und auch erstmals Belege für die Günzeiszeit mit Moräne und Älteren Deckenschottern im Gebiet des Salzachgletschers erbracht. Die mit dem Blatt 64 Staßwalchen vorgelegte Detailkartierung der quartären Ablagerungen und Formen stellt eine auf Grundlage der heutigen stratigraphischen und sedimentologischen Vorstellung basierende Bearbeitung dar, die auch auf viele künstliche Aufschlüsse (z.B. Bohrungen, Straßenanschnitte) zurückgreifen konnte, die den früheren Bearbeitern nicht zur Verfügung standen. Die Neukartierung steht mit dem von WEINBERGER (1955) gegebenen Bild in guter Übereinstimmung.

## 3. Erläuterungen zur Kartenlegende

(H. EGGER, D. VAN HUSEN)

### 3.1. Nördliche Kalkalpen

#### 83 Gutenstein-Formation

Die Vorkommen der Gutenstein-Formation sind auf dem Kartenblatt auf das Gebiet östlich der Wolfgangsee-Störung beschränkt. Es handelt sich dabei um

dunkelgraue bis schwarze, weiß geäderte, dünnbankige mikritische Kalke, die beim Anschlagen bituminös stinken. PLÖCHINGER (1973) erwähnt dünnbankige oolithische Kalke („Kugelkalke“) vom Ellmaustein bei Fuschl. Gute und leicht erreichbare Aufschlüsse der Gutenstein-Formation befinden sich am Parkplatz des Jagdhofs Fuschl und etwa einen Kilometer nordwestlich davon, im Bereich der Wasserfallstufe bei Haslau. Die Mächtigkeit der Gutenstein-Formation ist aufgrund kleinräumiger Faltenbildung schwer abzuschätzen, dürfte aber im Bereich von etwa 200 m liegen.

## **82, 81 Wettersteinkalk und Wettersteindolomit**

So wie die Gutenstein-Formation stehen auch der Wettersteinkalk und der Wettersteindolomit obertags nur östlich der Wolfgangsee-Störung an. Es handelt sich dabei um weiße bis hellgraue Algenkalke und körnige Dolomite. Im Gegensatz zum Hauptdolomit sind Bankungsfugen kaum erkennbar. Die Kalkalge *Diplopora annulatissima*, die PLÖCHINGER (1973) von der Ellmaustein-Westseite erwähnt, belegt oberanisches bis unterladinisches Alter. Wegen des Fehlens von ungestörten Profilen kann die Gesamtmächtigkeit von Wettersteinkalk und Wettersteindolomit nur mit mindestens 500 m angegeben werden. In der Bohrung Vordersee (s.a. Kap. 12) wurde Wettersteinkalk und -dolomit mit einer Mächtigkeit von rund 2000 m angetroffen (GEUTEBRÜCK et al., 1984).

## **80 Lunz-Formation**

Die braunen, ockerfarbenen anwitternden Siltsteine und Feinsandsteine der Lunz-Formation, die mit braunen bis grauen Tonsteinen wechsellagern, sind ebenfalls auf das Gebiet nördlich der Wolfgangsee-Störung beschränkt. Sie treten hier vor allem nordöstlich von Fuschl auf, in dem Tal, das zum Eibensee führt. Dort (bereits auf ÖK65 Mondsee) wird die Formation rund 50 m mächtig und enthält nach SPENGLER (1911) Pflanzenfossilien (*Equisetites columnaris* STERNBERG).

## **79 Opponitz-Formation**

Das einzige kleine Vorkommen dieser Formation auf dem Kartenblatt befindet sich östlich des Nocksteins und wird bereits von OSBERGER (1952) erwähnt. Es handelt sich dabei um sehr hell anwitternde, gut gebankte, eben geschichtete graue Kalke, die Schalen von *Ostrea montis caprilis* (KLIPSTEIN) enthalten.

## **78 Hauptdolomit**

Große Flächen der Nördlichen Kalkalpen des Kartenblattes Straßwalchen werden vom etwa 2000 m mächtigen Hauptdolomit aufgebaut. Algenlagen und Hohlraumgefüge sind oft schon mit freiem Auge erkennbar und deuten auf eine Bildung im Gezeitenbereich hin. Der stark klüftige, meist gut gebankte, meist bräunliche Dolomit, stinkt im frischen Anschlag bituminös. Graue und weiße Dolomite von bemerkenswerter Reinheit kommen ebenfalls vor, so etwa am Nordhang des Nocksteins und im kleinen, für den Straßenbau angelegten Steinbruch bei Pechau, an der Straße zwischen Elsbethen und Ebenau (LOBITZER & SURENIAN, 1984). Im Bereich der Pechauer Scharte wurden an Klüften gebundene teerartige Substanzen beobachtet. PLÖCHINGER (1973) erwähnt bis zu 90 cm lange Linsen von Glanzkohle im Hauptdolomit in der Umgebung des Hintersees.

Makrofossilien sind selten. Aus dem Gebiet zwischen Wiestal-Stausee und Hintersee beschreiben TICHY & SCHRAMM (1983) mehrere Molluskenfunde. Es handelt sich dabei um *Isognomon exilis* (STOPPANI), *Costatoria inaequicostata* (KLIPSTEIN), *Parallelodon rudis* (STOPPANI) und *Neomegalodon cf. boeckhi* (HOERNES).

## **77 Dachsteinkalk/Plattenkalk**

Der Hauptdolomit wird von mittel- bis dickbankigen Kalken überlagert, die manchmal mit Dolomitbänken wechsellagern können. Manche der Kalkbänke



Abb. 12.  
Megalodonten führender Plattenkalk an der Forststraße am Südhang der Gurlspitze.

---



Abb. 13.  
Einschaltung von dünnbankigen grauen Kalken im Plattenkalk an der Forststraße am Südhang der Gurlspitze.

---

führen reichlich Megalodonten (Abb. 12), auch stromatolithische Lagen sind nicht selten. Im hangenden Abschnitt kommt es vor allem im Bereich des Schwarzenbergs und der Gurlspitze zu Einschaltungen von dünnbankigen mittelgrauen Kalkpaketen, die sehr ähnlich den Gesteinen der überlagernden Kössen-Formation sind (Abb. 13 und 14). Offenbar liegt hier eine Verzahnung der beiden Fa-

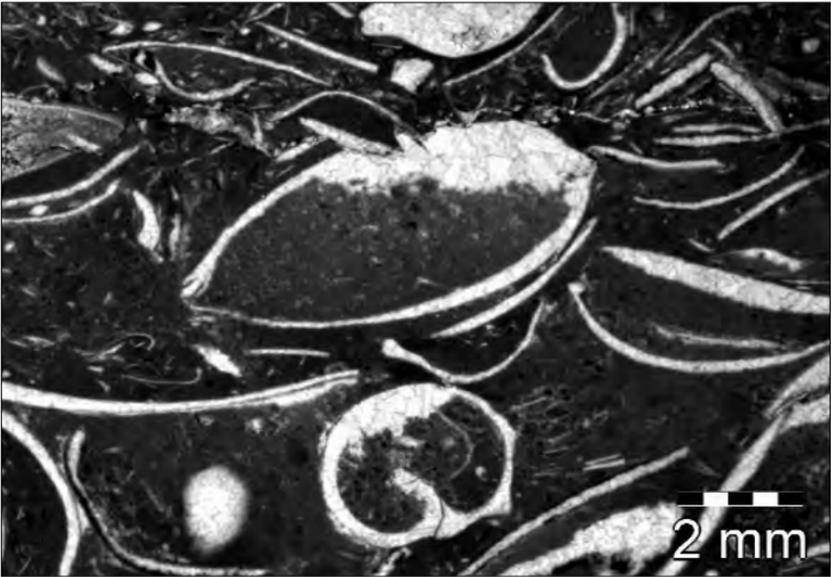


Abb. 14. Dünnschliff eines von G. Weissenbacher (ÖBF) beim Bau der Forststraße am Osthang des Rannbergs gesammelten Lumachellenkalks.

ziesbereiche vor. Die maximale Mächtigkeit des Plattenkalks bzw. Dachsteinkalks liegt bei etwa 300 m.

## 76 Kössen-Formation

Hellgrau anwitternde, wellig geschichtete, gut gebankte Kalke mit mittelgrauen Mergelzwischenlagen wurden zur Kössen-Formation zusammengefasst. Aufschlüsse kommen auf dem Kartenblatt vor allem südlich des Gaisbergs, bei Oberwinkl und östlich von Höhenwald, und in der Umgebung von Faistenau vor. Bänke, die Riffschuttmaterial oder Lumachellen führen wurden selten beobachtet. Wie bereits oben erwähnt, konnte STUR (1870) im Gebiet des Gaisberges ein Exemplar der Ammonitenart *Choristoceras marshi* HAUER finden, die leitend für die oberste Ammonitenzone des Rhätiums ist (KRYSZYN, 2008).

## 75 Hierlatzkalk

Zum Hierlatzkalk werden nach PLÖCHINGER (1973) die massigen Krinoidenkalle im Bereich der Ruine Wartenstein nördlich des Schobers gezählt. Es handelt sich dabei um ein tektonisch isoliertes Vorkommen von wenigen Zehnermeter Mächtigkeit, das zum Hochbajuvarikum gerechnet wird.

## 74 Allgäu-Formation

Gut gebankte olivfarbene Kalke, die sehr helle Anwitterungsfarben zeigen, bilden die Basis der Juraabfolge. Kennzeichnend sind vor allem dunkle Bioturbationsflecken, die bis zu Zentimeterbreite erreichen können. Dadurch können Gesteine der Allgäu-Formation auch in Rollstücken gut von solchen der Schrambach-Formation unterschieden werden, die wesentlich kleinere Bioturbationsflecken zeigen. Altersäquivalente der Allgäu-Formation liegen als Gleitmassen im Sinemurium (s. unten), zeigen aber eine völlig andere, viel stärker terrigen beeinflusste Fazies („Kendelbachschichten“).



Abb. 15.  
Hornstein führende Kalkbänke der Scheibelberg-Formation in der Glaserbachklamm.

### 73 Scheibelberg-Formation

Die Scheibelberg-Formation besteht aus meist zwischen 20 und 30 cm dicken Bänken von grauem, Hornsteine führenden Kalk. Auch die Hornsteine sind meist grau gefärbt. Die Scheibelberg-Formation ist eine Beckenfazies, die seitlich mit roten Knollenkalken der Adnet-Formation verzahnen kann. Im Verzahnungsbereich zeigen die Hornsteine manchmal rote und gelbe Farben. Gute Aufschlüsse der Scheibelberg-Formation befinden sich im Bereich der Glaserbachklamm (Abb. 15). Das Alter dieser Gesteine kann mit oberes Hettangium bis unteres Sinemurium angegeben werden.

### 72 Bunter Unter- und Mitteljurakalk i.A.

Diese Gesteine erreichen ihre größte Mächtigkeit von einigen hundert Metern im Westteil des Kartenblattes, wo sie im Bereich der Glaserbachklamm hervorragend aufgeschlossen sind. Über der Scheibelberg-Formation folgen zunächst graue Kalke, in die sich mehrere Gleitmassen einschalten, deren ursprünglicher Schichtverband teilweise noch erhalten ist (Abb. 16). Auch Gleitfalten können beobachtet werden. Die altbekannte Ichthyosaurier-Fundstelle (FUGGER & KASTNER, 1885) liegt im Bereich einer solchen Gleitmasse. Das Alter der Gesteine dieser Rutschmasse ist mit Ammoniten (*Psiloceras planorbis*) als basales Hettangium eingestuft. Die Ammoniten stammen aus grauen glimmerigen Mergeln, die auch eine bemerkenswert gut erhaltene Sporenvergesellschaftung enthalten. Nach freundlicher Mitteilung von ILSE DRAXLER enthält der organische Rückstand zusammen mit Pflanzen- und Holzpartikeln vorwiegend Pteridophytensporen (*Triletes*), bisaccate Gymnospermenpollen und Circumpolles: *Caytonipollenites pallidus* (REISSINGER), *Concavisporites rhaetoliassicus* ACHILLES, *Concavisporites* sp., *Concavisporites crassexinius* NILSSON, *Todisporites major* COUPER, *Deltoidospora mesozoicus* (THIERGART), *Matonisporites* sp., *Microreticulatisporites fuscus* (NILSSON), *Kraeuselisporites mreissingeri* (HARRIS), *Lycopodiacidites rugulatus* (COUPER), *Osmundacidites* sp., *Leiotriletes* sp., *Cycadopite* sp., *Corollina* sp., *Vitreisporites pallidus* (REISSINGER) und *Alisporites* sp. Beige-



Abb. 16.

Eine subaquatische Gleitmasse über dünnbankigen gefalteten Kalken des Sinemuriums.

mennt sind vereinzelt auch mittel-obertriadische Sporomorphen (*Ovalipollis* sp.) und aquatische Palynomorphen (*Michrhystridium*).

Der Umschwung von der Graufazies in eine Rotfazies erfolgte vermutlich im oberen Sinemurium. Die Gesteine des Pliensbachium und Toarcium sind in der Glasenbachklamm durchwegs rot gefärbt. Auch darin kommen zahlreiche Resedimentlagen vor. Besonders auffällig sind die mehrere, z.T. sehr mächtige (bis ca. 15 m) Knollenbrekzien, die aus gravitativ induzierten Resedimentströmen hoher Dichte (debris flow) hervorgegangen sind. An der Basis der sogenannten Hauptknollenbrekzie konnten unterhalb des Güterweges Höhenwald Gleitfalten in Rotkalken beobachtet werden. Daraus stammt der Ammonit *Protogrammoceras* gr. *normanianum* (D'ORB.), der das obere Pliensbachium belegt. Die Hauptknollenbrekzie ist vermutlich erst im Toarcium entstanden. Ihre Oberkante ist gut im Bereich des Lettenbachs aufgeschlossen, einem Seitengraben der Glasenbachklamm. Das Resediment wird von wenigen Zehnermetern mächtigen dünnbankigen Kalken überlagert, die vermutlich den Mitteljura repräsentieren, da sie von der oberjurassischen Ruhpolding-Formation überlagert werden.

Die Mächtigkeit der unter- und mitteljurassischen Beckenablagerungen der Glasenbachklamm und des weiter südlich gelegenen Kehlbachs werden gegen Osten rasch geringer. Im Bereich der Mühlsteinwand konnten in den roten Knollenkalken keine Resedimentlagen beobachtet werden. Aus einem 1 m hohen Aufschluss konnten dort die Ammoniten *Androgynoceras maculatum* (YOUNG & BIRD) und *Gleviceras* cf. *subguibalianum* PIA geborgen werden, welche das untere Pliensbachium (Jamesoni-Zone) bzw. das obere Sinemurium (Oxynotum-Zone) belegen (freundliche Mitteilung Milos RAKUS).

Im Ostteil des Kartenblattes wird nach PLÖCHINGER (1973) der Unterjura durch wenige Meter ockerfarbigen Enzesfelder Kalk und wenige Zehnermeter überlagernden Adnetter Kalk repräsentiert. Letzterer kann auch durch biogenschuttreiche rote Mergelsteine (Saubach-Schichten) vertreten werden, aus denen Ammoniten das Toarcium belegen. Der Mitteljura ist als Kondensationshorizont mit eisenreichen Krusten und Knollen vertreten.



Abb. 17. Aufschluss der Ruhpolding-Formation am geologischen Lehrpfad (s. Kap. 11.1) in der Glasenbachklamm.

**71 Ruhpolding-Formation und Tauglboden-Formation**

Die Ruhpolding-Formation besteht in ihrem liegenden Anteil aus grau-grünen Radiolaritbänken, die von roten Radiolariten überlagert werden. Diese dm-gebankten, harten, kieselsäurereichen Gesteine werden zu einem großen Teil aus den Skeletten der planktonisch lebenden Radiolarien aufgebaut. (Abb. 17). Einen räumlichen und zeitlichen Überblick über die Radiolarite der Nördlichen Kalkalpen liefert DIERSCHKE (1980). Die Ruhpolding-Formation verzahnt mit den klasti-

schen Einschaltungen der Tauglboden-Formation (SCHLAGER & SCHLAGER, 1973), die vor allem im Südostteil des Kartenblatts vorkommen. Diese klastischen Einschaltungen können submarinen Schuttfächern zugeordnet werden und zeigen vom Liegenden gegen das Hangende oft Zunahmen der Korngröße und der Bankmächtigkeiten (EGGER, 1982). Im Gegensatz zur Ruhpolding-Formation überwiegen hier graue Gesteinsfarben. Im Arbeitsgebiet überwiegen die feinklastischen Anteile der Tauglboden-Formation, nur von der Westseite des Faistenauer Schafbergs beschreibt PLÖCHINGER (1973) auch mehrere Brekzienlagen. Die Mächtigkeit der Tauglboden-Formation kann auf Blatt Straßwalchen bis zu 150 m betragen, während die Ruhpolding-Formation, die vor allem im Westteil des Kartenblatts vorkommt, bis etwa 30 m mächtig werden kann. Mit Hilfe der Radiolarien-Stratigraphie konnte die Basis der Ruhpolding-Formation in den obersten Mittel-Jura eingestuft werden (GAWLICK, 2000), die stratigraphische Reichweite der Tauglboden-Formation wurde an der Typlokalität auf ÖK94 Hallein mit oberes Oxfordium bis unteres Tithonium bestimmt (GAWLICK et al., 1999).

## 70 Oberalm-Formation

Die Oberalm-Formation wird von dünnbankigen, scherbilig brechenden, hellgrauen mikritischen Kalken aufgebaut, die häufig dunkelgraue Hornsteinknollen führen. In diese Beckensedimente schalten sich einzelne dicke Bänke von allopädischen Kalken (Barmsteinkalke) ein, die Seichtwasserdetritus aber auch Haselgebirgskomponenten führen.

## 69 Schrambach-Formation

Aus der Oberalm-Formation entwickelt sich durch Zunahme des Tongehalts die Schrambach-Formation, in der keine Hornsteinknollen auftreten. Die grünlich-grauen mergeligen Kalke sind dünnbankig, wittern hellgrau bis weiß an und zeigen auf den Bruchflächen zahlreiche mm-große Bioturbationsflecken. Die Mächtigkeit der Formation liegt bei etwa 120 m.

## 68 Roßfeld-Formation

Die Roßfeld-Formation streicht von der SW-Flanke des Filbling über den Faistenauer Graben hinweg nach NE. Gute Aufschlüsse wurden vor allem im kleinen Grabeneinschnitt beim Gehöft Schafferer nördlich von Faistenau angetroffen (EGGER, 1997b). Dort dominieren siltige Mergelsteine, in die sich in weiten Abständen dm-dicke Sandsteinbänckchen einschalten. Die Schwermineralspektren dieser Sandsteine enthalten reichlich Chromspinell (durchschnittlich 44%) und Granat (32%), bemerkenswert sind geringe Anteile (0,5%) von Glaukophan. Eine in dankenswerter Weise von Hans RISCH (damaliges Bayerisches Geologisches Landesamt) ausgewertete Schlämmprobe enthielt eine Foraminiferenfauna des Berriasium bis unteren Hauterivium: *Epistomina fuissenkoi fuissenkoi* MYATLUK, *Epistomina fuissenkoi djaffaensis* SIGAL, *Epistomina caiacolla* ROEMER, *Lenticulina ouachensis ouachensis* SIGAL, *Gaudryina tuchaensis* ANTONOVA, *Lenticulina ex gr. muensteri* (ROEMER). Das kalkige Nannoplankton belegt mit *Watznaueria barnesae*, *Cruciellopsis cuvillieri*, *Zeughrabdodus embergeri* und *Ellipsagelosphaera fossacincta* ebenfalls das Berriasium bis Hauterivium.

Im Hangenden der mergelreichen Abfolge stehen im Graben beim Schafferer etwa 20 m mächtige Sandsteine an, die z.T. reichlich Mollusken, vor allem Gastropoden, enthalten. Eine Bestimmung der Makrofossilien war aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes leider nicht möglich (frdl. mündl. Auskunft Heinz KOLLMANN). Die Schwermineralspektren der Sandsteine entsprechen jenen der liegenden mergelreichen Abfolge, so dass auch dieser Profilabschnitt noch zur Roßfeld-Formation gerechnet wurde. Die Ablagerungen der Roßfeld-Formation werden als Resedimente interpretiert, die das Ergebnis gravitativ induzierter subaquatischer Massenbewegungen sind.

## 67 Tannheim-Formation

Die Vorkommen der Tannheim-Formation sind auf die Bajuvarikumsschuppe am Nordabhang der Schatzwand beschränkt. Es handelt sich dabei um graue Fleckenmergel, aus denen OBERHAUSER (in PLÖCHINGER, 1964) unter anderem *Rotalipora appenninica* (RENZ) bestimmte, das Zonenfossil für die jüngste planktonische Foraminiferenzzone des Albium. Die Art reicht bis ins mittlere Cenomanium empor, Hinweise auf ein jüngeres Alter als Albium fehlen aber aus den Aufschlüssen bei der Schatzwand.

## 66 Kreuzgraben-Formation

Die Kreuzgraben-Formation liegt mit einer Erosionsdiskordanz über verschiedenen älteren kalkalpinen Formationen (Abb. 18). Im Bereich südlich des Gaisbergs, wo sie eine Mächtigkeit von rund 400 m erreicht, überlagert sie unterjurassische und oberjurassische Einheiten. Die Kreuzgraben-Formation wird vor allem aus schlecht sortierten Konglomeraten aufgebaut, die durchwegs kalkalpine Komponenten mit Durchmessern bis zu einem halben Meter enthalten. Die Konglomeratbänke zeigen teils komponentengestütztes teils matrixgestütztes Gefüge. Bipolare Erosionsrinnen lassen unterschiedliche Streichrichtungen erkennen (ENE–WSW und SE–NW). Gelegentlich treten auch Kalkarenitbänke, die manchmal Kreuzschichtungen erkennen lassen, und bis zu 5 m mächtige ziegelrote Tonsteine auf. Selten wurden Kohleschmitzen beobachtet. In Gänsbrunn im Stadteil Aigen wurde am Fuß des Gaisberges im 19. Jahrhundert ein Bergbau auf Glanzkohle eröffnet. Das Kohleflöz war bis zu 75 cm mächtig (KOMITEE DES ALLGEMEINEN BERGMANNNTAGES, 1903; GÜNTHER, 1978). Pflanzenfossilien daraus wurden von ETTINGSHAUSEN (1853) beschrieben. Die Ablagerungen der Kreuzgraben-Formation werden als Schuttstromsedimente und fluviatile Sedimente gedeutet, die alluviale Schwemmfächer aufbauen (WAGREICH, 1988). Das Gestein wurde in einem zwischen Glasenbach und Elsbethen gelegenen, heute aufgelassenen Steinbruch (Knoll-Bruch) abgebaut und als Dekorgestein verwendet (KIESLINGER, 1964).

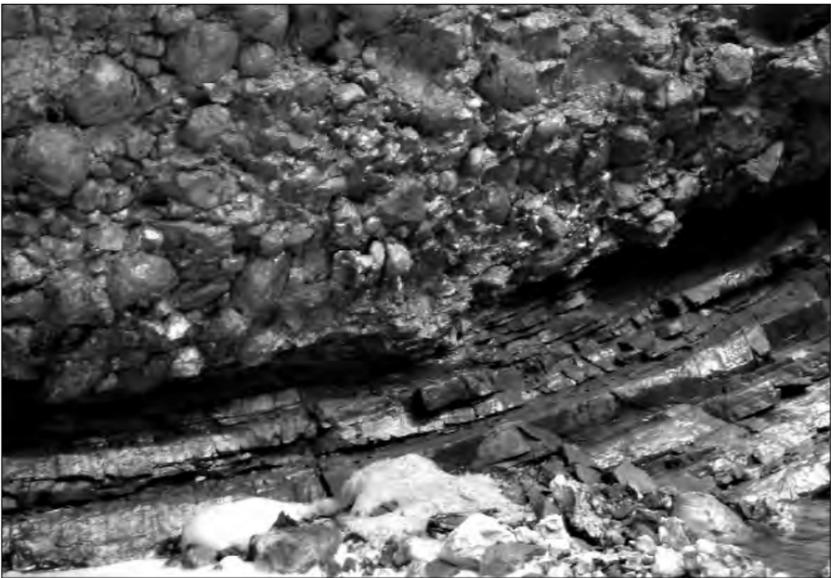


Abb. 18.  
Erosionskontakt zwischen der Kreuzgraben-Formation und der Ruhpolding-Formation in der Glasenbachklamm. Die Schichtlücke umfasst etwa 70 Millionen Jahre.

Im Bereich des Lidaunbergs liegt die Kreuzgraben-Formation transgressiv auf der Roßfeld- und der Oberalm-Formation. Als Rollstücke wurden im Bereich der Gosau-Basis bis 20 cm große Gerölle mit Großonkoiden gefunden. Ähnliche Komponenten wurden in der Würm-Grundmoräne am Ostufer des Mattsees beobachtet. Geschiebe von Konglomeraten der Kreuzgraben-Formation mit Durchmessern bis zu einem Meter treten im Flachgau häufig in der Grundmoräne auf.

### 65 Nierental-Formation

Diese jüngste Formation in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt Straßwalchen wurde am Gaisberg im Graben südöstlich vom Gehöft Hiesl angetroffen, wo rote und graue Mergelsteine und Kalkmergelsteine wechsellagern (OBERHAUSER, 1963). Die Nannofloren dieser Abfolge erlauben eine Einstufung ins obere Santonium: *Calculites ovalis*, *Eiffellithus eximius*, *Eiffellithus turrisseiffeli*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Lucianorhabdus maleformis*, *Marthasterites furcatus*, *Reinhardtites anthophorus*, *Retecapsa crenulata*, *Watznaueria bamesae* (EGGER, 1990). WAGREICH (2003) rechnet die Abfolge zur Grabenbach-Formation und beschreibt daraus Schwermineralspektren mit hohen Anteilen von Chromspinell und Chloritoid.

### 64 Gosau-Gruppe i.A.

Hier handelt es sich vor allem um Vorkommen am Nordabhang des Gaisbergs, deren Zuordnung zur Gosaugruppe von PREY (1980c) getroffen wurde. Grünlich-graue, graue bis bräunliche, meist Silt führende Mergel wechsellagern mit höchstens wenige Dezimeter mächtigen grauen Sandsteinbänken. Letztere zeigen gelegentlich Sohlmarken und enthalten Spurenfossilien. Dickerbankige, Glimmer führende Sandsteine stehen westlich von Guggenthal an. Die Schwermineralspektren dieser Bänke enthalten Chromspinell. Die von PREY beschriebenen Mikrofaunen belegen den Zeitraum vom Coniacium bis zum Santonium.

## 3.2. Rhenodanubischer Flysch

### 63 Flysch-Neokom

Im Süden des Salzburger Rhenodanubikums stehen neokome Tristelschichten im Vorland des Schober, im tief eingeschnittenen Graben beim Gehöft Schwandbauer in 680 m Seehöhe, an. Dort werden bis zu 0,5 m mächtige Kalksandsteinbänke, welche vereinzelt Hornsteinknollen führen, durch graue Mergel voneinander getrennt. Letztere lieferten eine unterkretazische Nannoflora. Dieses kleine Vorkommen von Tristelschichten liegt in der streichenden Fortsetzung der zwischen Mondsee und Attersee (ÖK65 Mondsee) häufigen Neokomablagerungen, welche auch eine vergleichbare Lithofazies aufweisen.

Weit verbreitet sind die Tristelschichten am Nordrand der Salzburger Flyschzone, in der Pfaffenberg Schuppenzone. Der beste Aufschluss befindet sich an der Westflanke des Buchberges, im Graben südlich vom Weiler Pfaffenberg (Feichtenbachgraben). Dieser Aufschluss wurde erstmals von RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) erwähnt. Im selben Jahr publizierte MÜLLER-DEILE (1940) auch eine Beschreibung der Grobklastika dieses Vorkommens. Diese setzen sich aus Komponenten von bis zu 8 cm Durchmesser zusammen. Im Komponentenspektrum dominieren metamorphe Gesteine und zwar vor allem rote, grüne und schwarze Phyllite und Quarzite. Auffällig sind aber auch gelb anwitternde Dolomite und Granit- und Gneiskomponenten mit rötlichen Feldspäten.

Die Konglomeratlage ist in eine Abfolge von turbiditischen Mergelkalken und Kalken eingeschalten, deren Mächtigkeiten zwischen 5 cm und 40 cm liegen. Diese muschelartig brechenden Hartbänke gehen im Hangenden in mittelgraue, blättrig aufwitternde Tonmergel über (Abb. 19). Das gemeinsame Vorkommen von „klassischen“ Turbiditen mit longitudinal orientierten Strömungsmarken und un-



Abb. 19.  
Aufschluss der Tristel-Formation im Feichtenbachgraben bei Mattsee.

sortierten Konglomeraten (debris flow- Ablagerungen) deutet auf eine Ablagerung am Hangfuß hin.

Fred RÖGL (Naturhistorisches Museum Wien, frdl. mündl. Mitt., 2008) bestimmte aus zwei Tonmergellagen Foraminiferenfaunen, die beide das Aptium belegen. Die Einstufung erfolgte mit Hilfe der planktonischen Arten *Hedbergella sigali* MOULLADE, *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), *Hedbergella planispira* (TAPPAN) und *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER). Daneben gibt es eine reiche Benthosfauna, in der das häufige Auftreten von *Ammodiscus tenuissimus* (GUEMBEL) und *Patellina subcretacea* CUSHMAN & ALEXANDER typisch ist. Weitere bestimmbare Benthosarten sind: *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Evolutinella* cf. *vocontianus* (MOULLADE), *Lenticulina* cf. *pulchella* (REUSS), *Laevidentalina deflexa* (REUSS), *Laevidentalina legumen* (REUSS), *Laevidentalina oligostegia* (REUSS), *Marsonella* cf. *trochus* (D'ORBIGNY), *Pseudosaracenaria* cf. *spinosa* (EICHENBERG), *Astacolus planiusculus* (REUSS), *Pseudonodosaria humilis* (ROEMER), *Lagena cylindrica* BARTENSTEIN & BRAND, *Valvulineria gracillima* TEN DAM, *Conoralites aptiensis* (BETTENSTAEDT), *Berthelina cenomanica* (BROTZEN).

Die kalkige Nannoplanktonflora wird zu mehr als 90% von *Watznaueria barnesae* dominiert. Daneben treten *Cruciellipsis cuvillieri*, *Lithraphidites carniolensis*, *Micrantonolithus hoschulzii*, *Nannoconus steinmannii*, *Retecapsa crenulata* und *Zeughrabdotos embergeri* auf, die ein Alter nicht jünger als unteres Aptium belegen.

## 62 Flysch- Gault

WORTMANN et al. (2004) haben die rhenodanubischen Gesteine der höheren Unterkreide neu formalisiert und als Rehbreingraben-Formation bezeichnet. Die Typlokalität Rehbreingraben befindet sich in der bayerischen Flyschzone südwestlich von Bad Tölz. Mit Hilfe von Isotopenkurven gaben WORTMANN et al. (2004) die stratigraphische Reichweite der Formation mit Oberes Barremium bis Oberes Albium an. Da die mikropaläontologischen Ergebnisse das Untere Aptium für die Tristel-Formation belegen (s.o.), kann die Basis der Rehbreingraben-Formation aber nicht älter als Unteres Aptium sein.

In der Rehbreingraben-Formation auf Blatt Straßwalchen herrschen dunkelgraue bis schwarze Tonsteine, siltigen Tonsteine und Siltsteine vor. Aus den

Tonsteinen konnte ILSE DRAXLER eine reiche und gut erhaltene Mikroflora mit Dinoflagellaten-Zysten, Pteridophytensporen und Pollen von Gymnospermen, Cycadeen und Ginkgogewächsen (z.B. *Lycopodiumsporites subrotundus*, *Camarozonosporites cerebriformis*, *Sestrosporites pseudoalveolatus*, *Cingulitales regium*, *Santonisporites radiatus*, *Vitreisporites pallidus*) nachweisen, die ein Albium-Alter belegt (EGGER, 1993). Diese Pelitgesteine stehen meist in Wechsellagerung mit glaukonitführenden, splitterig brechenden Psammiten, welche nicht selten Übergänge in Psephite zeigen. Grobklastikalagen, deren Komponentenbestand jenem der neokomen Brekzie entspricht, sind besonders in den Gräben an der Nordflanke des Buchberges häufig; dort ist erkennbar, dass diese Lagen zum Teil schon im Aufschlussbereich wieder auskeilen; diese linsenförmigen Grobklastikavorkommen werden als Rinnenfüllungen interpretiert. Neben den harten Brekzienbänken treten vereinzelt auch Geröllpelithorizonte auf.

