GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1:50 000

# ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

# 56 ST. PÖLTEN

Von Hans Egger & Stjepan Ćorić

Mit Beiträgen von Andreas Ahl, Rudolf Berka, Maria Heinrich, Christa-Charlotte Hofmann, Thomas Hofmann, Wolfgang Lenhardt, Manfred Linner, Beatrix Moshammer, Rudolf Pavuza, Fred Rögl, Reinhard F. Sachsenhofer, Albert Schedl, Wolfgang Schnabel, Peter Slapansky, Michael Wagreich, Godfrid Wessely & Ingeborg Wimmer-Frey

47 Abbildungen, 5 Tabellen, 8 Tafeln, 1 Falttafel



Wien 2017

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



Blatt 56 St. Pölten und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 2017)

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1:50 000

# **ERLÄUTERUNGEN**

zu Blatt

# 56 ST. PÖLTEN

Von Hans Egger & Stjepan Ćorić

Mit Beiträgen von Andreas Ahl, Rudolf Berka, Maria Heinrich, Christa-Charlotte Hofmann, Thomas Hofmann, Wolfgang Lenhardt, Manfred Linner, Beatrix Moshammer, Rudolf Pavuza, Fred Rögl, Reinhard F. Sachsenhofer, Albert Schedl, Wolfgang Schnabel, Peter Slapansky, Michael Wagreich, Godfrid Wessely & Ingeborg Wimmer-Frey

47 Abbildungen, 5 Tabellen, 8 Tafeln, 1 Falttafel



Wien 2017

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

#### Anschriften der Verfasserinnen und Verfasser

DR. ANDREAS AHL, MAG. RUDOLF BERKA, DR. STJEPAN ĆORIĆ, DR. HANS EGGER, MAG. THOMAS HOFMANN, DR. MANFRED LINNER, DR. BEATRIX MOSHAMMER, DR. ALBERT SCHEDL, DR. PETER SLAPANSKY & DR. INGEBORG WIMMER-FREY Geologische Bundesanstalt 1030 Wien, Neulinggasse 38

andreas.ahl@geologie.ac.at, rudolf.berka@geologie.ac.at, stjepan@coric@geologie.ac.at, johann.egger@geologie.ac.at thomas.hofmann@geologie.ac.at, manfred.linner@geologie.ac.at, beatrix.moshammer@geologie.ac.at, albert.schedl@geologie.ac.at, peter.slapansky@geologie.ac.at, ingeborg.wimmer-frey@geologie.ac.at

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

Ao. UNIV.-PROF. DR. CHRISTA-CHARLOTTE HOFMANN Universität Wien Institut für Paläontologie 1090 Wien, Althanstraße 14 christa.hofmann@univie.ac.at

UNIV.-DOZ. DR. WOLFGANG LENHARDT Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Abteilung Geophysik 1190 Wien, Hohe Warte 38 wolfgang.lenhardt@zamg.ac.at

DR. RUDOLF PAVUZA Naturhistorisches Museum Wien Karst- und Höhlenkundliche Abteilung 1070 Wien, Museumsplatz 1/10 speleo.austria@nhm-wien.ac.at DR. FRED RÖGL Naturhistorisches Museum Wien 1010 Wien, Burgring 7 fred.roegl@nhm-wien.ac.at

UNIV.-PROF. DR. REINHARD F. SACHSENHOFER Montanuniversität Leoben Lehrstuhl für Erdölgeologie 8700 Leoben, Peter-Tunner-Straße 5 reinhard.sachsenhofer@unileoben.ac.at

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

Ao. UNIV.-PROF. DR. MICHAEL WAGREICH Universität Wien Department of Geodynamics and Sedimentology 1090 Wien, Althanstraße 14 michael.wagreich@univie.ac.at

Dr. GODFRID WESSELY 1050 Wien, Siebenbrunnengasse 29 geowes@chello.at

#### Zitiervorschlag

Gesamtwerk

EGGER, H. & ĆORIĆ, S. (Red.) (2017): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 56 St. Pölten. – Geologische Bundesanstalt, 168 S., Wien.

Einzelartikel

SLAPANSKY, P. & AHL, A. (2017): Geophysikalische Landesaufnahme. – In: Egger, H. & Ćorić, S. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 56 St. Pölten. – Geologische Bundesanstalt, 100–116, Vienna.

> Alle Rechte vorbehalten. ISBN-13: 978-3-85316-094-7 Redaktion: Hans Egger & Stjepan Ćorić Technische Redaktion: Christoph Janda Lektorat: Christian Cermak Satz: Jarmila Böhm Druck: "agensketterl" Druckerei GmbH, 2540 Bad Vöslau

# Inhalt

Vorv	ort	5
1.	Geografischer Überblick (H. Egger)	6
2.	Geologisch-tektonischer Überblick (H. Egger & M. LINNER)	9
3.	Erforschungsgeschichte	2 2 3 5 5 6
4.	Tektonischer Bau   1     4.1. Moldanubikum (M. LINNER)   1     4.2. Ultrahelvetikum (H. EGGER)   1     4.3. Penninikum   1     4.3.1. Tektonische Gliederung des Rhenodanubischen   1     Deckensystems (H. EGGER)   1     Greifenstein-Decke   1     Laab-Decke   2     Ybbsitz-Klippenzone   2     4.3.2. Thermische Überprägung des Rhenodanubischen   2     Deckensystems (R.F. SACHSENHOFER)   2	7 7 8 8 9 4 4 5
	4.4. Ostalpin (G. Wessely)2 4.5. Molasse (S. Ćorić)	26 30
5.	Entwicklungsgeschichte (H. EGGER, S. ĆORIĆ & M. LINNER)	51 51 52 53 53 54
6.	Erläuterung zur Kartenlegende (S. Ćorić, H. Egger, CC. Ногмалл, M. LINNER, F. RögL, W. SCHNABEL, M. WagReich & G. Wessely)	15 15 14 14 13 15 15
7.	Seismotektonik (W. Lenhardt) 9	99
8.	Geophysikalische Landesaufnahme (P. SLAPANSKY & A. AHL)	00 00 07 5
9.	Rohstoffe (M. HEINRICH, B. MOSHAMMER, A. SCHEDL & I. WIMMER-FREY)	7 7 9

10.	Hydrogeologie (R. BERKA)	122	
	10.1. Allgemeine Charakterisitik der Grundwasserverhältnisse	122	
	10.2. Wasserversorgungsanlagen	126	
11.	Bohrungen (S. Ćorić & H. Egger)	131	
12.	Höhlen (R. Pavuza)	134	
13.	Naturdenkmale (T. HOFMANN & R. PAVUZA)	135	
14.	Exkursionsvorschläge (H. Egger & S. Ćorić)	136	
Lite	ratur	138	
Tafe	Fafeln		

# Vorwort

Erste Übersichtsbegehungen und Probennahmen auf Kartenblatt 56 St. Pölten wurden ab dem Jahr 1999 im Rhenodanubischen Deckensystem von HANS EGGER und in der Molassezone von Hans-Georg KRENMAYR für die Karte 1:200.000 von Niederösterreich unternommen (SCHNABEL et al., 2002). Gemeinsam mit Diplomkartierungen der Universität Kiel, die unter der Betreuung von MICHAEL SARNTHEIN bereits in den Jahren 1995 bis 2003 durchgeführt wurden, bildeten sie eine erste Grundlage für die Neuaufnahme des Kartenblattes St. Pölten 1:50.000. mit der im Jahr 2005 unter der Leitung von HANS EGGER begonnen wurde. Wie auf allen anderen am Alpennordrand gelegenen Kartenblättern, ist auch der geologische Aufbau des Kartenblattes St. Pölten überaus kompliziert. Die stratigrafische Bandbreite des Kartenblattes reicht vom Präkambrium bis in das Quartär und erforderte demgemäß den Einsatz unterschiedlichster Methoden. Neben 300 Gesteinsdünnschliffen wurden 510 Schlämmproben, 489 Nannoplanktonpräparate, 10 palynologische Präparate, 227 Schwermineralpräparate und 22 tonmineralogische Präparate angefertigt und ausgewertet. Nur durch den intensiven Einsatz dieser paläontologischen und sedimentpetrografischen Methoden war es möglich, die Tektonik des Gebietes aufzulösen, das aus fünf großtektonischen Einheiten aufgebaut wird, die sich wiederum in zahlreiche Decken und Schuppen gliedern. Zusätzlich wird dieser Überschiebungsbau noch durch zwei große, unterschiedlich alte Blattverschiebungssysteme versetzt. Entsprechend anspruchsvoll und zeitaufwändig gestalteten sich die Kartierungsarbeiten, die dennoch bereits im Jahr 2014 abgeschlossen werden konnten. Der Kartendruck erfolgte im Jahr 2016.

Mein herzlicher Dank geht an alle Autorinnen und Autoren der Karte und der Erläuterungen. Ohne in den Autorenlisten aufzuscheinen, haben aber auch hinter den Kulissen viele Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter zum Erfolg des Projektes beigetragen: herzlicher Dank geht an FRANZ ALLRAM für die Herstellung von Dünnschliffen, an PARWIN AKRAMI für die Aufbereitung der Schlämmproben, an LJILJANA BARBIR für die Herstellung der tonmineralogischen Präparate, an SABINE GIESSWEIN für die Herstellung der Nannoplankton- und Schwermineralpräparate, an MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER für die Anfertigung der Grafiken, an CHRISTIAN CERMAK und CHRISTOPH JANDA für redaktionelle Arbeiten, an DIRK VAN HUSEN für die kritische Durchsicht von Teilen des Manuskripts, an JACEK RUTHNER für die Erstellung der digitalen Manuskriptkarte und an MARTIN SCHIEGL für die Vorbereitung des Kartendrucks. Der OMV-AG wird für die Genehmigung, vereinfachte Bohrprofile von Explorationsbohrungen publizieren zu dürfen, herzlich gedankt.

> Wien, im Juli 2017 HANS EGGER

# 1. Geografischer Überblick

(H. Egger)

Das Kartenblatt St. Pölten liegt im Südwestteil von Niederösterreich und wird zum größten Teil von Hügel- und Mittelgebirgslandschaften eingenommen. Die Oberflächenentwässerung des gesamten Kartenblattes erfolgt über die Traisen und die Perschling zur Donau. Der größte Fluss, die Traisen, die in den Nördlichen Kalkalpen (bei St. Aegyd am Neuwalde) außerhalb des Kartenblattes entspringt und das gesamte Kartenblatt von Süden nach Norden durchfließt. Der einzige wesentliche Zufluss im betrachteten Gebiet ist die Gölsen, deren Verlauf annähernd Ost-West gerichtet ist. Nach der Traisen ist die Perschling der bedeutendste Fluss. Sie entspringt im Rhenodanubikum (Sandstein-Wienerwald) und fließt wie die Traisen zur Donau. Der wichtigste Zufluss der Perschling ist der Michelbach, der bei Böheimkirchen einmündet. Weiter südlich mündet bei Furth der Stössingbach in den Michelbach.

Die höchste Erhebung des Kartenblattes bildet der von obertriassischem Hauptdolomit aufgebaute Sengenebenberg (1.104 m), der sehr nahe dem südlichen Blattschnitt liegt und Teil der Nördlichen Kalkalpen ist. Diese machen etwa 15 % der Fläche des Kartenblattes aus und werden dominiert von Kalk- und Dolomitbergen (Abb. 1), in die enge, von Süden nach Norden verlaufende Kerbtäler eingeschnitten sind

Etwa die Hälfte des Kartenblattes wird von der Rhenodanubischen Zone eingenommen, die vorwiegend von siliziklastischen Sand- und Tonsteinen aufgebaut



#### Abb. 1.

Blick über das Gölsental nach Südwesten auf Hainfeld. Das Wiesengelände hinter der Stadt gehört noch zur Rhenodanubischen Zone und wird von Gesteinen der Laab-Decke und der Ybbsitz-Klippenzone aufgebaut. Die südlich anschließenden, steilen Waldhänge des Kirchberges (922 m) sind bereits Teil des Bajuvarischen Deckensystems der Nördlichen Kalkalpen (Foto: Hans Egger).