Während am Buchberg und Tannberg die Komponenten der erwähnten Psephitgesteine bestenfalls Faustgröße erreichen, können sie am westlich benachbarten Blatt Salzburg manchmal Durchmesser bis zu 4 m aufweisen; die Proben aus dieser Wildflyschfazies lieferten am Haunsberg keine Alter jünger als Albium (FRASL, 1987).

Im Südtel der Flyschzone konnten westlich von den neokomen Tristelschichten des Schwandbauerngrabens (s. o.) Blöcke von harten, splitterig brechenden, kieselig gebundenen Quarzareniten („Ölquarzite“) entdeckt werden; typisch ist die auf den Glaukonitgehalt zurückgehende grüne Farbe.

## 61 Reiselsberg-Formation

Im Gegensatz zur südwestbayerischen und vorarlbergischen Flyschzone, wo mächtige Reiselsberg-Formation weit verbreitet ist („Hauptflyschsandstein“), ist diese Formation im Arbeitsgebiet und östlich davon nur selten anzutreffen. Die Ursache dafür ist, dass die Überschiebungseinheiten des Rhenodanubikums in höheren stratigraphischen Niveaus basal abgeschert wurden.

Da die die Reiselsberger Schichten aufgrund ihrer Fossilarmut biostratigraphisch oft nicht einstuftbar sind, war für manche Autoren aber dennoch die Lage im Profil ausschlaggebend für die Zuordnung von Gesteinen zu dieser Formation. So rechneten ABERER & BRAUMÜLLER (1958) mehrere Sandsteinvorkommen im Liegenden der Zementmergelserie des Buchberges und Tannberges zu der Reiselsberg-Formation; diese Sandsteinabfolgen mit dünnen Pelitzwischenlagen erwiesen sich aufgrund ihrer Nannofloren aber als Alltengbach-Formation des Maastrichtium (EGGER, 1989a). PREY (1980c) beschreibt obercenomane graue Tonmergel aus dem Gebiet des Heuberges, welche er zur Schichtfolge der Reiselsberger Schichten rechnet, die für dieses Schichtglied typischen dickbankigen, glimmerführenden Sandsteine waren hier allerdings nicht aufgeschlossen.

## 60 Seisenburg-Formation

In der Seisenburg-Formation herrschen bunte Pelitgesteine in Form von grauen, grünen und roten Tonsteinen vor. Die in diese Ablagerungen eingeschalteten Hartbänken werden meist nur dezimetermächtig. Die besten Aufschlüsse der Formation auf Blatt Straßwalchen wurden in einem Antiklinalkern östlich des Steinwandls, im Bereich des Schönfeichtplatzls, angetroffen, als dort eine Forststraße gebaut wurde. Sie sind hier intensiv gefaltet und werden allseitig, mit umlaufendem Streichen, von den Gesteinen der „Zementmergelserie“ (Röthenbach-Subgruppe nach EGGER & SCHWERD, 2008) umgeben. Aus dem höchsten Abschnitt der Seisenburg-Formation, knapp unter der Unterkaute der „Zementmergelserie“, stammt eine Foraminiferenfauna, welche in dankenswerter Weise von Herrn Dr. K.F. WEIDICH (frdl, mündl. Mitt.) bestimmt wurde (BA 14/87): *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *Rhizammina algaeformis* BRADY, *Rhizammina indivisa* BRADY, *Psammosphaera fusca* SCHULZE, *Nodellum* cf. *velascoense* (CUSHMAN), „*Trochamminoides*“

*proteus* (KARRER), *Trochammina globigeriniformis* (PARKER & JONES), *Rhabdammina cylindrica* GLAESSNER, *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Lituotuba* sp.

Durch diese Fauna ist der Zeitraum Santonium–Maastrichtium belegt. Im Heuberggebiet, dem zweiten wichtigen Verbreitungsraum der Seisenburg-Formation, konnte PREY (1980c) in diesem Schichtglied das Coniacium nachweisen. Auf dem östlich benachbarten Blatt Mondsee reicht die Seisenburg-Formation bis in das unterste Campanium hinauf (EGGER, 1993). Der stratigraphische Umfang der Seisenburg-Formation umfasst daher in etwa den Zeitraum vom Coniacium bis Unteres Campanium (EGGER & SCHWERD, 2008).

Wegen ihrer intensiven Kleinfaltung ist es nur größenordnungsmäßig möglich, die Mächtigkeit der Seisenburg-Formation abzuschätzen: Sie dürfte im Bereich von einigen Zehnermetern liegen.

## 59 Zementmergelerde

Der Name „Zementmergelerde“ hatte eine unterschiedliche Bedeutung in Österreich und Bayern und entsprach auch sonst nicht den Anforderungen moderner lithostratigraphischer Nomenklatur. EGGER & SCHWERD (2008) haben daher für diese Einheit den Namen Röthenbach-Subgruppe vorgeschlagen. Diese Subgruppe wird von der Piesenkopf-, Kalkgraben- und Hällritz-Formation aufgebaut.

Gesteine der Röthenbach-Subgruppe haben im Salzburger Flachgau weite Verbreitung und bauen sehr oft verhältnismäßig steile Hänge und auch Geländerippen in der Flyschzone auf. Ein markantes Beispiel dafür ist der Steilabbruch des Steinwandls bei Henndorf, welcher den schönsten Aufschluss der Röthenbach-Subgruppe in Salzburg bildet; dieses Vorkommen wurde bereits von HOFER & TICHY (1983, 73 und Profil B) beschrieben, von diesen Autoren aber unrichtigerweise der Altlenzbach-Formation zugeordnet. Weitere gute Aufschlüsse von Gesteinen der Röthenbach-Subgruppe befinden sich an der Großen Plaike, am Nordhang des Kolomansberges und am Heuberg. Bei diesen Vorkommen handelt es sich vor allem um Gesteine der Kalkgraben-Formation.

Die Mächtigkeit der Röthenbach-Subgruppe kann wegen der oft vorhandenen engen Faltung nur grob abgeschätzt werden: sie liegt im Norden bei etwa 150 m (Profil im Haidingerbach bei Wallester südöstlich von Neumarkt am Wallersee), weiter im Süden bei rund 400 m (Umgebung Steinwandl). PREY (1980c) gibt die Mächtigkeit der Röthenbach-Subgruppe am Südrand der Flyschzone mit 300–500 m an.

Die Piesenkopf-Formation konnte am besten östlich vom Steinwandl in der Umgebung des Schönfeichtplatzls studiert werden. Dort streicht im Kern einer Antiklinale die Seisenburg-Formation an der Oberfläche aus. Im Hangenden davon, intensiv mit den bunten Pelitgesteinen der Seisenburg-Formation verfalzt, befindet sich eine dünnbankige Abfolge, welche einen rhythmischen Wechsel von Hartbänken mit grauen Kalkmergeln zeigt. Die Hartbänke werden selten mächtiger als 10 cm, nur einzelne Ausnahmen sind bis zu 30 cm dick. Oft können vom Boumazzyklus noch die Abschnitte  $T_{bc}$  erkannt werden, während die Basis  $T_a$  üblicherweise fehlt. Die Kalkmergel, deren jeweilige Mächtigkeit in etwa jener der Hartbänke entspricht, bilden den Abschnitt  $T_d$  des Boumazzyklus. Wie es für die gesamte Röthenbach-Subgruppe typisch treten als Spurenfossilien vor allem in Form von Chondriten und Helminthoideen (*Nereites* spp.) auf.

Gegen das Hangende werden sowohl die Hartbänke als auch die Kalkmergesteine mächtiger. Besonders schön ist diese Fazies im erwähnten Aufschluss des Steinwandls beobachtbar. Die Boumaabfolgen sind dort vollständig entwickelt, denn auch der basale Abschnitt ist vorhanden. Die Anwitterungsfarbe der im frischen Anschlag grauen Hartbänke ist meist ein helles Gelb und damit verschieden von jener der petrographisch ähnlichen aber dunkler anwitternden Gesteine der Altlenzbach-Formation. Nicht selten sind dünne Lagen von grünen dünnblättrigen Tonsteinen, welche mit scharfer Grenze den hellgrauen, weiß anwitternden Kalkmergeln auflagern. Bei den Tonsteinen handelt es sich um das

hemipelagische, nicht-turbiditische Sedimente. Dieses belegt im vorliegenden Fall die Ablagerung der Röthenbach-Subgruppe unter der Kalzitkompensationstiefe. Teile dieser grünen Lagen bilden häufig feste Überzüge auf den Schichtflächen der Hartbänke: dieses Phänomen, welches bislang in der Flyschzone nur an Gesteinen der Röthenbach-Subgruppe beobachtet wurde, erleichtert manchmal die häufig notwendige Lesesteinkartierung.

Im jüngsten Abschnitt der Röthenbach-Subgruppe verschwinden die zuvor charakteristischen Kalkmergel fast völlig und es herrschen dickbankige Kalksandstein- und Kalkmikritbänke vor (Hällritz-Formation). Gute Aufschlüsse davon wurden vor allem auf dem westlich anschließendem Blatt Salzburg, im Antheringer und Achartinger Bach angetroffen. Die Hällritzer Serie bildet dort die basalen Teile von Flyschdecken und überschiebt paläozäne Altlenzbach-Formation. Charakteristisch sind meist um 0,5 m mächtige Kalksandsteine mit vollständigen Boumazyklen, welche durch dünne Pelitlagen getrennt werden. Aufgrund eines Gehaltes an Glaukonit zeigen die Kalksandsteine im frischen Anschlag meist eine graugrüne Farbe. Besonders bemerkenswert an den erwähnten Aufschlüssen ist, dass Kolkungsmarken an den Sohlflächen der Hartbänke nicht selten sind; diese verweisen auf eine einheitliche Bewegungsrichtung der Trübeströme von Westen nach Osten.

## 58 Perneck-Formation

Aufgrund des Reichtums an weichen pelitischen Gesteinen ist diese Formation meist nur schlecht aufgeschlossen. Verhältnismäßig gute Aufschlüsse wurden im Diesengraben südlich vom Irrsberg und im Henndorfer Wald angetroffen.

Es handelt sich dabei um dünnbankige Abfolgen von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen, welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänken wechsellagern. Die Hartbänkchen sind aufgrund ihrer geringen Glaukonitführung meist grüngrau gefärbt. Auf den Sohlflächen finden sich häufig Fucoiden. Interessant ist die räumliche Verbreitung der Perneck-Formation: wie auch in anderen Teilen des Rhenodanubikums (PREY, 1980b) scheinen die Perneck-Formation auch im südlichen Teil der Salzburger Flyschzone nur untergeordnet entwickelt zu sein. Manchmal fehlen sie auch vollständig: so schalten sich im Fuschler Achental (E von Plainfeld) in die obere Zementmergelschicht grobkörnige Sandsteinbänke ein, welche vermutlich bereits zu den Altlenzbach-Formation überleiten. Im zentralen Teil der Flyschzone (z. B. im Altenbach SE von Henndorf) werden die dünnbankigen Pernecker Schichten von den dickbankigen Basissandsteinen der Altlenzbach-Formation unmittelbar überlagert. Im Norden der Flyschzone dagegen (im Diesengraben und Sulzberggraben) entwickelt sich aus der Perneck-Formation allmählich eine dünnbankige Basisabfolge der Altlenzbacher Schichten. Die Perneck-Formation weist hier oft einen etwas höheren Karbonatgehalt als im Süden auf, sodass nicht nur Tonsteine sondern auch Tonmergel vorliegen. Auch die Farben sind im Vergleich zu den weiter südlich gelegenen Vorkommen anders: während dort neben grünen und grauen Peliten vor allem braunrote Tonsteine vorliegen, sind diese im Norden oft heller, nämlich ziegelrot.

Vermutlich ist auch die Mächtigkeit der Perneck-Formation im Norden größer als im Süden: wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse und der meist zu beobachtenden Faltung dieser Gesteine können aber dazu keine konkreten Angaben gemacht werden; größenordnungsmäßig kann die Mächtigkeit der Perneck-Formation aber mit einigen Zehnermetern angegeben werden.

Das Alter der Perneck-Formation in Salzburg gibt bereits PREY (1980c) mit Oberes Campanium an. Diese Einstufung bestätigte sich auch jetzt sowohl durch die Nannofloren als auch durch die Foraminiferenfaunen: Eine reiche Nannoflora, die stellvertretend für viele untersuchte Proben steht, wurde aus einem Tonmergel bestimmt, welcher östlich des Toten Mannes (Henndorfer Wald) aufgesammelt wurde (BA37a/84): *Broinsonia parca constricta*, *Uniplanarius gothicus*, *Uniplanarius trifidus*, *Calculites obscurus*, *Eiffellithus eximius*, *Chiastozygus litterarius*, *Cribrosphaerella eh-*

*renbergii*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Zygodiscus spiralis*, *Vekshinella crux*, *Retecapsa crenulata*, *Petrarhabdus copulatus*.

Diese Probe belegt das oberste Campanium (*Uniplanarius trifidus*-Zone, CC 22). Zwischen Wien im Osten und dem Lechtal im Westen konnte diese Zone in der Perneck-Formation immer wieder nachgewiesen werden (EGGER & SCHWERT, 2008). Die Unterkante der Formation liegt im obersten Abschnitt der *Uniplanarius sissinghii*-Zone (CC 21).

Aus dem Diesengraben stammt eine Foraminiferenfauna, welche auch kleinwüchsige Kalkschaler des oberen Campanium enthielt (frdl. mündl. Mitt. K.F. WEIDICH; BA27/85): *Globotruncana fomicata* (PLUMMER), *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana rugosa* MARIE, *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY), *Globotruncanella* cf. *havanensis* (VOORWIJK), *Hedbergella* ex gr. *planispira* (TAPPAN), *Globigerinelloides* sp., *Gyroidina* cf. *globosa* (HAGENOW).

## **57–54 Altlingbach-Formation**

### **55 Acharting-Subformation**

### **56 Ahornleiten-Subformation**

### **57 Roßgraben-Subformation**

Mit bis zu 2 km Mächtigkeit bildet die Altlingbach-Formation die bedeutendste lithostratigraphische Einheit im Ostteil des Rhenodanubikums zwischen Bergen (Oberbayern) und Wien; sie baut hier weit mehr als die Hälfte der gesamten Flyschabfolge auf. Eine lithostratigraphische Untergliederung der Altlingbach-Formation in mehrere Subformationen ist manchmal möglich (EGGER, 1995).

Die ins obere Campanium gehörende Roßgraben-Subformation an der Basis der Altlingbach-Formation wird aus dickbankigen Quarz-Glimmer-Sandsteinen aufgebaut, die als Ablagerungen hochkonzentrierter Resedimentströme interpretiert werden. Lithologisch überwiegen 2–3 m mächtige, braun anwitternde Sandsteinbänke, welche weder eine Gradierung, noch andere bankinterne sedimentäre Strukturen, noch Sohlmarken erkennen lassen; lediglich gegen die Bankoberkante kommt es manchmal zu einer Zunahme des pelitischen Bindemittels und zu einer Aufspaltung der Bänke in cm-dicke Platten. Tonsteinflatschen innerhalb der Sandsteinbänke (Tongallen) belegen sowohl die Erosionskraft der Resedimentströme, als auch deren hohe Dichte, d. h. deren große Auftriebskräfte, durch welche die bis zu mehrere Zentimeter langen Tongallen in die Grob- bis Mittelsandfraktion gelangen. Im Schlift zeigen die Sandsteine oft eine so dichte Packung der Komponenten, daß die pelitische Matrix weniger als 10% des Gesamtgesteins ausmacht. In diesen Areniten und matrixarmen Wacken tritt üblicherweise keine „mürbe“ Verwitterung auf. Typisch ist die braune Anwitterungsfarbe der Bänke und ein oft daran zu beobachtendes Aufspalten in dm-starke Platten.

Die Sohlfächen der Bänke zeigen kaum Marken, sondern sind fast durchwegs glatt entwickelt. Nur vereinzelt treten Schleifmarken und Belastungsmarken auf, noch seltener sind Kolkungsmarken zu beobachten; diese belegen dann durchwegs Paläoströmungsrichtungen von Osten nach Westen. Die Schwermineralspektren dieser Bänke zeigen eine starke Dominanz von Granat und immer einen deutlichen Anteil von Staurolith (Durchschnittswerte von 5 Proben aus dem Altenbach bei Henndorf): 78 % Granat, 8 % Staurolith, 6 % Turmalin, 5 % Apatit, 2 % Rutil, 1 % Zirkon; Akzessorien: Epidot, Anatas, Chloritoid), woraus auf ein mittelgradig metamorphes Liefergebiet der Resedimentströme geschlossen werden kann.

Im Bundesland Salzburg erreicht die Roßgraben-Subformation eine maximale Mächtigkeit von etwa 100 m im Altenbachgraben bei Henndorf, wo auch die besten Aufschlüsse dieser Gesteine zu finden sind. Gute Aufschlüsse gab es auch etwas südlich davon im kleinen aufgelassenen Steinbruch beim Gehöft Pichl, ferner im Henndorfer Wald und zwar am Nordhang des Klausbachgrabens und an

der deutlichen Geländerippe des Hasenkopfes, und dann auch an der Forststraße an der Ostflanke des Kolomansberges.

Im Henndorfer Wald ist die Unterlagerung durch die Perneck-Formation gut erkennbar. Noch weiter nördlich konnten typischen Sandsteinbänke der Roßgraben-Subformation nicht beobachtet werden. Südlich des Irrsberg-Gipfels, in den Gräben E und SE vom Gehöft Wimmer (Oberlauf des Seitzbaches) befindet sich unmittelbar hangend der Perneck-Formation eine dünnbankige Turbiditabfolge. Deren Hartbänke sind meist nur dezimetermächtig, nur vereinzelt treten Bänke mit bis zu 25 cm Mächtigkeit auf. Diese Sandstein- und Siltsteinbänke, welche gelegentlich Gradierung, Parallelschichtung und Sohlmarken erkennen lassen, wechsellagern mit grünen und grauen, oft siltigen Tonsteinen und Tonmergeln. Kohlehäcksel wurden auf den Schichtflächen der Hartbänke mehrfach beobachtet, nicht selten ist auch eine auffällige Dunkelfärbung der Kluffflächen.

Auch in der Nordwestecke des Kartenblattes, an der Ostseite des Buchberges im Graben SE vom Weiler Feichten, tritt die dünnbankige Basisabfolge der Altlenzbach-Formation wieder auf, hier allerdings stärker verrutscht. Die wiederum typischen graugrünen siltigen Tonmergel enthielten keine Nannofossilien, wohl aber eine reiche Sandschalerfauna der Oberkreide (BA160/86; det. K.F. Weidich: *Kalamopsis grzybowskii* (DYLZANKA), *Lituotuba lituiformis* BRADY, *Saccammina placenta* (GRZYBOWSKI), *Rzehakina epigona epigona* (RZEHAKE), *Rzehakina epigona incusa* (GRZYBOWSKI), *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Ammodiscus siliceus* (TERQUEM), *Glomospira gordialis* (JONES & PARKER), *Reophax pilulifer* BRADY, *Reophax scalaria* GRZYBOWSKI, *Reophax splendidus* (GRZYBOWSKI), *Rhabdammina cylindrica* GLAESSNER, *Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN), *Haplophragmoides* sp., „*Trochamminoides*“ *proteus* (KARRER), *Rhizammina* sp.).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Basis der Altlenzbach-Formation im Süden fast zur Gänze aus dickbankigen Sandsteinen aufgebaut wird, während im Norden geringmächtige Hartbänkchen mit weicheren Pelitgesteinen etwa im Verhältnis 1 : 1 wechsellagern.

Über den dickbankigen Basissandsteinen folgt eine mehrere 100 m mächtige Abfolge, welche durch ihren hohen Gehalt an karbonatreichen Gesteinen ausgezeichnet ist. Diese Subformation wurde von EGGER (1995) Ahornleiten-Subformation genannt. Darin überwiegen Kalksandsteine und graue, harte Kalkmergel vom Typus der „Zementmergel“; Tonsteine treten selten auf. Die Hartbänke sind meist gradiert und zeigen an ihrer Basis nicht selten Feinbrekzien- oder Grobsandsteinlagen. Vereinzelt wurde Amalgamation beobachtet. In diese karbonatreiche Abfolge schalten sich in Abständen von mehreren Zehnermetern einzelnen Mürbsandsteinbänke von bis zu 2 m Mächtigkeit ein. Die besten Aufschlüsse der Ahornleiten-Subformation liegen im Bereich des Thalgauberges und des Henndorfer Waldes.

In Oberösterreich (EGGER, 1987a) folgt über dieser durch ihren hohen Kohlenstoffgehalt charakterisierten Abfolge erneut ein völlig von Sandsteinen beherrschter Profilabschnitt (Kotgraben-Subformation). Diese schiebt in geringmächtiger Ausbildung auch am Thalgauberg entwickelt zu sein; hier verhindern aber Störungen und schlechte Aufschlussverhältnisse genauere Einblicke.

Am weitesten verbreitet von den verschiedenen Lithofaziestypen der Altlenzbach-Formation ist auf Blatt Straßwalchen die pelitreiche Fazies der Acharting-Subformation. Pelitische Gesteine bauen im Durchschnitt etwa 50% ihrer Schichtfolge auf, manchmal auch wesentlich mehr. Diese Faziesausbildung ist typisch für das gesamte Profil der Altlenzbach-Formation des Nordteiles des Rhenodanubikums. Im Südtail setzt sie erst über den oben beschriebenen Faziestypen ein. Hervorragende Aufschlüsse davon finden sich am Thalgauberg (Vetterbachgraben und Ölgraben).

Die dominierenden Pelitgesteine liegen in verschiedenen Ausbildungsformen vor: Neben harten Kalkmergeln (Typ „Zementmergel“) wurden auch mikritische, splinterig brechende, hellgraue Mergelkalke beobachtet. Weiche hellgraue Mer-

gel und Kalkmergel treten vor allem im oberen Maastrichtium auf. Neben den karbonatreichen Peliten haben mittel- bis dunkelgraue, feinlaminierte Tonsteine und Tonmergel, welche oft einen Gehalt an Silt aufweisen, weite Verbreitung. Im Liegenden gehen diese Ablagerungen häufig in turbiditische Hartbänke über. Die meist nicht sehr reichen Nannofloren dieser Pelitgesteine weisen einen hohen Gehalt an umgelagerten Formen auf (heterochron allochthone Floren), wobei bemerkenswert ist, dass vor allem campana Fossilien umgelagert wurden, während Unterkreidearten nur äußerst selten beobachtet wurden.

Bei den bisher beschriebenen Pelitgesteinen handelt es sich durchwegs um resedimentierte Ablagerungen, welche aus Trübeströmen abgesetzt wurden; sie können in Verbindung mit turbiditischen Hartbänken stehen, liegen aber auch sehr häufig isoliert vor. Große Bedeutung für die Erkennung dieser Pelitturbidite hat ein weiterer Typus von Pelitgesteinen, nämlich hellgrüne, stark bioturbate, nannostereile Tonsteine. Gemäß den von HESSE (1975) herausgearbeiteten Kriterien (z. B. fehlender Karbonatgehalt; Bioturbation; helle Farbe aufgrund des geringen Gehaltes an organischem Kohlenstoff) handelt es sich dabei um das hemipelagische, nicht-turbiditische „Normal-Sediment“. Diese Tonsteine belegen damit die Sedimentation der Alltlenzbach-Formation unter der Kalzit-Kompensationstiefe.

Auf Blatt Straßwalchen wurde ein kleines Vorkommen von Anthering-Formation im Graben bei Schafleiten am östlichen Blattschnitt irrtümlich zur Alltlenzbach-Formation gestellt. Dort treten schlecht aufgeschlossene turbiditische Mergelsteine und hemipelagische Tonsteine des basalen Eozän (Nannoplanktonzone untere NP10) auf. In die Hemipelagite schalten sich einzelne hell anwitternde von reinem Smektit ein (Bentonite), die als vulkanische Aschenlagen interpretiert werden (EGGER et al., 2000 und 2005; EGGER & BRÜCKL, 2006).

### 3.3. Ultrahelvetikum

#### 53 Buntmergelserie

Meist rot gefärbte Buntmergelserie tritt am Nordrand des Salzburger Rhenodanubikums auf: Bereits ABERER & BRAUMÜLLER (1949) machen darauf aufmerksam, daß diese Gesteine an der Basalfläche des Rhenodanubikums verschürft sind und im Steinbachgraben (Tannberg) sogar fensterartig innerhalb der Unterkreideablagerungen auftreten. Die oberkretazische Buntmergelserie des Steinbachfensters konnte jetzt im Streichen weiter nach Osten bis in den Mühlbergerbachgraben verfolgt werden. Eine reiche mittelcampane Nannoflora lieferte ein hellroter Mergel, welcher östlich des Steinbaches in 690 m Seehöhe aufgesammelt wurde (BA127/86): *Broinsonia parca constricta*, *Uniplanarius gothicus*, *Ceratolithoides aculeus*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Micula staurophora*, *Microrhabdulus decoratus*, *Lucianorhabdus cayeuxi*, *Watznaueria barnesae*, *Petrarhabdus copulatus*, *Nannoconus* sp. Weitere neue Vorkommen von vorwiegend campaner Buntmergelserie wurden in der Pfaffenberg-Schuppenzone südlich des Reitshamer Baches, im unteren Mühlbergerbachgraben (600 m NN) und im Enhartinger Wald entdeckt. Kretazische Buntmergelserie wird von PREY (1980) auch aus dem Heu-bergraben beschrieben.

Nördlich der Pfaffenberg-Schuppenzone stehen im Graben bei Holzhäusl (östlich Mattsee) gelblich graue Mergelsteine mit durchschnittlichen Karbonatgehalten von 58% an. Die Tonmineralspektren werden vor allem aus Smektit (ca. 60%) und Kaolinit (ca. 30%) aufgebaut, während Illit (ca. 10%) nur untergeordnet vorkommt (frdl. mündl. Mitt. Ingeborg WIMMER-FREY). Diese Gesteine entsprechen lithologisch dem Stockletten des Südhelvetikums und sie wurden als solcher in der Karte eingetragen. Neue stratigraphische Untersuchungen (EGGER & RÖGL, 2009) belegen aber, dass diese Ablagerungen aus dem Lutetium stam-

men (Nannoplankton-Subzone NP15b) und damit älter als der Stockletten sind. Sie sind daher vermutlich ein Teil der Buntmergelserie.

Zur Buntmergelserie wurden auch mittelgraue Mergelsteine des Ypresium gerechnet, die im großen Steinbruch am Kalkalpennordrand südöstlich von Thalgau aufgeschlossen waren. Allerdings kann nicht sicher ausgeschlossen werden, dass es sich bei diesen Gesteinen, die an einem Ast der Wolfgangsee-Störung steilstehend in den Wettersteindolomit eingeschuppt sind, um Gosauablagerungen handelt (s. Abb. 5). Die mäßig reiche Foraminiferenfauna ist schlecht erhalten und stark rekristallisiert. An stratigraphisch wichtigen Artenkommen darin vor (mündl. Mitt. Fred RÖGL, 2008): *Acarinina pentacamerata*, *Acarinina cuneicamerata*, *Acarinina interposita* SUBB., *Globoturbotalites bassriverensis* OLSSON & HEMLEBEN, *Igorina cf. broedermani*, *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Morozovella cf. lensiformis* (SUBB.), *Planotalites pseudoscitula* (GLAESSNER). Neben den Foraminiferen treten häufig Schwammnadeln und Radiolarien auf.

### 3.4. Südhelvetikum

#### 49 Stockletten

Beim Stockletten handelt es sich um hellgrauen, gelblich anwitternden Mergel. Die Aufschlüsse am Nordabhang des Wartsteins bei Mattsee lieferten reiche Nannofossil-Floren des obersten Eozäns (*Istmolithus recurvus*-Zone, NP19). Beim Bau des 186 m langen Wartstein-Straßentunnels wurde der Stockletten mit einer Mächtigkeit von 40 m angefahren (VOGELTANZ, 1977).

Zum Stockletten wurden auch die östlich von Mattsee bei Unternberg (Graben Holzhäusel) anstehenden hellgrauen Mergelsteine gerechnet. Da sie aber aus dem oberen Ypresium und untersten Lutetium stammen und damit stratigraphisch der Kressenberg-Subformation des Südhelvetikums entsprechen, ist diese Zuordnung zweifelhaft. Vermutlich handelt es sich bei diesen steilstehenden Ablagerungen, die von ABERER & BRAUMÜLLER (1958) entdeckt wurden, bereits um Buntmergelserie des Ultrahelvetikums (s.a. HAGN, 1960; STRADNER & PAPP, 1961; GOHRBANDT, 1967), die hier lithologisch dem Stockletten aber völlig gleicht (s. Kap. 3.3.).

#### 50 Kressenberg-Formation

Unter dem Begriff Kressenberg-Formation haben RASSER & PILLER (1999) mehrere Sub-Formationen zusammengefasst, die ein breites lithologisches Spektrum von Sandsteinen und Nummulitenkalken bis -kalksandsteinen, Eisenoolithen, Corallinaceenkalken bis hin zu Grobsanden bilden. Das Alter der Kressenberg-Formation reicht von der *Heliolithus riedelii*-Zone (NP8) des Thanetiums bis in das Lutetium (*Discoaster tanii nodifer*-Zone, NP16). Auf Blatt Straßwalchen bildet die Kressenberg-Formation markante morphologische Auftragungen in der Umgebung von Mattsee. Das beim Bau des Wartstein-Straßentunnel durchörterte Profil wird von VOGELTANZ (1977) beschrieben: Über dem Lithothamnienkalk (Fackelgraben-Subformation) des oberen Thanetiums (*Discoaster multiradiatus*-Zone, NP9) liegt transgressiv das Roterz (Frauengrube-Subformation). Das Alter dieser Transgression, die durch einen eustatischen Meeresspiegelanstieg bewirkt wurde, konnte von EGGER et al. (2009) als Ypresium (*Discoaster lodoensis*-Zone, NP12) bestimmt werden. Die Schichtlücke zwischen der Fackelgraben- und der Frauengrube-Subformation beträgt damit etwa 3 Millionen Jahre. Die über der Frauengrube-Subformation liegenden feinkörnigen gelb anwitternden Quarzsande der Zwischenschichten (St. Pankraz-Subformation) wurden am nordwestlichen Abhang des Wartstein im Seestidl-Steinbruch bis ins Jahr 1953 abgebaut. Die gelbe Farbe der Sande und ihr lockerer Kornverband gehen auf die Verwitterung zurück, da die St. Pankraz-Subformation in den frischen Aufschlüssen beim Tunnelbau als feste, mäßig geklüftete, dunkelgrüne Quarzsandsteine angetroffen wurde. Darüber folg-



Abb. 20. Dünnschliff eines Nummuliten-Assilinen-Kalksandsteins aus der Kressenberg-Formation vom Naturdenkmal Hochstein am Heuberg am östlichen Stadtrand von Salzburg.

te mit 10 m Mächtigkeit das Schwarzerz (Kressenberg-Subformation) in Form von grobkörnigen, eisenooxid- und großforaminiferenreichen Kalksandsteinen.

Außer in der Umgebung von Mattsee tritt die Kressenberg-Formation auf Blatt Straßwalchen auch am Südrand der Flyschzone, im Heuberg-Fenster, auf. Bei der ca. 20 m langen, 10 m breiten und bis zu 10 m hohen Felsrippe des Hochsteins, der auf Anregung der Geologischen Bundesanstalt im Jahr 2008 zum Naturdenkmal erklärt wurde, handelt es sich um hellgrauen Lithothamnienkalk und Großforaminiferenkalk (Abb. 20), der an einer dextralen Blattverschiebung hochgeschürft wurde (EGGER, 1997a). Holger GEBHARDT konnte aus den Proben vom Hochstein eine Großforaminiferenfauna (*Assilina laxispira* DE LA HARPE, *Assilina plana* SCHAUB, *Assilina* cf. *placentula* (DESHAYES), *Nummulites partschi* DE LA HARPE, *Nummulites nemkovi* SCHAUB, *Nummulites* cf. *subramondi thalmani* SCHAUB) bestimmen, die die Shallow Benthic Zone SBZ10 des Ypresium belegt. Diese Zone korreliert mit Nannoplanktonzone NP12 (SERRA-KIEL et al., 1998).

## 51 Oiching-Formation

Die Unterkante der Oiching-Formation bildet die Kreide/Paläogen-Grenze, ab der es zu einem stark erhöhten Eintrag terrestrischen Materials und zu einem Rückgang des Karbonatgehalts kommt. Die Mergelsteine der Gerhartsreit-Formation werden von den tonmergeligen Siltsteinen und Feinsandsteinen der Oiching-Formation überlagert. Auf dem Kartenblatt wurde diese Formation nur an der Ostseite des Tannbergs gefunden, wo sie im Anriss einer kleinen Rutschung östlich vom Gehöft Grub angetroffen wurde. Die dunkelgrauen, stark silthältigen Tonmergel lieferten eine Nannoflora des Daniums (*Cruciplacolithus tenuis*-Zone; NP2).