#### Abb. 2.

Blick über das Gehöft Prisching (südöstlich von Hainfeld) und die Ortschaft Gstettl nach Norden auf den Gföhlberg (885 m), der rechts im Hintergrund zu sehen ist. Der langgezogene Rücken links im Hintergrund ist der Kasberg, der ebenfalls noch zur Laab-Decke gehört (Foto: Hans Egger).

wird, die hier den westlichsten Teil des Sandstein-Wienerwaldes bilden. Die höchste Erhebung dieser Zone ist auf dem Kartenblatt der 885 m hohe Gföhlberg (Abb. 2), der nahe dem östlichen Blattschnitt innerhalb der Laab-Decke liegt. Er wird von Sandsteinen der Hois-Formation des Maastrichtiums aufgebaut. Der Hauptteil der Rhenodanubischen Zone wird auf dem Kartenblatt aber von der Greifenstein-Decke (Abb. 3) gebildet, in der mit der Altlengbach-Formation auch die am weitesten verbreitete Formation des Kartenblattes auftritt.

An die Rhenodanubische Zone schließt im Norden die Molassezone an, deren höchste Erhebungen der Schildberg (393 m) und der Haspelwald (378 m) sind. Sie werden von sandsteinreichen Abfolgen des *Robulus*-Schliers aufgebaut, während die nördlich daran anschließenden Vorkommen der Traisen-Formation geringere Höhen aufweisen. Beide Formationen stammen aus dem frühen Miozän (Ottnangium). An der Oberfläche anstehende Molassesedimente bilden etwa ein Fünftel der Fläche des Kartenblattes.

Ein weiteres Fünftel der Fläche wird von quartären Ablagerungen gebildet, bei denen flächenmäßig die von der Traisen aufgeschütteten Kiesterrassen dominieren. Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen und des Rhenodanubikums sind die Talböden nur schmal entwickelt und erreichen höchstens wenige hundert Meter Breite. Etwa ab dem Austritt in die Molassezone werden die Talböden breiter. Dort liegen die Hauptsiedlungsgebiete des betrachteten Gebietes, vor allem die Landeshauptstadt St. Pölten mit rund 53.000 Einwohnern. Insgesamt leben auf dem Kartenblatt rund 75.000 Menschen.

Den geringsten Anteil am Aufbau der Landschaft des Kartenblattes, nämlich nur 0,2 % der Fläche, haben die metamorphen Gesteine der Böhmischen Masse (Abb. 4), die im Nordwesten gerade noch in das Kartenblatt hereinreicht.



#### Abb. 3.

Blick nach Südwesten auf den bewaldeten Rücken der Schwarzengruberhöhe (677 m), die von grobkörnigen Sandsteinen der Altlengbach-Formation der Greifenstein-Decke aufgebaut wird. Im Hintergrund sind die Nördlichen Kalkalpen zu sehen, aus denen in der linken Bildhälfte die markante Pyramide des Staff (786 m) herausragt (Foto: Hans Egger).



#### Abb. 4.

Ostansicht des flachen, bewaldeten Rückens des Kalblings (343 m), der von Orthogneis-Migmatiten und Paragneisen des Moldanubikums aufgebaut wird. Diese nordwestlich von St. Pölten gelegene Kuppe ist von Molassesedimenten umgeben (Foto: Hans Egger).

# 2. Geologisch-tektonischer Überblick

(H. EGGER & M. LINNER)

Das Kartenblatt St. Pölten hat Anteil an fünf lithotektonischen Großeinheiten, die von Norden nach Süden als Moldanubikum, Molasse, Ultrahelvetikum, Penninikum und Ostalpin bezeichnet werden. Die vorerst letzte große tektonische Prägung erfuhren diese Einheiten durch die Alpidische Gebirgsbildung, die mit der Kollision der Eurasischen Platte mit der Adriatischen Platte vor rund 42 Millionen Jahren (Lutetium) begann (EGGER et al., 2017, cum lit.). Der Beginn dieser Kollision markiert die vollständige Subduktion des Penninischen Ozeans, der sich ab der Jurazeit als östlichste Fortsetzung des Atlantiks gebildet und seine größte Breite in der Kreidezeit erreicht hatte. Moldanubikum und Ultrahelvetikum lagen im Norden dieses Ozeans und waren Teile der Eurasischen Platte, während das Ostalpin zur im Süden des Ozeans gelegenen Adriatischen Platte gehörte (Abb. 5).

An der Geländeoberfläche anstehendes variszisches Kristallin der Eurasischen Platte findet sich nur ganz im Nordwesten des Kartenblattes St. Pölten in kleinen Vorkommen, die aus hochmetamorphen Gesteinen des **Moldanubikums** bestehen. Das Moldanubikum repräsentiert ein exhumiertes unteres bis mittleres Krustenstück, das als tektonische Großeinheit des internen Bereiches des Variszischen Orogens zusammengefasst wird. Auf Kartenblatt St. Pölten ist nur das tektonisch hangendste Deckensystem des Moldanubikums vorhanden, das als Gföhl-Deckensystem bezeichnet wird. Es erstreckt sich über weite Bereiche des östlichen Waldviertels sowie südlich der Donau von St. Pölten bis Wieselburg und ist durch hochgradige granulitfazielle Metamorphose und Migmatitbildung gekennzeichnet. Die charakteristischen Gesteine sind Granulit, Gföhl-Gneis, Serpentinit ebenso wie migmatischer Paragneis und Amphibolit. Außer dem Gföhl-Gneis sind diese Lithologien auf Blatt St. Pölten vertreten.

Südlich des Dunkelsteinerwaldes setzt sich das Moldanubikum im Untergrund der Alpen weiter fort, wie auf dem Kartenblatt durch seismische Untersuchungen und drei Tiefbohrungen belegt ist, die das anstehende Kristallin erreichten (siehe



Paläogeografische Rekonstruktion der alpinen Ablagerungsräume in der späten Kreide (Entwurf: Hans Egger). Übersichtsdarstellung in Kröll et al., 2001a). Alle dort angetroffenen Lithologien (Kapitel 11) konnten dem Moldanubikum zugeordnet werden (Матива, 2006).

Diese als "Böhmischer Sporn" bezeichnete Fortsetzung der Eurasischen Platte (TARI, 2008) hat keine autochthone mesozoische Bedeckung, sondern wird direkt von transgressiven Sedimenten der oligozänen **Molasse** überlagert. Die Molasse wurde in einem Vorlandbecken abgelagert, das durch das flexurartige Abtauchen der Eurasischen Platte entstand. Auslöser dafür war die Auflast des alpinen Deckenstapels, der nach der Kollision auf die Eurasische Platte überschoben wurde. Die Molasse besteht aus dem Abtragungsschutt der im Süden sich hebenden Alpen. Die Molassesedimente liegen einerseits transgressiv auf dem Kristallin (Autochthone Molasse), andererseits gibt es in Annäherung an den Alpenkörper innerhalb der Molasse bezeichnet. Die Überschiebungen. Diese Schuppen werden als Allochthone Molasse bezeichnet. Die Überschiebungen in diesem Teil der Molasse kamen im Raum des Kartenblattes St. Pölten im frühen Miozän (Ottnangium), vor rund 18 Millionen Jahren zum Stillstand.

Im Süden wird die Molasse vom **Ultrahelvetikum** überschoben, das auf dem Kartenblatt mit der Gresten-Klippenzone (im Wienerwald auch Hauptklippenzone genannt) vertreten ist. Sie wird vom passiven Kontinentalrand der Eurasischen Platte hergeleitet, der den Nordrand des Penninischen Ozeans bildete. Die Schichtfolge der Gresten-Klippenzone besteht aus vorwiegend pelitischen Gesteinen mit einem Schichtumfang vom Albium bis zum Lutetium (Buntmergelserie) und jurassischen bis unterkretazischen Karbonatgesteinen. Diese treten aufgrund ihrer größeren Härte oft auch morphologisch innerhalb der Buntmergelserie hervor und werden daher als Klippen bezeichnet. Die Gresten-Klippenzone tritt auf dem Kartenblatt vor allem in Schlitzfenstern innerhalb des Rhenodanubischen Deckensystems (siehe unten) auf und liegt dort zwischen der Greifenstein-Decke und der Laab-Decke. Kleine Vorkommen eozäner Buntmergelserie wurden auf Kartenblatt St. Pölten auch zwischen der Allochthonen Molasse und der penninischen Greifenstein-Decke entdeckt.

Das **Penninikum** ist durch das Rhenodanubische Deckensystem (Ybbsitz-Klippenzone, Greifenstein-Decke, Laab-Decke) vertreten, das unmittelbar auf dem Ultrahelvetischen Deckensystem liegt. Das Rhenodanubische Deckensystem wird aus dem Penninischen Ozean hergeleitet, der in seinem Westteil in drei große Ablagerungsräume gegliedert war, die von Süden nach Norden als Piemontais, Briançonnais und Valais bezeichnet werden. Östlich des Unterengadiner Fensters sind keine Vorkommen des Briançonnais und des Valais bekannt (Kurz, 2006, cum lit.). In seinem Ostteil scheint der Penninische Ozean daher nur aus dem Piemontais bestanden zu haben. Dafür spricht auch, dass die Schichtfolge der Greifenstein-Decke Ähnlichkeiten mit den altersgleichen Ablagerungen der Gurnigel-Decke in der Schweiz aufweist, die dem Piemontais zugerechnet wird, während mit den Ablagerungen des Valais keine Übereinstimmungen bestehen (EGGER, 1992; EGGER et al., 2002; WINKLER et al., 1985).

In der Ybbsitz-Klippenzone sind kleine Reste ozeanischer Kruste erhalten geblieben (DECKER, 1987). Dazu gehören in Serpentinit umgewandelte Mantelgesteine, sehr selten auftretende Kissenlaven und hydrothermal vererzte Radiolarite. Bisher wurde die Ybbsitz-Klippenzone, die ihre Fortsetzung nach Osten in der St. Veit-Klippenzone findet, als Basis einer "Kahlenberger Decke" betrachtet (z.B. PREY, 1975; SCHNABEL, 1992, 2013, 2017). Nach EGGER (2013a) gleichen sich die Schichtfolgen dieser "Decke" und der Greifenstein-Decke weitgehend und es gibt keine Hinweise für großräumige Überschiebungen zwischen diesen beiden Einheiten. Die "Kahlenberger Decke" wird daher nach dieser Auffassung nur als Schuppe der Greifenstein-Decke betrachtet (siehe auch die Diskussion in EGGER & WESSELY, 2014). Konsequenterweise wird die Ybbsitz-Klippenzone daher in der vorliegenden Arbeit als abgescherte Basis der Greifenstein-Decke betrachtet. Andere Vorstellungen (WAGREICH et al., 2012) halten allerdings auch eine unterostalpine Position der St. Veit-Klippenzone für möglich.

Das **Ostalpin** ist auf Kartenblatt St. Pölten mit dem Bajuvarischen und dem Tirolischen Deckensystem vertreten, die hier den Nordteil der Nördlichen Kalkalpen aufbauen. Die dort auftretenden Gesteine wurden zwischen dem späten Perm und dem Maastrichtium gebildet. Ablagerungen aus dem Paleozän oder dem frühen Eozän, wie sie aus anderen kalkalpinen Vorkommen bekannt sind, sind auf dem Kartenblatt nicht erhalten geblieben.

Bis zum Mitteljura war der Ablagerungsraum der zukünftigen Nördlichen Kalkalpen Teil des Superkontinents Pangäa. Mit der Bildung des Penninischen Ozeans wurde das Gebiet Teil der Afrikanischen Platte bzw. der Adriatischen Platte, die sich im Lauf der Kreidezeit von der Afrikanischen Platte loslöste. Durch die Subduktion des Penninischen Ozeans kam es im Lutetium zur Kollision der Adriatischen und der Eurasischen Platte und in weiterer Folge zur Hebung der Alpen als Gebirge. Gleichzeitig damit setzte auch schon die Abtragung ein und der Abtragungsschutt wurde nach Norden transportiert und im Molassebecken abgelagert.

# 3. Erforschungsgeschichte

#### 3.1. Moldanubikum

(M. LINNER)

Der geologische Aufbau des Dunkelsteinerwaldes wurde erstmals von Cžužek (1853) untersucht. Dabei zeigte sich die Dominanz von Granulit ("Weißstein") im östlichen Teil dieses Gebietes und als Besonderheit die kleinen Vorkommen von "Serpentin". Diese Aufnahmen flossen in die Spezialkarte 1:75.000, Blatt St. Pölten (BITTNER et al., 1907) ein, für das SUESS (1905) das Grundgebirge am Südrand des Dunkelsteinerwaldes im Detail auskartierte und sehr treffend petrografisch charakterisierte. Scharbert (1962) erkannte im Zuge seiner umfassenden petrologischen Bearbeitung der Granulite im südlichen Moldanubikum die Teilung der Granulitkörper Dunkelsteinerwald und Pöchlarn-Wieselburg durch die Diendorf-Störung. Die geologische Neuaufnahme der Kristallingesteine im Dunkelsteinerwald durch MA-tura (1983, 1984) führte schließlich zur Kartengrundlage für das vorliegende Blatt St. Pölten.

## 3.2. Ultrahelvetikum

(H. EGGER)

Die dokumentierte geologische Erforschungsgeschichte auf dem Gebiet des Kartenblattes St. Pölten begann in der Mitte des 19. Jahrhunderts im Bereich der Gresten-Klippenzone. CźJŻEK (1852) beschreibt Vorkommen von "hydraulischen Kalken aus dem Wiener Sandstein" bei Stollberg, die von PETERS (1854) auf Grund von Aptychenfunden (*A. angulocostatus*) in die Unterkreide eingestuft wurden. Diese Karbonate, die von HAUER & RICHTHOFEN (1859: 416) als Stollberger Schichten bezeichnet wurden, werden heute zur Blassenstein-Formation gerechnet. Küppere et al. (1962) berichten über Foraminiferen, kalkiges Nannoplankton und Aptychen aus dem Gebiet von Stollberg, die das Unterkreidealter der Karbonatgesteine belegen. Zur Zeit der jetzt aufgeschlossenen Neuaufnahme war die Blassenstein-Formation am besten in einem kleinen Steinbruch südlich von Nutzhof aufgeschlossen, der auf Anregung von Egger von LUKENEDER (2009) und LUKENEDER et al. (2010) sowie KROH & LUKENEDER (2009) detailliert bearbeitet wurde, da die Schichtfolge im Steinbruch die Jura/Kreide-Grenze umfasst.

Neben den Karbonaten waren Vorkommen von Kohle in der Gresten-Formation von wirtschaftlichem Interesse, die bei Bernreit abgebaut wurden. Ein von Cžjžek gezeichneter Schnitt durch diesen kleinen Bergbau wurde von HAUER (1853) publiziert. In dieser Arbeit findet sich auch zum allerersten Mal die Bezeichnung Grestener Schichten. Das Vorkommen von Bernreit findet sich auch in den zusammenfassenden Darstellungen von LIPOLD (1865) und TRAUTH (1909). Letzterer publizierte darin auch eine Liste aller in Bernreit gefundenen Fossilien, von denen Belegstücke in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt erhalten sind (Abb. 6). SACH-SENHOFER (1987) klassifizierte die Bernreiter Steinkohle als Gasflammkohle.

Seinem Dissertationsbetreuer KOBER (1938) folgend, sah NADER (1952) die heute als Gresten-Klippenzone und Laab-Decke bekannten Einheiten als Teil einer kalkalpinen Grestener Decke an. Auf den Juragesteinen sollte die Oberkreide transgredieren. Die grobklastischen Gesteine an der Basis dieser vermuteten Transgression nannte NADER (1952) Bernreiter Brekzie, die er mit Hilfe eines Belemnitenfundes in das obere Campanium einstufte. Dieser Belemnit war allerdings umgelagert, da GOTTSCHLING (1966) mit Nummuliten und Discocyclinen das oberpaleozäne Alter

K. K. geolog. Reichsanstalt, Verebratula grestenensis Sues Maherer hrav Valle des Grestener Pohichta Bernreuth.

Abb. 6.

Brachiopoden ("Terebratula" grestenensis Suess 1854) aus dem Kohlebergbau Bernreit (Inv. Nr.: GBA 1909/001/0014/01). Foto: Alice Schumacher.

der Bernreiter Brekzie nachweisen konnte. Er erkannte auch die Zugehörigkeit der Bernreiter Brekzie zu den Tiefwasserablagerungen der Buntmergelserie, allerdings wurde diese damals noch nicht von den Kaumberger Schichten getrennt. Beschreibungen der Bernreiter Brekzie an der Typlokalität in den Grabeneinschnitten nördlich des Vollberges (627 m) finden sich auch in FAUPL (1978). Weitere Vorkommen grobklastischer Gesteine werden von Götzinger & Exner (1953) aus dem Einschnitt des Durlasbaches nördlich von Unterrohrbach beschrieben.

## 3.3. Penninikum

(H. Egger)

Die erste umfassende Darstellung des Rhenodanubischen Deckensystems (Wienersandstein-Zone; nördliche Flyschzone) auf Kartenblatt St. Pölten wird in der Arbeit von PAUL (1899) gegeben. Diese Ergebnisse fanden Eingang in die Karte von BITTNER et al. (1907), in welcher große Areale "alttertiären Wienersandsteines" ausgeschieden sind, während nur kleinere Gebiete von oberkretazischen Inoceramenschichten und Unterkreidemergel eingenommen werden. Als Baustil wird ein aufrechter Faltenbau angenommen, eine weitere tektonische Untergliederung wurde nicht durchgeführt. VETTERS (1927) vermutet, dass der Südostteil des Rhenodanubischen Deckensystems auf Kartenblatt St. Pölten nicht aus Inoceramenschichten aufgebaut wird, sondern aus dem Glaukoniteozän der Wienerwalddecke, die FRIEDL (1920) weiter östlich definiert hat. Die Wienerwalddecke entspricht der heute als Laab-Decke bezeichneten Einheit, das Glaukoniteozän der Laab-Gruppe (EggER, 2013b).

In den folgenden Jahrzehnten fanden nur sporadisch neue Untersuchungen in diesem Gebiet statt. Götzinger (1931) beschreibt das "Loitzenbergkonglomerat" am Heuberg bei Pyhra und die umgebenden mürben grobkörnigen Sandsteine und gibt ihnen den Namen "Pyhraer Sandstein". Er vermutete für diese Einheit ein neokomes Alter. Götzinger & BECKER (1932) interpretieren die am Heuberg anstehenden Gesteine als fluviatile Fazies und betonen, dass am Aufbau des Komponentenspektrums des Konglomerats vor allem Jura- und Neokomgesteine beteiligt sind, während Oberkreide- und Eozängerölle fehlen. Neue Untersuchungen (EGGER & WESSELY, 2014) zeigten, dass diese Gesteine zur grobkörnigen Basis der tiefmarinen Altlengbach-Formation gehören.

Erst mehrere Jahrzehnte nach dem Erscheinen der Karte von BITTNER et al. (1907) fanden im Rhenodanubischen Deckensystem auf Blatt St. Pölten wieder großflächige Kartierungen statt. Es waren dies die Dissertationen von NADER (1952), GOTTSCHLING (1966) und KRAULIZ (1976). NADER (1952) fasste die heute zur Gresten-Klippenzone und der Laab-Decke gerechneten Gebiete zur kalkalpinen Grestener Decke (siehe oben) zusammen. Die darüber liegende Hornsteindecke, die im Wesentlichen das Gebiet der heutigen Ybbsitz-Klippenzone umfasste, wurde von ihm ebenfalls zu den Kalkalpen gestellt. Wichtig war die Entdeckung von mehreren Serpentinitvorkommen, die heute zur Ybbsitz-Klippenzone gerechnet werden.

Annähernd im selben Gebiet wie Nader führte GOTTSCHLING (1966) seine Dissertation durch, der die Laab-Decke wieder als Teil des Rhenodanubischen Deckensystems (damals: Flyschzone) betrachtete. KRAULIZ (1976) arbeitete im Südwestteil des Rhenodanubischen Deckensystems von Kartenblatt St. Pölten. Seine Kartierung der Greifenstein-Decke konnte bei der Neuaufnahme des Gebietes über weite Teile nicht nachvollzogen werden. Allerdings konnte er durch den nannopaläontologischen Nachweis von Eozän (det. H. STRADNER) die Meinung von VETTERS (1927) bestätigen, dass sich die Laab-Decke nach Westen bis zum Traisental verfolgen lässt.

Zwischen 1995 und 2003 wurden der Nordrand der Nördlichen Kalkalpen und die Ybbsitz-Klippenzone im Rahmen mehrerer Diplomkartierungen der Universität Kiel neu aufgenommen (Gal, 2003; GROTHMANN, 1996; HEILIG, 1996; HOHNEMANN, 1996; HUENAGL, 1995; KIENAST, 1996; STAUBWASSER, 1995). Diese Aufschlusskarten waren für die Erstellung des jetzt vorliegenden geologischen Kartenblattes St. Pölten hilfreich.

Für die Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) unternahm EGGER (2000, 2003) einige Übersichtsbegehungen in der Greifenstein-Decke des Kartenblattes, die zur Entdeckung mehrerer tektonischer Schuppen und Querstörungen führte. Detailuntersuchungen in der Altlengbach-Formation führte RUPPRECHT (2013) in den Steinbrüchen im Kerschenbachtal durch. Als Vorbereitung für die Kartierung der Laab-Decke auf Kartenblatt St. Pölten wurden die lithostratigrafischen Formationen dieser Einheit neu definiert und zur Laab-Gruppe zusammengefasst, die gemeinsam mit der Greifenstein-Gruppe die Rhenodanubischen Deckensystem und in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt St. Pölten werden von EGGER & WESSELY (2014) beschrieben.

#### 3.4. Ostalpin

#### (H. EGGER)

Erste geologische Untersuchungen in den Nördlichen Kalkalpen auf Kartenblatt St. Pölten betrafen die Kohlevorkommen in der Lunz-Formation, die in der Umgebung von Schrambach abgebaut wurden (HERTLE, 1864, 1865; LIPOLD et al., 1865). Die erste zusammenfassende Darstellung des Gebietes wurde von BITTNER (1901) gegeben und erläutert bereits die später publizierte Karte des Gebietes (BITTNER et al., 1907). Diese Karte entsprach in den Grundzügen bereits sehr gut dem heutigen Wissen über die Verbreitung der Formationen.

Die tektonische Interpretation des Baustiles der niederösterreichischen Kalkalpen geht auf KOBER (1912) zurück, der auch die Bezeichnungen Frankenfelser Decke, Lunzer Decke und Reisalpen Decke einführte. Erste Darstellungen der tektonischen Verhältnisse in den Nördlichen Kalkalpen auf St. Pölten geben VETTERS (1927) und SPENGLER (1928), der erstmals das Traisen-Halbfenster beschrieb. Die Dissertationen von NADER (1952), NEUBAUER (1949a) und PROKOP (1950) sind geprägt von den Vorstellungen von KOBER (1938), der die heute der Gresten-Klippenzone und der Laab-Decke zugerechneten Gebiete als tektonisch tiefsten Teil der Nördlichen Kalkalpen betrachtete und als Grestener Decke bezeichnete. Abgesehen davon geben die genannten Dissertationen aber sehr genaue Beschreibungen der Stratigrafie und der tektonischen Strukturen in diesem Teil der Kalkalpen.

WAGREICH (1986, 2009, 2010, 2013) untersuchte die Oberkreideablagerungen auf Kartenblatt St. Pölten vor allem in der Umgebung von Lilienfeld, wo bereits BITT-NER (1897) neben den Ablagerungen der Gosau-Gruppe auch cenomane Anteile erkannt hatte, die heute als Branderfleck-Formation bezeichnet werden. WESSELY (2007, 2010) arbeitete in den Gosauablagerungen in der Umgebung von Ramsau.