## 52 Gerhartsreit-Formation

Im Bereich des Strandbades in Mattsee steht die Gerhartsreit-Formation an der Böschung des Nunerseeberges an. Es handelt sich dabei um graue, schwach siltige Mergelsteine, welche überaus reiche planktonische und benth-

nische Foraminiferenfaunen lieferten (EGGER & HRADECKA, 1993). Die benthonisch lebenden Arten treten mit großer Artenzahl (40 Arten), dafür aber mit geringer Individuenzahl auf. Am häufigsten wurden *Pseudouvigerina cristata* (MARSSON) und *Bolivinoidea draco* (MARSSON) beobachtet, daneben waren große Exemplare von *Tritaxia*, *Haplophragmoides* und *Ammobaculites* auffällig. Bei den planktonischen Arten herrschen *Pseudotextularia elegans* (RZEHAČ), *Pseudotextularia fructicosa* (EGGER), *Globotruncana stuarti* (LAPPARENT), *Globotruncana stuartiformis* DOUGLAS, *Globotruncanella havaensis* (VOORVIJK), *Hedbergella nonmouthensis* (OLSSON) und *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN) vor. Gelegentlich tritt darin auch *Gansserina gansseri* (BOLLI) auf. Diese Fauna belegt das Maastrichtium. Aufgrund der Zusammensetzung der Fauna kann auf eine Ablagerungstiefe der Gesteine der Gerhartsreit-Formation zwischen 100 m und 200 m geschlossen werden.

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

Die Pattenau-Formation des Obercampaniums bis Untermaastrichtiums war auf ÖK64 nur beim Bau des großen Parkplatzes nördlich vom Ort Mattsee aufgeschlossen (mündl. Mitt. Fred RÖGL). Sie ist dort vermutlich in die Gerhartsreit-Formation eingeschuppt. Eine Nachbeprobung im Jahr 2008 von aus der Parkplatzböschung tretenden hellgrauen Mergelstückchen lieferte eine Nannoflora des Maastrichtium mit häufigen Exemplaren von *Arkhangelskiella cymbiformis*. Daneben traten auf: *Ahmuelerella octoradiata*, *Biscutum constans*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Ceratolithoides aculeus*, *Chiastozygus platyrhethum*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Eiffellithus turriseifeli*, *Microrhabdulus decoratus*, *Micula staurophora*, *Placozygus fibuliformis*, *Prediscosphaera cretacea*, *Rhagodiscus angustus*, *Watznaueria barnesae*.

### 3.5. Molasse

#### 48 „Sand-Schotter-Gruppe“

##### Neue Bezeichnung: Wachtberg-Formation

Die östlichen Ausläufer des Wachtberg–Steinbach-Schotterzuges der „Sand-Schotter-Gruppe“ (ABERER & BRAUMÜLLER, 1949; Wachtberg-Formation nach WAGNER, 1998) keilen obertags westlich von Fraham (ÖK 63 Salzburg) aus (ABERER, 1958). Auf Blatt Straßwalchen wurden hauptsächlich recht einheitliche, hell olivgraue, glimmerige, manchmal flaser- und rippelgeschichtete Fein- bis Mittelsande mit mehr oder minder dünnen, hell olivgrauen Pelitlagen und –flasern, vereinzelt Pflanzenhäcksel führend, angetroffen. Diese Sande entsprechen eher den (die einzelnen Kieszüge der „Sand-Schotter-Gruppe“ trennenden) Sanden im Raum Nußdorf als denen der Lukasedt-Formation (s. u.). Die Sande der Sand-Schotter-Gruppe fallen vor allem direkt am Nordufer des Mattsees steil (bis 70°, die Werte schwanken stark) nach N ein. Ein wenig nördlicher (und östlicher) des Sees liegen sie jedoch bereits nahezu eben (bis 7° nach N).

Die Mikrofaunen aus den Pelitlagen der Sande sind zumeist ärmlich und beinhalten hauptsächlich kleinwüchsige Flachwasser-Foraminiferen wie *Ammonia*, *Elphidium*, *Elphidiella* etc. Einzig aus einer mächtigeren Pelitlage im Bachbett O Sprinzenberg konnte eine reichere Mikrofauna gewonnen werden. Sie beinhaltet folgende Arten (ss = sehr selten, s = selten, ns = nicht selten, h = häufig):

- Benthos: *Textularia* sp. (s), *Hyalinonettrion clavatum* (D'ORBIGNY) (ss), *Lenticulina inornata* (D'ORBIGNY) (ss), *Globulina gibba* (D'ORBIGNY) (ss), *Palliolatella orbignyana* (SEGUENZA) (ss), *Palliolatella* sp. (ss), *Nodogenerina perscripta* (EGGER) (s), *Bulimina co-*

*prolithoides* ANDREAE (ns), *Bolivina concinna* KIPSCHEER (ss), *Bolivina fastigia* CUSHMAN (ss), *Bolivina budensis* (HANTKEN) (ss), *Bolivina hebes* MACFAYDEN (ss), *Bolivina* sp. (ss), *Ammonia parkinsonia* (D'ORBIGNY) (ns), *Aubignyna* sp. (ss), *Elphidium subtypicum* PAPP (ss), *Elphidiella heteropora* (EGGER) (ss), *Elphidiella minuta* (REUSS) (ss), *Nonion commune* (D'ORBIGNY) (h), *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY) (ss), *Gyroidinoides parvus* (CUSHMAN & RENZ) (ss), *Rosalina semiporata* (EGGER) (ss), *Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY) (s), *Cibicidoides lopanicus* (MYATLYUK) (h), *Cibicidoides tenellus* (REUSS) (h), *Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB) (h).

- Plankton: *Globigerina praebulloides* BLOW (h), *Globigerina* cf. *praebulloides* BLOW (h), *Globigerina ottnangiensis* RÖGL (h), *Cassigerinella boudecensis* POKORNY (ss), *Cassigerinella globulosa* (EGGER) (ss).

Diese mäßig erhaltene, kleinwüchsige, möglicherweise durch Umlagerung (synchron allochthon?) und Frachtsonderung sortierte Mikrofauna deutet auf Grund des Planktons und mancher seltener Arten (*Bolivina concinna*, *Bolivina fastigia*, *Bolivina budensis*) auf ein untermiozänes Alter, wahrscheinlich älter als Ottnangium (Eggenburgium?), hin. Nachdem eine Umlagerung einzelner seltener Arten aus älteren Sedimenten nicht auszuschließen ist, ist eine genauere Alterseinstufung als Eggenburgium bis Ottnangium nicht möglich.

Neben diesen weit verbreiteten, für diesen Abschnitt der Molassezone typischen Sanden treten am Mattseeufer S von Stein beige Mittel- bis Grobsande mit mächtigeren Pelitklastenlagen (zum Teil recht große Klasten: graue, siltige Tonmergel, manchmal Pflanzenhäcksel führend) auf.

SE von Petersham konnten grünlich graue Mittelsande und kiesige Grobsande bis Sandsteine gefunden werden, die u. a. Bruchstücke von Pectiniden, wahrscheinlich umgelagert, führen. Alle diese Sedimente wurden der „Sand-Schotter-Gruppe“ (Wachtberg-Formation) zugeordnet.

Die von TRAUB (1948) „Geröllmergel“ und von ABERER (1958) „Tonmergel mit Quarzgeröllen“ genannten sandig-kiesigen Silte bis siltigen Sande der Lukasedt-Formation (WAGNER, 1998) wurden in älteren Karten (ABERER & BRAUMÜLLER, 1949; Aberer, 1958) am Nordufer des Mattsees in stark übertriebener Ausdehnung dargestellt. Tatsächlich scheint das Vorkommen „Baugrube für die Fundamente eines neuen Sanatoriums N Mattsee, 200 m NNE der Abzweigung der Straße nach Fraham“ (ABERER & BRAUMÜLLER, 1949, S. 132) im Wesentlichen nur auf den näheren Bereich der Baugrube beschränkt zu sein und außerdem (nach Handbohrungen) von mehr als 2m Grundmoräne überlagert zu sein. Daher wurde dieses Vorkommen in der Karte nicht berücksichtigt. Ein weiteres Vorkommen („N-Ufer des Niedertrumersees SW Aug“ ABERER & BRAUMÜLLER, 1949, S. 132) konnte nicht mehr verifiziert werden. Es muss sich um ein sehr kleines Vorkommen gehandelt haben, das möglicherweise der Verbauung dieses Uferabschnittes zum Opfer gefallen ist. In diesem Bereich wurden nur die glimmerigen Fein- bis Mittelsande der „Sand-Schotter-Gruppe“ (Wachtberg-Formation, s. o.) angetroffen. Von einer Darstellung dieses Vorkommens in der Karte wurde auch hier abgesehen.

## 3.6. Quartär

### 3.6.1. Mindel

#### 47 Kolk (Nockstein)

Am nördlich des Gaisberges isoliert bis auf 1042 m aufragende Nockstein finden sich knapp unterhalb des Gipfels zwei kreisförmige nach Süden offene Erosionsformen von ca. 3 m bzw. ca. 5 m Durchmesser und rund 4–6 m Tiefe (s. Abb. 6). Es sind dies offensichtlich Strudeltöpfe, die hier nur unter Eisbedeckung von Schmelzwässern als Gletschermühlen angelegt werden konnten. Entsprechend der vorhandenen Höhenmarken (Endmoränen) war der Gipfelbereich weder zur Riß- noch zur Würmeiszeit sondern nur zur Zeit der intensivsten Verglet-

schering in der Mindeleiszeit (Weinberger 1955) von Eis überdeckt. So ist die Entstehung der Kolke zu dieser Zeit anzunehmen.

#### **46 Ablagerungen der Mindeleiszeit (Moräne, Sand, Kies, Ton)**

Die Hochfläche um Stadlberg (südlich Straßwalchen) stellt sich als eine 30–40 m über die Niederterrasse, im Osten und Westen, aufragende Fläche dar, die von periglazialen Trockentälern durchzogen wird. An der Oberfläche in der Verwitterungsdecke sind bis auf wenige Quarze und Quarzite keine Gerölle oder Hinweise auf den Aufbau der Hochfläche zu finden. Wie ein Aushub für eine Güllegrube zeigte, ist die Hochfläche offensichtlich von einer mehrere Meter mächtigen Verwitterungsschicht bedeckt, die in den obersten 2 m kaum mehr Gerölle enthält. Zum Liegenden zu finden sich erst völlig entfestigte Sandsteinbrocken (phantomartige Geschiebeleichen nach Quarzsandsteinen), dann zunehmend besser erhaltene Flyschgeschiebe und ab ca. 4 m stark korrodierte Karbonate. Die Verwitterungszone geht dann mit einem raschen Übergang in die oxydierte Grundmoräne über, die neben Flysch- und Karbonatgeschieben auch einige Quarz-, Gneis-, Glimmerschiefer- und Grünschiefergeschiebe führt.

Am Nordrand der Hochfläche ist der liegende Teil der Ablagerungen im Einschnitt der Bahn aufgeschlossen. Es sind grobe, sandreiche, konglomerierte Kiese, die schlechte Klassierung und eine nur undeutliche Schichtung aufweisen. Die Gerölle sind hauptsächlich Gesteine der Flyschzone (Blöcke bis 50 cm Kantenlänge) und der Kalkalpen, zu denen sich aber auch bis zu 15 % Kristallines geschiebe gesellen können. Die Konglomerierung ist so weit fortgeschritten, dass oft ein Zerbrechen über die Korngrößen eintritt. In den Konglomeraten sind einzelne Gerölle korrodiert oder gänzlich verwittert, was zu einem löchrigen Aussehen führt. In dem Einschnitt waren durch Nachprofilierungsarbeiten im Zuge von Streckenarbeiten in den Konglomeraten viele Geologische Orgeln mit geringem gegenseitigen Abstand zu sehen, die mit verwitterungsresistenten Geröllen und dem dunkelbraunen Verwitterungslehm des Hangenden verfüllt waren. Die intensive, tief greifende Verwitterung in den Konglomeraten und in der Grundmoräne deutet auf ein hohes Alter der Ablagerungen hin, die am ehesten der Mindeleiszeit zugeordnet werden können. Ob dann in der nachfolgenden Rißeiszeit, in der der Raum von Gletschereis bedeckt war, keine oder nur in Flecken Moräne abgelagert wurde, ist wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse in der Hochfläche nicht zu erkennen. Aus gleichem Grund ist auch im weiteren Bereich auf dem Rücken bei Tannberg eine Differenzierung der Ablagerungen nicht möglich.

#### **45 Grundmoräne**

Am etwas steileren westlichen Hang des Rückens bei Tannberg ist offensichtlich durch Solifluktion die mächtige Verwitterungsschicht stark reduziert. So war in Baugruben an mehreren Stellen die oxydierte Grundmoräne unter der dunkelbraunen, lehmigen, völlig entkalkten Deckschicht zu finden. Sie weist neben Flyschgeschieben auch einen hohen Anteil an verschiedenen Karbonaten und eine deutliche Kristallinführung auf. In ihrer Zusammensetzung entspricht sie damit auch den Moränenablagerungen der nachfolgenden beiden Eiszeiten im Mattsee-Lobus.

Auf dem flachen Rücken beim Brunnkehrer westlich Sommerholz war bei Bauarbeiten eine feinkörnige, ebenso stark verwitterte Moräne aufgeschlossen. Sie zeigt an, dass zumindest der Rücken nördlich des Hasenkopfes während der Mindeleiszeit von Eis bedeckt war, das dann bis an den Südrand des Kobernauber Waldes bei Schneegattern (Krenwald) gereicht hat (WEINBERGER, 1955).

#### **44 Eisrandablagerungen**

Im Bereich des Rückens bei Tannberg finden sich an mehreren Stellen gut verkittete, matrixreiche Konglomerate. Sie führen grobe, schlecht gerundete

Flyschgeschiebe neben den durchwegs besser gerollten Karbonaten und Kristallingeröllen in etwa der gleichen Zusammensetzung wie die Grundmoräne. Die Komponenten sind teilweise stark verwittert, so dass die Konglomerate oft ein löchriges Aussehen haben. In den Konglomeraten finden sich häufig kleine, ständige Wasseraustritte, die auf größere Reservoirkörper hinweisen, so dass auf eine größere Ausdehnung der Kiesablagerungen geschlossen werden kann. Außerdem können sie ja auch mit Kieszwischenlagen in den Ablagerungen der „Mittelmoräne“ (gesamter Rücken bei Tannberg) kommunizieren.

### 3.6.2. Riß

#### 43 Konglomerate (Wallersee-Becken)

Im Becken des Wallersees treten unter der würmzeitlichen Grundmoränendecke an vielen Stellen Konglomerate sehr ähnlichen Aufbaus und Zusammensetzung zu Tage. Im Tal der Fischach sind sie bei Tiefenbach, im Höllgraben und südlich bei Reicherting sowie in Hipping zu finden, nördlich des Wallersees entlang der Bahn unterhalb Bayerham und bei Weng sowie am Rücken bei Maierhof. Sehr ausgedehnte Vorkommen sind in den Einschnitten des Tobelbaches und in der Tiefensteinklamm (s. Abb. 7), kleinere in den Gräben südlich Helming zu finden. Darüber hinaus wurden die Konglomerate in der Bohrung Riedelwald (s. S. 79) für eine Grundwassererschließung (Unterlagen: Amt der Salzburger Landesregierung, Abteilung 6 Geologischer Dienst) und durch umfangreiche Bohrarbeiten für ein Tunnelprojekt (Erkundung Riedelwald der ÖBB-Infrastruktur Bau AG) nördlich und westlich Seekirchen zum Teil in großer Mächtigkeit erschlossen. Es sind dies immer grobe Konglomerate, die sehr gut verkittet sind. Sie wurden ehemals in vielen Steinbrüchen genutzt, von denen die größten südlich Weng (s. Abb. 8) und oberhalb der Bahn bei Wallersee-Zell noch gut erkennbar sind. Die Konglomerate wurden offenbar nicht nur für den lokalen Baubedarf, sondern auch für Sakralbauten in der weiteren Umgebung gewonnen (KIESLINGER, 1964).

Die Konglomerate werden vorwiegend von Geröllen der Kalkalpen und der Flyschzone sowie Kristallingeschieben der Zentralalpen gebildet. Letztere können lagenweise auch dominant sein. Die petrographische Zusammensetzung der Kiese entspricht bis auf die Flyschgesteine in etwa der der heutigen Geschiebeführung der Salzach. Die groben Konglomerate weisen stark schwankende Gehalte der sandigen Matrix auf, was teilweise zu dichten, massigen Bereichen, unterbrochen von Nestern und Lagen löchriger matrixarmer Anteile führt. Neben den sandreichen Lagen mit gerundeten Kiesen von bis zu ungefähr 10 cm Durchmesser finden sich auch solche mit schlechter gerundeten sehr groben Geröllen von bis zu 20–30 cm (Abb. 8). Die Lagen sind durchaus unterschiedlich stark konglomeriert, was zu einer starken Gliederung der natürlichen Konglomeratwänden führt (Abb. 7). In den Bohrungen treten auch völlig lose verkittete Lagen auf, die aber nur geringe Mächtigkeit aufweisen. Die Konglomerate zeigen generell nur undeutliche Bankung, teilweise auch kleinräumige Kreuzschichtung einer typischen Ablagerung eines rasch akkumulierenden verwilderten Flusses (braided river).

In den groben Kiesen finden sich immer wieder große, schlecht bis nicht gerundete Blöcke, hauptsächlich Flyschmaterial der näheren Umgebung, als Einzelblöcke oder in Nestern. Diese - mit Durchmessern bis zu etwa 80 cm, selten auch größer - weisen gemeinsam mit den Sedimentstrukturen ebenso auf eine gletschernahen Ablagerung hin. Die Konglomerate zeigen durchwegs meist eine gelblich-graue Färbung, die auf eine in ihrer Stärke schwankende Oxydation des gesamten Körpers hinweist. Die Gerölle zeigen mitunter deutliche Verwitterung, so dass Kalke und Dolomit stark korrodiert oder verascht und Gneise stark kaolinisiert und entfestigt sind, wodurch ein löchriger Charakter der festen Konglomerate eintritt. Anzeichen für Geologische Orgeln oder Einschwemmung von Verwitterungstonen in Hohlräume konnten aber nicht gefunden werden.

Die Schüttung der Kiese erfolgte neben den lokalen Flyschgeschieben am ehesten aus dem Salzachtal, als im Zuge des Vorrückens des Salzachgletschers das hydraulische Niveau am Rand des Eisstroms die Höhe der Schwelle bei Hallwang erreichte und ein Abfluss der Schmelzwässer nach Nordosten möglich wurde. Von diesen wurde dann eine mächtige Kiesdecke (Bohrung Riedelwald 87,6 m) geschüttet, die den Nordteil des Beckens des Wallersees erfüllte. Sie erfolgte entlang des Fischachtales über Weng Richtung Neumarkt wobei auch die Bucht zwischen dem Rücken im Untergrund bei Kothgumprechtung – Oberkriechham – Huttich und dem Tannberg im Norden verfüllt wurde. Der weitere Abfluss erfolgte offensichtlich zum Mattigtal. Ob die Kiesfüllung auch weiter nach Süden gereicht hat, oder ob die Wanne des Wallersees überhaupt erst später durch das Eis der nachfolgenden Eiszeiten geformt wurde, ist nicht feststellbar.

Wie die Bohrungen der ÖBB Infrastruktur Bau AG zeigen wurde durch die Kiesablagerung offensichtlich ein lebhaftes Relief mit Höhenunterschieden von 10 bis 20 Metern überschüttet. Die unter den Konglomeraten in der Bohrung Riedelwald angefahrne 3 m mächtige, oxydierte Grundmoräne belegt, dass es sich dabei um ein glazial geprägtes Relief handelt.

Wie in den Bohrungen der Konglomeratplatte westlich Seekirchen festgestellt wurde, ist die fortgeschrittene Verkittung keine Talrandverkittung, sondern hat offensichtlich den ganzen Kieskörper erfasst. Das und die tief greifende Verwitterung einer größeren Zahl der Gerölle deuten auf ein höheres Alter als durch die Überlagerung mit der Grundmoräne der letzten Eiszeit nahe gelegt würde. Am ehesten kommt dafür der Zeitraum der Rißeiszeit in Frage, da ein höheres Alter (Mindel) durch das Fehlen jeglicher Hinweise auf Geologische Orgeln unwahrscheinlich gemacht wird.

Am Rand der Platte westlich Seekirchen treten ergiebige Quellen (Ursprung, Tiefenbach, Bayerham) auf, die in der gleichen Höhe liegen und mit dem in den Bohrungen festgestellten Grundwasserspiegel korrespondieren. Das und Pumpversuche deuten darauf hin, dass in den porenreichen Konglomeraten ein einheitlicher Grundwasserkörper entwickelt ist, in dem die schluffigen Lagen nur eng begrenzte Stauer darstellen (Unterlagen: Amt der Salzburger Landesregierung, Abteilung 6, Geologischer Dienst). Er erfüllt den Teil der Konglomerate bis zur Flysch Schwelle im Norden und wird offensichtlich durch die Versickerung in den Mulden und Senken zwischen den Drumlins alimentiert. Dieser Grundwasserkörper wird bereits durch die Fassung der Tiefenbachquellen durch die Stadt Salzburg genutzt und stellt darüber hinaus eine Grundwasserreserve für weitere Nutzungen dar.

## **42 Endmoräne mit Wall**

Östlich Straßwalchen sind Endmoränen der Rißeiszeit weit verbreitet. Es sind dies die bekanntesten, breit hinziehenden Wälle bei Ederbauer, Hochfeld und Stockham-Bodenberg (WEINBERGER, 1955), die die Ausbreitung der Gletscherzunge nachzeichnen. Es sind breite Wallformen, die mit geringer Hangneigung und fehlendem Kleinrelief die Landschaft prägen. Die durch Solifluktion und Jahrhunderte lange landwirtschaftliche Nutzung entstandenen sanften Formen lassen aber doch den Endmoränencharakter erkennen. Die wenigen Aufschlüsse (Bachgräben, Baugruben) schließen durchwegs recht feinkornreiches, sandiges Moränenmaterial auf, das eine intensive Verwitterung zeigt, die bis zu 1,5 m in die Sedimente eingreift. Die durchwegs locker gelagerten Ablagerungen führen viele Flyschgeschiebe, die gegenüber den kalkalpinen Komponenten überwiegen und deutlich weniger bearbeitet sind. Die Geschiebe dichter Kalke und Kalkmergel zeigen oft deutliche Kritzung. Auf der Innenseite des Walles bei Ederbauer war sehr feinstoffreiche, dicht gelagerte Moräne aufgeschlossen, die darauf hindeuten könnte, dass der Wall zur Gruppe der beim Maximalstand der Rißeiszeit bei Nößlthal überfahrenen Wälle gehören könnte (VAN HUSEN, 1977). Ähnlich dieser Wälle treten auch die bei Sommerholz, am Tann- und Heuberg sowie bei Weiß-

bach (Koppl) als durch Solifluktion und landwirtschaftliche Nutzung stark zugerundete Formen auf. Soweit aufgeschlossen, überwiegen auch hier die lokalen Flyschgeschiebe in den nördlichen Vorkommen. Sie markieren die Höhe der Eisströme von Salzach- und Traungletscher, aus denen Gaisberg und Kolomansberg nur als Nunataker aufragten.

So markiert die mit Gosaukonglomeratblöcken bedeckte Kante bei der Zistentalalm südl. des Gaisberges eine Eishöhe von rund 970–980 m, während sie am Heuberg noch knapp 900 m ausmachte. Die Wälle bei Weißbach (MENEWEGER, 1987) markieren mit knapp 860 m offensichtlich den maximalen Stand der in die Bucht eingedrungenen Eiszunge. Weiter im Norden lag die Gletscheroberfläche im Sommerholz bei rund 780 m und die bei Kühberg am Tannberg noch bei 730 m. Die Eiszunge des Salzachgletschers im Wallersee Becken und die des Traungletschers in der Irrseefurche standen in dem Sattel nördlich Sommerholz in Kontakt, so dass der Irrsberg nördlich davon als nördlichster Nunataker aus den Eisströmen aufragte.

#### **41 Grundmoräne**

Die weiteste Verbreitung von Grundmoränen der Rißeiszeit findet sich östlich Straßwalchen. Hier ist in den tiefer eingeschnittenen Bachgräben südlich Pfeninglanden – Brunn oft feinstoffreiche, stark kompaktierte Grundmoräne aufgeschlossen, die tief greifende Verwitterung und Oxydation zeigt. Die gegenüber den Flyschkomponenten überwiegenden kalkalpinen Geschiebe zeigen oft deutliche Kritzung und Politur und sind offensichtlich von Eismassen aus dem südlichen Teil der Furche des Mondsees abgelagert worden.

Eine auffällige Zusammensetzung weisen die Grundmoränen am Rücken Geißberg – Hiesenberg östlich Henndorf auf. In den Abrissnischen der Rutschungen findet sich eine sehr feinstoffreiche kompakte Grundmoräne, die bis zu 10 % Kristallineschiebe aus den Zentralalpen führt (Gneise, Metabasite, Serpentine, Quarzite). Diese Geschiebe treten hier somit 2–3 mal so häufig wie in der Würm Grundmoräne des Wallersees auf, was möglicherweise auf einen damals stärkeren Eisfluss aus dem Salzachtal gegenüber den Eisströmen aus der Osterhorngruppe hinweisen, oder das Resultat zufälliger gletscherinterner, fluvialer Umlagerung sein könnte.

#### **40 Moränenstreu**

Auf dem Sattel zwischen Sommerholz und Irrsberg finden sich immer wieder Kalk- und Kristallineschiebe, sowie Flecken von Grundmoräne in den Gräben. Es sind dies Reste der wahrscheinlich nur gering mächtigen Moränendecke, die abgelagert wurde, als die beiden Eisströme im Westen (Wallersee) und Osten (Irrsee) noch in Kontakt standen.

#### **39 Erratischer Block**

An der Südseite des Kolomansberges bei Rauchenschwandt fanden sich in den mächtigen Schuttablagerungen bei Bauarbeiten mehrere große korrodierte helle Kalkbrocken. Dabei handelt es sich um Erratika der Rißeiszeit, die in den wärmzeitlichen Periglazialschutt eingearbeitet wurden.

#### **38 Kies- und Sandkörper der Hochterrasse.**

Im Holzfeld und um Roidwalchen westlich Straßwalchen ist eine breite Terrassenfläche entwickelt, die durch eine scharfe, mehrere Meter hohe Erosionskante von der tieferen Niederterrassenfläche getrennt ist. Gleiche Terrassenschüttungen finden sich bei Irrsdorf und orographisch rechts des Pfongauer Baches bei Steindorf. In den wenigen Aufschlüssen waren oft grobe, sandreiche Kiese (Karbonate der Kalkalpen, Flysch) mit schlechter Sortierung und intensiver Kreuzschichtung aufgeschlossen. Die Kiese sind von einer rund 1 m mächtigen, dun-

kelbraunen Verwitterungsschicht (Parabraunerde) bedeckt. In die Oberfläche sind deutliche Trockentäler (östlich Steindorf) eingeschnitten, die durch ehemalige Bäche während der Dauerfrostbodenbedingungen des Würm entstanden sind. Hierher gehört auch die lang gestreckte Mulde südöstlich Roidwalchen, die sich im Verlauf der 540-m-Höhenschichtlinie deutlich abzeichnet.

Bei den Terrassenkörpern handelt es sich um Reste einer Akkumulation am Ausgang der Rißeiszeit, als der Raum bereits eisfrei war aber die frei gesetzten Schuttmassen in der Front der Eiszungen noch zu weiterer Aufschüttung führten. Diese wurde wahrscheinlich durch das Fehlen nennenswerten Übertiefungen im Zungenbereich begünstigt, die als Auffangraum für den Detritus fungiert hätten.

### **37 Konglomerat von Hamosau**

In dem ersten namenlosen Graben östlich der Ansiedlung Hamosau findet sich um den Feldweg in 780 m Höhe ein Konglomerat aus mäßig gerundeten Karbonatgeröllen in sandiger Matrix. Das gut verfestigte Konglomerat führt im Liegenden verschiedene Karbonate, die teilweise Kritzer aufweisen, zum Hangenden wird es immer stärker vom lokalen Schutt geprägt. Die Ablagerung dürfte am ehesten einer Eisrandterrasse entsprechen, die durch die gute allgemeine Verkittung am ehesten der Rißeiszeit zuzuordnen sein wird, da keine Hinweise auf eine weit fortgeschrittene Verwitterung zu finden sind.

### **36 Kame**

Östlich und nördlich von Neumarkt am Wallersee finden sich außerhalb der Würm-Endmoränen Konglomerate und Kiese, die die Rücken bei Breinberg und südlich davon sowie die wellig-hügelige Hochfläche um Enharting aufbauen. Die im Böschungsbereich offensichtlich gut verkitteten Schotter („Talrandverkittung“) wurden in alten Entnahmen und Brüchen genutzt. Es sind grobe, teilweise sandreiche Kiese, die viel schlecht gerundete Flyschgeschiebe neben den wesentlich besser bearbeiteten Karbonaten und wenigen Kristallin- und Quarzgeröllen führen. Die Kiese sind schlecht sortiert und zeigen durchwegs keine oder nur undeutliche Schichtung, die teilweise irreguläres Einfallen von 40–60° zeigt. Die Kiese und Konglomerate weisen an der Oberfläche eine deutliche Verwitterung mit mächtiger Bodenbildung auf. Weiter im Liegenden sind Dolomite und Kalke teilweise verascht, so dass mitunter ein löchriger Eindruck bei den Konglomeraten entsteht.

Bei den Ablagerungen handelt es sich um Kamehügel, die im Bereich der dünnen abschmelzenden Gletscherzunge in Kontakt mit Toteiskörpern sedimentiert worden waren.

### **35 Os**

Östlich Straßwalchen zieht sich ein lang gestreckter, bewaldeter Rücken nördlich der Bundesstraße hin, der eine auffallend horizontale Oberfläche in 640–650 m Höhe aufweist. Er wird im Süden von einer 20–30 m, im Norden von einer nur wenige Meter hohen, steilen Böschung begrenzt, die den Eindruck eines kronenhaften auf die Grundmoräne aufgesetzten Rückens vermittelt. Aufgebaut wird dieser von sehr groben, schlecht sortierten Kiesen, die lagenweise Deltaschüttungen in alle Richtungen zeigen. In den an der Südseite konglomerierten Kiesen aus Flysch- und Karbonatgeschieben finden sich auch Blöcke von bis zu 1 m<sup>3</sup> aus Flyschsandstein, die, wie auch manche gekritzte Geschiebe, eine gletschernahe Sedimentation belegen. Bei der Form handelt es sich nicht um einen Moränenwall (WEINBERGER, 1955) sondern um ein Os, das in einem lang gestreckten eisfreien Bereich über dem Grundmoränenrücken abgelagert wurde. Am nördlichen (entlang des Kirchhamer Bergs) sowie südlichen Fuß des Rückens treten über der Grundmoräne aus dem Schutt kleine Quellen aus, die die Gräben speisen oder in mehreren Brunnen genutzt werden.

Im Zungenbecken von Weißbach (Koppl) findet sich beim Gehöft Aschau im Wald ein deutlich ausgeprägter Wall, der mit auffällig groben gerundeten Geröllen übersät ist. Er verläuft in der Falllinie und ist über rund 60 Höhenmeter zu verfolgen. Es ist eine Osablagerung, die in einer stationären Spalte der nieder schmelzenden Gletscherzunge von den Schmelzwässern abgelagert wurde.

### **34 Eisrandterrasse (Bänderschluft, Sand, Kies)**

Im Zuge des Abschmelzens der Eiszungen hat sich südlich des Buchbergs bei Untermayerhof und beim Gehöft Hiab eine Eisrandterrasse mit einer Oberfläche in ca. 650 m Höhe gebildet. Die gut verkitteten Schotter bilden eine Platte und weisen eine Zusammensetzung wie die Moränen auf, mit einem überwiegenden Anteil von kalkalpinen Geröllen neben einigen Prozent an zentralalpinen Geröllen und den weniger gerundeten Flyschbrocken. Die Karbonate zeigen teilweise noch Kritzung, was auf eine nur sehr geringe Umlagerung hinweist. Deutliche Deltastrukturen im Bachgraben bei Hiab belegen eine Schüttung vorwiegend vom Eisrand nach Westen und Süden. Die Gerölle sind teilweise korrodiert, was auf eine allgemein fortgeschrittene Verwitterung hindeutet. Eine kleine verfestigte Eisrandterrasse ähnlichen Aufbaus ist auch auf der Südseite des Tannberges beim Hallergut erhalten geblieben.