### 3.5. Molasse

#### (S. ĆORIĆ)

Auf der Karte von BITTNER et al. (1907) wurden die Molassesedimente zum ersten Mal flächendeckend dargestellt. Mächtige Sandpakete, die sich von Prater am heutigen westlichen Stadtrand von St. Pölten bis westlich von Oberradlberg verfolgen lassen, wurden darin zu den *Oncophora*-Schichten gestellt (siehe auch BITTNER, 1896), die von RZEHAK (1892) in Mähren definiert worden waren. GEBHARDT et al. (2013) führten die lithostratigrafische Neudefinition der *Oncophora*-Schichten durch, die sie als Traisen-Formation bezeichneten. Als Typlokalität wurde der Aufschluss Prater in St. Pölten festgelegt (Abb. 7). Weitere von BITTNER et al. (1907) ausgeschiedenen Vorkommen von *Oncophora*-Schichten, am Schildberg und im Haspelwald, werden dagegen heute auf Grund ihrer Altersstellung als sandreiche Einschaltungen im *Robulus*-Schlier gedeutet. Die auf der Karte von BITTNER et al. (1907) eingetragenen "Weißen Sande und Sandsteine von Melk" werden genauso wie der "Tegel von Pielach" heute zur Hall-Formation gerechnet, die als Teil der Allochthonen Molasse am Nordrand des Rhenodanubischen Deckensystems entlangstreicht.

Nach Detailuntersuchungen von WALDMANN (1939) entlang der Trasse der geplanten Westautobahn zwischen Böheimkirchen und St. Leonhard am Forst, führte HAYR (1947, 1949) im Rahmen seiner Dissertation eine großräumige Kartierung zwischen dem Pielachtal und Kirchstetten durch. Aufgrund zahlreicher mikropaläontologischer Analysen konnte er tieferen miozänen Schlier (heute Hall-Formation) und höheren miozänen Schlier (heute *Robulus*-Schlier) unterscheiden. Den "Haspelwald-Sand" zählte auch er zu den *Oncophora*-Schichten, die er auch westlich von St. Pölten bei Prater auskartierte. HAYR (1947, 1949) führte zum ersten Mal eine tektonische



Abb. 7. Die Typlokalität der Traisen-Formation im St. Pöltener Stadtteil Prater. Foto: Stjepan Ćorić.

Gliederung der Molassezone auf Kartenblatt St. Pölten durch und unterschied die Autochthone Molasse und Steilgestellte Molasse. Die Steilgestellte Molasse betrachtete er als tektonische Übergangszone zwischen der Autochthonen Molasse im Norden und dem im Süden anschließenden Rhenodanubikum ("Flyschzone"). FUCHS (1967, 1968, 1972b) berichtet über mehrere Aufschlüsse der Autochthonen und Allochthonen Molasse auf dem Kartenblatt. Westlich von St. Pölten, von der Waldsiedlung bis zum Stadtwald, kartierte FUCHS (1972a) die Sedimente des *Robulus*-Schliers aus und von Prater bis Viehofen die Ablagerungen der *Oncophora*-Schichten.

HAUER (1993) untersuchte die hydrogeologischen Eigenschaften des Beckens von St. Pölten und grenzte die quartären Ablagerungen von den Molassesedimenten ab. Auf der geologischen Karte im Maßstab 1:25.000 stellte er *Oncophora*-Schlier und *Robulus*-Schlier dar, zudem trennte er vom eigentlichen *Robulus*-Schlier auch noch die Prinzersdorfer Sande ab.

KRENMAYR (1998, 2001, 2003a, b, c) unternahm Begehungen in Molasse und Quartär auf Blatt St. Pölten für die Erstellung der Geologischen Karte von Niederösterreich in Maßstab 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002). Das führte zu einer klaren Darstellung der kartierten lithostratigrafischen Einheiten und der tektonischen Strukturen innerhalb der Molasse.

## 3.6. Quartär

(S. ĆORIĆ)

Auf der Karte von BITTNER et al. (1907) sind von den quartären Terrassen des Traisen- und Pielachtales nur Teile des lössbedeckten, heute als Hochterrasse bezeichneten Terrassenkörpers als Quartärschotter ausgeschieden. Im gleichen Jahr erschien die ungleich genauere Arbeit von ZÜNDEL (1907), in der bereits die verschiedenen Terrassenkörper im Traisental in der heute noch gültigen Verbreitung gezeigt und ausführlich beschrieben werden. Diese Darstellung wurde durch Arbeiten von FINK (1961) sowie FINK et al. (1976) und durch die im Traisental durchgeführte Diplomarbeit von HAUER (1993) bestätigt, dessen Ergebnisse für das jetzt vorliegende Kartenblatt St. Pölten weitgehend übernommen wurden.

# 4. Tektonischer Bau

#### 4.1. Moldanubikum

(M. LINNER)

Die typischen Gesteine des Moldanubikums sind sehr hochgradige Metamorphite von durchgehend granulitfazieller Prägung und verbreitet migmatisch sowie Magmatite vorwiegend granitischer Zusammensetzung. Der südöstliche Anteil des Moldanubikums, aufgeschlossen im Waldviertel und im Dunkelsteinerwald, zeichnet sich durch einen großräumigen Deckenbau aus, der im westlichen Waldviertel vom ausgedehnten Südböhmischen Batholith diskordant durchdrungen ist. Die tektonische Lagerung des Gföhl-Gneises und des Granulitkörpers von St. Leonhard am Forst waren die Ausgangspunkte für die Interpretation eines Deckenbaus im südöstlichen Moldanubikum (SuEss, 1918).

Seit der detaillierten Aufnahme der Lagerungsverhältnisse in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurden diese Gesteinskomplexe übereinstimmend als tektonisch hangendste Einheiten beziehungsweise als Decken interpretiert (Fuchs, 1976; MATURA, 1976; THIELE, 1976; FRITZ & NEUBAUER, 1993). Der Deckenbau manifestiert sich ebenso deutlich in der Metamorphoseprägung (PETRAKAKIS, 1997), da die Granulite, als die am höchsten metamorphen Gesteine, verbreitet in hangender Lagerung vorkommen. Die aktuelle tektonische Gliederung unterscheidet für das Moldanubikum drei Deckensysteme (LINNER et al., 2013), die von liegend gegen hangend nach typischen Lokalitäten im Waldviertel als Ostrong-, Drosendorf- und Gföhl-Deckensystem benannt sind, von denen nur das letztgenannte auf Kartenblatt St. Pölten vorhanden ist.

Die für das Gföhl-Deckensystem charakteristischen Granulite des Dunkelsteinerwaldes reichen in südöstlicher Richtung bis Obermamau. Dort zeigt sich die Lagerung der Granulite südlich einfallend und sie erscheinen von den Paragneisen und von den leukokraten Orthogneis-Migmatiten tektonisch überlagert. Für einen tektonischen Kontakt der überlagernden Gesteinskomplexe in Form einer Deckengrenze innerhalb des Gföhl-Deckensystems sprechen die Schuppen aus Serpentinit im Granulit westlich von Obermamau. Im westlichen Dunkelsteinerwald ist der Granulitkörper von den südwestlich angrenzenden Gesteinskomplexen überlagert (SCHARBERT, 1962; MATURA, 1984) und auch in diesem Gebiet sind Serpentinite im Randbereich des Granulitkörpers eingeschuppt. Damit kann das Gföhl-Deckensystem im Dunkelsteinerwald in eine liegende Decke mit hauptsächlich Granulit und eine hangende Decke mit migmatischen Para- und Orthogneisen gegliedert werden. Insofern nimmt die Granulitdecke des Dunkelsteinerwaldes eine tektonisch unterschiedliche Position im Vergleich mit den beiden anderen Granulitdecken im Gföhl-Deckensystem (St. Leonhard, Blumau) ein, da diese in tektonisch höchster Position lagern und von keinen anderen Decken überlagert sind. Anzumerken ist, dass der Rand des Granulitkörpers bei Obermamau zusätzlich durch eine steilstehende spröde Störung überformt sein könnte. Die Morphologie des Kalbling, der aus seiner Umgebung auffällig herausragt, deutet auf eine Reaktivierung von steilstehenden Störungsflächen.

Die Diendorf-Störung zerlegte mit markanter sinistraler Kinematik das Gföhl-Deckensystem südlich der Donau. Dabei wurde eine ehemals zusammenhängende Granulitdecke in die Granulitkörper Dunkelsteinerwald und Pöchlarn-Wieselburg geteilt (SCHARBERT, 1962; MATURA, 1983, 1984) und gegeneinander linksseitig in Summe um etwa 25 km versetzt. Zu diesem Störungssystem gehörende, parallel NE– SW streichende Störungen bestimmten auch die sprödtektonische Deformation am Südostrand des Dunkelsteinerwaldes. Der Block mit moldanubischen Gesteinen auf Blatt St. Pölten wurde an einer Störung entlang der Linie Prinzersdorf–Flinsbach–Großrust etwa 3 bis 4 km nach Nordosten versetzt (MATURA, 1984; SCHNABEL et al., 2012). Markiert ist diese Versetzung durch den leukokraten Orthogneis-Migmatit am Kalbling, ein für das Moldanubikum ungewöhnliches Gestein, welches sonst nur im südwestlichen Dunkelsteinerwald vorkommt.

Die tektonischen Einheiten der Böhmischen Masse setzen sich als kristallines Basement bis weit unter die Deckensysteme des Alpidischen Orogens fort und reichen in südöstlicher Richtung bis an den Westrand des südlichen Wiener Beckens, nachgewiesen durch eine Tiefbohrung der OMV-AG (Berndorf 1) (WESSELY, 2006: 36-37). Damit ist für das gesamte Kartenblatt St. Pölten kristallines Basement gegeben. Im Untergrund der Autochthonen Molasse setzt sich der Granulit in östliche Richtung bis mindestens zum Traisental fort. Dies belegen eine Aufschlussbohrung auf Kohle bei Herzogenburg (Fuchs, 1972a) und eine Brunnenbohrung bei Unterradlberg, bei denen in 400 bis 500 m Tiefe Granulit angetroffen wurde. Während diese Granulitvorkommen eindeutig noch Teil des Gföhl-Deckensystems sind, können die bei den Tiefbohrungen der OMV-AG (Kapitel 11) in einer Teufe zwischen 1.700 und 1.800 m angetroffenen kristallinen Gesteine, ein Zweiglimmer-Orthogneis der Bohrung Murstetten 1 und ein Granat-Biotit-Paragneis der Bohrung Perschenegg 1, nur dem Moldanubikum generell zugeordnet werden (MATURA, 2006). Eine Besonderheit ist der Granodiorit der Bohrung Hof 1, der anzeigt, wie weit der Pluton im kristallinen Basement zwischen Neulengbach und Tulln (WIESENEDER et al., 1976) nach Westen reicht. Lithologisch vergleichbare posttektonische variszische Plutone sind im Moldanubikum erst viel weiter westlich aus dem Südböhmischen Batholith im Mühlviertel (z.B. Freistadt-Granodiorit) bekannt.

#### 4.2. Ultrahelvetikum

(H. EGGER)

Die Gesteine der Gresten-Klippenzone treten in schmalen, lang gestreckten Vorkommen (Schlitzfenster) am Nordrand der Laab-Decke und auch innerhalb dieser Decke zu Tage. Diese Vorkommen stehen in engem Zusammenhang mit Blattverschiebungen, an denen das Ultrahelvetikum hochgeschürft wurde. Eine ähnliche Interpretation wurde auch für die Ultrahelvetikumsfenster im oberösterreichischen Anteil der Greifenstein-Decke gemacht (EGER & PERESSON, 1997). Drei kleinere Vorkommen von eozäner Buntmergelserie wurden am Nordrand der Greifenstein-Decke, direkt unter der Überschiebungsfläche dieser Einheit, entdeckt. Das östlichste dieser Vorkommen liegt nördlich des Eichberges und besteht aus einer Abfolge von Mergel mit dünnen Sandsteinlagen, die in das basale Lutetium (Nannoplanktonzone NP14b) eingestuft wurde (ĆoRić, 2009). Die beiden anderen Vorkommen liegen südlich von Pyhra und östlich von Ochsenburg und lieferten Nannofloren des Ypresiums (Zone NP12/13, det. S. ĆORIĆ).