Bei Straßwalchen – Thalham wird der heute völlig besiedelte Hangfuß von gut verfestigten Schottern aufgebaut, die eine undeutliche Terrasse bilden. In vielen Bauaufschlüssen waren oberflächlich stark verwitterte Konglomerate zu sehen, die überwiegend aus kalkalpinen Geröllen aufgebaut werden. Die Flyschkomponenten sind mit 20–40 % vertreten und weisen durchwegs geringere Rundung auf. Die matrixreichen Ablagerungen zeigen kaum Sortierung und Schichtung. Die Kiese sind wohl während des Abschmelzens der Gletscherzunge in der Irsee furche vom Gletscherabfluss innerhalb der Toteismassen sedimentiert worden, da sie wesentlich mächtiger als die Hochterrasse sind.

Eine hochglaziale Eisrandterrasse (auf der Karte fälschlich als Os ausgeschieden) wurde noch außerhalb der Endmoräne bei Sommerholz gebildet, als der Abfluss nach Norden blockiert war. Die überwiegend feinkörnigen Ablagerungen bilden heute wegen der Unterschneidung durch den Haldingerbach ein ausge dehntes Rutschgebiet.

## **3.6.3. Würm**

### **33 Schluffe des Eisaufbaues**

Am Hangfuß südwestlich Thalgau finden sich mächtige tonige Schluffablagerungen, die randlich von Moränen bedeckt sind. Die nur in kleinen Anrissen sichtbaren massigen Schluffe zeigten eine hohe Kompaktion und sind wohl als eine Ablagerung während des finalen Eisvorstoßes des Traungletschers anzusehen, als der Abfluss nach Osten bereits blockiert worden war.

Eben solche tonige Schluffe finden sich bei Hinterschroffenau im obersten Teil des Kohlstattbaches von Eggerhäuser bis zum Hauptdolomit Rücken bei der Plötz und werden über ihre ganze Erstreckung von Grundmoräne bedeckt. Sie sind auch der Grund für die ausgedehnte Massenbewegung bei Eggerhäuser und Schlag. Auch diese Schluffe wurden sedimentiert als das Tal Schwarzau – Kohlstattboden gegen Ende der Vorstoßphase abgedämmt wurde und wohl kurzfristig ein See entstanden war. Ob damals schon eine Verbindung über die enge Kerbe zum Einzugsgebiet des Plainfelder Baches bestand, ist nicht erkennbar, da ähnliche feinkörnige Ablagerungen im Norden fehlen.

### **32 Vorstoßschotter**

Beim Vordringen der Eiszungen in die Becken, Täler und Gräben östlich der Salzach wurden die zur Salzach hin abfließenden Gerinne sukzessive abgedämmt. Dabei entstanden durchwegs mächtige fluviatile Kiesablagerungen, die

öfter durch Sand- und Schlufflagen unterbrochen in den Gräben über größere Höhenunterschiede zu verfolgen sind. Im Gegensatz zu den einheitlichen Schluffen im Kohlstattbach (Legende Nr. 32) sind diese durch die stärkere Geschiebeführung dank der größeren Einzugsgebiete der Gerinne geprägt. Der heterogene Aufbau entstand dadurch, dass die Grobfracht vor der Gletscherstirn durch die Gefällsreduktion abgelagert, die Schwebfracht hingegen durch die interne Entwässerung der Eiszunge abtransportiert werden konnte. Nur bei kurzfristig entstehenden Staubecken oder Tümpeln werden auch Schluffe und Tone abgelagert, die aber selten größere Mächtigkeit aufweisen. Diese ungleichmäßigen Sedimentfolgen werden vom vorrückenden Gletscher überfahren und mit Grundmoräne bedeckt.

Mächtigerer derartige Ablagerungen finden sich im Klausbach bei Glasenbach und im Tal des Almbaches unterhalb Bramsau oder im Brunnbach unterhalb Wasenmoos (hier wurde auf der Karte bedauerlicherweise die Signatur mit der Eisrandterrasse bei Raffl – Vordersee vertauscht). Es ist zu erwarten, dass im Liegenden der Endmoränen von Faistenau derartige Sedimente in größerer Mächtigkeit, ähnlich der Situation im Thalgau, zwischen den drei Eiszungen des Traun-, Salzach- und Hinterseegletschers, abgelagert wurden.

Zwischen der aus Osten vorrückenden Zunge des Traungletschers im Thalgau und den Eiszungen des Salzachgletschers südlich und nördlich des Heuberges wurden über 100 m mächtige Kiese abgelagert, die heute den spornartigen Rücken nördlich Eisenwang (Abb. 21) bilden, den der Plainfelder Bach in einer großen Schleife umfließt. Die Akkumulation der Kiese setzte offensichtlich erst unmittelbar vor dem Höhepunkt der Würmeiszeit ein, als sich die Eiszungen bereits sehr nahe gegenüber standen. Einerseits sind keinerlei Hinweise auf derartige Kiese östlich im Thalgau erkennbar, andererseits sind bei Plainfeld in Bohrungen (Unterlagen: Amt der Salzburger Landesregierung, Abteilung 6, Geologischer Dienst) unter der mächtigen Grundmoräne Kiese Sande und Schluffe nur knapp über dem Talboden erschlossen. Diese sind offensichtlich unmittelbar in Front



Abb. 21.

Blick vom Nockstein nach Osten. Pfeile: Endmoränen bei Koppl und Ladau. Strichlierte Linie markiert die Oberfläche der Vorstoßschotter im Thalgau.

F: Faistenau; G: Gitzenberg; KM: Koppler Moor; S: Schober.

der Gletscherzunge des Salzachgletschers abgelagert worden, bevor zwischen den Gletschern die Aufschüttung der groben Sedimente des dammartigen Sporns erfolgte. Entsprechen der petrographischen Zusammensetzung und der vorherrschenden Schüttungsrichtungen (Deltaschüttungen) hat zur Bildung dieses Kieskörpers ein Schmelzwasserfluss aus Süden (Koppl und Ebenau) und Osten (Fuschl See) wesentlich beigetragen.

Die in den großen Kiesentnahmen im Norden (ehemalige Wageneder Grube) und an der Straße nach Eisenwang sowie kleineren Entnahmen aufgeschlossenen Kiese sind durchwegs grobe, sandreiche, kalkalpine Kiese, die aber nur lokal schluffreicher werden oder mit Schlufflagen wechsellagern. In den Kiesen finden sich immer wieder auch große Kalkblöcke bis 2–3 m<sup>3</sup> Größe, die eine eisrandnahe Sedimentation nahelegen. In wenig aushaltenden Lagen und Nestern tritt auch Verklüftung auf, die zu mittelfesten Konglomeraten geführt hat. Im randlichen Bereich zeigten die Kiese auch Störungen und Verbiegungen, die auf einen direkten Eiskontakt hinweisen können (KIESLINGER, 1964). In den, durch den fortgeschrittenen Abbau, heute aufgeschlossenen inneren Teilen sind Kreuzschichtung und bis zu mehreren Metern mächtige Deltaschüttungen zu beobachten, die auf Schüttungen vorherrschend aus dem Süden und Südwesten hinweisen, wie sie auch bei Eisenwang oder in der großen Kiesgrube nördlich davon zu beobachten waren.

Die Kiese wurden offensichtlich als trennender Damm zwischen den beiden Eiszungen aufgeschüttet, bis diese ihre maximale Mächtigkeit von rund 750 m Höhe bei Aigenstuhl - Planhub (s. Abb. 1) im Norden und bei Ladau (Abb. 21) im Süden erreichten und die Kiese noch rund 50 m hoch überlagerten und mit einer dünnen Grundmoränendecke überdeckten.

### 31 Endmoräne mit Wall

Die Endmoränen der Würmeiszeit sind in reichem Maß erhalten geblieben und erlauben durch ihren Verlauf eine genaue Rekonstruktion der einzelnen Gletscherzungen. Darüber hinaus weisen sie in ihrer petrographischen Zusammensetzung auf die Herkunft der Eismassen hin.

So wird der Südrand der Zunge Trumer See – Mattsee von reich gegliederten, kleinkuppigen Moränenzügen markiert, die sich bei Wichenham klar von den Sanden der Molasse abgrenzen. Die Endmoränen sind als geschlossener Kranz ohne anschließenden Übergangskegel zur Niederterrasse erhalten. Deren Akkumulation erfolgte hier nur aus dem Periglazialschutt der Gräben von der Nordseite des Tannberges. Die Moränenwälle sind um des Westende des Tannberges herum zu verfolgen und setzen sich an dessen Südseite nach Osten fort (Abb. 1). Sie zeigen in diesem Bereich eine Eishöhe von rund 720 m an. Am Nunataker des Buchberges sind in 700–710 m Höhe an der Südostflanke Moränen entwickelt. Die maximale Eishöhe wird hier aber mit 740 m durch Staukörper am Eisrand markiert. Bei den Wällen bei Vogelhütte – Lechner handelt es sich um Moränenmaterial, das zwischen den sich wieder vereinigten Eisströmen im Lee des Buchberges abgelagert wurde.

Die petrographische Zusammensetzung der Endmoränen wird von den Karbonaten der Kalkalpen dominiert, zu denen ein deutlicher Prozentsatz an Flyschgeschichten von Buch- und Haunsberg kommt. Kristalline Komponenten der Zentralalpen treten häufig auf und können bis ca. 10% ausmachen. Auffällig sind auch hin und wieder große Gosaukonglomeratblöcke, die von der Westflanke des Gaisberges stammen.

Ein ebenso vielgliedriger Zug von kürzeren und längeren Endmoränenwällen umschließt das Becken des Wallersee. Dabei zeichnet sich an der Südflanke des Tannberges eine undeutliche Zweigliedrigkeit von etwas niedrigeren äußersten Wällen und einem mächtigeren inneren Zug ab, eine Untergliederung, die auf der Südseite bei Henndorf wesentlich weniger klar erkennbar ist. Der Moränenzug ist bei Neumarkt unterbrochen, wo nur die äußersten Wälle am rißzeit-

lichen Kame des Breinberges erhalten sind. Aus der breiten Lücke (Gletschertor) entwickelt sich die Niederterrasse.

Der Wall von Grabner bis St. Brigida südöstlich von Henndorf markiert den Gletscherrand einer deutlich kürzeren Eiszunge, von der sonst im Becken keine Spuren erhalten geblieben sind. In seiner maximalen Ausdehnung lag der Eisrand am Hangfuß der Flyschhügel und zwang die Schmelzwässer in ein peripheres Tal (Legende Nr. 21), das von Aigenstuhl an über den Aubach - Jägerwiese und Steinerbach bis Haslach zu verfolgen ist. Es ist nur unterhalb der Großen Plaike durch die Massenbewegung (Legende Nr. 15–12) unterbrochen.

Die Endmoränen führen auch hier hauptsächlich Geschiebe der Kalkalpen und schwankenden Gehalt an weniger gerundeten Geröllen sowie große unbearbeitete Blöcke von Flyschgesteinen. Dazu kommt bereichsweise ein deutlicher Gehalt von einigen Prozenten an Geschieben der Zentralalpen. Auffällig sind die häufig auftretenden großen Blöcke des Gosaukonglomerates vom Gaisberg, die in den südlichsten Bereichen (Zifanken) aber wieder zurücktreten.

Die Eiszunge des Wallersee-Beckens ist von der schmalen Zunge nördlich des Gaisberges durch den Nunataker des Heuberges getrennt. In dessen Lee sind schöne Endmoränen beider Eisströme erhalten, die hier eine Eisoberfläche in 800 m Höhe belegen, die dann bis auf ca. 750 m bei Aigenhub abfällt, wo das Eis des Salzachgletschers mit der Traungletscherzunge im Thalgau kollidierte.

Der schmale Eisstrom bei Guggental floss entlang der Steilabbrüche des Nocksteins nach Osten. Seine orographisch rechte Endmoräne setzt bei Eggerl in 800 m Höhe an und zieht über Koppl ohne Unterbrechung bis Eggerhäuser oberhalb der im Hauptdolomit eingeschnittenen Talenge. In Koppl wird der Moränenwall während der maximalen Ausdehnung auch von Süden her als eine Art Mittelmoräne geschüttet. Der Eisrand lag dann an der steilen Flanke des Gitzenberges und hat erst wieder ab Ladau Endmoränen mit vielen großen Kalk- und Gosaukonglomeratblöcken hinterlassen. Hier stieß der Eisstrom dann mit dem Ast des Traungletschers aus dem Becken des Fuschlsees zusammen, wodurch sich auch die Moränen beider vereinen.

Die Eismassen des Salzachgletschers drangen südlich des Gaisberges über das Wiestal und die Furche bei Glasenbach ein und erfüllten die Täler bei Ober- und Mitterwinkel und Ebenau. Aus diesen Eismassen ragten die Dolomitberge (Schwarzenberg, Gurl-, Pitrachspitze und Strumberg) als niedrige Nunataker auf. Die kleinen Moränenablagerungen an der Nordflanke der Gurlspitze in ca. 800 m sowie die Wälle bei Gaisbergau belegen auch hier eine Eisoberfläche in 800 m Höhe. Die Eismassen drangen über die Furche der Strubklamm auch bis zum Kugelberg und in den Wurmwinkel zwischen Todt- und Seeberg vor, wo sie Endmoränen ablagerten, die das Tal abdämmen (PLÖCHINGER, 1987; PLÖCHINGER et al., 1990). Durch diese Eismassen wurde auch der Talzug Vorderschroffenau – Lidau erfüllt. Zwischen Seeberg und Kugelberg war dieser Eisstrom mit dem Hintersee-Brunntal-Gletscher konfrontiert, der über Vordersee bis Faistenau vorgedrungen ist. Auf der Endmoräne dieser Eisströme liegt Faistenau.

In den Endmoränen liegen die Geschiebe des engeren Einzugsgebietes der Eisströme. So finden sich auf der Moräne von Koppl und bei Ladau wieder viele Gosaukonglomerate neben großen Blöcken von Dachsteinkalk, während der Eisstrom aus der Wiestalfurche stark durch die Dolomite sowie Kalke der Oberalmer Schichten und Barmsteinkalke geprägt ist.

Der östliche Teil des Kartenblattes ist von den Eiszungen des Traungletschers beeinflusst worden. Das Tal der Tiefbrunnau wurde von einem Gletscherstrom erfüllt, der in breiter Front aus dem Wolfgangsee Gebiet über den Sattel bei Kühleiten oberhalb St. Gilgen übertrat. Er floss vermehrt durch Eismassen aus den Karen der Stubner und Mehlsack Alm westlich des Zwölferhorns nach Westen ab, drang in das Tal des Schafbaches ein, wo er in 850 m Höhe einen Wall und Eisstaukörper hinterlassen hat. Der Hauptstrom reichte im Bereich der Kurzmühle noch auf rund 1000 m Höhe und hatte sicher noch Kontakt mit dem Eisstrom

des Fuschlsees. Die Oberfläche sank dann offensichtlich rasch auf 950 m beim Döller und auf 800 m bei Homosau ab. Hier trat er in seiner maximalen Ausdehnung mit dem Gletscher aus dem Hintersee in Kontakt. Seine zum Tal zu gekrümmten Endmoränen bei Homosau sowie die kleinen bei Brandstatt – Fischlehen markieren bereits eine durch den Dolomitücken geteilte Zunge, zu der auch die mächtigen inneren Moränenwälle bei Doller gehören.

Vom Eisstrom im Becken des Fuschlsees drang auch eine Zunge noch im Ebenseebach südlich des Schobers vor, die eine mächtige Endmoräne bei Wildmoos (ÖK 65 Mondsee) in rund 950 m Höhe hinterließ. Bei der Ruine Wartenfels liegt der Eisrand dann aber bereits unter 900 m. Hier kommt es zur Berührung mit dem Eisstrom im Thalgau. Die zwischen den beiden Eisströmen aufgeschütteten Moränenzüge bilden den Rücken bis gegen Eisenwang und sind als Mittelmoräne anzusehen. Die Eiszunge des Fuschlsees dünnt dann offensichtlich stark aus und endet bei Hof. Die Moränen nördlich Eisenwang südlich der Fuschler Ache sind wohl eher von dem Eisstrom im Thalgau sedimentiert worden, was aber durch die Geschiebeführung nicht erhärtet werden kann.

Der mächtige Eisstrom im Mondseebecken teilt sich am SE-Sporn des Kolomansberges in den im Thalgau und den im Irrseebecken. Der breite mächtige Eisstrom des Thalgaues ist zu beiden Seiten von mächtigen, lang hinziehenden Wällen markiert, die eine länger anhaltende stabile Position des Eisrandes anzeigen. Bei Eisenwang (Abb. 21) im Süden und Aigenstuhl-Platthub (s. Abb. 1) im Norden kollidierte der Eisstrom offensichtlich in breiter Front mit dem Salzachgletscher. Dabei war die ganze Talbreite mit Eis erfüllt. Nur im Süden ist ein kleiner Zwickel offen geblieben, der mit einer Eisrandterrasse erfüllt wurde, auf der Eisenwang liegt. Im Norden wurde das Tal des Fischbaches abgedämmt.

Die Eiszunge in der Irrseefurche ist an ihrer Westseite von nahezu geschlossenen Endmoränenzügen (Abb. 22) begleitet. Hier ist im unmittelbaren Zungenbereich auch eine deutliche Differenzierung in einzelne Eisstände nachgezeichnet. Der geschlossene, mächtige Wall im südlichen Bereich bis Schrank hat seine in direkter Fortsetzung nach Größe und Breite in dem Wall bei Ginzing. Er ent-



Abb. 22.

Würm Endmoränen des Irrseebeckens. Blickrichtung Nordost. Große Pfeile: Endmoränen des Hochstandes. Kleine Pfeile: innerer Wall oberhalb des Gehöftes Stampfl.

spricht an der Ostseite dem Wall bei Eck. Diese Zunge endete im Bereich der Bahn, wo auch die Niederterrasse ansetzt. Außerhalb wird noch durch die niedrigeren Moränenzüge bei Roid und Taigen im Westen und Doppel-Pirach im Osten eine maximale Ausdehnung der Eiszunge markiert, die entsprechend der niedrigeren, undeutlichen Wälle nur kurzen Bestand gehabt haben dürfte.

Eine idente Entwicklung ist im Osten bei Haslau (ÖK 65 Mondsee) zu beobachten, die sich bereits in der Aufsplitterung der Moränen südlich Draxler andeutet. Die Moränenzüge bei Vielweg-Stampfel und bei Roid im Osten zeichnen eine letzte aktive und steilere Eiszunge des Traungletschers nach, die auch im Thalgau durch die Moränen oberhalb Gimberg amThalgauberg und bei Lanzenreith im Süden markiert wird. Ob hier mit den Moränen bei St. Brigida eine zeitliche Übereinstimmung besteht, kann nur vermutet werden.

### **30 Grundmoräne mit Drumlin**

#### **29 Moränenstreu**

Grundmoräne als basale glaziale Ablagerung der Eisströme ist im Bereich der Flyschzone mit ihren weiten Beckenlandschaften und breiten Tälern weitgehend flächendeckend vorhanden. Innerhalb der Kalkalpen gibt es hingegen nur kleinere Vorkommen. Dabei handelt es sich, wie in Bachgräben oder Baugruben immer wieder aufgeschlossen, um Korngemische mit einem sehr hohen Anteil an Ton- und Schluffkörnern, die zwischen 30 und 60 % der Masse ausmachen können. Neben Sand und Kies finden sich oft auch Steine und auch bis zu m<sup>3</sup>-große Blöcke. Die Kiese und Steine zeigen Kratzung und Politur, Erscheinungen, die besonders an dichten Kalken und Kalkmergeln sehr oft zu finden sind.

Das durch die Eisauflast während der Ablagerung sehr stark kompaktierte Sediment zeigt nur ganz selten undeutliche Schichtung oder feinkornarme Zwischenlagen. Diese sind dann entstanden, wenn durch kurzfristig auftretendes fließendes Wasser der Prozess des kontinuierlichen Ausschmelzens des gesamten Basisschutts aus dem Eiskörper unterbrochen und der Feinanteil ausgeschwemmt wurde. Die petrographische Zusammensetzung der Geschiebe ist naturgemäß vom Einzugsgebiet der Gletscherzungen abhängig, wobei besonders die nähere Umgebung eine Rolle spielt.

Im Liegenden der Grundmoräne finden sich besonders in Mulden des Grundgebirges auch feinstoffärmere Ablagerungen der Phase der Eisausbreitung mit groben Geschieben und direkt aus dem Untergrund aufgearbeiteten Blöcken. Diese Übergangszone kann offensichtlich einige Meter mächtig unter der feinstoffreicheren Grundmoräne verbreitet auftreten wie die Aufschlüsselungsarbeiten zeigten, die für den Tunnel der Umfahrung Henndorf gemacht wurden (Unterlagen: Amt der Salzburger Landesregierung, Abteilung 6 Geologischer Dienst).

In den Grundmoränen des Traungletschers (Irrsee, Thalgau) spielen in den Randbereichen die Flyschgesteine eine zunehmende Rolle, während zur Talmitte hin die kalkalpinen Gesteine dominieren. Im Wallersee Becken ist neben den Kalken und Dolomiten und dem Flyschmaterial auch ein deutlicher Gehalt an kristallinen Geschieben der Zentralalpen zu finden, wobei der Gehalt starken Schwankungen unterliegt, generell aber nach Norden hin zunimmt. Der Grund dafür ist wahrscheinlich darin zu suchen, dass hier vermehrt Eis aus den Zentralalpen zum Abfluss kam und die Eismassen aus dem Lammertal und der Osterhorngruppe den Südrand und die Täler östlich des Gaisberges dominieren.

Dieses Muster ist auch in der Zusammensetzung der Endmoränene zu erkennen. Das eine oder andere dieser Geschiebe wird wohl aus den liegenden älteren Schottern und Konglomeraten (Legende Nr. 43) stammen. Die Eisflussrichtung ist auch am Auftreten der auffälligen Gosaukonglomeratgeschiebe vom Gaisberg nachvollziehbar, die im südlichen Teil des Wallersee-Beckens in der Grundmoräne eingeschlossen sowie als Erratika sehr häufig zu finden sind. Auffällig ist das Auftreten vieler großer Kalk- sowie Gosaukonglomeratblöcke in Grä-

ben und künstlichen Aufschlüssen rund um Plainfeld, wobei Blöcke von 10 m? keine Seltenheit darstellen.

Die ausgedehnten, mächtigen Grundmoränen weisen oft auch eine deutliche Drumlinisierung auf, die die Eisflussrichtung nachzeichnet. So ist an den Drumlins das Einschwenken des Eisstroms aus der E–W-Richtung in die Nordrichtung des Irrseebeckens entlang der Zeller Ache schön nachgezeichnet. Ebenso eindrucksvoll sind die Drumlinfelder südlich und nördlich von Seekirchen. Hier haben sich in den Wannen zwischen den Drumlins auch mehrere Moore gebildet. In diesen Wannen versickern aber auch die Niederschlagswässer, die die Grundwasserkörper in der Konglomeratplatte des Riedelwaldes alimentieren (s. Ausscheidung Nr. 43).

Die hohen drumlinartigen Hügel östlich Henndorf haben eine deutliche W–E-Ausrichtung, die besonders in Luftbildern zum Ausdruck kommt. Sie wird von Rippen der hier generell W–E-streichenden Flyschgesteinen bestimmt, die mit Grundmoräne überzogen sind.

In Bereichen, wo die Grundmoräne nur in Flecken auftritt ohne dass ihre Verbreitung im Einzelnen kartierbar ist (S Kolomansberg), wurde Moränenstreu ausgeschieden, wobei die Kreise keine lagerichtige Moräne anzeigen.

## **28 Kies- und Sandkörper der Niederterrasse (höheres Niveau)**

### **27 Kies- und Sandkörper der Niederterrasse (tieferes Niveau)**

Kiese der Niederterrasse sind im Vorfeld der Eiszungen des Irrsees und Wallerseees abgelagert worden. Der Terrassenkörper des höheren Niveaus setzt einerseits bei Haslach am Ausgang der peripheren Umfließungsrinne (s. Ausscheidung Nr. 21) an und zieht über Sieghartstein - Steindorf bis Straßwalchen. Andererseits ist er im Vorfeld des breiten Gletschertores bei Neumarkt entwickelt, so dass der rißzeitliche Kame des Breinberges mit den Endmoränen des maximalen Gletscherstandes des Würm umschlossen wird. Die Akkumulation erfolgte demnach solange der Eisrand an den mächtigen Moränenwällen von Kühberg und Gramling lag. Die wenigen temporären Aufschlüsse zeigten grobe, sandige Kiese, die neben den kalkalpinen Geröllen auch viel Flyschmaterial beinhalten. So wurden bei der Errichtung des Kreuzungsbauwerks der Umfahrung Neumarkt SW Steindorf Kiese aufgeschlossen, die mit rund 30 % an Geröllen von 40–60 cm Durchmesser eine sehr proximale Ablagerung darstellen. Die petrographische Zusammensetzung der Kiese ist stark von den weniger bearbeiteten Flyschgeschieben geprägt, die bereichsweise einen höheren Prozentsatz als die kalkalpinen ausmachen.

In den Terrassenkörper einige Meter tief eingesenkt ist ein jüngerer Terrassenniveau zu verfolgen, das südlich des Bahnhofs Neumarkt einsetzt und mit geringerem Gefälle bis gegen Straßwalchen zu verfolgen ist. Hier korrespondiert es mit der Terrasse im Tal nördlich des Irrsees. Die Toteislöcher südlich des Bahnhofs zeigen, dass die Terrassenoberfläche kurze Zeit nach der Akkumulation der höheren Terrasse gebildet wurde, als noch verschüttete Eiskörper erhalten waren. Auch im Bereich des Irrseegletschers setzt die Terrasse innerhalb der äußersten Endmoränen an, was auf einen Bildungszeitraum bis zum ersten Zurückweichen der Gletscherzungen hinweist. Es dürfte sich dabei um die eigentliche Niederterrasse handeln, die im Vorfeld der Wallerseezunge die durch die starke Sedimentzufuhr aus dem peripheren Umfließungstal bedingte steilere Sanderfläche unterschneidet (VAN HUSEN, 1977). Zu dieser Zeit floss der Steinbach aber bereits endgültig ab Sieghartstein in Richtung Neumarkt.

Entlang der Gerinne an der Nordabdachung des Tannberges wurde das Material aus der mächtigen periglazialen Schuttdecke zunehmend verschwemmt und zu einem Terrassenkörper geformt, der als autochthone Niederterrasse angesehen werden kann.

## 26 Periglazialer Schuttstrom

An drei Stellen (westlich und südöstlich des Gaisbergs und im Aubach östlich Henndorf) finden sich Schuttströme, die mit steiler Stirn bis in den Talgrund vorgedrungen sind. Sie bestehen aus grobblockigem lokalem Schutt mit feinkörniger Matrix, die aus feinkörnigen Verwitterungsprodukten gebildet wurde. Diese Schuttmassen kamen unter den Dauerfrostbedingungen in Form von Blockgletschern in Bewegung und wälzten sich bis in den Talgrund, wo sie nach Auflösung des Dauerfrostbodens zum Stillstand kamen, die Fließformen aber erhalten blieben. Der größte Schuttstrom entstand im Bereich der Westflanke des Gaisbergs, wo sich unterhalb der Felswände im Dachsteinkalk am Eisrand eine mächtige Halde aus grobem Felssturzblockwerk bildete. Die besonders starke Schuttbildung wird hier wie auch in Oberwinkel durch die Mergel der Kössen-Formation ausgelöst. Der grobblockige Schutt, vermengt mit den feinkörnigen Verwitterungsprodukten der Mergel auch der Gosau, wälzte sich als Blockgletscher nach dem Abschmelzen des Eises bis auf den Talgrund.

Im Aubach östlich Henndorf sind derartige Schuttmassen in der Altenglach-Formation entstanden und in breiter Front bis ins Tal der peripheren Umfließrinne vorgedrungen, nachdem es als solche nicht mehr in Funktion war.

## 25 Mächtiger, periglazialer Schutt

An der Nordseite des Tannberges hat sich am Hangfuß durch Solifluktion und Muren eine mächtige Schuttdecke aus überwiegend feinkörnigem Detritus entwickelt, die bis weit ins flachere Vorland verflossen ist und nur bei Petersham von den Gerinnen durchschnitten wurde. Entlang dieser entwickelt sich aus der Schuttdecke mit sanften Übergängen auch die autochthone Niederterrassenschüttung.

Bei Aufschließungsarbeiten für die Siedlung unterhalb Rauchenschwandt (S Kolomansberg) wurde eine mindestens 5 m mächtige Schuttdecke aufgeschlossen, in der sich einige größere Kalkblöcke fanden. Diese teilweise stark korrodierten Blöcke sind Erratika der Rißeiszeit. Ob es noch andere derart mächtige Schuttanhäufungen gibt, die auf hohe Schuttproduktion und -verfrachtung des Dauerfrostbodens zurückgehen, ist nicht zu sagen.

## 24 Kame

Im Bereich der flach auslaufenden Eiszungen mit geringer Mächtigkeit sind am Beginn des Abschmelzens teilweise ausgedehnte Kame-Ablagerungen entstanden. Sie sind durch eine sehr unruhige, kleinkuppige Landschaft geprägt, die von größeren und kleineren steil geböschten Hügeln unterbrochen von Toteiswannen und -löchern gebildet wird. In diesen Hohlformen sind aber keine Feuchtstellen oder Moore entwickelt, da diese Bereiche gut drainiert sind.

In den immer wieder auffindbaren Anrissen oder kleinen Kiesentnahmen finden sich durchwegs gut gewaschene Kiese, die mit Sand- und meist gering mächtigen Schlufflagen wechsellagern. Die in den jeweiligen Lagen gut klassierten Sedimente zeigen auf engstem Raum stark wechselndes Einfallen, das öfter auch Einfallswinkel von weit mehr als die 25°–30° von Deltaschüttungen aufweisen. Die Sedimentpakete sind auch von kleinen Versetzungen und Störungen durchzogen, die durch Setzungen beim Abschmelzen von Toteiskörpern entstanden sind. Die hohen Einfallswinkel hingegen sind auf Verkippung einzelner Sedimentkörper im gefrorenen Zustand zurückzuführen. In den Kiesen finden sich immer wieder auch größere Geschiebe oder kantige Blöcke, wahrscheinlich aus den Oberflächenmoränen. Derartige Ablagerungen sind im Bereich der Zungen des Salzachgletschers jeweils ein breiter Streifen innerhalb der Endmoräne weit verbreitet und nur im Bereich östlich Henndorf erstaunlicherweise nicht entwickelt, obwohl die topographischen Verhältnisse dafür gegeben gewesen wären.

Im Bereich der mehr auf die Täler beschränkten mächtigen Zungen des Traungletschers sind bis auf kleine Vorkommen bei Speck (Irrsee) und Anzenberg (Thalgau) keine derartigen Ablagerungen zu finden. Nur im Fuschlast konnten im flachen Zungenbereich ausgedehnte Kame Ablagerungen sedimentiert werden. Auch östlich Faistenau hat sich eine Kamelandschaft beim ersten Abschmelzen der Eismassen des Hintersee- und Brunnbachgletschers ausgebildet.

### **23 Seeton, Bänderschluft**

Während des Hochglazials kam es an der Südflanke des Kolomansberges zur Abdämmung des Tales des Fischbaches. Hier bildete sich ein See, der offensichtlich rasch hauptsächlich mit dem tonigen Detritus der Flyschgesteine verfüllt wurde, bevor sich nennenswerte fore oder top set Ablagerungen bilden konnten. Die Ablagerung bildet heute eine sehr feuchte, mit Bruchwald und einem kleinen Hochmoor bedeckte Ebene, die nur wenig vom Bach zerschnitten ist, da er beim Mooswirt noch nicht tief epigenetisch in den Fels einschneiden konnte. Derartig feinkörnige Staukörper finden sich ebenso weiter westlich um das Gehöft Frenkenberg, die auf kurzfristige Seebildungen entlang des Gletscherrandes hinweisen.

Eben solche Abdämmungen entstanden im Lee der Nunataker des Heuberges und Gaisberges zwischen den Endmoränen der sich wieder vereinigenden Eisströme. In den Staubereichen bildeten sich offensichtlich flache Seen, die hier hauptsächlich mit den feinkörnigen Abspülprodukten der Moränen verfüllt wurden. Die Tone bilden auch hier feuchte Ebenheiten, die bei Gottsreit mit Bruchwald, in Koppl mit einem ausgedehnten Hochmoor bedeckt sind. Nach dem Abschmelzen der Eiszunge im Brunnbachtal wurde das kleine Zungenbecken bei Wasenmoos ebenso mit Tönen verfüllt. Die unkonsolidierten Seetonablagerungen in Seekirchen konnten akkumuliert werden als die Toteismassen im Becken des Wallersees abgeschmolzen waren (s. Ausscheidung Nr. 22).