### 4.3. Penninikum

#### 4.3.1. Tektonische Gliederung des Rhenodanubischen Deckensystems

(H. EGGER)

Das Rhenodanubische Deckensystem besteht auf Kartenblatt St. Pölten zum überwiegenden Teil aus Gesteinen der Greifenstein-Decke, an die im Süden der westlichste Teil der Laab-Decke angrenzt. Diese beiden Decken zeigen unterschiedliche Schichtfolgen (Greifenstein-Gruppe, Laab-Gruppe), die beide etwa bis zum Ende des Ypresiums hinaufreichen und vor allem aus Tiefwasserturbiditen bestehen. Wie Sachsenhofer zeigen konnte, unterscheiden sich die beiden Decken auch deutlich in ihrer thermischen Beanspruchung (Kapitel 4.3.2). Den südlichsten Teil des Rhenodanubischen Deckensystems bildet die Ybbsitz-Klippenzone, in der auch obertriassische und jurassische Formationen erhalten sind, die als ursprüngliche Unterlagerung der unterkretazischen bis untereozänen Turbiditabfolge der Greifenstein-Gruppe angesehen wird (Kapitel 2).

Die nordvergenten Überschiebungen innerhalb des Rhenodanubischen Deckensystems werden an zwei Blattverschiebungssystemen versetzt. Die jüngeren dieser Blattverschiebungen sind NE–SW streichend und zeigen sinistrale Bewegungsrichtungen. Die wichtigsten dieser Störungen (Abb. 8) sind die **Wilhelmsburg-Blattverschiebung** (nom. nov.), die von Wilhelmsburg durch die gesamte Breite des Kartenblattes nach Nordosten streicht, und die **Durlas-Blattverschiebung** (nom. nov.), welche die Westgrenze der Laab-Decke bildet. Auch innerhalb der Laab-Decke konnten mehrere Äste dieses Störungssystems auskartiert werden.

Durch die sinistralen Blattverschiebungen wird nicht nur der Schuppen- und Deckenbau des Rhenodanubischen Deckensystems versetzt, sondern es werden auch ältere Bruchlinien abgeschnitten. Dazu zählen NW–SE streichende, dextrale Blattverschiebungen wie die **Altenburg-Blattverschiebung** (nom. nov.), die von St. Veit an der Gölsen hinüber in das Traisental bei Göblasbruck streicht. Diese Blattverschiebung ist Teil eines größeren Blattverschiebungsystems, zu dem auch die **Steubach-Blattverschiebung** (nom. nov.) gehört, die vom westlich anschließenden Blatt 55 Ober-Grafendorf herüberstreicht, dort aber nicht erkannt wurde. Sie bildet dort die Ostgrenze des breiten Ultrahelvetikumfensters von Plambach (siehe unten). Nördlich von Mainburg bildet die Steubach-Blattverschiebung die Westgrenze eines breiten Zuges von Kalkturbiditen der Röthenbach-Subgruppe und endet dann an der sinistralen Wilhelmsburg-Blattverschiebung (siehe oben).

Neben den dextralen und sinistralen Blattverschiebungen wurde auf Kartenblatt St. Pölten noch ein annähernd E–W streichendes Bruchsystem erkannt, das als Schwarzenbach-Störung (nom. nov.) bezeichnet wird und die Nordgrenze der Schwarzenbach-Schuppe bildet.

#### **Greifenstein-Decke**

Die Greifenstein-Decke besteht auf Kartenblatt St. Pölten aus 14 tektonischen Schuppen (Abb. 8), die hier von Norden nach Süden vorgehend kurz vorgestellt werden. Das vorherrschende Einfallen dieser Schuppen ist mittelsteil gegen Südosten gerichtet, nur die südlichsten Schuppen der Greifenstein-Decke zeigen einen aufrechten Faltenbau mit nach Südwesten einfallenden Achsen. Neben den Schuppen wurde auch eine neue Deckscholle (Kasberg-Deckscholle, nom. nov.) der Greifenstein-Decke auf der Laab-Decke entdeckt. Dieser Erosionsrest ist wie die weiter östlich gelegenen Deckschollen von Hochrotherd (PREY, 1983) ein weiterer Beleg dafür, dass die Greifenstein-Decke von Süden auf die Laab-Decke überschoben wurde und diese einst überlagerte. Die Kasberg-Deckscholle besteht aus Piesenkopf- und Kalkgraben-Formation des Campaniums.

Die **Hinterholz-Schuppe** (nom. nov.) bildet den Nordrand der Greifenstein-Decke zwischen dem Perschlingtal und dem östlichen Blattschnitt, wobei ihre Ausstrichbreite gegen Osten zunimmt. Die Schuppe besteht vor allem aus Altlengbach-Formation, in der nördlich des Gipfelkammes des Eichberges (Kote 443 m) auch noch geringmächtige paleozäne Anteile (Zone NP2; Danium) nachgewiesen werden konnten. Das obere Campanium und Maastrichtium der Hinterholz-Schuppe



erreicht eine Mächtigkeit von 750 m. An der Überschiebungsbasis treten bunte Tonsteine und dünnbankige Siltsteinturbidite der Perneck-Formation, die zuletzt beim Bau der Autobahnraststation südlich von Kirchstetten gut aufgeschlossen waren. Auch Kalkturbidite der Röthenbach-Subgruppe sind manchmal noch als verschürfte Reste unter der Perneck-Formation erhalten, manchmal liegt die Basis der Altlengbach-Formation aber auch direkt auf ultrahelvetischer Buntmergelserie des basalen Lutetiums (Zone NP14b), die an der Überschiebungsbasis eingeklemmt ist.

Die Eichberg-Schuppe (EGGER, 2000) liegt zwischen dem östlichen Blattschnitt und dem Perschlingtal auf der Hinterholz-Schuppe. Westlich des Perschlingtales grenzt die Eichberg-Schuppe direkt an das Eggenburgium der Allochthonen Molasse. Östlich der Ochsenburg ist Buntmergelserie des Ypresiums an der Überschiebungsfläche eingeklemmt, zwischen Perschlingtal und Michelbach bilden verschürfte Reste unterkretazischer Formationen der Greifenstein-Gruppe die Basis der Eichberg-Schuppe. Den Beginn der ungestörten Abfolge der Schuppe bilden Kalkturbidite der Röthenbach-Subgruppe, die hier nur eine Mächtigkeit von maximal 150 m erreicht. Darunter vorkommende Rollstücke bunter Tonsteine deuten manchmal auf geringe Reste von Seisenburg-Formation hin. Über der Röthenbach-Subgruppe kann Perneck-Formation rudimentär entwickelt sein. Die Hauptmasse der Eichberg-Schuppe wird von Altlengbach-Formation gebildet, deren Kreideanteil rund 1.000 m mächtig wird. Im Westteil der Schuppe umfasst die Schichtfolge der Schuppe auch noch das Paleozän und das unterste Eozän. Nahe dem westlichen Blattschnitt, im Grabeneinschnitt südlich von Pommern, wurde in einer tonmergelreichen Fazies oberhalb des Aquäduktes der II. Wiener Hochquellwasserleitung Danium (Zone NP2) und Thanetium (Zone NP9) nachgewiesen. Das Paleozän erreicht hier eine Mächtigkeit von etwa 400 m. Das mergelreiche Eozän (Zone NP12; Ypresium) ist im Grabeneinschnitt nordwestlich der Ochsenburger Hütte unmittelbar oberhalb des Aquäduktes der II. Wiener Hochquellwasserleitung erhalten geblieben. Es wurde vermutlich an der Basis der überlagernden Hofstetten-Schuppe mitgeschürft.

Die **Hofstetten-Schuppe** (bei SCHNABEL et al., 2013: Kettenreith-Grünsbach-Hofstetten-Schuppe) liegt mit Altlengbach-Formation des Maastrichtiums auf paläogenen Anteilen der Eichberg-Schuppe. Die Hofstetten-Schuppe ist auf Kartenblatt St. Pölten nur als schmaler Streifen von Altlengbach-Formation erhalten, der im Süden von der sinistralen Wilhelmsburg-Blattverschiebung abgeschnitten wird, die quer durch das ganze Kartenblatt verläuft und weiter östlich auch die Südgrenze der Eichberg-Schuppe bildet.

Die **Soleneck-Schuppe** (nom. nov.) bildet am östlichen Blattschnitt einen Zwickel von Altlengbach-Formation des Maastrichtiums und Paleozäns, aus dem im Stallbach nördlich von Lanzendorf Danium (*Cruciplacolithus tenuis*-Zone, NP2) nachgewiesen wurde (det. H. EGGER). Das Paleozän wird vom Maastrichtium der Lanzendorf-Schuppe überschoben. Die Nordgrenze der Soleneck-Schuppe wird auf Kartenblatt St. Pölten von der Wilhelmsburg-Blattverschiebung gebildet.

Die Lanzendorf-Schuppe (nom. nov.) besteht im unteren Teil aus Altlengbach-Formation, die oberes Campanium bis Paleozän repräsentiert. Der Kreideanteil der Altlengbach-Formation erreicht eine Mächtigkeit von 600 m, der paleozäne Anteil wird rund 400 m mächtig und wird von rund 600 m mächtiger Greifenstein-Formation des Eozäns (unteres Ypresium) überlagert. Die Lanzendorf-Schuppe ist auf dem Kartenblatt die einzige Baueinheit der Greifenstein-Decke, in der die Greifenstein-Formation vorkommt. Es ist das westlichste Vorkommen dieser Formation überhaupt und endet im Westen an der Wilhelmsburg-Blattverschiebung.

Die **Hegerberg-Schuppe** (EGGER, 2000) überschiebt die Lanzendorf-Schuppe. Die Basis der Schuppe bilden etwa 250 m mächtige Kalkturbiditabfolgen der Röthenbach-Subgruppe. Darüber folgt, offenbar ohne Zwischenschaltung der Perneck-Formation, die Altlengbach-Formation, deren Oberkreideanteil etwa 900 m mächtig wird. Darüber folgt westlich des Michelbaches ein bis zu 400 m mächtiges Paleozän, dessen beste Aufschlüsse in den südlichen Zubringergräben des Kreisbaches gefunden wurden. Die jüngsten dort aufgefundenen Gesteine stammen wieder aus dem oberen Thanetium (*Discoaster multiradiatus*-Zone, NP9).

Die **Michelbach-Schuppe** (EGGER, 2000) erstreckt sich quer über die ganze Breite des Kartenblattes. Im Westteil sind an der Basis Kalkturbidite der Röthenbach-Subgruppe verschürft. Rollstücke von bunten Tonsteinen deuten auf das sporadische Vorhandensein der Perneck-Formation hin, Aufschlüsse davon wurden nicht gefunden. Das obere Campanium und Maastrichtium der Altlengbach-Formation ist mit einer Mächtigkeit von 900 m vorhanden. Darüber folgen mit einer Mächtigkeit von 400 m die paleozänen Anteile dieser Formation, die auch hier wieder bis in die *Discoaster multiradiatus*-Zone des oberen Thanetiums hinaufreicht.

Die **Kukubauer-Schuppe** (nom. nov.) überschiebt mit oberkretazischer Altlengbach-Formation das Paleozän der Michelbach-Schuppe. Nur im Süden der Kukubauer-Schuppe kommen, eingeklemmt an der Schwarzenbach-Störung, Gesteine der Röthenbach-Subgruppe und der Perneck-Formation vor. Die Kukubauer-Schuppe wird allseitig von Störungen abgeschnitten. Im Westen von der dextralen Altenburg-Blattverschiebung, im Osten von der sinistralen Durlas-Blattverschiebung und im Süden von der Schwarzenbach-Störung.

Die Schwarzenbach-Schuppe (nom. nov.) besteht zur Gänze aus Gesteinen der Rehbreingraben-Formation, die hier plötzlich weitverbreitet ist, während sie sonst auf dem Kartenblatt nur sehr untergeordnet als verschürfter Rest an der Basis der Eichberg-Schuppe vorkommt. Vom Ort Schwarzenbach gegen Osten zeigt die Schwarzenbach-Schuppe eine aufrechte Muldenstruktur. Diese wird im Westen von der Altenburg-Blattverschiebung abgeschnitten und nach Norden versetzt. Im Osten wird die Schuppe von der Durlas-Blattverschiebung abgeschnitten und grenzt an dieser an die Gresten-Klippenzone. Östlich der Durlas-Blattverschiebung setzt sich die Schwarzenbach-Schuppe nicht fort.

Die **Kerschenbach-Schuppe** (nom. nov.) lagert dem Muldenkern der Schwarzenbach-Schuppe auf und zeigt ihrerseits eine aufrechte Muldenstruktur mit einer nach Südwesten einfallenden Achse. An der Überschiebungsbasis tritt Perneck-Formation aus dem Grenzbereich mittleres/oberes Campanium auf, darüber bildet das obere Campanium und das untere Maastrichtium der Roßgraben-Subformation (Altlengbach-Formation) den Hauptkörper der Kerschenbach-Schuppe. Diese besteht daher in erster Linie aus meist grobkörnigen und dickbankigen siliziklastischen Sandsteinen, die ein umlaufendes Streichen zeigen. Die besten Aufschlüsse befinden sich in den beiden Steinbrüchen am Eingang des Kerschenbachtales, die bereits von PAUL (1899) erwähnt werden.

Die Kalkmühle-Schuppe (nom. nov.) ist die südlichste Schuppe der Greifenstein-Decke auf dem Kartenblatt St. Pölten im Westen der Durlas-Blattverschiebung. Sie überschiebt westlich der Altenburg-Blattverschiebung das Maastrichtium der Kerschenbach-Schuppe. Aufgebaut wird die Kalkmühle-Schuppe vor allem von der campanen Kalkgraben-Formation der Röthenbach-Subgruppe, die im Steinbruch bei Kalkmühle für die lokale Zementfabrik (PAUL, 1899) abgebaut wurde. Unmittelbar nördlich der Bahnstation St. Veit an der Gölsen waren grobkörnige und dickbankige, siliziklastische Sandsteine der basalen Altlengbach-Formation in einer Baugrube aufgeschlossen. Ähnliche Sandsteine treten in der Kalkmühle-Schuppe auch unmittelbar westlich des Traisentales auf.

Die **Bonnleiten-Schuppe** (nom. nov.) liegt im Osten der Durlas-Blattverschiebung und besteht aus Altlengbach-Formation des Maastrichtiums, das im Süden von einem Querbruch abgeschnitten wird. Südlich dieses Bruchs stehen pelitreiche untereozäne Turbiditabfolgen an. Im oberen Abschnitt des Grabeneinschnittes nordwestlich von Goin wurde die Nannoplanktonzone NP10 (*Tribrachiatus bramlettei-*Zone) festgestellt. Dieser Graben mündet in den Buchbach ein. Etwas bachaufwärts von der Einmündung steht im Buchbach der höhere Abschnitt der Zone NP9 (*Discoaster multiradiatus-*Zone), der aufgrund des Vorkommens von *Rhomboaster cuspis* ebenfalls bereits in das Eozän gestellt wird. Dieses pelitreiche Eozän ist, wie in der Eichberg-Schuppe (siehe oben), eine fazielle Vertretung der Greifenstein-Formation und kann vermutlich zur Gablitz-Formation gestellt werden.

Die **Goin-Schuppe** (nom. nov.) überschiebt mit Altlengbach-Formation an der Basis das Eozän der Bonnleiten-Schuppe. Die Basis der Goin-Schuppe liegt im Maastrichtium der Altlengbach-Formation, als jüngstes Alter wurde im Buchbach die Nannoplanktonzone NP9 des oberen Thanetiums nachgewiesen.

Die **Kreuzwirt-Schuppe** (nom. nov.) ist die südlichste Schuppe der Greifenstein-Decke im Osten der Durlas-Blattverschiebung. Sie wird von campanen Kalkturbiditen der Röthenbach-Subgruppe aufgebaut, die am besten am Weg neben dem Gehöft Bols aufgeschlossen war. Dieses Campanium überschiebt das Paleozän der liegenden Goin-Schuppe. Im Süden grenzt sie mit nach Süden einfallender Altlengbach-Formation des Maastrichtiums an die Gresten-Klippenzone.

#### Fortsetzung des Schuppenbaus auf Blatt 55 Ober-Grafendorf

Die auf Kartenblatt St. Pölten erkannten tektonischen Strukturen der Greifenstein-Decke legen eine Neuinterpretation der Tektonik auf dem westlich anschließenden Kartenblatt Ober-Grafendorf (SCHNABEL et al., 2012, 2013; SCHNABEL, 2017) nahe. Da das Erscheinen von Erläuterungen zu diesem Kartenblatt nicht absehbar ist, wird an dieser Stelle kurz auf dieses Thema eingegangen (Abb. 8).

Die von SCHNABEL et al. (2013) im Südteil der Greifenstein-Decke angenommene Mainburg-Schuppe zeigt die Form einer Synklinale und soll eine durchgehende Schichtfolge von der Unterkreide bis in das Maastrichtium aufweisen. Das Kartenbild (SCHNABEL et al., 2012) zeigt allerdings, dass dort die Unterkreide unmöglich in einem stratigrafischen Verband mit den auflagernden oberkretazischen Gesteinen der Röthenbach-Subgruppe und der Altlengbach-Formation stehen kann. Vielmehr liegen hier zwei getrennte Schuppen vor, die analog zu den Verhältnissen auf Kartenblatt St. Pölten als Schwarzenbach-Schuppe (Unterkreide) und Kerschenbach-Schuppe bezeichnet werden. Wie OBERHAUSER (1984a) zeigen konnte, reicht die Schichtfolge der Kerschenbach-Schuppe im Bereich des Pielachtales bis in das Paleozän hinein. Dieses Paleozän, das auf Kartenblatt Ober-Grafendorf nicht ausgeschieden wurde, endet im Osten bei dem markanten Geländeanstieg des Plambachecks, wo es von der Steubach-Blattverschiebung abgeschnitten wird, die nach der hier vertretenen Auffassung auch die Ostgrenze des Ultrahelvetikumvorkommens im Plambachgraben bildet.

Im Nordteil der Greifenstein-Decke streicht die Eichberg-Schuppe (EGGER, 2000) über die Traisen nach Westen. Dort wurde diese Einheit von SCHNABEL et al. (2013) als Weinberg-Wielandsberg-Schuppe bezeichnet. Da es sich bei diesem Namen um ein jüngeres Synonym des Begriffes Eichberg-Schuppe handelt, soll er nicht mehr verwendet werden. Auf Kartenblatt Ober-Grafendorf (SCHNABEL et al., 2012) ist innerhalb dieser Einheit ein schmales, NW–SE streichendes Molassefenster verzeichnet. Diese Struktur existiert nicht, vielmehr handelt es sich dabei um eine Fehlinterpretation von Schwermineralauswertungen (mündl. Mitt. WOLFGANG SCHNABEL).

Die Fortsetzung der großen Wilhelmsburg-Blattverschiebung ist westlich der Traisen zunächst noch durch ein schmales Vorkommen der Röthenbach-Subgruppe der Hegerberg-Schuppe markiert, das schleifend abgeschnitten wird. Östlich von Hofstetten bildet der Nordwestrand der von SCHNABEL et al. (2013) als Eigelsbach-Schuppe bezeichneten Einheit (in der hier vertretenen Auffassung ein Teil der Michelbach-Schuppe) die Fortsetzung der Störung, die dann weiter nach Westen streicht und zunächst den Nordrand der Kerschenbach-Schuppe und dann der Schwarzenbach-Schuppe bildet, bevor sie in die Kilb-Blattverschiebung (EGGER, 1997; EGGER & WESSELY, 2014) einmündet. Die Kilb-Blattverschiebung streicht hinaus in die Molasse (Abb. 8) und verursacht dort ein weites Vorspringen der Allochthonen Molasse. Die Überschiebungen dieser Molasse enden innerhalb des Ottnangiums vor etwa 18 Millionen Jahren, womit auch das Ende der Bewegungen an den sinistralen Blattverschiebungen datiert ist.

#### Laab-Decke

Wie die ihr auflagernden Deckschollen der Greifenstein-Decke zeigen, war der Ablagerungsraum der Gesteine der Laab-Decke paläogeografisch im Norden des Ablagerungsraums der Greifenstein-Gruppe beheimatet. Später wurde die Laab-Decke von der Greifenstein-Decke völlig überschoben, wodurch sich ihre im Vergleich zu dieser Decke wesentlich höhere thermische Beanspruchung erklärt (Kapitel 4.3.2).

Die Laab-Decke ist durch NE–SW streichende Brüche in mehrere Schollen zerlegt, die zur **Schöpfl-Schuppe** (nom. nov.) gehören. Interne Schuppungen konnten innerhalb des Hauptkörpers der Decke auf Kartenblatt St. Pölten nicht nachgewiesen werden. Nur ganz im Südosten überschiebt die schmale **Egg-Schuppe** (nom. nov.), die aus eozänen Gesteinen der Agsbach-Formation aufgebaut wird, die oberkretazische Kaumberg-Formation. Die Egg-Schuppe streicht am Nordrand der Ybbsitz-Klippenzone weiter nach Westen und schwenkt bei Wiesenfeld dann nach Südwesten. Auch beiderseits des Traisentales war das Eozän (Ypresium) dieser Schuppe mehrfach nachgewiesen (STRADNER in KRAULIZ, 1976; OBERHAUSER, 1984b). Ein weiteres, im Zuge der jetzt abgeschlossenen Kartierung von Wolfgang Schnabel gefundenes Vorkommen konnte in die Nannoplanktonzone NP12 (*Discoaster Iodoensis-*Zone) eingestuft werden (det. H. EGGER).

#### Ybbsitz-Klippenzone

Der Begriff "Ybbsitz-Klippenzone" geht auf SCHNABEL (1979) zurück und bezeichnet eine schmale Einheit am Südrand des Rhenodanubischen Deckensystems, das damit direkt an die Nördlichen Kalkalpen grenzt. Als Klippen werden morphologisch hervortretende Vorkommen härterer Gesteine bezeichnet, die zwischen der späten Trias ("Keuper") und der frühen Kreide gebildet wurden. Sie stehen vermutlich in sedimentärem Zusammenhang mit überlagernden Turbiditabfolgen. Das unterscheidet die Ybbsitz-Klippenzone von der Gresten-Klippenzone, deren Klippen von der pelitischen Buntmergelserie überlagert werden.

Im Bereich der Ybbsitz-Klippenzone ist auf Kartenblatt St. Pölten eine auffällige Zweiteilung zu beobachten. Vom östlichen Blattschnitt bis zum Traisental begleitet die Ybbsitz-Klippenzone den Nordrand der Nördlichen Kalkalpen als schmal ausstreichender Körper, der vor allem durch das reichliche Vorkommen von kieseligen Gesteinen der Rotenberg-Formation gekennzeichnet ist, während die Glosbach-Formation nur untergeordnet vorkommt. Im Norden schließt an die Ybbsitz-Klippenzone die Egg-Schuppe der Laab-Decke an, die aus Agsbach-Formation des Ypresiums besteht. Vom Wiesenbachtal nach Westen liegt auch nördlich der Egg-Schuppe die Ybbsitz-Klippenzone. Diese besteht bis zum westlichen Blattschnitt vor allem aus Ybbsitz-Formation, der vermutlich stratigrafisch Kalkturbidite der Röthenbach-Subgruppe auflagern. Es kann aber auch nicht ausgeschlossen werden, dass es sich dabei um Deckschollen der Greifenstein-Decke handelt. Nördlich dieser Vorkommen von Ybbsitz-Klippenzone treten erneut Gesteine der Laab-Decke auf, diesmal handelt es sich aber um Hois-Formation, die von hier als schmaler Streifen durch die ganze Breite von Blatt Ober-Grafendorf nach Westen streicht. Die Westgrenze dieses Vorkommens der Laab-Decke bildet die Kilb-Störung.

#### 4.3.2. Thermische Überprägung des Rhenodanubischen Deckensystems im Wienerwald

#### (R.F. SACHSENHOFER)

Inkohlungsuntersuchungen im Wienerwald, die im Rahmen einer Diplomarbeit (GMACH, 1999) durchgeführt wurden, weisen auf eine zum Teil sehr starke thermische Überprägung des Rhenodanubischen Deckensystems hin. Diese wurde auch durch Apatit-Spaltspurendatierungen bestätigt (TRAUTWEIN et al., 2001). Leider wurden die Reifedaten bisher nicht publiziert. Im vorliegenden Text wird daher eine Inkohlungskarte, basierend auf der tektonischen Karte des Wienerwaldes von Egger (2013b), präsentiert und ihre Bedeutung diskutiert.