### **22 Staukörper am Eisrand**

Im Gegensatz zu den Kame-Ablagerungen – als zwischen den zerfallenden Eiskörpern gebildete Ablagerungen – sind damit größere Sedimentkörper gemeint, die meist in Stauseen am Rand der abschmelzenden Eiszungen akkumuliert wurden. Sie haben durchwegs eine ebene Oberfläche und weisen den Charakter von Terrassen auf, die im Bereich kleinerer Gerinne am Hang oft auch als Terrassentreppen ausgebildet sind. Sie dokumentieren kurzfristige Stausituationen an den zurückweichenden Eismassen. Wie in vielen kleineren und größeren Kiesgruben zu sehen war, werden die Staukörper durchwegs von gewaschenen, sandigen Kiesen, wechsellagernd mit Sand- und Schlufflagen aufgebaut. Die Schichten zeigen durchwegs deutliche Klassierung und Deltaschüttung. Die Richtung dieser Fore-set-Schüttungen ist sehr unterschiedlich und zeigt an, dass offensichtlich bei rasch wechselnden Abflussverhältnissen verfrachtetes Moränenmaterial sowie lokaler Schutt von den Schmelzwässern transportiert und akkumuliert wurde. Die petrographische Zusammensetzung entspricht generell der der Moränenablagerungen, wobei oft auch die Gesteine der näheren Umgebung präsent sind oder auch deutlich überwiegen können. Mächtigere Ablagerungen des bottom set dieser Staukörper sind nur bei Lettengraben östlich der Strubklamm und bei Grünau weiter südlich zu finden, die in beiden Fällen zu ausgedehnten Rutschungen führen.

Derartige Terrassentreppen sind an der Ostflanke des Kolomansberges zum Irrsee hin entwickelt, wo offensichtlich die Gerinne auch zum rascheren Abschmelzen des Eises beigetragen haben mögen und die kleinen Staubereiche jeweils mit Sediment verfüllt haben.

Die Landschaft um Faistenau und Ebenau wird von ausgedehnten Staukörpern, die die ganzen Taler füllen geprägt. Als die Eismassen des Hintersees niederschmolzen, entwickelte sich eine Treppe entlang des Brunnbaches bei

Wohrlehen (750 m), Raffel (750 m) und Rosslehen (710 m), die aber auch im Tal des Almbaches bei Grünau (750 m) Strübl und Alm (740 m) entwickelt ist. Auch der Talzug zwischen Faistenau und Ebenau und um Ebenau und Schroffenau ist mit einer Abfolge derartiger Staukörper erfüllt. Damals muss noch der Abfluss beim heutigen Wiestalstausee und der Strubklamm durch Eismassen blockiert gewesen sein. Etwas später entstanden an diesen Eismassen auch die Staukörper (Oberfläche in 700 m) beim Werkschulheim Felbertal und am Talaustritt des Weißénbaches.

Eine ausgedehnte Eisrandterrasse bildete sich auch südlich des Wallersees bei Henndorf und Weiland mit einer Oberfläche in 550 m Höhe. Sie wurde hauptsächlich aus der Umfließungsrinne des Kraimooser Baches und von den Gerinnen Altenbach und Grabenbach geschüttet, als im Becken des Wallersees noch ein großer Toteiskörper lag. Zur gleichen Zeit entstanden offensichtlich auch die verbreiteten Stausedimente entlang der Fischach zwischen diesem Eiskörper und Eismassen im Salzachtal. Beide Staukörper sind unter den gleichen hydraulischen Verhältnissen in Stauseen mit etwa 550 m Spiegelhöhe entstanden, die durch Toteis bei Seekirchen getrennt waren. Erst als der Eiskörper im Wallersee in seinem Westteil weiter abschmolz, konnte der Seeton in Seekirchen akkumuliert werden. Die tieferen Niveaus entlang der Fischach bis auf 520 m Höhe sind dann durch das Absinken des Stauniveaus am Eis des Salzachtals entstanden.

## 21 Trockental

Im Bereich des Kartenblattes treten Täler auf, die (1) durch den Abfluss der Schmelzwässer am Eisrand oder (2) durch den Abfluss der Niederschlagswässer auf Terrassenflächen unter Dauerfrostbedingungen gebildet wurden.

1) Heute funktionslos gewordene kurze, ehemalige Abflussrinnen entlang der Eisränder sind eine häufige Erscheinung. Ein derartiges Tal setzt z.B. NW des Gitzenberges an und ist bis Eisenwang zu verfolgen. Ebenso finden sich solche Täler bei Faistenau oder auf dem Rücken südlich Thalgau, wo Schmelzwässer aus dem Thalgaugletscher zum Fuschltal-gletscher abgefließen sind. Ein großes, weit zu verfolgendes Abflusstal entstand südlich und westlich des Fylschrückens Kolomansberg– Gr. Plaike – Zifanken. Hier findet sich nördlich Aigenstuhl-Plathub ein kastenartiges bis zu 40 m in Fylsch und Moräne eingeschnittenes Tal, das heute nur einen versumpften Talboden aufweist (s. Abb. 9). Es ist um die steile Flanke des Zifanken herum zu verfolgen bis es an der großen Rutschung endet. Die Schmelzwässer am Nordrand des Thalgauastes flossen vermehrt durch den Abfluss des Fischbaches und offensichtlich auch große Mengen von Süden (Eisenwang) hier konzentriert peripher ab, wodurch das erstaunlich breite und tiefe Tal geschaffen wurde. Der weitere Verlauf war dann sicher entlang des Endmoränenzuges bis zum Wh. Kienberg. Das Tal ist heute durch den Fuß der großen Massenbewegung verschüttet (s. Ausscheidung Nr. 12–15). Der weitere Verlauf war dann im Tal des heutigen Au- und Steinbaches, da keinerlei Hinweis auf einen derart großen Abfluss westlich des Geißberges gefunden werden konnte. Bei Haslach erfolgte der weitere Abfluss dann wieder entlang der Gletscherzunge, wobei hier die Niederterrassenschüttung einsetzte. Das Tal wird heute durch den Fuß des Schuttstroms bei Schichtelwiese unterbrochen, der eine Talwasserscheide bedingt.

Ein anderes Trockental setzt bei Bärental unterhalb der Autobahnbrücke an, rund 50 m oberhalb des Plainfelderbaches. Es ist dann, sich langsam mit dem Gerinne des Kraimooserbaches füllend, bis Gersbach bei Henndorf zu verfolgen, wo aus ihm heraus der große Eisstaukörper geschüttet wurde. Das Toteisloch im Talboden knapp nördlich der Autobahnbrücke belegt, dass das Tal nur kurz nach dem Eisfreiwerden benutzt wurde, als im Thalgau der Abfluss noch durch Toteis blockiert war. Die Schmelzwässer, die hier nach Norden abflossen, kamen wahrscheinlich auch aus Süden und benutzten die Rinne

des Plainfelderbaches, da dieser für die Erosionsleistung recht klein scheint, um nach dem Eisabbau das breite, tiefe Tal zu formen. Wahrscheinlich sind damals noch Schmelzwässer aus dem Gebiet um Ebenau über die bereits subglazial angelegte Kerbe im Dolomit am Fuß des Gizenberges ins Tal des Plainfelderbaches abgeflossen.

- 2) Auf der Hochfläche von Stadelberg und der Hochterrasse bei Steindorf entwickeln sich aus flachen Mulden Talzüge, die mehrere Meter tief in die Oberfläche eingesenkt, heute aber völlig trocken sind. Unter den Dauerfrostbedingungen der letzten Eiszeit konnte während des Sommers das Niederschlagswasser in den gefrorenen Kiesen nicht versickern und floss oberflächlich ab. Dadurch wurden in der sommerlichen Auftauzone die Täler erodiert und langsam vertieft. Mit Auflösung des Dauerfrostbodens versickerten die Niederschläge wieder und die Täler wurden funktionslos. Eine ähnliche Form stellt auch der Graben unmittelbar SE Roidwalchen dar.

## **20 Erratischer Block**

Im Bereich des Kartenblattes finden sich immer wieder größere Blöcke ortsfremden Gesteins, die durch den Gletscher verdriftet wurden und an der Geländeoberfläche liegen. Die auffälligsten sind die großen Blöcke des Gosaukonglomerates von der Westflanke des Gaisberges. Sie sind am häufigsten im Südteil des Beckens des Wallerses zu finden, wo sie den Abfluss des Eises aus dem Salzachtal nach Nordosten schön nachzeichnen.

## **19 Rundhöcker**

Diese, durch die Erosion des Eises aus dem präquartären Untergrund geformten, lang gestreckten Rücken sind sehr schön auf dem Sporn südöstlich des Kolomansberges ausgebildet. Sie zeichnen die Teilung und verschiedene Eisflussrichtungen der Gletscherströme, ähnlich wie die Drumlins der Grundmoräne, nach.

## **18 Toteisloch**

Im Zuge des Eiszerfalls werden immer wieder größere Toteiskörper mit Sediment überdeckt. Wenn diese Eiskörper durch die Isolierung erst abschmelzen, nachdem die Sedimentation bereits beendet war oder bereits auf einem tieferen Niveau erfolgte, entstehen tiefe Wannen und Trichter. Diese Formen finden sich häufig in den Kame-Ablagerungen.

Eine auffällige Form stellt das große Toteisloch in der Eisrandterrasse bei Henndorf dar. Hier wurde ein Toteiskörper in dem gut 40 m mächtigen Sedimentkörper überschüttet und somit am Aufschwimmen während der Seephase gehindert. Erst als die Terrassenfläche ausgebildet und durch den Schlachterbach bereits wieder zerschnitten war, bildete sich die auffällige, über 5 m tiefe Hohlform nördlich der Straße nach Seekirchen (s. Abb. 10).

## **17 Kies- und Sandkörper des Salzachtals („Friedhofterrasse“)**

Am Rand der Salzachtalebene bei Aigen-Glasenbach ist eine Terrassenebene aus groben, sandigen Kiesen entwickelt, die dem Niveau der von PIPPAN (1967) beschriebenen Friedhofterrasse entspricht. Dabei handelt es sich um die Kiese der top set-Ablagerungen des Salzburger Zungenbeckens, die, nachträglich von den Gerinnen zerschnitten, terrassenähnlichen Charakter aufweisen (PLÖCHINGER, 1990).

## **16 Deltaablagerung**

Ein schönes Delta bildeten der Mühl- und Ellmaubach am Ostende des Fuschlseees, auf dem der Ort Fuschl liegt. Ein ähnliches, wenn auch wesentlich kleineres Delta hat der Brunnbach an seiner Mündung in den Hintersee gebildet.

Kleinflächige Deltaablagerungen sind an der Mündung der kleinen Bäche im Waller- und Irrsee entstanden, die am letzteren eher den Charakter von Schwemmkegeln aufweisen.

#### **15 Rutschmasse**

#### **14 Im Verband abgeglittene Schollen von Zementmergelserie („Große Plaike“)**

#### **13 Zerrgraben, Zerrspalte**

#### **12 Abrisskante**

Entlang der peripheren Umfließungsrinne entlang der Gletscherzunge im Wallerseebecken kam es zu starker lateraler Erosion am Hangfuß. Dadurch wurde die Flanke zwischen Zifanken und Großer Plaike instabil. Es bildete sich eine breite Massenbewegung, die bis auf den Rücken zwischen den beiden Gipfeln ausgreift. Hier wird sie von einer mehrere 10er Meter hohen Abrissnische begrenzt. Bis auf zwei große Schollen, in denen noch der Felsverband erkennbar ist, ist die bewegte Masse in Schutt aufgelöst, in dem die ehemalige Lagerung oder der Gesteinsverband nicht mehr zu erkennen ist. In der Masse sind besonders im oberen Teil Bereiche mit unterschiedlicher Bewegungsgeschwindigkeit vorhanden, die durch frische Abrisskanten getrennt sind. Im tieferen Teil ist die Massenverlagerung auch durch Muren zu erkennen, die ebenso durch ihre frischen Formen auf eine Aktivität bis in jüngste Zeit hindeuten. In einer der Murenablagerungen fand sich ein Fichtenstamm, dessen Datierung ein frühmittelalterliches Alter ergab (VRI 1309 1120±0 BP; calibriert 906±62 AD). Dies, wie auch die anderen frischen Formen und besonders die Felswand in der Zementmergelserie der Abrissnische, deuten auf eine offensichtlich nicht abgeschlossene Bewegung hin.

Ebenso sind den tonmergelreichen Gesteinen (Achartinger Subformation) und ihrer risszeitlichen Grundmoränenaufgabe des Geiß- und Hiesenberges durch die peripheren Schmelzwässer ausgedehnte Rutschungen entstanden, die mit frischen scharfen Abrissnischen auch hier bis auf die Bergrücken zurückgreifen. Auch hier deuten die Frischen der Formen auf anhaltende Aktivitäten hin.

Am nördlichen Fuß des Schobers haben sich in den Schutt- und feinkörnigen Moränenablagerungen mehrere Massenbewegungen entwickelt, die immer wieder Ausgang von Schuttströmen, wie im Schwandbauer Graben, sind und umfangreiche Sanierungsarbeiten nötig machten (Unterlagen der Wildbach und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Attergau und Innviertel).

Im durchwegs feinkörnigen Schutt der Flyschgesteine haben sich sonst noch viele kleine, seichte Rutschungen entwickelt, die in Gräben oder Mulden zum Verfließen des Schuttes auch über größere Höhendifferenzen führen. Diese Rutschungen sind meist an tonig-mergelige, sehr verwitterungsanfällige Gesteine gebunden, wie z.B. die des Ultrahelvetikums am Heuberg oder Tannberg.

#### **11 Felssturz-, Bergsturzblockwerk**

Große Blöcke von Felsstürzen sind in den Schutthalden der Kalkalpen immer wieder, besonders an der Nordflanke von Schober und Schatzwand zu finden. Sie sind wegen ihrer fehlenden geschlossenen Verbreitung bis auf Ausnahmen (z.B. NE Lidamberg) auf der Karte nicht ausgeschieden. Ein geschlossenes Auftreten derartigen Schuttes ist an der Westseite des Gaisberges zu finden. Es ist auch das Ausgangsmaterial des periglazialen Schuttstroms (Legende Nr. 26).

#### **10 Moor**

Auf dem Kartenblatt Straßwalchen gibt es Nieder-Übergangs- und Hochmoore, von denen allerdings nur ein kleiner Teil im ursprünglichen Zustand erhalten geblieben ist. Der größte Teil der Moore wurde für Torfstiche entwässert, landwirtschaftlich genutzt oder aufgeforstet und ist dadurch verlorengegangen. Heute haben die Moore als Torflagerstätten keine wirtschaftliche Bedeutung mehr. Sie

sind aber ökologisch äußerst wertvoll Rückzugsgebiete für seltene Pflanzen und Tiere, wichtige Hochwasserrückhaltegebiete und unersetzliche Archive der Vegetations- und Klimageschichte des Spät- und Postglazials. Angaben über Moore des Kartenblattes und deren Torfarten finden sich bereits bei SCHREIBER (1913).

Entstehungsgeschichte, Vegetation und Stratigraphie einiger Moore des Kartenblattes sind bei FRIESE (1986), KRISAI (1975), KRISAI & FRIESE (1986), KRISAI & SCHMIDT (1983), LÜRZER (1954 und 1956), MUSSILL (1984) und SCHMIDT (1986) ausführlich dargestellt. Die schutzwürdigen Vorkommen sind im Moorschutzkatalog (STEINER, 1992) und in der Moordatenbank (STEINER, 2001) mit Ortsangaben, Moortyp und ökologischen Daten systematisch erfaßt. Informationen über Moore sind auch über die im GIS-online des Landes Salzburg verfügbaren Biotopdaten abrufbar. Im Bundesland Salzburg zählen Moore und Sümpfe nach §24 Abs. 1 lit. a des Salzburger Naturschutzgesetzes 1999 idGF zu den geschützten Lebensräumen, in denen Eingriffe nur mit naturschutzbehördlicher Bewilligung zulässig sind. Dieser Schutz gilt seit 01. 07. 1992.

Aus Platzgründen kann hier nur auf die wichtigsten Vorkommen eingegangen werden. Es sind dies das Wenger Moor, die Egelseen, das Wasenmoos, das Langmoos und das Koppler Moor.

- Wenger Moor

Das Wenger Moor (Abb. 23) ist das einzige noch weitgehend naturnahe erhaltene Salzburger Alpenvorlandmoor. Seit 2006 besitzt es daher als Europaschutzgebiet Natura 2000 besonderen Schutzstatus. Es befindet sich am Nordufer des Wallersees, südlich der Ortschaft Weng, zwischen dem Altbach und dem Wallerbach. Auf der geologischen Karte wurde dieses Vorkommen irrtümlich nicht eingetragen. Der wertvollste Teil des 298 ha großen Schutzgebietes ist das 23,5 ha große Hochmoor, das sich in den letzten 5000 Jahren aus einem Übergangsmoor entwickelt hat. (KRISAI & FRIESE, 1986)

- Egelseen

Das 103 ha große Schutzgebiet befindet sich südöstlich der Ortschaft Mattsee. Als Reste eines spätglazialen Sees bestehen heute noch vier kleine Seen, die von Verlandungsmooren umgeben sind. Die Moorflächen zeigen verschiedene Moorgesellschaften: Niedermoor, Übergangsmoor, Pfeifengraswiesen, Moorbirke, Faulbaum, Schwarzerle und Faulbaum-Grauweidengebüsch. Pollenanalytische Untersuchungen an zwei Profilen aus der Verlandungsfolge von LÜRZER (1956) zeigen die Vegetationsentwicklung von der Pioniervegetation nach dem frühen Rückzug der Gletscher im Egelseegebiet bis zur Wiederbewaldung mit Kiefern und Birken und dem ersten Auftreten von Fichte, Ulme und Hasel am Beginn der postglazialen Wärmezeit. Von einem Bohrkern aus dem Großen Egelsee liegt ein Pollendiagramm von BOBEK & SCHMIDT (1976) vor.

- Langmoos:

Beim Langmoos westlich der Ortschaft Mondsee handelt es sich um ein 16,5ha großes Wasserscheiden-Hochmoor. Es entstand durch Versumpfung in zwei in Grundmoräne angelegten Mulden, die durch das Torfwachstum allmählich zu einer Moorfläche vereint wurden. Das Hochmoor zeigt eine deutliche uhrglasförmige Wölbung, die durch das konzentrische Wachstum der Torfmoospolster entstand. Die Torfmächtigkeit beträgt bis zu 5,5 m (MUSSILL, 1984). Der Südtel des Langmoos wurde durch die Aufschüttung für die Autobahn zerstört.

- Wasenmoos

Das Wasenmoos liegt nördlich der Ortschaft Thalgau in 760 m Seehöhe. Der zentrale Teil ist durch frühere Torfstecherei fast zur Gänze zerstört. Nördlich und südlich davon befinden sich naturnahe erhaltene Hochmoore mit niedrigwüchsigen Latschen, Torfmoosen, Wollgras, Moorbirken, Fichten, Faulbaum und Heidelbeersträuchern. LÜRZER (1956) bearbeitet das Moor (ohne genauere Angabe des Bohrpunktes) pollenanalytisch und gibt die Torfmächtigkeit mit 730 cm an.



Abb. 23.  
Das Wenger Moor.

- **Koppler Moor**

Das Koppler Moor liegt westlich der Ortschaft Koppl, am Weißenbach und Angerbach, und ist ein ehemaliges Torfstichgebiet. Es umfasst mehrere kleine Mooregebiete, die bei SCHREIBER (1913) angeführt sind, in Muldenlage das Guggenthaler Moos, das Zaunmoos, das Aiter- oder Euteremoos, das Weißbachmoos und das Habacher Moos in Hanglage. Aus einer Torfstichwand liegt ein Pollendiagramm vor (YAGO, 1968). Mit der Torfgewinnung für Heizzwecke wurde 1783 begonnen. Torf wurde im 19. Jahrhundert in riesigen Mengen für das Eisenwerk in Ebenau abgebaut, einzelne private Torfstiche waren noch bis in die 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts in Betrieb. Heute wird das Mooregebiet teils landwirtschaftlich genutzt und ist Erholungsgebiet (Wanderweg mit Schautafeln).

## 9 Vernässung

In flachen Wannen mit dichtem Untergrund (z. B. Süd- und Nordende des Irrsees, Wasenmoos) oder in Bereichen mit häufig hohem Grundwasserstand in Talfüllungen (z. B. Brunnbach Tal) haben sich durch die stauende Nässe und wiederkehrende Überflutungen sumpfige Wiesen mit Schilfbeständen und teilweise mit Niedermooren gebildet.

## 8 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. Im Bereich des Kartenblattes haben sich derartige Ablagerungen hauptsächlich an Quellaustritten aus feinkornbetonten eiszeitlichen Ablagerungen (z.B. Grundmoränen) gebildet. Durch die lange Verweildauer und die große benetzte Oberfläche in diesen Ablagerungen sind die Quelltüffer sehr stark karbonatisiert, was im Bereich des Kartenblattes zu vielen größeren und kleineren Quelltuffbildungen führte.



## **7 Erosionskante**

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

## **6 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.

## **5 Schwemmkegel**

Am Ausgang vieler Gräben zu den größeren Gerinnen sind durch die Bäche oder 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.

## **4 Jüngste Flussablagerung, Wildbachschutt**

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.

## **3 %-Isolinien von Dolomit**

## **2 %-Isolinien von Quarz**

Im Zuge systematischer Untersuchungen der Seebecken des Salzkammergutes (RÖHRS et al., 1986) wurden auch die des Fuschlsees (WOLF, 1990; bedauerlicher Weise wurde der Name auf der Karte mit „Wotz“ geschrieben), Irseees (SCHWELLENTHIN, 1989), Mattsees (LINDNER, 1984) und des Wallerseees (GER-

MATSIDIS, 1984) untersucht. Dabei wurde auch an Hand von Proben (Greifer-, bzw. Fall-Lot Bohrungen) die mineralogische Zusammensetzung der jüngsten Seebodensedimente erfasst.

In den Seen werden durch die Gerinne, den flächenhaften Abfluss und menschliche Aktivität Quarz, Dolomit und Kalzit als feiner allochthoner Detritus eingebracht und am Seegrund abgelagert. Dazu kommt noch der durch Plankton Organismen gefällte autochthone Kalzit.

Aus der Verbreitung von Dolomit und Quarz ist der Einfluss der flächenhaften Abspülung (z.B. Molassevorkommen am Mattsee) und der Eintrag durch die Bäche schön erkennbar. Ein schönes Beispiel strömungsbedingter Verteilung ist am Südufer des Wallersee bei der Marieninsel zu erkennen, wo eine ufernahe Strömung nach NE den Sedimenteintrag des Grabenbaches verlagert.

Subaquatische Rutschungen oder Turbidite wie im Attersee (VAN HUSEN, 1989) oder im Traunsee (EGGER, 1996; EGGER et al., 2007) wurden in den flachen Seen nicht festgestellt.

## **1 Deponie, Aufschüttung**

Umfangreichere Deponien von Müll oder Aushubmaterial sind auf dem Kartenblatt nicht bekannt. Die einzige Ausnahme bildet die Deponie bei Helsenhub südlich von Thalgau.

# **4. Mineralische Rohstoffe**

(M. HEINRICH, B. MOSHAMMER)

## **4.1. Erze, Kohle**

Aus dem Gebiet des Blattes Straßwalchen sind keine Vorkommen und Lagerstätten von Erzen bekannt. Schurfbaue auf Glanzkohlen wurden im 19. Jahrhundert im Stadtgebiet von Salzburg, im Stadtteil Aigen bei Gänsbrunn, angelegt (s. Kap. 3, Legendennummer 66). Das mächtigste Flöz war etwa einen Dreiviertelmeter mächtig (Komitee des allgemeinen Bergmanntages, 1903).

## **4.2. Steine, Erden, Industrieminerale**

### **4.2.1. Lockergesteine**

Die Vorkommen von nutzbaren Lockergesteinen auf Blatt Straßwalchen sind durch den klimagesteuerten, mannigfaltigen Ablagerungs- und Formenschatz des Pleistozän im vergletscherten Bereich geprägt, der weite Teile des Blattes einnimmt. Daneben wurden und werden auch Schuttkegel und Schwemmfächer mit kalkalpinem Einzugsgebiet genutzt.

Die Bestandsaufnahme der Abbaustellen und Untersuchung der Vorkommen geht für den Salzburger Anteil des Blattes auf die Arbeiten zur geologischen Erkundung von Lockergesteinen im Bundesland Salzburg (MÜLLER, 1982 und 1983; MÜLLER et al., 1982; SCHRAMM, 1985 und 1986; SCHRAMM et al., 1986) und die alle Rohstoffe betreffenden Arbeiten zum Salzburger Rohstoffsicherungskonzept (GEOCONSULT, 1989; FÜRLINGER, 1997) zurück. Im oberösterreichischen Teil des Blattes wurde die Bestandsaufnahme von der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt (LETOUZÉ-ZELUZA et al., 1990, 1999-2000; ZEZULA et al., 1981). Aktualisierungen erfolgten im Zuge bundesweiter Projekte (MOSHAMMER & MALECKI, 1994; REITNER & HEINRICH, 1992; WEBER, 2007) und anlassbezogen im Lagerstättenarchiv („Steinbruchkartei“) der Geologischen Bundesanstalt.

Die Mehrzahl der aktiven Kiessandabbaue und der höherwertigen Vorkommen liegt in den grobkörnigen Eisrandsedimenten (22) und Kames des Würm (24). Sie bilden neben kleineren Vorkommen insbesondere zwischen Hallwang und

Seekirchen, im Raum Hof und zwischen Hintersee und Koppl und weiter nach Norden über Oberplainfeld bis Henndorf ausgedehnte Körper. Auch das große Vorkommen von Würm-Vorstößschottern (32) zwischen Plainfeld und Seitenfeld/Enzersbergdörfel wird an mehreren Stellen als Rohstoffquelle für Hoch-, Tief- und Verkehrswegebau genutzt. Daneben bieten Grund- und Endmoränen mit Drumlins und Wällen (30, 31) verwertbare Kiessandvorkommen, die aber meist feinkornreicher als die glazifluviatilen Sedimente sind. Aus den pleistozänen Sedimenten älter als Würm, die im nordöstlichen Teil des Blattes auftreten, sind Abbaustellen bekannt, sie sind jedoch alle außer Betrieb bzw. bereits rekultiviert. Hangschutt (6) wird bei Bedarf für den Forstwegebau immer wieder genutzt, insbesondere wenn er dolomitisch ist und auch in den großen Steinbrüchen an der Nordflanke des Nocksteins wird die Hangschuttschwarte (6) im Fußbereich des Hauptdolomites (78) bzw. des Dachsteinkalkes/Plattenkalkes (77) verwertet.

Zu Gewinnungsstätten für Ziegeltonen liegen keine Unterlagen auf, es ist aber möglich, dass früher die feinkörnigen Eisrandsedimente wie Seetone und Bänderschluße (23) und möglicherweise auch die Schluße des Eisaufbaus (33) dafür genutzt wurden. Vorkommen liegen bei Wasenmoos, Hinterschroffenau, Sommeregg, Thalgau, Thalgauberg und Seekirchen.

#### 4.2.2. Festgesteine

Nur von historischer Bedeutung ist die Bau- und Werksteingewinnung auf Blatt Straßwalchen. Hinweise zu früherer Nutzung liegen zu folgenden Einheiten und Lokalitäten vor: den Quelltuffen bei Kienberg und insbesondere bei Plainfeld, woher nach KIESLINGER (1964) die Tuffsteine in den Salzburger Grotten (Residenz, Hellbrunn) stammen, den Konglomeraten verfestigter Kames (Würm, 24 und Riss, 36) bei Köstendorf, die nach HANISCH & SCHMID (1901) unter anderem für den Brücken- und Bahnbau verwendet wurden und bei Sighartstein, den Konglomeraten bei Wallersee-Zell (Riß, 43; vgl. VAN HUSEN, 1990, 1992 und 1994), den eozänen Kalken und Kalksandsteinen der Kressenberg-Formation (50) in Mattsee und bei Reitsham (vgl. KIESLINGER, 1964 und VOGELTANZ, 1970), den Sandsteinen der Acharting-Subformation (55) bei Thalgau-Vetterbach und den Gosau-Konglomeraten der Kreuzgraben-Formation bei Glasenbach (66).

Brecherprodukte aus Karbonatgesteinen werden auch heute noch an mehreren Stellen erzeugt. So werden bei Unterkoppl auf der NE-Seite des Nocksteins Hangschutt (Holozän, 6) und Hauptdolomit (Norium, 78) gemeinsam abgebaut, die erzeugten Produkte kommen hauptsächlich dem Straßenbau bzw. der -erhaltung zugute. Die Gewinnungstätigkeit verlagerte sich im Laufe der Zeit ostwärts, da der ehemals westlich benachbarte Hangschuttabbau sich erschöpft und nun verfüllt wird. Weitere kleine Böschungsentnahmestellen für den Wegebau finden sich immer wieder vor allem in den Dolomitgebieten, z. B. in der Gegend von Faistenau im Hauptdolomit (78).

Ebenfalls an der Wolfgangseestraße B 158 liegt noch ein weiterer aktiver Steinbruch nahe der östlichen Blattgrenze. Er erschließt Wettersteindolomit (Anisium-Karnium, 81) und befindet sich ca. 1 km SE Haslwald auf der Nordseite des Mühlbachtals. Der hangparallele Etagenabbau liegt waldumgeben etwa 100 m über Straßenniveau und bedient sich eines Förderbandes zu den Lagersilos unweit des Hauptverkehrsweges. Der Steinbruch ersetzte den bis Ende der 90er Jahre betriebenen Steinbruch im Hauptdolomit in Thalgauegg NE Schöffbaumhöhe, der sich im Rekultivierungsstadium befindet. Das grobaufbereitete Material erfährt seine Weiterverarbeitung zu Feinsand im Werk in Thalgau. Das Material dient aufgrund seiner guten Weiße als Hauptträgermaterial zur Putzherstellung in den firmeneigenen Baustoffwerken und kann in diesem Sinne und aufgrund seiner chemischen Reinheit als Industriemineral verstanden werden; ein weiterer Einsatzbereich ist die Düngemittelherstellung.

## 5. Kohlenwasserstoffe

(L. WAGNER, G. WESSELY)

Erdgas wird auf dem Kartenblatt Straßwalchen aus den mächtigen miozänen Sandsteinen der Oberen Puchkirchen-Formation und der Hall-Formation gefördert, die im Gasfeld Haidach den Molasseschuppen auflagern. Im Gegensatz zu benachbarten Gebieten, wurden in in Schuppen selbst bisher keine Lagerstätten entdeckt. Die autochthonen mesozoischen Sandsteine und Karbonate (Mittel- und Oberjura; Cenomanium) und die Sandsteine und Lithothamnienkalke des Eozän, wurden auf Blatt Straßwalchen wegen der hohen Aufschlusskosten noch nicht untersucht.

Potentielle Lagerstätten für Kohlenwasserstoffe können im Kalkalpenraum einerseits unter den alpinen Decken (subalpine Ziele), andererseits innerhalb des kalkalpinen Stockwerks (kalkalpininterne Ziele) vermutet werden. Als Erdölmuttergesteine sind Molasseschichten unter den Decken, aber auch bestimmte alpeninterne Schichten anzunehmen.

Die subalpinen Ziele sind großteils analog zu denen im Untergrund der Vorlandmolasse. Wegen zunehmender Tiefen erfolgt allerdings eine Verminderung der Porositäten in den Speichergesteinen, vor allem in Sandsteinen. Hingegen erhöhen sich die Abdichtungsmöglichkeiten. Das nur allmähliche Abtauchen des Kristallinsockels ermöglicht Fallenbildung der üblichen Art in Form von Aufwölbungen, Horsten, an Brüchen und an Faziesgrenzen.

Die kalkalpininternen Ziele beruhen auf Speichergesteinseigenschaften vor allem der Dolomite der Ober- und Mitteltrias. Falten und Schuppen können zu Fallenstrukturen führen. Hingegen besitzen die meisten kalkalpinen Formationen zu hohe Durchlässigkeitswerte, um eine Abdichtung von Kohlenwasserstofflagerstätten zu gewährleisten. Ausnahmen sind die tonreiche Lunz-Formation, permoskythische Schiefer und Anhydrite und Mergel der Kreide.