Zwei verschiedene Reifeparameter wurden bestimmt: (i) Vitrinitreflexion (%Rr = Reflexion im unpolarisierten Licht) und (ii) Tmax. Letztere ist jene Rock-Eval Pyrolysetemperatur, bei der ein Maximum an Kohlenwasserstoffen aus dem Kerogen eines Gesteins gebildet werden. Für Proben, an denen keine Vitrinitreflexion gemessen wurden, wurden diese aus Tmax-Werten abgeschätzt.

#### Reflexionsmuster

Eine Karte mit Reflexionsdaten (%Rr) ist in Abbildung 9 dargestellt. Aus Tmax-Daten abgeschätzte Reflexionswerte sind durch einen roten Rand gekennzeichnet. Generell ist eine Zunahme der thermischen Überprägung von Nordwesten nach Südosten sichtbar. Gering inkohlt sind die Sedimente der Molassezone, inklusive der Schuppenmolasse.

Der Hauptkörper der Greifenstein-Decke weist ebenfalls geringe Inkohlung auf. Dies trifft insbesondere auf die untereozänen Sedimente der Greifenstein-Formation zu, deren Reflexionswerte häufig unter 0,4 %Rr liegen. Inkohlungsdaten aus drei Bohrungen im Höflein Feld zeigen eine geringe Zunahme der Vitrinitreflexion mit der Tiefe (SACHSENHOFER et al., 2006). In diesen Bohrungen bleibt die Vitrinitreflexion auch in 2,5 km Tiefe unter 0,6 %Rr (Abb. 9).

Höhere Reflexionswerte werden in der Kahlenberg-Schuppe der Greifenstein-Decke beobachtet (meist zwischen 0,50 und 0,70 %Rr). Tmax-Werte (~467° C) einer Probe vom Südrand der Kahlenberg-Schuppe deuten sogar noch höhere Inkohlung an (~0,9 %Rr?). Zwei Proben der Satzberg-Schuppe der Greifenstein-Decke weisen hingegen wieder relativ geringe Inkohlung auf (~0.55 %Rr).

Deutlich höher inkohlt ist die Laab-Decke (0,75–1,15 %Rr), wobei die maximalen Reflexionswerte an ihrem Südrand beobachtet werden. Bemerkenswert ist, dass der höchste Reflexionswert in der untereozänen Agsbach-Formation gemessen Abb. 9.

Tektonische Übersichtskarte des Rhenodanubischen Deckensystems im Wienerwald (nach EGGER & WESSELY, 2014) mit Vitrinitreflexionsdaten von GMACH (1999). Reflexionsdaten, die aus Tmax-Werten abgeschätzt wurden, sind durch einen roten Rand gekennzeichnet. Reflexionsdaten von Bohrungen im Höflein Feld (nach SACHSENHOFER et al., 2006) wurden gleichfalls von GMACH (1999) gemessen.

wurde, also in Sedimenten, die gleichalt sind wie die gering inkohlten Schichten der Greifenstein-Formation (EGGER, 2013b).

Zum Vergleich sind einige wenige Reflexionsdaten von mesozoischen Sedimenten der Kalkalpen in der Karte verzeichnet. Diese schwanken von 0,5 %Rr (Kössen-Formation) bis 0,5–0,7 %Rr in Kreidesedimenten. Bezüglich der Reflexionswerte von Kohlen der Lunz-Formation innerhalb der Kalkalpen sei auf SACHSENHOFER (1987) verwiesen.

#### Interpretation

Die Reifedaten belegen eine hohe thermische Überprägung der Laab-Decke, die jedenfalls jünger sein muss als die Ablagerung der untereozänen Sedimente. Nachdem geologische Ereignisse im Känozoikum, die zu extrem hohen Wärmeflüssen geführt haben könnten (z.B. Magmatismus), im Untersuchungsgebiet nicht bekannt sind, ist die hohe Inkohlung wohl auf tiefe Versenkung zurückzuführen. Dafür sprechen auch die relativ geringen Inkohlungsgradienten, die in den Höflein-Bohrungen beobachtet wurden (Abb. 9; GMACH, 1999; SACHSENHOFER et al., 2006). Für eine grobe Abschätzung der Versenkungstiefe ist es daher sinnvoll, anzunehmen, dass die Inkohlungsgradienten ähnlich waren wie im Wiener Becken. Dort wird eine Inkohlung von 1,15 %Rr in mehr als 5 km Tiefe erreicht (z.B. LADWEIN, 1988). Eine ähnliche Überlagerungsmächtigkeit ist für die Sedimente am Südrand der Laab-Decke anzunehmen und unterstützt damit tektonische Modelle, in denen die ursprünglich nördlich der Greifenstein-Decke abgelagerten Schichten der Laab-Decke von dieser überschoben wurden und durch eine "out-of-sequence" Überschiebung an die Oberfläche transportiert wurden (TRAUTWEIN et al., 2001; EGGER, 2013a, b, cum lit.).

Spaltspurendatierungen belegen eine frühmiozäne (26,7  $\pm$  2,8 Ma bis 18,2  $\pm$  1,1 Ma) Abkühlung unter 100° C der Laab-Decke, der Satzberg- und der Kahlenberg-Schuppe (TRAUTWEIN et al., 2001). BEIDINGER & DECKER (2014) datieren die out-ofsequence Überschiebungen im Bereich des Wienerwaldes mit ~17,7 bis 16,0 Ma. Dies zeigt, dass die Abkühlung der Sedimentgesteine des Rhenodanubischen Deckensystems bereits vor Beginn der out-of-sequence Überschiebungen begonnen hat.

Die Satzberg-Schuppe der Greifenstein-Decke, die der Laab-Decke als Deckscholle aufliegt, weist eine signifikant geringere Inkohlung auf. Dies deutet auf abschiebende Bewegungen entlang der Deckengrenze hin, die jünger sind als die maximale Aufheizung der Laab-Decke.

#### 4.4. Ostalpin

(G. WESSELY)

Im kalkalpinen Anteil von Kartenblatt St. Pölten sind das Bajuvarische Deckensystem (Frankenfels- und Lunz-Decke) und das Tirolische Deckensystem (Reisalpe-Decke) vertreten.





# Abb. 10. Der Faltenbau der Nördlichen Kalkalpen auf Kartenblatt St. Pölten.

Die tiefbajuvarische **Frankenfels-Decke** zeigt einen nordvergenten Falten- und Schuppenbau. Als jüngste lithostratigrafische Einheiten sind im Kern der *Kirchberg-Mulde* (Abb. 10) Sedimentgesteine der höheren Unterkreide und vielleicht auch noch des untersten Cenomaniums (Tannheim- und Losenstein-Formation) erhalten. Diese Formationen treten in den Nördlichen Kalkalpen ausschließlich im Tiefbajuvarikum auf und sind daher kennzeichnend für diese Einheit. In der Losenstein-Formation treten synsedimentäre Gleitschollen älterer kalkalpiner Gesteine auf (z.B. die Leitner-Gleitscholle bei Ramsau; WESSELY, 2010), die von der südlichen Frankenfels-Decke stammen. Der inverse Südschenkel der Kirchberg-Mulde besteht hauptsächlich aus Gesteinen der Schrambach-Formation und des Jura. Dieser ebenfalls oft sehr schmale Streifen entspricht der *Pielach-Schuppe* von TOLLMANN (1966). Im *Traisen-Halbfenster* (SPENGLER, 1928) ist belegt, dass die Pielach-Schuppe mindestens zwei Kilometer weit von der Lunz-Decke überschoben wurde (Abb. 10).

Den Nordteil der hochbajuvarischen **Lunz-Decke** bilden verschiedene mittelund obertriassische Formationen, die in divergenten Faltenzügen angeordnet sind. Die Natur einer Deckengrenze ist dadurch ersichtlich, dass unterschiedliche Teilstrukturen der Lunz-Decke an sie herantreten: Südlich von St. Veit an der Gölsen ist es das *Wobach-Faltensystem* (Abb. 10) mit seinem Schichtbestand aus Mitteltrias bis tieferer Obertrias und westlich und östlich davon der stirnbildende Hauptdolomit. Westlich des Traisen-Halbfensters bei Lilienfeld bildet überwiegend die Mitteltrias der Hammerlmühl-Antiklinale die Deckenstirne.

Das zwischen unterem Wiesenbachtal, unterem Halbachtal und dem Gehöft Steigenbauer vorkommende Wobach-Faltensystem ist durch die weite Verbreitung der Lunz-Formation gekennzeichnet, die durch Aufbrüche von Reifling-Formation und Einfaltungen von Opponitz-Formation gegliedert ist. Südlich davon gelegene Synklinalen sind die *Steigenbach-Mulde*, die sich von Südwesten vom Gehöft Steigenbauer bis in das Gebiet nördlich Ramsau erstreckt, und das *Wendlgupf-Muldensystem*, das vom östlichen Blattschnitt im Süden des Sengenebenberges nach Westen bis zum Ramsaubach reicht, wo es unter der transgressiv auflagernden Gosau-Gruppe verschwindet. Ein bemerkenswertes Strukturelement ist die *Habernreith-Doppelmulde* östlich des Traisentales, weil dort auf kürzester Distanz roter Hierlatzkalk der nördlichen Mulde in grauen Hornstein-Feinspatkalk der südlichen Mulde übergeht (Abb. 10).

Transgressives Cenomanium liegt auf der Lunz-Decke im Gebiet östlich des Traisentales bei Marktl und östlich des Ramsautales bei Landstal. Nur knapp südlich des ersten Vorkommens liegt die Gosau von Lilienfeld, unter deren transgressiver Basis kein Cenomanium erhalten ist. Das zweite Vorkommen von Cenomanium wird von der Gosau von Schönleiten überlagert. Schon nahe dem östlichen Blattschnitt liegt das Cenomanium mit überlagernder Gosau-Gruppe transgressiv über der Überschiebungsbahn der Lunz-Decke auf die Frankenfels-Decke. Dadurch ist belegt, dass die Überschiebung der Lunz-Decke bereits im frühen Cenomanium abgeschlossen war. Die Gosauablagerungen sind intern verschuppt und werden nur wenig weiter südlich von der Reisalpe-Decke überschoben.

Die tirolische **Reisalpe-Decke** gliedert sich in die Schönbichl-Basalzone und den Hauptkörper der Decke. Die Basalzone besteht überwiegend aus Formationen des oberen Perm und der unteren Trias, denen isolierte Kalk- und Dolomitvorkommen der Mitteltrias ein- oder aufgelagert sind. Sie erstreckt sich auf Kartenblatt St. Pölten von Ramsau bis ins Halbachtal. Über der Basalzone liegt die Ramsau-Schuppe der Reisalpe-Decke, die tektonisch von wandbildender Gutenstein-Formation der Höhenberg-Schuppe überlagert wird (Abb. 10).

Die Gosautransgression erfolgte auf der Reisalpe-Decke im Coniacium. Das Campanium ist als Hangfazies ausgebildet, in der häufig Perm- und Untertriasgesteine des Tirolikums aufgearbeitet sind. Das Vorkommen von Campanium nördlich der Kote 661 (WNW Ramsau) zeigt eine inverse Abfolge und wird von mitteltriassischen Gesteinen der Gutenstein-Formation überlagert. Diese Lagerungsverhältnisse werden als Stirneinrollung der Reisalpe-Decke gedeutet.

### 4.5. Molasse

(S. ĆORIĆ)

Die Sedimente der Molasse liegen im Nordteil des Kartenblattes St. Pölten transgressiv und mehr oder weniger ungestört auf dem Kristallin der Böhmischen Masse. Wie die Bohrung Murstetten 1 (Kapitel 11) und die knapp außerhalb des nördlichen Blattschnittes gelegenen Bohrung Unterradlberg zeigten, bildet die oligozäne bis untermiozäne Linz-Melk-Formation (Kiscellium–Egerium) den Beginn der Transgressionsabfolge dieser Autochthonen Molasse. Darüber folgt miozäner *Robulus*-Schlier (unteres Ottnangium) und dann die Traisen-Formation des oberen Ottnangiums, über der westlich des Traisentals noch ein kleines Vorkommen des Hollenburg-Karlstetten-Konglomerats des unteren Badeniums liegt.