Innerhalb des Kartenblattes Straßwalchen stand die Bohrung Vordersee 1, die innerhalb des Tirolikums in der Mitteltrias unter Lunz-Formation Salzwasser antraf. Die durch die Seismik ermittelte weitgespannte flache Lage des Tirolikums (GEUTEBRÜCK et al. 1984) könnte aus struktureller Sicht ein Hinweis auf Prospektivität für Kohlenwasserstoffe sein.

## 6. Hydrogeologie

(G. SCHUBERT)

Die hydrogeologischen Verhältnisse am ÖK50-Kartenblatt 64 Straßwalchen werden in erster Linie von der quartären Sedimentbedeckung geprägt, die über weite Bereiche das Landschaftsbild prägt. Diese liegt im Süden den Kalkalpen, im zentralen Teil des Kartenblattes der Flyschzone und ganz im Norden Molassesedimenten auf. Während die weit verbreiteten Moränen im Allgemeinen eine geringe Durchlässigkeit besitzen, sind in den diesen vorgelagerten bzw. von diesen überfahrenen oder auf diesen liegenden größeren Sedimenten oft recht ergiebige Aquifere ausgebildet.

Im Südwesten wird vom Kartenblatt randlich der wohl bedeutendste Porengrundwasserkörper dieses Raumes erfasst – das Salzburger Becken (BRANDECKER, 1974). Bereits knapp außerhalb des Kartenrandes befindet sich hier der von der Gemeinde Elsbethen zur Trinkwasserversorgung genutzte Kasernenbrunnen (Wasserbuch-Postzahl 1301093), der mit einem Gesamtkonsens von 17 l/s die Ergiebigkeit des dortigen Grundwasserleiters dokumentiert.

Ein weiteres bedeutendes Grundwasservorkommen wurde von BRANDECKER & STRASCHIL (1987) im Raum westlich Thalgau untersucht, nämlich das Einzugsgebiet der Seitenfelder Brunnbachquellen. Im Beobachtungszeitraum Herbst 1981 bis Herbst 1987 wiesen die Quellen eine Gesamtschüttung von etwa 50 bis

100 l/s auf (S. 15). BRANDECKER & STRASCHIL (1987, S. 10) nehmen aufgrund von geoelektrischen Messungen und Bohrungen an, dass um Umfeld der Quellen die Fylschoberkante erst mehrere Zehnermetern unter der Talsohle anzutreffen ist.

*„Die großen Ergiebigkeiten der [hier] aus der Talniederung aufstoßenden Porengrundwässer wie auch die hydrogeologischen Verhältnisse des Gesamtrahmens lassen ein bis in die Ausläufer der Nördlichen Kalkalpen hineingreifendes Einzugsgebiet annehmen“* (BRANDECKER & STRASCHIL, 1987, S. 8).

In Plainfeld befindet sich eine weitere ergiebige Quellgruppe, nämlich die für die Trinkwasserversorgung gefassten Plainfelder Quellen I und II, die eine Gesamtschüttung von im Durchschnitt 35 l/s aufweisen. 1,7 km westlich dieser Quellen entspringt zudem die Knollbauerquelle mit 7 l/s Schüttung (S. 29).

*„Die Gesamtmenge der bis in den Raum westlich Thalgau von Süden nach Nordwesten abfließenden Grundwässer dürfte – unter Bedachtnahme des nicht zutage tretenden und daher nicht erfassbaren Anteils – im Jahresmittelwert die Größenordnung von etwa 200 l/s erreichen“* (BRANDECKER & STRASCHIL, 1987, S. 29).

Tracereinspeisungen im Gebiet südlich der Plainfelder Quellen ergaben, dass aus diesem Raum zwar eine Verbindung zum Plainfelder Bach besteht, im Hauptquellbach der Seitenfelder Brunnenquellen war aber trotz dreimonatiger Beprobung kein Farbdurchgang festzustellen. Daraus schlossen BRANDECKER & STRASCHIL (1987, S. 32), dass das Einzugsgebiet der Seitenfelder Brunnenquellen

*„... wahrscheinlich in den südöstlichen Raum, also bis in das Abflussgebiet des Fuschler Sees reicht.“*

In BAUMGARTNER & TICHY (1981, S. 19) weisen die Autoren auf eine voreiszeitliche, im Fylsch eingesenkte Flussrinne im Raum Elixhausen-Schönprechtling-Schleedorf hin, die mit zum Teil konglomerierten Kristallin- und Quarzsottern sowie Tonen erfüllt ist. Über diesen kommen die als Konglomeratplatte vorliegenden rißzeitlichen Kiesschüttungen des Raumes Reicherting-Riedelwald-Spanswag-Neumarkt und abschließend eine würmzeitliche Grundmoränendecke zu liegen (s. Kap. 3, Legendennummer 43). In diesem Raum befinden sich einige ergiebige Quellen und Brunnen, u. a. die Brunnen Riedelwald 1 und 2 (Trinkwasserversorgung Seekirchen, Postzahl 1304288, 18 l/s Gesamtkonsens), die Augnerquellen und die Quellgruppe Hippinger- und Reindlmühlquelle (Trinkwasserversorgung Seekirchen, Postzahl 1300134, Höchstentnahmemenge 8,5 l/s und 3,05 l/s) und die Tiefsteinquellen (Wassergenossenschaft Schleedorf, Postzahl 1300755, Höchstentnahmemenge 6 l/s).

In den quartären Sedimente im Umfeld von Straßwalchen befinden sich weitere ergiebige Wassererschließungen: Die Wassergenossenschaft Köstendorf fördert den Großteil ihres Wassers aus der Quellgruppe Franzenbauer (Postzahl 1300593, Höchstentnahmemenge 10 l/s). Die Wassergenossenschaft Straßwalchen bezieht ihr Wasser in der Hauptsache aus den Brunnen Goldberg und Rattensam (Postzahl 1300389, Gesamtkonsens 25 l/s). Der Wassergenossenschaft Neumarkt (Postzahl 1300387) steht für den Hagingbrunnen und den Herzogbrunnen jeweils eine Höchstentnahmemenge von 15 l/s und für die Sommererquellen eine Höchstentnahmemenge von 5 l/s zu.

Für das Hainbachtal bei Straßwalchen erstellten HÖFER et al. (2002) ein hydrogeologisches Modell. Demnach fließen hier etwa 450 l/s unterirdisch nach NNW ab. Aufgrund der unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften und Lösungsinhalte unterschieden die Autoren zwei Grundwasserkörper: einen bis 200 m mächtigen, konstanter Grundwasserkörper innerhalb der Altmoränen von einem stark schwankenden Grundwasserkörper in den bis 40 m mächtigen Schottern.

SORDIAN & WEBER (1991) und SORDIAN (1995) führten im Umfeld der Faistenau – diese liegt in den Kalkalpen, der Talboden wird von quartären Sedimenten eingenommen – hydrogeologische Aufnahmen durch. Im Talboden der Tiefbrunnenau versickerte hier im Beobachtungszeitraum der gesamte Abfluss des Weißbaches und des Schafbaches. In der Folge traten in den Quelltümpeln des

Brunnbaches mindestens 300 l/s aus (SORDIAN & WEBER, 1991, S. 4, und SORDIAN, 1995, S. II).

Im kalkalpinen Anteil des Kartenblattes sind keine stark schüttenden Karstquellen bekannt. Es gibt jedoch einige kleinere Quellen, die für die Trinkwassergewinnung genutzt werden und für die aufgrund ihrer Lage anzunehmen ist, dass ihr Aquifer kalkalpine Schichtglieder umfasst. Das sind z. B. die Füßlmühlquelle bei Fuschl (Trinkwasserversorgung der Gemeinde Fuschl, Postzahl 1300508, Höchstentnahmemenge 11 l/s) sowie die im Umfeld des Kühberges entspringenden Altbrunnquellen (Salzburg AG, Postzahl 1100140), Gersbergquellen (Salzburg AG, Postzahl 1100098) und Gniglerbergquellen (Salzburg AG, Postzahl 1100053).

In den 20iger Jahren wurde als zweite Stufe des Wiestalkraftwerkes das Kraftwerk Strubklamm errichtet. Im Stauraum dieses Kraftwerkes kam es unerwartet zu starken Versickerungen ([http://www.salzburg.com/wiki/index.php/Kraftwerk\\_Strubklamm](http://www.salzburg.com/wiki/index.php/Kraftwerk_Strubklamm), 27. Februar 2009). Nach mündlicher Mitteilung von Dr. BRAUNSTINGL, Amt der Salzburger Landesregierung, wurden im Hauptdolomit angelegte Schlucklöcher aktiv.

Nach SCHAUBERGER (1979, S. 31-33) wurden am Westfuß des Gaisberges bei Gänsbrunn und im Aigner Park vormals Mineralwässer genutzt. Bei Gänsbrunn wurden in den Gosauschichten in einem Freischurfstollen auf Kohle bei Stollenmeter 262,6 und 311,2 gering ergebige Mineralwässer angetroffen. Bemerkenswert waren hier die hohen Gehalte an Chlorid, Sulfat, Natrium + Kalium und Magnesium. Im Aigner Park entspringen nach SCHAUBERGER (1979, S. 33)

*„ ... aus Gosauschichten einige Quellen, die Kendlerquelle und die auch als ‚Roßschwemme‘ bezeichnete Römerquelle. Bei letzterer dürfte es sich um jene ‚Bittersalzquelle‘ handeln, die schon 1524 als heilkräftige Quelle galt. Sie solle [...] NaCl, CaSO<sub>4</sub>, MgSO<sub>4</sub>, CaCO<sub>3</sub>, Eisenoxydul und Kieselsäure, nach einer älteren Angabe auch Schwefel in nicht bekannten Mengen enthalten haben.“*

Diese Quellen stehen vermutlich mit Haselgebirgsvorkommen in Zusammenhang. In PREY (1969) ist ein solches im Osten des Kapuzinerberges im Grenzgebiet zwischen Trias und Gosau-Sedimenten dargestellt.

Im Verbreitungsgebiet der Flyschgesteine sind die Grundwasserverhältnisse bescheiden. Wie sich in den zahlreichen kleinen Quellen äußert, ist hier nutzbares Grundwasser vor allem im oberflächennahen Bereich zu erwarten. Als Beispiel sind im Folgenden die Quellen der Wassergenossenschaften Irrsdorf (Postzahl 1301196) und Steindorf, Straßwalchen (Postzahl 1301028) angeführt. Am Nordosthang des Irrsberges werden von der Wassergenossenschaft Irrsdorf 14 kleine Quellen mit einem Gesamtkonsens von nur 2 l/s erschlossen. Im Umfeld dieser Quellen ist eine ausgedehnte Rutschmasse entwickelt, was vermutlich die Wasserwegigkeit des Untergrunds erhöht. Die Wassergenossenschaft Steindorf, Straßwalchen erschließt auf der SW-Seite des Irrsberges vier Quellen mit einem Gesamtkonsens von 2,033 l/s (Hofstätterquellen, große Sommerauerquelle). Weitere Quellen nutzt sie im Südosten des Tannberges, im Bereich von Rutschmassen. Hier ist die Ergiebigkeit etwas höher: Die Pointnerquelle und die Zenzquellen haben einen Teilkonsens im Ausmaß von jeweils 2 l/s.

## 7. Geophysik

(P. SLAPANSKY)

Flächendeckende geophysikalische Untersuchungen auf Blatt 64 Straßwalchen liegen einerseits in Form der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) (HEINZ et al., 1987; SEIBERL, 1991) vor, andererseits in Form gravimetrischer Untersuchungen, die hauptsächlich im Zuge der Kohlenwasserstoffexploration der OMV (ZYCH, 1988) und der gravimetrischen Landesaufnahme (1978 bis 1996), wie auch verschiedener anderer Detailuntersuchungen durchgeführt wurden (ZYCH & MEURERS, 2006 b).

Diese Daten wurden im Rahmen der von der GBA herausgegebenen Themenkarten „Molassezone Salzburg – Oberösterreich“ überarbeitet, z. T. neu berechnet und in Karten 1:200.000 dargestellt (MOTSCHKA et al., 2006, ZYCH & MEURERS, 2006 a). Die folgenden Darstellungen von regionaler Magnetik und regionaler Gravimetrie stützten sich vor allem auf diese Karten, sowie auf die zugehörigen Erläuterungen von KRÖLL et al. (2006).

## 7.1. Aeromagnetik

Die Aufnahmen zur Aeromagnetik von Österreich AMVÖ wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das als Sonde unter einem Tragflächenflugzeug mitgeführt wurde, durchgeführt. Die Befliegung erfolgte im Gebiet von ÖK 64 Straßwalchen in einer Höhe von 3000 m über Adria Null mit Messprofilabständen von etwa 2 km. Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1987) und GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987).

Die Ergebnisse wurden in Form von Isanomalienkarten der magnetischen Totalintensität in den Maßstäben 1:200.000, 1:500.000 und 1:1.000.000 dargestellt (HEINZ et al., 1987, SEIBERL, 1991, MOTSCHKA et al., 2006). In diesen Karten sind die durch die magnetischen Eigenschaften der oberen Erdkruste bedingten Abweichungen der Totalintensität des Erdmagnetfeldes ( $\Delta T$ ) vom globalen „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) als Anomalien erkennbar.

Das Muster der magnetischen Anomalien ist im betrachteten Bereich äußerst monoton. Das Blatt 64 Straßwalchen liegt an der Südwest-Flanke des Minimums der regional wirksamen Berchtesgadener Anomalie. Die Werte der Anomalie der magnetischen Totalintensität auf Kartenblatt 64 bewegen sich zwischen  $<-15$  nT im NE und  $>44$  nT im SW des Kartenblatts, feldfortgesetzt auf einen Horizont 1600 m über Adria Null (MOTSCHKA et al., 2006).

Die magnetische Großstruktur der Berchtesgadener Anomalie ist seit den 30er Jahren aus der Erdölexploration bekannt, wobei bereits damals die Ursache der Anomalie im kristallinen Untergrund unter den alpinen Deckenkörpern und der subalpinen tertiären Molasse vermutet wurde. Magnetische Modellkörperberechnungen ergaben theoretische Störkörper, die in mehreren Kilometern Tiefe unter der Oberkante des subalpinen Kristallins der Böhmisches Masse liegen.

Weitergehende Informationen über verschiedene Theorien zur Interpretation der Berchtesgadener Anomalie, zu den verschiedenen Modellierungen und zur Fortsetzung der Anomalie gegen E finden sich in MOTSCHKA & SLAPANSKY (2006), SLAPANSKY & AHL (2009) sowie in der dort zitierten Literatur.

## 7.2. Gravimetrie

Näheres zu den Daten und zur Auswertemethodik der Gravimetrie ist bei ZYCH & MEURERS (2006 b) nachzulesen. Als Kartendarstellungen der regionalen Schwereverteilung sei neben der „Schwerekarte (Isanomalien der Bougwerschwere) 1:200.000 der Molassezone Salzburg – Oberösterreich und angrenzender Gebiete“ (ZYCH & MEURERS, 2006 a), auch auf die Darstellungen der „Bourgueanomalie nach Subtraktion des Schwereeffekts der Krusten-Mantelgrenze (Moho)“ und „Horizontalgradient der Bougueranomalie des Molasseraumes (OÖ) und angrenzender Gebiete“ (ZYCH & MEURERS, 2006 b) verwiesen, die jeweils unterschiedliche Aspekte stärker betonen. Gravimetrische Anomalien können theoretisch sowohl auf rein strukturelle Ursachen, als auch auf lithologisch bedingte Dichteinhomogenitäten zurückzuführen sein. Anomalien scharungen werden oft mit tektonischen Störungen in Zusammenhang gebracht (ZYCH, 1988).

Eine Übersicht über Durchschnittswerte der Gesteinsdichten für die tektonischen Einheiten im Bereich des Kartenblatts 64 Straßwalchen, sowie auch dessen tieferen Untergrund ist in Tabelle 1 dargestellt.

Tabelle 1.

Durchschnittswerte der Gesteinsdichten für die großtektonischen Einheiten im Bereich des Kartenblatts 64 Straßwalchen, sowie dessen Untergrund.

Nach ZYCH & MEURERS (2006 b).

Geologische Einheit	Dichte [g cm <sup>-3</sup> ]
Molasse	2,40
Flysch	2,55
Kalk	2,70
Hauptdolomit	2,75
Autochthones Mesozoikum	2,75
Kristallin der Böhmisches Masse	2,80 (2,60–2,90)

Die Karte der Molassezone ist durch großräumige und langwellige Schwereanomalien geprägt, die von lokalen Anomalien überlagert werden. Alle diese Anomalien haben ihre Ursachen in Dichteunterschieden im kristallinen Grundgebirge und seinen mesozoischen Auflagerungen, oder eventuell auch in noch tieferen Anteilen der oberen Kruste, nicht aber in den Sedimentserien der Flysch- und Molassezone (ZYCH & MEURERS, 2006 b).

Die Isanomalien der Bougwerschwere zeigen einen regionale Trend, der die Abnahme der Boguerschwere vom regionalen Maximum der Böhmisches Masse hin zum regionalen Minimum des Tauernfenster widerspiegelt (BEV, 2006, MEURERS & RUESS, 2007). Die Absolutwerte der Bougwerschwere liegen zwischen <−94 mgal im N und >−104 mgal im Zentrum, bzw. <−92 mgal im lokalen Maximum am Südrand des Kartenblattes, wobei kleine, diesen generellen Trend überprägende lokale positive und negative Anomalien auftreten.

Das Kartenblatt 64 Straßwalchen liegt im Bereich einer regionalen positiven gravimetrischen Anomalie, die sich von Braunau am Inn bis etwa Mattighofen erstreckt. Sie erreicht im Bereich Mattsee an der Flyschgrenze mit >−94 mgal ihre höchsten Werte (ZYCH & MEURERS, 2006 a). Die Grenze zwischen Flysch und Kalkalpen bildet eine deutliche Zäsur im Schwerebild (ZYCH & MEURERS, 2006 a, 2006 b). Positive Anomalien an der Kalkalpenstirn werden in erster Linie mit dem Dichtekontrast zwischen Flysch und Kalkgesteinen in Zusammenhang gebracht, enge Isolinienscharungen lassen aber auch Bruchtektonik als Ursache nicht ausschließen (ZYCH & MEURERS, 2006 b).

Ein Schwereprofil Mattighofen – Golling zeigt einen Längsschnitt durch die Blätter Mattighofen, Straßwalchen und Hallein, und stellt die geologisch-tektonische Situation, sowie die Mächtigkeitsverhältnisse der geologischen Einheiten anhand der Schweredaten anschaulich dar (ZYCH & MEURERS, 2006 b).

## 8. Geologische Naturdenkmale

(TH. HOFMANN)

Die rechtlichen Belange des Naturschutzes liegen in Österreich in den einzelnen Bundesländern. Die Grundlage dafür bilden jeweiligen Naturschutzgesetze; im Konkreten das Salzburger Naturschutzgesetz 1999 idGF – NSchG. Laut diesem sind nachfolgend angeführte Naturdenkmale per Bescheid ausgewiesen. Der Nachweis erfolgt im sogenannten „Naturdenkmalbuch“ mit fortlaufender Nummer. Das Naturdenkmalbuch ist sowohl bei der zuständigen Bezirkshauptmannschaft, als auch beim Amt der Salzburger Landesregierung (Abteilung 13: Naturschutz) in Salzburg (5010 Salzburg, Michael-Pacher-Straße 36) einsehbar.

Eine monographische Beschreibung aller Naturdenkmale für Salzburg liegt von THUSWALDNER & BLUHM (1985) vor. Eine bundesweite Darstellung geologischer Naturdenkmale erfolgte zuletzt durch HOFMANN (2000). Ausgewählte Klammern beschreibt auch SPEIL (1996).

Derzeit (Stand Ende Oktober 2008) sind im Land Salzburg insgesamt 253 Naturdenkmale mit fortlaufender (chronologischer) Nummerierung ausgewiesen. Nachfolgende Angaben beziehen sich auf die geologischen Naturdenkmale für Kartenblatt 64 (GÖK) und beruhen auf der im Internet verfügbaren Liste (<http://service.salzburg.gv.at/natur/Index>, abgefragt am 28. Oktober 2008) und den darin enthaltenen Angaben zu den Naturdenkmälern. Bei der Angabe der Koordinaten im Bundesmeldenetz (BMN) handelt es sich um Werte, die mehr oder minder den Mittelpunkt des Naturdenkmals beschreiben.

Die im Folgenden angeführten Naturdenkmale sind im Sinne von LOOK (1996) als Geotope zu bezeichnen:

*„Geotope sind erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde und des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien, sowie einzelne Naturschöpfungen und natürliche Landschaftsteile. Schutzwürdig sind diejenigen Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Für Wissenschaft, Forschung und Lehre, sowie für Natur- und Heimatkunde sind sie Dokumente von besonderem Wert. Sie können insbesondere dann, wenn sie gefährdet sind und vergleichbare Geotope zum Ausgleich nicht zur Verfügung stehen, eines rechtlichen Schutzes bedürfen.“*

○ **Naturdenkmal 41**

**Klamm mit drei Wasserfällen in Ebenau**

Nr. 3 auf GÖK 64; Koordinaten (BMN): RW: 438200; HW: 294750.

Katastralgemeinde (KG) Ebenau (Bescheid vom 20.9.1934).

Klamm mit 3 Felstufen; mitten im Ortsgebiet (Länge 80 m, Breite 2–3 m, Tiefe 10–15 m).

Literatur: THUSWALDNER & BLUHM (1985), HOFMANN (2000).

Geologie: (78) Hauptdolomit.

○ **Naturdenkmal 42 (Abb. 24)**

**Die Plötz am mittleren Rettenbach in Ebenau**

Nr. 1 auf GÖK 64; Koordinaten (BMN): RW: 438750; HW: 295700.

Katastralgemeinde (KG) Vorder-Schroffenau (Bescheid vom 8.10.1934).

Kalchuartiges Talstück des Rettenbaches (Länge 0,5 km; Steigung 60 m; einige Strudellöcher bis 10 m Durchmesser).

Literatur: THUSWALDNER & BLUHM (1985), HOFMANN (2000), SPEIL (1996).

Geologie: (78) Hauptdolomit.

○ **Naturdenkmal 45 (Abb. 25)**

**Trockene Klammern bei Elsbethen**

Nr. 5 auf GÖK 64; Koordinaten (BMN): RW: 432500; HW: 290500.

Katastralgemeinde (KG) Elsbethen (Bescheid vom 7.4.1936).

Labyrinth von bis zu 10 m tiefen Felsspalten.

Literatur: WALDNER (1936), THUSWALDNER & BLUHM (1985), HOFMANN (2000), SPEIL (1996).

Geologie: (70) Oberalm-Formation mit (13) Zerrgraben, Zerrspalten.

○ **Naturdenkmal 62**

**Strudelloch Stadlerkessel Elsbethen**

Nr. 6 auf GÖK 64; Koordinaten (BMN): RW: 432262; HW: 290150.

Katastralgemeinde (KG) Elsbethen (Bescheid vom 22.6.1959).

Strudelloch im Kehlbachgraben

Literatur: THUSWALDNER & BLUHM (1985), HOFMANN (2000).

Geologie: (72) Bunter Unter- und Mitteljurakalk i. A. (Knollenbrekzie).



Abb. 24.  
Wasserfallstufe im Hauptdolomit des Naturdenkmals Plötz.

○ **Naturdenkmal 74**

**Kirchenbühel in Fuschl**

Nr. 2 auf GÖK 64; Koordinaten (BMN): RW: 448000; HW: 295300.

Katastralgemeinde (KG) Fuschl (Bescheid vom 22.4.1964).

Der Hügel ist nur in seinem Ostteil, anschliessend an den Ellmaustein, aus Moräne aufgebaut. Der übrige Hügel besteht aus terrassierten Schotterablagerungen, die in den früher viel höheren, spätglazialen Fuschlsee geschüttet wurden. Es sind Reste von drei Flächen erhalten, diese dreifache Stufung

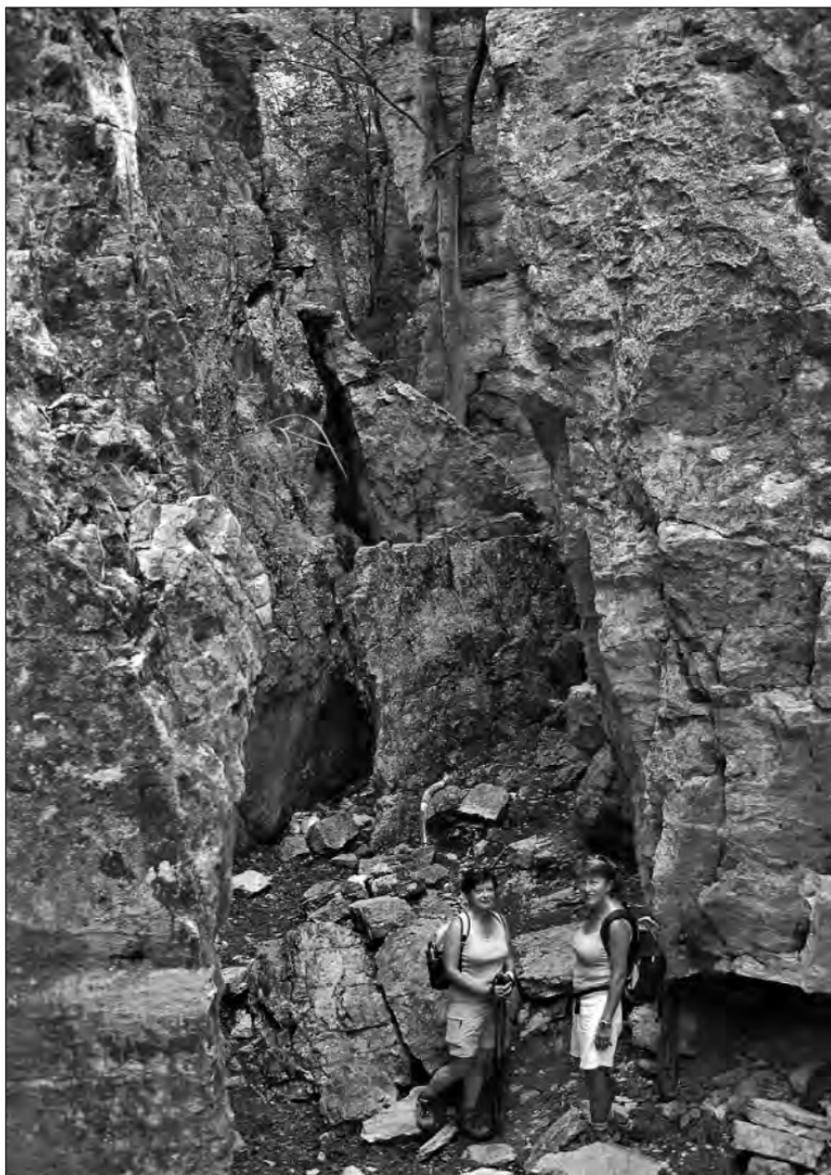


Abb. 25.  
Zerrgräben in den Trockenen Klammern.

zeigt in besonders schöner Weise das etappenweise Absinken des spätglazialen Sees.

Literatur: THUSWALDNER & BLUHM (1985), HOFMANN (2000).

Geologie: (22) Staukörper am Eisrand mit (7) Erosionskante.

○ **Naturdenkmal 167 (Abb. 26)**

**Strubklamm**

Nr. 4 auf GÖK 64; Koordinaten (BMN): RW: 440000; HW: 292850.



Abb. 26.  
Blick auf die Strubklamm von der Straße nach Vordersee aus, Im Hintergrund der Schwarzenberg.

Katastralgemeinden Lidaun, Anger, Ebenau II (Bescheid vom 30.6.1978).  
Klamm des Almbaches; im unteren Bereich eng, oben breiter; Wände teilweise senkrecht, zum Teil mit Föhren bewachsen; oberer Teil mit dichter Buschwerkvegetation bewachsen; Urwaldcharakter; bedeutendes Vogelbrutgebiet; im Winter bildet die Klamm große Eisvorhänge; erschlossen durch Wanderwege und Straße; Almbach durchschneidet den vom Ochsenberg (1483 m) im S und vom Strumberg (982 m) im N begrenzten Felsrücken durch die bis zu 100 m tiefe Strubklamm.

Literatur: THUSWALDNER & BLUHM (1985), HOFMANN (2000).  
Geologie: (78) Hauptdolomit.

○ **Naturdenkmal 253 (Abb. 20)**

**Hochstein**

Ohne Nr. in GÖK 64; Koordinaten (BMN): RW: 299310; HW: 433650.

Katastralgemeinden Heuberg I (Bescheid vom 15.8.2008).

Beim sogenannten Hochstein handelt es sich um eine ca. 20 m lange, 8 m breite und bis zu 10 m hohe Felsrippe aus hellgrauen Lithothamnienkalk und Nummulitenkalk bzw. Nummulitenmergel, die in ca. 810 m Höhe östlich des Heuberg-Gipfels gelegen ist. Der Hochstein ist eine Felsbildung, die gleichzeitig einen erdgeschichtlichen Aufschluss sowie eine Fossilienfundstelle darstellt.

Geologie: (50) Kressenberg-Formation

## 9. Höhlen

(R. PAVUZA, G. STUMMER)

Das Kartenblatt 64 wird in höhlenkundlicher Hinsicht größtenteils vom Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg (Katasterführung) betreut. Nur ein kleiner Abschnitt – bisher ohne Höhlen - im östlichen und nördlichen Blattbereich wird vom Landesverein für Höhlenkunde in Oberösterreich betreut.

Mit Stand August 2008 waren auf dem Blattbereich insgesamt 21 Höhlen bekannt, die überwiegende Mehrzahl davon liegt im südwestlichen, kalkalpinen Bereich zwischen Gaisberg und Schwarzenberg. Nur zwei der derzeit bekannten Höhlen gelten nach der geltenden Nomenklatur gerade noch als „Mittelhöhlen“ (Ganglänge 50 bis 500 m). Die Höhlen liegen administrativ in 5 verschiedenen Katastergruppen des österreichischen Höhlenverzeichnisses. In 5 weiteren auf dem Kartenblatt vertretenen Katastergruppen sind bisher noch keine Höhlen bekannt geworden.

Die derzeit längste Höhle, die 58 m lange Ursprunghöhle liegt SSE des Gaisberges. Das Wasser dieser Quellschöpfung wird für den Gasthof Schwaitl genutzt.

Im Schwarzenberg im Südwesten des Kartenblattes befindet sich das 52 m lange Hiasloch, das teilweise hübsche Sinterbildungen aufweist.

Tabelle 2.

Die zehn längsten Höhlen des Kartenblattes Strasswalchen (Kat.Nr. = Katasternummer des österreichischen Höhlenverzeichnisses).

Höhlenname	Lage	Kat. Nr	Länge [m]
Ursprunghöhle	SW Gurlspitze	1527/4	58
Hiasloch	Schwarzenberg	1526/22	52
Spalthöhle	Gaisberg	1527/1	35
Hexenloch im Aignerpark	Aigen	1527/10	30
Höhle im Aignerpark	Aigen	1527/3	25
Frauenloch	Gaisberg	1527/2	24
Laubloch	Schwarzenberg	1526/23	22
Reckenkeller	Mühlstein	1526/1	18
Quellschöpfung beim Aignerpark	Aigen	1527/6	16
Frauenloch	Gaisberg	1527/7	15

Zu erwähnen sind weiters die drei Höhlen in den Gosaukonglomeraten des Aignerparkes. Am eindrucksvollsten ist das ca. 30 m lange Hexenloch, wo hinter einem künstlich erweiterten, stollenartigen Eingang eine Halle mit Wasserfall folgt.

Neben dem sagenumwogenen Frauenloch im Gaisberg ist noch die Höhlensiedlung bei Elsbethen – eigentlich nur ein großes Felsdach – besonders zu erwähnen. Hier wurde am Beginn des 20. Jh. durch Martin HELL eine neolithische bis latènezeitliche Höhlensiedlung ergraben. Später wurde dort der erste mesolithische Grabfund in Österreich gemacht (RETTENBACHER & TICHY, 1994).

Eine Liste der zehn längsten Höhlen des Kartenblattes Strasswalchen (Stand August 2008) gibt einen Überblick über das höhlenkundliche Potential dieses Gebietes, das allerdings nur einen kleinen Anteil an den Nördlichen Kalkalpen aufweist (Tab. 2).

## 10. Geologische Sammlungen

(H. EGGER)

### Haus der Natur

Museum für Natur und Technik

Museumsplatz 5

5020 Salzburg

[www.hausdernatur.at](http://www.hausdernatur.at)

Das Haus der Natur begeistert seit 1924 die Besucher mit seinen vielseitigen Ausstellungen, die einen breiten Bereich der Natur und Technik - vom Aquarium und Reptilienzoo bis hin zum Science-Experimentarium - präsentieren.

In dieser abwechslungsreichen musealen Fülle spielen die Erdwissenschaften eine wichtige Rolle. Als eine der großen Attraktionen zeigt die Saurierhalle kostbare Originalversteinerungen aber auch bewegliche, lebensgroße Nachbildungen, umrahmt von Lebensbildern als beeindruckende Wandmalereien.

Mineralogische und paläontologische Schaustücke bezeugen die geologischen Vielfalt des Landes Salzburg. Die Salzburger Besonderheiten aus dem Bergbau (Salz, Gold, Arsen, Wolfram) werden ebenso gezeigt wie die Minerale aus den Hohen Tauern mit den weltberühmten Riesenbergkristallen (max. 618 kg). Prachtvolle Minerale aus der ganzen Welt runden die Ausstellung ab.

Die berühmte Ichthyosaurierfundstelle in der Glaserbachklamm im Süden der Stadt Salzburg ist seit ihren Anfängen im 19. Jahrhundert mit Fossilien ebenso dokumentiert wie die Eozän-Fundstelle St. Pankraz am Haunsberg im Flachgau mit zahlreichen Besonderheiten.

Allgemeine geologische Modelle informieren die Besucher über den Aufbau der Erde, Formung der Landschaft und besonders zum Deckenbau der Alpen. Durch Drehen am „Zeitrad“ kann zudem eine interessante Reise durch die Jahrmillionen angetreten werden. In einer interaktiven Computeranimation verfolgt man die Entwicklung der Kontinente in den vergangenen 750 Millionen Jahren und bis in die Zukunft.

## 11. Geologische Lehrpfade

(H. EGGER)

### 11.1. Glaserbachklamm

Im Südosten der Stadt Salzburg durchschneidet der Klausbach in einem etwa drei Kilometer langen und sehr eindrucksvollen Kerbtal mit teils schluchtartigem Charakter den Rand der Kalkvoralpen (s. STOCKER, 1988). Am unteren Eingang

zur Klamm stehen Konglomerate der oberkretazischen Kreuzgraben-Formation an. Diese liegen mit einer Erosionsdiskordanz auf roten Radiolariten der oberjurasischen Ruhpolding-Formation. So existiert hier eine Schichtlücke mit einem Umfang von rund 70 Millionen Jahren. Aus dem Mittel- und Unterjura steht eine mächtige Abfolge von gebankten, roten und grauen Kalken an, in die sich zahlreiche Resedimentlagen einschalten. Teils handelt es sich dabei um Gleitmassen, die im Verband abgeglitten sind, teil um Debris-flow Ablagerungen („Knollenbrekzien“), teils um klassische Turbidite. Auch die Ichthyosaurierfundstelle liegt in so einer Gleitmasse. Der obere Ausgang der Klamm befindet sich im Bereich von Eisrandsedimenten, die sich am Rand des abschmelzenden Würmgletschers gebildet haben. Die Kiese zeigen Talrandverkitung und gehen bachaufwärts in Bänderschuffe über, die in einem Stausee am Gletscherrand gebildet wurden. In diesen Seesedimenten stecken oft einzelne Gerölle, die aus abschmelzenden Eisschollen auf den Seeboden fielen („Dropstones“). Noch weiter bachaufwärts, im Bereich der sogenannten Langen Brücke gibt es immer wieder Aufschlüsse von Grundmoräne.

Die Wanderung durch die Glasenbachklamm im Gemeindegebiet von Elsbethen dauert hin und zurück etwa 3 Stunden. Etliche Schautafeln geben Erklärungen zur Geologie des Gebietes. Zu diesem Lehrpfad gibt es auch einen gedruckten Führer (TICHY & HERBST, 1997).

## **11.2. Trockene Klammen**

Ebenfalls im Gemeindegebiet von Elsbethen, direkt am südwestlichen Blattschnitt des Kartenblattes, liegen die Trockenen Klammen. Dabei handelt es sich um eine Bergzerreißung innerhalb der Oberalm-Formation. Nach dem Abschmelzen des Würmgletschers wurde der Hang instabil und riss an unzählige Spalten, Klüfte und Schluchten auf. Die größten Klüfte werden bis zu 20 m tief und etwa 15 m breit. Der riesige Felssturzblock des Archsteins, am Beginn des Wanderwegs, geht vermutlich ebenfalls auf diese Hangbewegungen zurück. Schon 1884 begann die touristische Erschließung durch den Alpenklub Salzburg (s. WALDNER, 1936). Bis heute erfreut sich das Gebiet als Klettergarten großer Beliebtheit. Unter Botanikern sind die Trockenen Klammen berühmt für die Vielzahl von Farnen (18 Arten), die hier wachsen. Ein Lehrpfad mit zahlreichen Schautafeln führt durch das Gebiet.

## **11.3. Eiszeitweg in Henndorf**

Ausgangspunkt der rund 13 km langen Wanderung ist Henndorf am Wallersee. Im dortigen Gemeindeamt liegt ein Prospekt mit einer Wegbeschreibung auf. Informationen können aber auch über das Internet ([www.wallerseehalle.at/eiszeitweg](http://www.wallerseehalle.at/eiszeitweg)) abgerufen werden. Die Wanderung dauert etwa 4,5 Stunden. Auf 21 Schautafeln wird die Landschaftsgeschichte im Würm und Spätglazial dargestellt (s. auch SCHROTT et al., 2008).

## **11.4. Milleniumsweg in Mattsee**

Diese einstündige Wanderung im Ortsgebiet von Mattsee gibt auf 14 Schautafeln einen guten Überblick über die Landschaftsentwicklung im Quartär, über die Ablagerungsbedingungen der für ihren Fossilreichtum berühmten Eozänablagerungen und über die Geschichte der längst stillgelegten Steinbrüche. Auch auf die neolithischen Pfahlbausiedlungen im Bereich der Trumerseen wird hingewiesen.

## 12. Bohrungen

(H. EGGER, Ch. RUPP, L. WAGNER, G. WESSELY)

### Kohlenwasserstoffbohrungen (Auswahl)

Bei der Rohöl-Aufsuchungsgesellschaft und der OMV bedanken wir uns herzlich für die Publikationsgenehmigung der vereinfachten Bohrprofile. Die Koordinatenangaben beziehen sich auf das Bundesmeldenetz. Die Meterangaben beziehen sich auf die Bohrteufe.

Die Nomenklatur der Molassesedimente (Innviertler Serie etc.) der Erdöl-Firmen wurde direkt übernommen. Nach der neuen lithostratigraphischen Nomenklatur (PILLER et al., in Vorbereitung) ist die Innviertler Serie (PAPP et al., 1968) in der nun erweiterten Innviertel-Gruppe enthalten. Sie repräsentiert im Bereich des Kartenblattes sowohl die Wachberg-Formation (= Sand-Schotter-Gruppe) als auch die Vöckla-Formation (= Vöcklaschichten). Die Haller Serie (PAPP et al., 1968), heute als Hall-Gruppe bezeichnet, umfasst die Lukasedt-Formation, Hall-Formation (= Haller Schlier) und die Lindach-Formation. Die Puchkirchener Serie wird nach PILLER et al. (2004) als Puchkirchen-Gruppe bezeichnet.

#### AIGELSBRUNN 1

**2008; Seehöhe über NN: 577 m**

**Rechtswert: x = 448500 m; Hochwert: y = 315947 m**

- 120 m Quartär, Riß, Grundmoräne
- 504 m Ottnangium, Innviertler Serie
- 1231 m Eggenburgium, Haller Serie  
Diskonformität
- 1880 m Egerium, verschuppte Puchkirchener Serie mit Helvetikumseingleitungen

#### BRUNN W 1

**2001; Seehöhe über NN: 639 m**

**Rechtswert: x = 448139 m; Hochwert: y = 317397 m**

- 166 m Quartär, Riß, Grundmoräne
- 500 m Ottnangium, Innviertler Serie
- 1411 m Eggenburgium, Haller Serie  
Diskonformität
- 2020 m Egerium, verschuppte Puchkirchener Serie mit Helvetikumseingleitungen

#### H Aidach 1

**1997; Seehöhe über NN: 530 m**

**Rechtswert: x = 443274 m; Hochwert: y = 317493 m**

- 44 m Quartär, Riß, Hochterrasse
- 518 m Ottnangium, Innviertler Serie
- 1112 m Eggenburgium, Haller Serie  
Diskonformität
- 1771 m Egerium, verschuppte Puchkirchener Serie mit Helvetikumseingleitungen

#### Haidach 5

**2002; Seehöhe über NN: 540 m**

**Rechtswert: x = 443189 m; Hochwert: y = 315923 m**

- 40 m Quartär, Riß, Hochterrasse
- 60 m Quartär, Seeton
- 1316 m Verschupptes Helvetikum  
Diskonformität
- 1725 m Obere Puchkirchener Serie
- 1840 m Egerium, verschuppte Puchkirchener Serie

## **H Aidach 7**

**2003; Seehöhe über NN: 540 m**

**Rechtswert: x = 443196 m; Hochwert: y = 315924 m**

- 44 m Quartär, Riß, Hochterrasse
- 48 m Quartär, Seeton
- 2350 m Egerium, verschuppte Puchkirchener Serie mit Helvetikumseingleitungen

## **H Aidach SO 1**

**2000; Seehöhe über NN: 573 m**

**Rechtswert: x = 446771 m; Hochwert: y = 316353 m**

- 17 m Quartär, Riß, Grundmoräne
- 403 m Ottnangium, Innvierteler Serie
- 894 m Eggenburgium, Haller Serie  
Diskonformität
- 2069 m Egerium, verschuppte Puchkirchener Serie mit Helvetikumseingleitungen

## **H Aidach SW 1**

**2000; Seehöhe über NN: 531 m**

**Rechtswert: x = 442344 m; Hochwert: y = 316795 m**

- 42 m Quartär, Riß, Grundmoräne
- 430 m Ottnangium, Innvierteler Serie
- 1791 m Eggenburgium, Haller Serie  
Diskonformität
- 2028 m Egerium, verschuppte Puchkirchener Serie mit Helvetikumseingleitungen

## **H Aidach SW 2**

**2000; Seehöhe über NN: 532 m**

**Rechtswert: x = 442353 m; Hochwert: y = 316745 m**

- 45 m Quartär, Riß, Grundmoräne
- 410 m Ottnangium, Innvierteler Serie
- 775 m Eggenburgium, Haller Serie  
Diskonformität
- 1420 m Egerium, verschuppte Puchkirchener Serie mit Helvetikumseingleitungen

## **Rilling 1**

**2007; Seehöhe über NN: 700 m**

**Rechtswert: x = 449954 m; Hochwert: y = 313164 m**

- 1252 m Campanium, Rhenodanubische Gruppe (Röthenbach-Subgruppe)  
Überschiebung
- 2606 m Helvetikum  
Diskonformität
- 3052 m Egerium, Untere Puchkirchener Serie

## **Strasswälden 1**

**1996; Seehöhe über NN: 528 m**

**Rechtswert: x = 441305 m; Hochwert: y = 317287 m**

- 18 m Quartär, Riß, Hochterrasse
- 421 m Ottnangium, Innvierteler Serie
- 860 m Eggenburgium, Haller Serie  
Diskonformität
- 2297 m Egerium, verschuppte Puchkirchener Serie mit Helvetikumseingleitungen

## STRASSWALCHEN 2

2008; Seehöhe über NN: 528 m

Rechtswert: x = 441302 m; Hochwert: y = 317292 m

- 25 m Quartär, Riß, Hochterrasse
- 420 m Ottnangium, Innvierteler Serie
- 894 m Eggenburgium, Haller Serie  
Diskonformität
- 1762 m Egerium, verschuppte Puchkirchener Serie mit Helvetikumseingleitungen

## WINKL 1

2007; Seehöhe über NN: 616 m

Rechtswert: x = 449848 m; Hochwert: y = 315398 m

- 171 m Quartär, Riß, Moräne
- 450 m Ottnangium, Innvierteler Serie
- 1060 m Eggenburgium, Haller Serie  
Diskonformität
- 1485 m Egerium, verschuppte Puchkirchener Serie mit Helvetikumseingleitungen  
Diskonformität
- 1662 m Egerium, Obere Puchkirchener Serie

## Bohrung der Österreichischen Mineralöl-Verwaltungs AG (OMV)

Siehe Abb. 27 auf der gegenüber liegenden Seite.

## Vorerkundungsbohrungen für den Umfahrungstunnel Henndorf (Wienerstraße B1)

### KB2/96

1996; Seehöhe über NN: 566 m

Rechtswert: x = 439058 m; Hochwert: y = 305823 m

- 26 m Würm-Grundmoräne
- 35 m Altlenzbach-Formation; Acharting-Subformation (höheres Paläozän)

### KB3/96

1996; Seehöhe über NN: 566 m

Rechtswert: x = 439477 m; Hochwert: y = 305908 m

- 16 m Würm-Grundmoräne
- 35 m Altlenzbach-Formation; Acharting-Subformation (oberstes Maastrichtium, CC26)

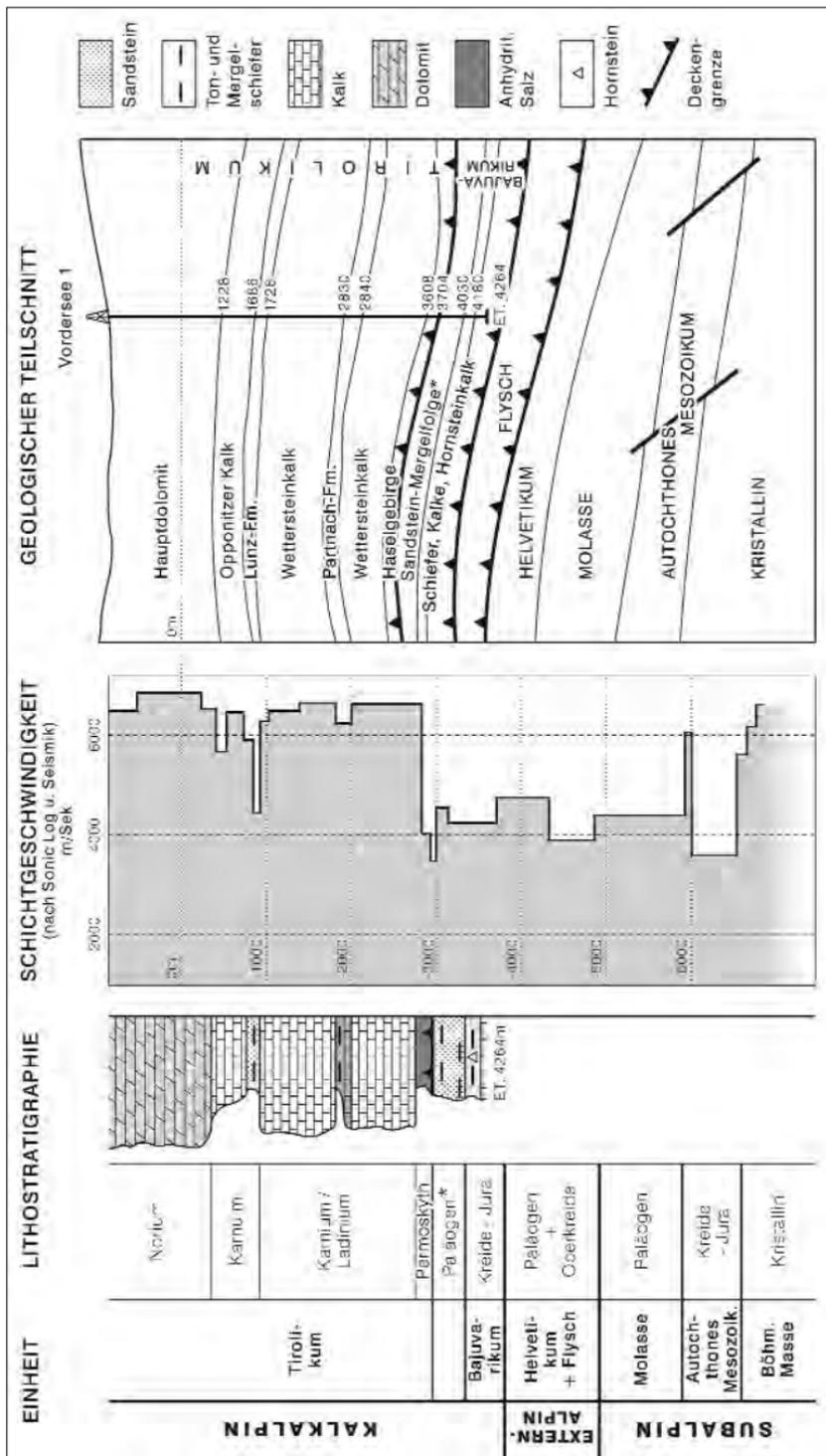
---

Abb. 27.

Bohrung Vordersee 1.

Bohrprofil und Schnitt, ergänzt mit Hilfe von seismischen Daten (nach GEUTEBRÜCK et al., 1989). Die tektonische Zuordnung der unter dem Tirolikum angetroffenen Gesteine ist fraglich. Das sehr schlecht erhaltene Nannoplankton (*Sphenolithus radians*, *Zygrhablithus bijugatus*) der paläogenen Anteile deutet auf ein früheozänes Alter hin. Sollte es sich bei diesem Untereozän tatsächlich um die jüngsten Teile der Gosau-Gruppe handeln, ist die Zuordnung der im Liegenden folgenden Unterkreide zum Bajuvarikum problematisch, da dieses, soweit bekannt, bereits vorgosauisch komplett von höheren Decken überschoben wurde. Es könnte sich bei dieser Unterkreide auch um Klippengesteine handeln. Dieselbe Zuordnung ergibt sich für den Fall, dass das Paläogen kein Teil der Kalkalpen ist, sondern zur Rhenodanubischen Gruppe gehört.

---



**KB4/96****1996; Seehöhe über NN: 570 m****Rechtswert: x = 439179 m; Hochwert: y = 305928 m**

-17 m Würm-Grundmoräne

-26 m Altglengbach-Formation; Acharting-Subformation (höheres Paläozän)

**KB5/96****1996; Seehöhe über NN: 569 m****Rechtswert: x = 439470 m; Hochwert: y = 306085 m**

-24 m Würm-Grundmoräne

-30 m Altglengbach-Formation; Acharting-Subformation (Oberes Maastrichtium, CC25)

**KB6/96****1996; Seehöhe über NN: 570 m****Rechtswert: x = 439470 m; Hochwert: y = 306374 m**

-7,5 m Würm-Grundmoräne

-35 m Altglengbach-Formation; Acharting-Subformation (Oberes Maastrichtium, CC25)

**KB7/96****1996; Seehöhe über NN: 589 m****Rechtswert: x = 439924 m; Hochwert: y = 306441 m**

-18 m Würm-Grundmoräne

-35 m Altglengbach-Formation; Acharting-Subformation (Thanetium, NP8)

**KB8/96****1996; Seehöhe über NN: 567 m****Rechtswert: x = 439626; Hochwert: y = 306730 m**

-14 m Würm-Grundmoräne

-25 m Altglengbach-Formation; Acharting-Subformation (Maastrichtium?)

**KB10/96****1996; Seehöhe über NN: 590 m****Rechtswert: x = 440096 m; Hochwert: y = 306829 m**

-12 m Würm-Grundmoräne

-35 m Altglengbach-Formation; Acharting-Subformation (Thanetium, NP9)

**KB11/96****1996; Seehöhe über NN: 581 m****Rechtswert: x = 440083 m; Hochwert: y = 307318 m**

- 6 m Würm-Grundmoräne

-35 m Altglengbach-Formation; Acharting-Subformation (Oberes Maastrichtium, CC25)

**KB1/98****1998; Seehöhe über NN: 595 m****Rechtswert: x = 439679 m; Hochwert: y = 306039 m**

-18 m Würm-Grundmoräne

-60 m Altglengbach-Formation; Acharting-Subformation (Danium, NP1-NP2)

**KB2/98****1998; Seehöhe über NN: 569 m****Rechtswert: x = 439877 m; Hochwert: y = 307016 m**

-27 m Würm-Grundmoräne

-32 m Altglengbach-Formation; Acharting-Subformation (Danium, NP3)

## Spülbohrung für die Erdwärmeanlage des Seniorenwohnheimes in Hof

TB11/98

1998; Seehöhe über NN: 741 m

Rechtswert: x = 441272 m; Hochwert: y = 297729 m

- 56 m Würm-Moräne
- 65 m Wettersteindolomit
- 85 m Gutenstein-Formation
- 125 m Schrambach-Formation
- 240 m Buntmergelserie

## Wasserbohrung Riedelwald

Seehöhe über NN: 573 m

Rechtswert: x = 432594 m; Hochwert: y = 307 651 m

- 12 m Würm, Moräne
- 48 m Riß, Konglomerat mit stellenweise unverfestigten Kieslagen
- 58 m Riß, schluffiger Sand
- 84 m Riß, Konglomerat mit stellenweise unverfestigten Kieslagen
- 87 m Mindel, Grundmoräne
- 90 m Rhenodanubische Gruppe (Kalkmergel)

## Literatur

- ABERER, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23–94.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E. (1949): Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **92** (1947), 129–145, Wien.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E. (1958): Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich von Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **49** (1956), 1–40.
- BAUER, F. K. (1987): Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen in einem Unterschiebungsbau der Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **130/2**, 113–131.
- BAUMGARTNER, P. & TICHY, G. (1981): Geologische Karte des südwestlichen innviertels mit Erläuterungen. – Amt der öö. Landesregierung, Landesbaudirektion, Linz.
- BERNOULLI, D. & JENKINS, H.C. (1970): A Jurassic basin: the Glaserbach gorge, Salzburg, Austria. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1970, 504–531.
- BEV – Bundesamt f. Eich- u. Vermessungswesen & IMG - Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien (2006): Österreichische Schwerekarte.
- BITTNER, A. & FUGGER, E. (1903): Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, 1: 75.000, Blatt 4850, Salzburg.- Wien (Geol. Reichsanst.).
- BOBEK, M. & SCHMIDT, R. (1976): Zur spät- und mittelpostglazialen Vegetationsgeschichte des nordwestlichen Salzkammergutes und Alpenvorlandes (Österreich) mit Berücksichtigung der Pinus-Arten. – Linzer biol. Beitr., **8/1**, 95–133.
- BRANDECKER, H. (1974): Hydrogeologie des Salzburger Beckens. – Steir. Beitr. Hydrogeol., **1974**, Graz.
- BRANDECKER, H. & STRASCHIL, H. (1987): Projekt SA 6-C. Grundwasservorkommen und Trinkwasserbilanz Raum Thalgau-Enzersberg. Teil III. Endbericht. – Unveröffentl. Bericht, Salzburg-Hallein.
- BRÜCKNER, E. (1887): Die Vergletscherung des Salzachgebietes. – Geogr. Abh., **??**, 1–183 Wien (Hölzel).
- COXALL, H.K., HUBER, B.T. & PEARSON, P.N. (2003): Origin and Morphology of the Eocene planktonic foraminifer *Hantkenina*. – J. Foramin. Res., **33**, 237–261.
- DEL-NEGRO, W. (1979): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg. – 41 pp., Wien (Geol. B.-A.).
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geotekt. Forsch., **58**, 217 S., Stuttgart (Schweizerbart).

- EGGER, H. (1982): Zur Geologie des oberen Mörtlbach-Gebietes (Osterhorn-Gruppe, Salzburg). – Unpubl. Vorarbeit Univ. Salzburg, 48pp.
- EGGER, H. (1987a): Die Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (Oberösterreich, Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **130/2**, 139–151.
- EGGER, H. (1987b): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **130/3**, 267–268.
- EGGER, H. (1989a): Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 375–395.
- EGGER, H. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 424–425.
- EGGER, H. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in der Rhenodanubischen Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **136/3**, 567–568.
- EGGER, H., (1995). Die Lithostratigraphie der Altenglach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **196**, 69–91.
- EGGER, H. (1996): Geologische Karte von Österreich 1 : 50.000 Bl. 66 Gmunden. – Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. (1997a): 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. (1997b): Bericht über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. Bundesanst., **140**, 296–297.
- EGGER, H. & HRADECKA, L. (1993): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 450.
- EGGER, H. & PERESSON, H. (1997): The 300km-long Innsbruck-Salzburg-Amstetten (ISAM) fault system: A major displacement line in the northern Eastern Alps. – Przeglad Geologiczny (Pancardi), 1072–1073 (Krakow).
- EGGER, H., HEILMANN-CLAUSEN, C. & SCHMITZ, B. (2000): The Palaeocene/Eocene-boundary interval of a Tethyan deep-sea section and its correlation with the North Sea Basin. – Société Géol. France Bull., **171**, 207–216.
- EGGER, H., HOMAYOUN, M. & SCHNABEL, W. (2002): Tectonic and climatic control of Paleogene sedimentation in the Rhenodanubian Flysch Basin (Eastern Alps, Austria). – Sedimentary Geology, **152**, 147–162.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2003): Geologische Karte von Österreich 1 : 50000, ÖK 64, Blatt Strasswalchen (Geol. B.-A.).
- EGGER, H., HOMAYOUN, M., HUBER, H., RÖGL, F. & SCHMITZ, B. (2005): Early Eocene climatic, volcanic, and biotic events in the northwestern Tethyan Untersberg section, Austria. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **217**, 243–264.
- EGGER, H. & BRÜCKL, E. (2006): Gigantic volcanic eruptions and climatic change in the early Eocene. – Internat. J. Earth Sci., **95**, 1065–1070.
- EGGER, H., HEINRICH, M., HOFMANN, Th., VAN HUSEN, D., LOBITZER, H., MOSHAMMER, B., PAUVUZA, R., SCHEDL, A., SCHUBERT, G., STUMMER, G. & WAGNER, L. (2007): Erläuterungen zu Blatt 66 Gmunden. – 66 S., Wien (Geol. B.-A.).
- EGGER, H. & SCHWED, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). – Cretaceous Research, **29**, 405–416.
- EGGER, H., HEILMANN-CLAUSEN, C. & SCHMITZ, B. (2009): From shelf to abyss: Record of the Paleocene/Eocene-boundary in the Eastern Alps (Austria). – Geologica Acta, **7**, 215–227.
- EGGER, H. & RÖGL, F. (2009): The Ypresian-Lutetian transition in the Holzhäusl section (northwestern Tethyan realm) north of Salzburg (Eastern Alps, Austria). – Climatic and biotic events of the Paleogene, Abstractvolume, p. 58, (GNS Wellington).
- EHRlich, C. (1848): Nummuliten-Sandstein von Mattsee. – Berichte über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, **4**, 347–349 (Wien, Braumüller).
- ETTINGSHAUSEN, C. von (1853): Über die fossilen Pflanzen von Aigen. – Jb. Geol. Reichsanst., **4**, 168–169.
- FAUPL, P. (1978): Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. – Mitt. österr. Geol. Ges., **68**, 13–38, Wien.
- FLÖGL, H. (1969/70): Wasserwirtschaftliches Grundsatzgutachten Vöckla – Ager – Traun mit Karten 1 : 50.000. – Amt ö. Landesreg., Abt. Wasserbau – Hydrographischer Dienst, Linz.
- FRASL, G. (1987): Clasts from the Haunsberg Wildflysch (N of Salzburg - Implications on the Northern Border Zone of the Rhenodanubian Flysch Trough. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps, 70–84, 2 Abb., Wien (Deuticke).

- FRASCHER, K.F. (1885): Ergebnisse einiger Exkursionen im Salzburger Vorlande, mit besonderer Berücksichtigung der Eocän- und Kreideablagerungen in der Umgebung von Mattsee. – Verh. Geol. Reichsanst., **1885**, 173–183.
- FRIESE, G. (1986): Vegetationskundliche Untersuchungen in den Einzugsgebieten der Salzburger Alpenvorlandseen. – Stud. Forsch. Salzburg, **2**, 227–263.
- FUGGER, E. (1897): Ein Ichthyosaurus aus dem Glasenbache. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, **37**, S.19, Salzburg.
- FUGGER, E. (1900): Das Salzburger Vorland. – Jb. Geol. Reichsanst., **49** (1899), 287–427.
- FUGGER, E. & KASTNER, C. (1882): Glaciale Erscheinungen in der Nähe von Salzburg. – Verh. Geol. Reichsanst., 158–159, Wien.
- FUGGER, E. & KASTNER, C. (1883): Glaciale Erscheinungen in der Nähe von Salzburg. – Verh. Geol. Reichsanst., 136–139, Wien.
- FUGGER, E. & KASTNER, C. (1885): Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. – 131 S., Salzburg (H. Kerber).
- FÜRLINGER, W. (1997): Rohstoffsicherungskonzept Steine Erden Industriemineralien Salzburg. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-018/F, Bibl. Geol. B.-A., 18 Bl., 2 Ktn.blg., Salzburg.
- GAWLICK, H.-J. (2000): Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **44**, 97–156.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H., VORTISCH, W., & WEGENER, E. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Tauglbodenschichten an der Typokalität in der Osterhorngruppe (nördliche Kalkalpen, Ober-Oxfordium – Unter-Tithonium). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**, 1–20.
- GEOCONSULT (1989): Rohstoffsicherungskonzept für Steine, Erden und Industriemineralien im Bundesland Salzburg: Flachgau, Tennengau. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-018/88, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 07575–R, 15 S., 4 Beil., Salzburg.
- GERMATSIDIS, I. (1984): Die Sedimente des Wallersee. – Unveröff. Diplomarb. Univ. Göttingen, 74 S.
- GEUTEBRÜCK, E., KLAMMER, W., SCHIMUNEK, K., STEIGER, E., STROBL, E., WINKLER, G. UND ZYCH, D. (1984): Oberflächengeophysikalische Verfahren im Rahmen der KW-Exploration der ÖMV. – Erdoel-Erdgas, **100**, 296–304.
- GOHRBANDT, K.H. A. (1967): Some new planktonic foraminiferal species from the Austrian Eocene. – Micropaleontology, **13**, 319–326.
- GÖTZINGER, G. (1931): Aufnahmsbericht über Blatt Salzburg (4650). – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 60–63.
- GÖTZINGER, G. (1936a): Salzburg und der Gaisberg. In: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich 1. Teil (III. INQUA Konferenz). – Geol. B.-A., 135–148, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1936b): Das österreichische Salzachgletschergebiet, der westliche Innkreis. – In: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich 1. Teil (III. INQUA Konferenz), 120–134, Wien (Geol. B.-A.).
- GÖTZINGER, G. (1951): Zur Morphologie der Salzburger Flyschberge. – Geographische Studien (Festschrift Prof. Johann Sölich), 36–51.
- GÖTZINGER, G. (1955): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt Salzburg. – Wien (Geol. B.-A.).
- GÖTZINGER, G. & BECKER, H. (1932): Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). – Jb. Geol. B.-A., **82**, 343–396.
- GÖTZINGER, G. & LECHNER, J. (1942): Gesteinsgebundene Landformen in ihrer Bedeutung für die Bodennutzung in der Osterhorngruppe. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien in der Deutschen Geographischen Gesellschaft, **85**, 41–54 + 6 Taf.
- GÜMBEL, C. W. (1882): Kreide in Salzburg - Gyroporellen-Schichten in den Radstädter Tauern Fischführende Schichten bei Traunstein: (Schreiben an Herrn Hofrath v. Hauer de dato München, den 11. November 1882). – Verh. Geol. Reichsanst., 286–290, Wien.
- GÜNTHER, W. (1978): Abriß der Geschichte des Salzburger Bergbaues. Kohle – Ölschiefer – Erdöl. – 39 S., (Eigenverlag, Salzburg).
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). – 32 S., 5 Abb, 1 Beil., 1 Anh., Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien.
- HAGN, H. (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. – Geologica Bavarica **44**, 1–208.

- 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.).
- HAUER, F. von (1858): Ueber die Eocengebilde im Erzherzogthume Oesterreich und in Salzburg. – Jb. Geol. Reichsanst., **9**, 103–137.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Salzburg. – Bericht Projekt SC-2f/84, 15 S., 3 Abb., 6 Beil.; Wien.
- HESSE, R. (1975): Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. – Sediment., **22**, 387–416, Oxford etc.
- HOFER, J. & TICHY, G. (1983): Profile aus der unteren Muntigler Serie (Flysch) des Henndorfer Waldes, Salzburg. – Der Karinthin, **89**, 73–94, Salzburg.
- HÖFER, C. (2001): Quartär- und Hydrogeologie des nordöstlichen Flachgaus. – Dipl.-Arb. Univ. Salzburg.
- HÖFER, C., GADERMAYR, W. & TICHY, G. (2002): Quartär- und Hydrogeologie des nordöstlichen Flachgaus. – Kurzfassungen Pangeo Austria I, Salzburg.
- HOFMANN, T. (2000): GAIA´s Sterne: Ausflüge in die geologische Vergangenheit Österreichs. – Grüne Reihe, BMUJF, **12**, 244 S., 358 Fotos, 1 Tab., Anh., Graz (Austria-Medien-Service-Verlag).
- HUSEN, D. VAN (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 1–130, Wien.
- HUSEN, D. VAN (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefter Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. – Eiszeitalter & Gegenwart, **29**, 9–22, Hannover.
- HUSEN, D. VAN (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **126**, S. 304, Wien.
- HUSEN, D. VAN (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 268–269, Wien.
- HUSEN, D. VAN. (1989): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50:000, Bl. 65 Mondsee. – Wien (Geol. B.-A.).
- HUSEN, D. VAN (1989): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 546–457, Wien.
- HUSEN, D. VAN (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 426–427, Wien.
- HUSEN, D. VAN (1992): Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 88–90, Wien.
- HUSEN, D. VAN (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 568–569, Wien.
- HUSEN, D. VAN (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 450–541, Wien.
- HUSEN, D. VAN (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 135–156, Wien.
- IBETSBERGER, H. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 417–418, Wien.
- IBETSBERGER, H. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 225–226, Wien.
- IBETSBERGER, H. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **134**, 470–471, Wien.
- JANCIK, R. (1972): Ichthyosaurier-Funde bei Salzburg (Glaserbachklamm, Oberostalpinen Lias). – Ber. Haus der Natur, B, H. 3, 24–28, Salzburg.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – 436 S., Bergland Buch Salzburg.
- KLAPPACHER, W. (Red. 1992): Salzburger Höhlenbuch, Band 5. – Salzburger Mittelgebirge und Zentralalpen. – Salzburg (Landesverein f. Höhlenkunde).
- KÖCHEL, L. von. (1859): Die Mineralien des Herzogthumes Salzburg. Mit einer Uebersicht der geologischen Verhältnisse und der Bergbaue dieses Kronlandes und mit einer geologischen Karte von Salzburg. – 160 S., Wien (Gerold).
- KOMITEE DES ALLGEMEINEN BERGMANNTAGES (1903): Die Mineralkohlen Österreichs. – 480 S., Verlag Zentralverband Bergwerkbesitzer Österr., Wien.
- KRAUS, E. (1932): Der bayerisch-österreichische Flysch. – Abh. Geol. Landesuntersuchung Bayer. Oberbergamt, **8**, 82 S., München.
- KRISAI, R. (1975): Die Ufervegetation der Trumer Seen (Salzburg) – Heutiger Zustand und Geschichte (Habilitationsschrift). – Diss. Botan., **29**, 194 S., Berlin.
- KRISAI, R. & SCHMIDT, R. (1983): Die Moore Oberösterreichs. – 298 S., Linz.

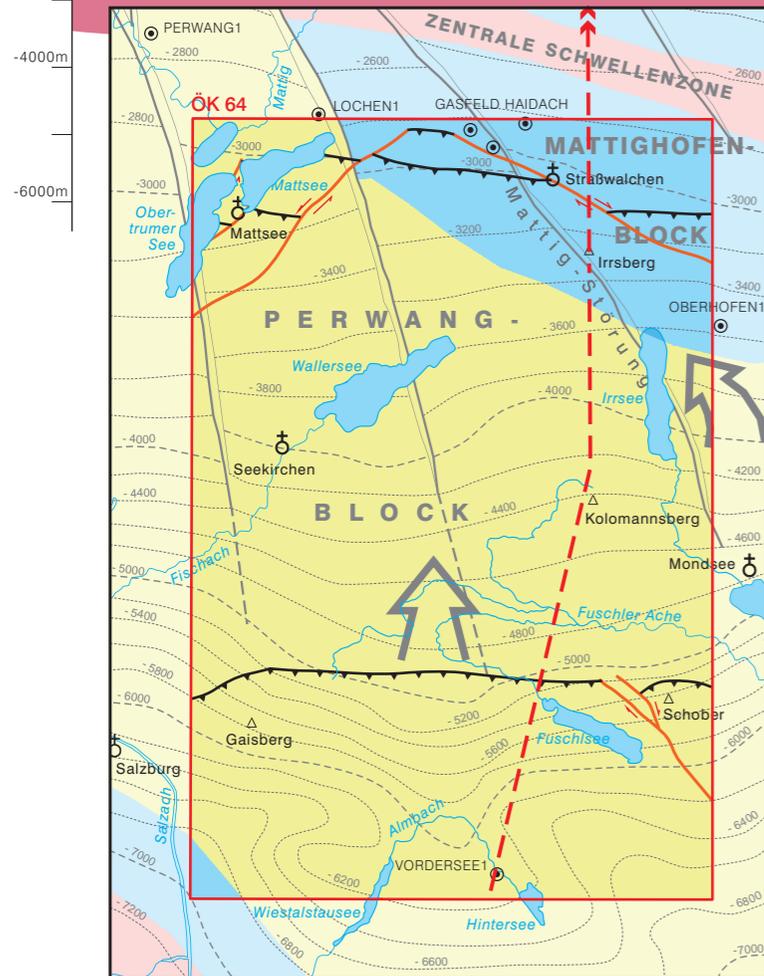
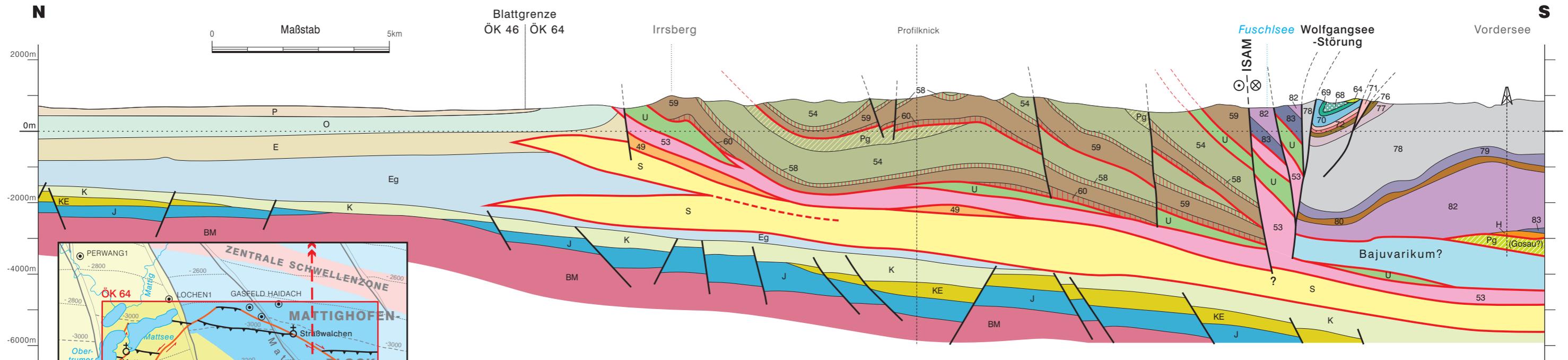
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY G. & ZYCH, D. (2006): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich, 24 S., 1 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Wien (Geol. B.-A.).
- KRISAI, R. & FRIESE, G. (1986): Aufbau und Genese des Wenger Moores am Wallersee. – Stud. Forsch. Salzburg, 2, 335–341, Salzburg.
- KRYSTYN, L. (2008): An ammonoid-calibrated Tethyan conodont time scale of the late Upper Triassic. – Ber. Geol. B.-A., **76**, 9–11 (Abstracts IGCP 467 Meeting, Bad Goisern), Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., GRUM, W., KOHL, H., PASCHER, G., REHBERGER, S. & REITNER, H. (1990): Weiterführung und Detaillierung der Massenrohstoffhebungen im o.ö. Donaubereich und Alpenvorland zu 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., 6 Abb., 1 Anh., 35 Beil., Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., KOCIU, A., LIPIARSKI, P., PFLEIDERER, S. & REITNER, H. (1999/2000): 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., 5 Abb., 59 Beil., Wien.
- LILL VON LILIENBACH, A. (1833): Ein zweiter Durchschnitt aus den Alpen. Eine geognostische Parallele zu dem Durchschnitte der Salzurgischen Alpen im ersten Jahrgang des Jahrbuches. (Aus den hinterlassenen Papieren des Herrn Lill von Lilienbach). – N. Jb. Miner. Geognosie Geol. Petrefaktenkunde, Jg. **1833**, 1–37, Stuttgart.
- LINDNER, D. (1984): Die Sedimente des Mattsees. – Unveröff. Diplomarb. Univ. Göttingen, 114 S.
- LIPOLD, M.V. (1851): Geologische Verhältnisse der die Stadt Salzburg umgrenzenden Hügel. – Jb. Geol. Reichsanst., 22–26. Wien.
- LOBITZER, H. & SURENIAN, R. (1984): Geologische Untersuchungen an ausgewählten Vorkommen von Dolomit im Bundesland Salzburg. – Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 73–97.
- LOOK, E.-R. (1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland. Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland. – Angewandte Landschaftsökologie, **9**, Bonn-Bad Godesberg.
- LÜRZER, E. (1954): Das Spätglazial im Egelseegebiet (Salzachvorlandgletscher. – Ztschr. Gletscherkde. Glazialgeol., **8**/1, 83–91, Innsbruck
- LÜRZER, E. (1956): Die postglaziale Waldgeschichte des Salzburger Vorlandes. – Mitt. Ges. Salzburger Landesk., **96**, 223–254, Salzburg.
- MAURER, H. (1972): Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – Mitt. Geol. Ges., Wien, **64**, 137–172..
- MENEWEGER, H. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 268–269, Wien.
- MENEWEGER, H. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Bl. 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 418–419, Wien.
- MEURERS, B. & RUSS, D. (2007): Compilation of a new Bouguer gravity data base in Austria. – Vermessung & Geoinformation 2/2007, 90–94, 5 Figs., Wien.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H. (Projektl.) (1996): Nutzungsoptionen ausgewählter österreichischer Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen (Kalkstein, Marmor, Dolomit z.T.). – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-038/94–95, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv, 57 Bl., 14 Abb., 7 Tab., 13 Taf., 7 Blg., Anh., Wien.
- 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. B.-A./ Wiss. Archiv A 10244–R, 27 Bl., 11 Abb., 1 Tab., Anh. m. Ktn. 1:200.000, Wien.
- MOJSISOVICS, E., v. (1890): Jahresbericht 1889. – Verh. Geol. Reichsanst., **1890**, 30–31, Wien.
- MORLOT, A. (1847): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der Nordöstlichen Alpen: Ein Entwurf zur vorzunehmenden Bearbeitung der physikalischen Geographie und Geologie. – 208 S., Wien (Braumüller & Seidel).
- MOTSCHKA, K. & SLAPANSKY, P. (2006): Kompilierte geomagnetische Karte und strukturelle Interpretation. – In: A. KRÖLL, B. MEURERS, G. OBERLERCHER, W. SEIBERL, P. SLAPANSKY, L. WAGNER, G. WESSELY & D. ZYCH.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich, 4–8; Wien.
- MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2006): Magnetische Karte – Isanomalien der Totalintensität ( $\Delta T$ ). – Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich 1 : 200.000; Wien (GBA).

- MÜLLER, P.J. (1982): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen im Flachgau-Nord zwischen den Linien – Nockstein/Hof bei Salzburg/Schober und Obertrum/Neumarkt am Wallersee. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-016f/81, Bibl. Geol. B.-A./ Wiss. Archiv Nr. A 05417–R, 18 Bl., 30 Bl. Anhang, 1 Kte., Salzburg.
- MÜLLER, P.J. (1983): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen im Flachgau-Nord zwischen den Linien-Nockstein/Hof bei Salzburg/Schober und Obertrum/Neumarkt am Wallersee. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-016f/82, Bibl. Geol. B.-A./ Wiss. Archiv Nr. A 05799–R, 38 Bl., 10 Tab., 32 Anl., Salzburg.
- MÜLLER, P.J., BECHTOLD, D. & KLEBERGER, J. (1982): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen im Nördlichen Flachgau (Salzburg). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 2, Proj. S-A-016f/81–82, S. 137–142, Wien.
- MÜLLER-DEILE, G. (1940): Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd., **84**, Abt. B, 330–378, 7 Taf., Stuttgart.
- MUSSILL, G. (1984): Zur Stratigraphie und Genese des Langmooses in der Gemeinde St. Lorenz (Oberösterreich). – Linzer biol. Beitr., **16/2**, 195–210.
- OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 1–88.
- OSBERGER, R. (1952): Der Flysch-Kalkalpenrand zwischen der Salzach und dem Fuschlsee. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math. -naturwiss. Klasse, Abt. 1, **161**, 785–801.
- PAPP, A., GRILL, R., JANOSCHEK, R., KAPOUNEK, J., KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 9–27, Wien.
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen. – 483 S., Leipzig.
- PENCK, A. (1910): Die interglazialen Seen von Salzburg. – Z. Gletscherk., 81–95, Berlin.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 1199 p., Leipzig (Tauchnitz).
- PILLER, W. E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSTIN, L., LEIN, R., LUCKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G., 2004: Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolge). – Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften. und Österreichische Stratigraphische Kommission).
- PILLER, W. E. EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSTIN, L., LEIN, R., LUCKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (in Vorbereitung): Erläuterungen zur Stratigraphischen Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften. und Österreichische Stratigraphische Kommission).
- PIPPAN, Th. (1967): Die Stadterrassen von Salzburg. – Mitt. Öster. Geogr. Ges., **109**, 115–128, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **107**, 11–69.
- PLÖCHINGER, B. (1972): Geologische Karte des Wolfgangseegebietes, 1:25 000. – Wien (Geol. B.-A.).
- PLÖCHINGER, B. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich) 1: 25 000. – 92 S., Wien (Geologische Bundesanst.).
- PLÖCHINGER, B. (Bearb.) (1987): Geologische Karte Republik Österreich 1:50.000 Blatt 94 Hallein.. – Wien (Geol. B.-A.).
- PLÖCHINGER, B., BRANDECKER, H., LEDITZKY, H.P., MAURIN, V., TICHY, G. & VAN HUSEN, D. (1990): Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. – 76 S., Wien (Geol. B.-A.).
- PREY, S. (1950): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **94/1**, 93–165, 1 Tab., 2 Taf., Wien.
- PREY, S. (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1: 50.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- PREY, S. (1975): Bemerkungen zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetium - Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math. -naturw. Kl., Abt. I, **184**, 1–7, Wien.
- PREY, S. (1980a): Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungszustand sowie die geologischen Bauteile und Ihre Zusammenhänge. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 79–117, Wien (Springer).
- PREY, S. (1980b): Helvetikum, Flysche und Klippenzone von Salzburg bis Wien. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 189–217, Wien (Springer).
- PREY, S. (1980c): Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1: 50.000. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 281–325, Wien.

- RASSER, M.W., PILLER, W.E., (1999): Kroisbachgraben und Frauengrube: Lithostratigraphische Typuslokalitäten für das paläogene Helvetikum in Salzburg. – Abh. Geol. B.-A., **56**, 713–722.
- 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.
- RETTENBACHER, C. & TICHY, G. (1994): Ein frühesolitisches Kindergrab aus der Zigeunerhöhle in Elsbethen bei Salzburg. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, **134**, 625–642.
- RICHTER, M. (1929): Die nordalpine Flyschzone zwischen Salzburg und Wien. – Cbl. Miner. etc., B., 369–379.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G. (1940): Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). – Z. dt. Geol. Ges., **92**, 416–430.
- RÖHRS, J., GERMATSIDIS, I., LINDNER, D. & SCHNEIDER, J. (1986): Sedimentgeologische Untersuchungen an den Trumer Seen und am Wallersee. – Stud. Forsch. Salzburg, **1986**, 421–457, Amt d. Salzburger Landesregierung.
- RUPP, Ch. (Bearb.) (2008): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 47 Ried i. Innkreis mit Erläuterungen. – Geol. B.-A., Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1979): Die Mineral- und Thermalquellen im Bereich des ostalpinen Salinars zwischen Salzach und Enns. – Schriftenreihe des Oberöstr. Musealvereins, **9**, Linz.
- SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglbodenschichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – Sedimentology, **20**, 65–89.
- SCHLOSSER, M. (1925): Die Eocäenfaunen der bayerischen Alpen. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Abt., **30** (7 und 8), 275 S., München.
- SCHMIDT, R. (1986): Zur spät- und nachezeitlichen Geschichte der Trumer Seen. – Stud. Forsch. Salzburg, **2**, 459–469, Salzburg.
- SCHNABEL, W. (1979): Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzonen. – Arbeitstagung der Geol. B.-A., Blatt 71 Ybbsitz, 17–42, Wien.
- SCHRAMM, J.-M. (1985): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen südlich der Linie Nockstein – Hof bei Salzburg – Schober/Fuschl (Salzburg), Projektstufe II. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-016e/83, Bibl. Geol. B.-A./ Wiss. Archiv Nr. A 06048–R, 53 Bl., 20 Abb., 1 Tab., 1 Beil., 10 Anl., Salzburg.
- SCHRAMM, J.-M. (1986): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen südlich der Linie Nockstein – Hof bei Salzburg – Schober/Fuschl (Salzburg). – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-016e/84, Bibl. Geol. B.-A./ Wiss. Archiv Nr. A 06484–R, 14 Bl., 26 Beil., Salzburg.
- SCHRAMM, J.-M. (2007): Salzburg im geologischen Kartenbild – Historisch und modern. – GeoAlp, Sonderband **1**, 11–134.
- SCHRAMM, J.-M., ANDORFER, G. & BECHTOLD, D. (1986): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen südlich der Linie Nockstein – Hof b. Salzburg – Schober/Fuschl (Salzburg). Projektstufe I. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-016e/81, Bibl. Geol. B.-A./ Wiss. Archiv Nr. A 05800–R, 18 Bl., 4 Beil. gef., Salzburg.
- SCHREIBER, H. (1913): Die Moore Salzburgs in naturwissenschaftlicher, geschichtlicher, landwirtschaftlicher und technischer Beziehung. – 272 S, Staab (Deutsch-Österr. Moorverein).
- SCHROTT, H., IBETSBERGER, H., STEYRER, H.-P. & HEJL, E. (2008): Salzburg und Umgebung. Neun Geo-Exkursionen. – 160S., Vilsbiburg (Kiebitz Buch).
- SCHWELLENTHIN, J. (1989): Die Sedimente des Zeller- oder Irrsees - Sedimentgeologische Kartierung und Untersuchungen zur Sedimentations- und Eutrophierungsgeschichte (Salzkammergut, Oberösterreich). – Unveröff. Diplomarb. Univ. Göttingen, 136 S.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalen der Totalintensität) . – Wien (Geol. B.-A.).
- SLAPANSKY, P. & AHL, A. (2009): Ergänzende geophysikalische Auswertungen der Aeromagnetik der Molassezone Salzburg – Oberösterreich und angrenzender Gebiete. – Unveröff. Ber. ÜLG-28/07d, 73 Bl., 39 Abb., Wien (Geol. B.-A.)
- SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L., CAUS, E., DROBNE, K., FERRANDEZ, C., JAURHI, A.K., LESS, G., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J., SAMSO, J.M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J., ZAKREVSAYA, E. (1998): Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. Société Géologique de France Bulletin, **169**, 281–299.

- SORDIAN, H. (1995): Hydrogeologisches Naturraumpotential Faistenau-Brunnbach-Hintersee. Lückenlose Erfassung der Einzugsgebiete des Brunnbaches und des Tauglbaches (Gemeindegebiet Faistenau): Teil III. – Unveröffentl. Bericht, Wels.
- SORDIAN, H. & WEBER, H. (1991): Hydrogeologisches Naturraumpotential Faistenau-Brunnbach-Hintersee. Lückenlose Erfassung der Einzugsgebiete des Brunnbaches und des Tauglbaches (Gemeindegebiet Faistenau). Projektstufe SA6p/90): Endbericht 1990/91. – unveröffentl. Bericht, Wels.
- SPEIL, R. (1996): An tosenden Wassern: Klammern und Schluchten in Österreich. – 256 S., Graz (Verlag Styria).
- SPEGLER, E. (1911): Die Schafberggruppe. – Mitteilungen der geologischen Gesellschaft Wien, 4, 181–275.
- STEINER, G.M. (1992): Österreichischer Moorschutzkatalog. – Grüne Reihe des Bundesministeriums f. Umwelt Jugend u. Familie, 509 S., Graz.
- STEINER, G.M. (2001): Österreichische Moordatenbank. – Department for Vegetation, Ecology and Nature Conservation, Univ. Wien.
- STOCKER, E. (1988): Die Glaserbachklamm. Aktuelle Prozesse, geomorphologische Entwicklung und Naturraumausstattung. – Salzburger Geographische Arbeiten, 17, 237–254.
- STRADNER, H. & PAPP, A. (1961): Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. – Jb. Geol. B.-A., Sb. 7, 160p., Vienna.
- STUR, D. (1870): Ein neuer Fundort von *Choristoceras marshi* v. H. am Gerstberge im westlichen Gehänge des Gaisberges bei Salzburg. – Verh. Geol. Reichsanst., 1870, 232–233.
- TAUSCH, L. (1886): Über die Fauna der nichtmarinen Ablagerungen der oberen Kreide des Csingerthales bei Ajka im Bakony (Vezprimer Comitát, Ungarn) und über einige Conchylien der Gosamergerel von Aigen bei Salzburg. – Abh. Geol. Reichsanst., 12, 1–32.
- TERCIER, J. (1936): Sur l'extension de la zone ultrahelvetique en Autriche. – *Eclogae geologicae Helveticae*, 29, 213–250.
- TICHY, G. (1987): Zur Geschichte der paläontologischen Erforschung des Bundeslandes Salzburg. – Jb. Haus der Natur Salzburg, 10, 174–195.
- TICHY, G. & SCHRAMM, J.-M. (1983): Fossilfunde aus dem Hauptdolomit (Trias: Nor) der nördlichen Osterhorngruppe (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A. 126, 289–293.
- TICHY, G. & HERBST, J. (1997): Naturkundlich-geologischer Führer durch den geschützten Landschaftsteil Glaserbachklamm. – 114 S., Innsbruck (Österr. Alpenverein).
- THUSWALDNER, W. & BLUHM, G. (1985): Naturdenkmäler im Land Salzburg. – Schriftenr. Landespressebüro, Sonderpubl., 60, 223 S., Salzburg.
- TOLLMANN, A. (1971): Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. – Verh. Geol. B.-A., 1971, 358–490, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. – 710 S., Wien (Deuticke).
- TRAUB, F. (1948): Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzburg unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Mh., 1945–48, Abt. B, 53–71, Stuttgart.
- VOGELTANZ, R. (1970): Sedimentologie und Paläogeographie eines eozänen Sublitorals im Helvetikum von Salzburg. – Verh. Geol. B.-A., 1970, 373–451.
- VOGELTANZ, R. (1971): Scolicien-Massenvorkommen im Salzburger Oberkreide-Flysch. – Verh. Geol. B.-A., 1971, 1–9, 4 Abb., Wien.
- VOGELTANZ, R. (1977): Geologie des Wartstein-Straßentunnels, Umfahrung Mattsee (Land Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1977, 279–291, Wien.
- VORTISCH, W. (1970): Die Geologie des Glaserbachtals südlich von Salzburg. – Geol. Paläont., 4, 147–166, Marburg.
- WAGNER, L., KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W. (1986): Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 – Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. – Erdöl, Erdgas, Kohle, 102/1, 12–19, 10 Abb., Wien.
- WAGNER, L. (1996a): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Red.): Oil and Gas in the Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and eastern Europe. – EAGE Special Publ., 5, 217–235, London.
- WAGNER, L. (1996b): Die tektonisch-Stratigraphische Entwicklung der molasse und deren Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg. In: Egger, H., Hofmann, Th. & Rupp, Ch. (Red.): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. – Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges., 36–65, Wien.
- 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.

- WAGREICH, M. (1988): Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon-Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich – Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 663–685.
- WAGREICH, M. (2003): The Grabenbach Formation (Gosau Group, Santonian – Lower Campanian) in the Lattengebirge (Germany): lithostratigraphy, biostratigraphy and strontium isotope stratigraphy. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **16**, 141–150.
- WAGREICH, M., NEUHUBER, S., EGGER, H., WENDLER, I., SCOTT, R., MALATA, E. & SANDERS, D. (2008a) : Cretaceous oceanic red beds (CORBS) in the Austrian Eastern Alps: Passive-margin vs. active-margin depositional settings. – Society for Sedimentary Geology Spec. Publ., **91**, 69–84.
- WAGREICH, M., BOJAR, A.-V., SACHSENHOFER, R.F., NEUHUBER, S., EGGER, H. (2008b): Calcareous nannoplankton, planktonic foraminiferal, and carbonate carbon isotope stratigraphy of the Cenomanian – Turonian boundary section in the Ultrahelvetic Zone (Eastern Alps, Upper Austria). – Cretaceous Research, **29**, 965–975.
- WALDNER, F. (1936): Die Trockenen Klammern. Ein Bergschlipf bei Elisabethen in Salzburg (580–800 m ü. d. M.). – Speläologisches Jb., **XV–XVII**, 58–62, Wien.
- WEBER, L. (2007): Der Österreichische Rohstoffplan. – Jb. Geol. B.-A., **147**, H. 1+2, 223–229, 5 Abb., 6 Tab., Wien.
- WEINBERGER, L. (1952): Ein Rinnensystem im Gebiet des Salzach-Gletschers. – Z. Gletscherk. u. Glazialgeol., **2**, 58–71, Innsbruck.
- WEINBERGER, L., (1955): Exkursion durch das österreichische Salzach Gletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. – Verh. Geol. B.-A., **1955**, 7–34 Wien.
- WOLDRICH, J. (1870): Ueber Gosaugebilde bei Salzburg. – Verh. k.k. Geol. Reichsanst. S 30–31, Wien.
- WOLF, U. (1990): Die Sedimente des Fuschelsees. Sedimentgeologische Kartierung und Untersuchungen zur Sedimentationsgeschichte (Salzkammergut, Österreich). – Unveröff. Diplomarb. Univ. Göttingen, 121 S.
- WORTMANN, U.G., HERRLE, J.O. & WEISSERT, H. (2004): Altered carbon cycling and coupled changes in early Cretaceous weathering patterns: Evidence from integrated carbon isotopes and sandstone records of the western Tethys. – Earth Planetary Science Letters, **220**, 69–82.
- YAGO, R.E. (1968): Pollenanalytical investigation of a peat-bog near Koppl, Salzburg (Austria). – Verh. Geol. B.-A., **1968/3**, A88.
- 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, 1 Bl., 28 Beil., Wien.
- ZYCH, D. (1988): 30 Jahre Gravimetermessungen der OMV Aktiengesellschaft in Österreich und ihre geologisch-geophysikalische Interpretation. – Archiv Lagerstättenforschung Geol. B.-A., **9**, 155–175.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006 a): Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich 1 : 200.000: Schwerekarte (Isanomalen der Bouguerschwere), Wien (Geol. B.-A.).
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006 b): Schwerekarte. – In: A. KRÖLL, B. MEURERS, G. OBERLERCHER, W. SEIBERL, P. SLAPANSKY, L. WAGNER, G. WESSELY & D. ZYCH.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich, 8–14.



Karte des Molasse-Untergrundes  
Nach KRÖLL et. al. (2006)

- Oberfläche**
- Störung, Bewegungsrichtung
  - Überschiebung
- Präpaläogener Untergrund**
- Oberkreide
  - Jura i.Allg.
  - Kristallin der Böhmisches Masse
  - Bruchsystem im Untergrund
  - Bewegungsrichtung
  - Unterkante der Molasse-Sedimente
  - Lage des Profils



Autochthone Molasse

- P Pannonium
- O Ottnangium
- E Eggenburgium
- Eg Egerium
- K Kiscellium

Schuppenmolasse

- KE Kreide- und Eozängesteine
- J Juragesteine
- BM Kristallin der Böhmisches Masse

Molasse-Untergrund

Helvetikum

- 49 Südhelvetikum
  - 53 Ultrahelvetikum
- Rhenodanubischer Flysch
- 54 Pg Altlenbach-Formation i.A. / Paläogen
  - 58 Perneck-Formation
  - 59 Zementmergelerde
  - 60 Seisenburg-Formation

Nördliche Kalkalpen

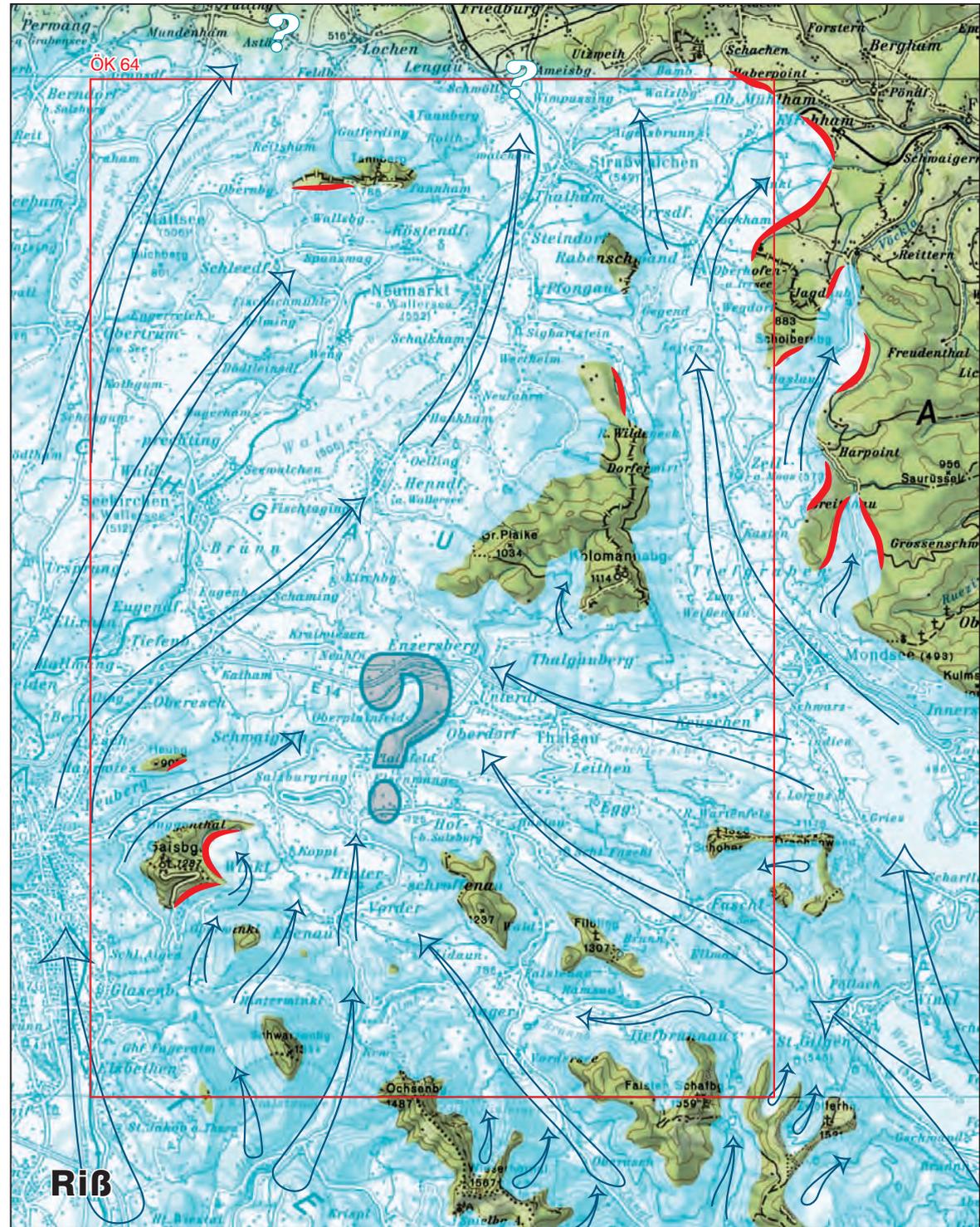
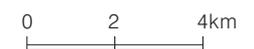
- 64 Pg Gosau-Gruppe i.A. / Paläogen
- U Unterkreide i.A.
- 68 Roßfeld-Formation
- 69 Schrambach-Formation

- 70 Oberalm-Formation
- 71 Ruhpolding-Formation + Taugboden-Formation
- 72 Bunter Unter- und Mitteljurakalk i.A.
- 76 Kössen-Formation
- 77 Dachsteinkalk/Plattenskalk
- 78 Hauptdolomit
- 79 Oponniz-Formation
- 80 Lunz-Formation
- 82 Wettersteinkalk
- 83 Gutenstein-Formation
- H Haselgebirge

- Störung
- Überschiebung

# Die Entwicklung von Salzach- und Traungletscher

-  Eisfreie Bereiche
-  Eisstromnetz
-  Moränenwall
-  Fließrichtung des Eisstromes
-  Gletschernährgebiet
-  Umfließrinne / Schmelzwasserabfluss (Würm)



Topographie: © BEV 2009, Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2009/57990

Graphik: M. Brüggemann-Ledolter