Östlich des Traisentals wird die Traisen-Formation der Autochthonen Molasse von der **Haspelwald-Schuppe** (nom. nov) der Allochthonen Molasse nordvergent überschoben. Diese Schuppe, die bis zu 6,5 km breit wird, ist zur Gänze aus *Robulus*-Schlier mit Einschaltungen des "Haspelwald-Sand" aufgebaut. Im Süden wird sie von der **Kreisberg-Schuppe** (nom. nov.), die aus klastischen Sedimenten des Eggenburgiums besteht (Hall-Formation und Buchberg-Konglomerat), überschoben (Abb. 8). Die Breite dieser Schuppe verringert sich von Westen nach Osten von 2,5 km auf 0,7 km. Die Westgrenze der Allochthonen Molasse auf Kartenblatt St. Pölten wird von der sinistralen Kilb-Blattverschiebung (EGGER, 1997; EGGER & WESSELY, 2014) gebildet. Die Versetzungen an dieser Blattverschiebung enden innerhalb des Ottnangiums vor etwa 18 Millionen Jahren.

Nach älteren Auffassungen (Fuchs, 1972b; GRILL, 1958) sollte westlich der Traisen die Ost-West streichende St. Pölten-Störung die Nordgrenze der Haspelwald-Schuppe bilden. Die Auswirkungen der St. Pölten-Störung konnten in Antiklinal- und Bruchbildungen in Sedimenten der Traisen-Formation in mehreren Aufschlüssen entlang der Bahnstrecke gesehen werden; Überschiebungen konnten an dieser Störung aber nicht nachgewiesen werden.

# 5. Entwicklungsgeschichte

(H. Egger, S. Ćorić & M. Linner)

## 5.1. Ordivizium, Silur und Devon (485 bis 359 Millionen Jahre vor heute)

Im Ordovizium und Silur wurden die Ausgangsgesteine der Gesteinskomplexe des Moldanubikums am Nordrand des Gondwana-Kontinents sedimentär oder magmatisch gebildet. Dieser war durch den Rheischen Ozean vom Laurussia-Kontinent getrennt. Bei einem bedeutenden magmatischen Ereignis im Ordovizium entstanden am Nordrand von Gondwana ausgedehnte kalkalkalische Granitplutone (460 bis 430 Ma), die Ausgangsgesteine der Moldanubischen Granulite bildeten. Insgesamt ist die paläogeografische Situation zu dieser Zeit wahrscheinlich mit jener im heutigen Indonesien vergleichbar, mit stark gegliederter kontinentaler und ozeanischer Kruste und einem magmatisch aktiven Plattenrand. Dort dürfte auch das Ausgangsmaterial der Paragneise entstanden sein, deren detritische Zirkone häufig Alter von 470 Ma zeigen; Zirkone mit Altern von 580 Ma (KošLER et al., 2014) belegen die Aufarbeitung präkambrischer Krustenteile. Im Devon driftete ein Teil Gondwanas (Peri-Gondwana), angetrieben durch plattentektonische Prozesse, kontinuierlich weiter nordwärts und der Rheische Ozean wurde durch die Subduktion seiner ozeanischen Lithosphäre zunehmend kleiner. Schließlich kollidierten im späten Devon (um 400 Ma) erste Teile von Gondwana mit Laurussia.

## 5.2. Karbon, Perm und Trias (359 bis 201 Millionen Jahre vor heute)

Im frühen Karbon erfolgte die endgültige Schließung des Rheischen Ozeans und Peri-Gondwana kollidierte in Äquatornähe auf breiter Front mit Laurussia (um 370 Ma). Die Kontinent-Kollision führte zur Variszischen Gebirgsbildung, bei der kontinentale Krustenstücke der heutigen Böhmischen Masse tief versenkt wurden. Dabei wurden in der verdickten tiefen Kruste die im Ordovizium gebildeten Granitplutone in Granulite umgewandelt. Bei der tektonischen Exhumierung der Granulite in die mittlere Kruste erfuhren diese eine mylonitische Deformation, welche die Struktur der Granulite im Moldanubikum auszeichnet. Ihre West-Ost streichenden Streckungslineationen weisen während dieser ersten Phase der Exhumierung auf lateralen Materialfluss im Orogen hin. Bei der Ablösung dieser Granulitkörper wurden Peridotite aus dem lithosphärischen Erdmantel in die Kruste eingeschuppt, die heute als Serpentinit vorliegen. Im Zuge der weiteren tektonischen Exhumierung von der mittleren in die obere Kruste entwickelte sich das Gföhl-Deckensystem. Typisch für die Metamorphose während des Deckenbaues ist eine Phase mit signifikanter isothermaler Dekompression, deren sichtbarste Auswirkung die verbreitete Migmatisierung ist.

Durch die Vereinigung von Laurussia und Gondwana entstand im Karbon der Superkontinent Pangäa. Dieser erstreckte sich vom Nordpol bis zum Südpol und hatte an seiner Ostseite auf der Höhe des Äquators eine weite Einbuchtung, die vom Tethys-Ozean eingenommen wurde. In der Zeit des Perm war das variszische Gebirge schon weitgehend eingeebnet und am Nordwestrand der Tethys konnten darauf Sedimente der zukünftigen Nördlichen Kalkalpen abgelagert werden. In flachen Senken entlang einer kargen ebenen Küstenlandschaft, vergleichbar mit der Gegend am heutigen Persischen Golf, entstanden mit tonigen Sedimenten vermischte Salz- und Gipsablagerungen, die mit einer alten Bergmannsbezeichnung als Haselgebirge bezeichnet werden. Auf Kartenblatt St. Pölten bilden diese Sedimentgesteine heute die Basis der Reisalpe-Decke.

In der Triaszeit (252–201 Millionen Jahre vor heute) verstärkte sich die Absenkung der Erdkruste an diesem passiven Kontinentalrand der Tethys. Es bildete sich ein breiter Schelf, auf dem vor allem Karbonate abgelagert wurden. Die Karbonatsedimentation hielt Schritt mit der Krustenabsenkung und so entstanden mächtige Seichtwasserablagerungen, die heute die Hauptmasse der Gesteine der Nördlichen Kalkalpen bilden. Nur an der Wende von der mittleren zur späten Trias lag die Karbonatplattform teilweise über dem Meeresspiegel und verkarstete. Sandstein und Kohle der Lunz-Formation wurden abgelagert, bevor das Meer zurückkehrte und es zur Bildung mächtiger Dolomitgesteine kam. Dieser Hauptdolomit, der in einem seichten Wattenmeer abgelagert wurde, nimmt heute die größten Flächen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt St. Pölten ein.

Gegen Ende der Triaszeit begann die Karbonatplattform zu zerbrechen und der Meeresboden bildete ein kleinräumiges Relief von Becken und Schwellen, auf dem die Gesteine der Kössen-Formation abgelagert wurden. Die Bruchtektonik war Ausdruck des beginnenden Zerfalls des Superkontinentes Pangäa, der rund 100 Millionen Jahre lang existierte hatte.

## 5.3. Jura und Kreide (201 bis 66 Millionen Jahre vor heute)

Der Zerfall des Superkontinentes Pangäa ging einher mit dem Aufreißen des Atlantischen Ozeans, von dem aus sich ein schmales Ozeanbecken (Penninischer Ozean) weit nach Osten bis zum Tethys-Ozean entwickelte. Im Norden des Penninischen Ozeans lag der passive Kontinentalrand der Eurasischen Platte, auf dem in der Jurazeit vorwiegend Kalkschlamm abgelagert wurde, während in der Kreidezeit vor allem tonige und mergelige Sedimente zum Absatz kamen. Auf Kartenblatt St. Pölten bauen die Ablagerungen dieses Kontinentalhanges die Gresten-Klippenzone auf. Ablagerungen eines nördlich daran anschließenden flachen Schelfgebietes sind nicht bekannt.

Auch auf dem Kristallin der Böhmischen Masse sind keine mesozoischen Ablagerungen vorhanden. Die auf Blatt St. Pölten gelegenen Teile des Moldanubikums sind Teil einer Aufragung der Böhmischen Masse ("Böhmischer Sporn"), auf der die Molasse unmittelbar über dem Kristallin transgrediert. Diese Hochzone zieht im Untergrund weit unter den Alpenkörper hinein. Es ist ungewiss, ob sie im Mesozoikum unter Meeresbedeckung lag. Sollte es zu mariner Sedimentation gekommen sein, wurden diese Ablagerungen im Paleozän oder im frühen Eozän wieder vollständig erodiert.

Im Süden des Ablagerungsraumes der Gresten-Klippenzone lag der mehr als 3.000 m tiefe Penninische Ozean. Entlang des Kontinentalrandes wurden von der späten Unterkreide bis in das frühe Eozän vorwiegend turbiditische Gesteine abgelagert, die heute die Sandsteinberge des Rhenodanubischen Deckensystems ("Flyschzone") auf Kartenblatt St. Pölten aufbauen.

Der Ablagerungsraum der zukünftigen Nördlichen Kalkalpen im Süden des Penninischen Ozeans sank durch die Dehnungstektonik zunächst in Meerestiefen von bis zu einigen hundert Metern ab. Der Erdkrustenteil, auf dem sich auch das Ablagerungsgebiet der Gesteine der zukünftigen Nördlichen Kalkalpen befand, wurde im Lauf der Kreide zu einem eigenen Mikrokontinent (Adriatische Platte). Gegen Ende der Unterkreidezeit wurden die Gesteine der zukünftigen Nördlichen Kalkalpen stark deformiert und der interne Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen angelegt. Nach dieser Deformationsphase wurde das Gebiet über den Meeresspiegel gehoben und zum Festland. Erst etwa 10 Millionen Jahre später, in der Oberkreidezeit, kam es zu einer neuerlichen Absenkung und das Meer eroberte Schritt für Schritt dieses Gebiet zurück. Diese neue Transgression führte zur Ablagerung vorwiegend siliziklastischer Gesteine, die sowohl die Branderfleck-Formation, als auch die Gosau-Gruppe aufbauen. Diese Gesteine wurden am aktiven Kontinentalhang abgelagert, an dem die ozeanische Kruste des Penninischen Ozeans unter die Adriatische Platte abtauchte.

## 5.4. Paleozän und Eozän (66 bis 34 Millionen Jahre vor heute)

Vor etwa 42 Millionen Jahren, im Eozän (Lutetium), kollidierten die Adriatische und die Eurasische Platte und der Penninische Ozean war Geschichte. Die jüngsten erhaltenen Sedimentgesteine des Rhenodanubischen Deckensystems stammen aus dem Ypresium, das sowohl in der Greifenstein-Decke, als auch in der Laab-Decke nachgewiesen werden konnte. Anschließend wurde der Deckenbau im Rhenodanubikum angelegt. Da auf der Laab-Decke Deckschollen der Greifenstein-Decke liegen (z.B. die neuentdeckte Kasberg-Deckscholle auf Kartenblatt St. Pölten), wird die Laab-Decke als die ursprünglich nördlichere Einheit angesehen, die von der Greifenstein-Decke vollständig überschoben wurde. Für diese Vorstellung spricht auch die höhere thermische Beanspruchung der Laab-Decke, die sich in einer stärkeren Rekristallisation des kalkigen Nannoplanktons und einer stärkeren Inkohlung der organisch aufgebauten Dinoflagellatenzysten äußert und auf größere Versenkungstiefen hindeutet. In den Nördlichen Kalkalpen auf Kartenblatt St. Pölten sind Überschiebungen vermutlich eozänen Alters durch die Überschiebung der Reisalpe-Decke auf Ablagerungen der Gosau-Gruppe der Lunz-Decke belegt.

Bei der Kontinent-Kontinent-Kollision im Lutetium schob sich der Orogenkeil randlich auf die Eurasische Platte. Durch diese Auflast wurde die Eurasische Platte nach unten gedrückt, wodurch sich ab dem mittleren Eozän ein neues Meeresbecken bildete, dessen Ablagerungen als Molasse bezeichnet werden. Die Molassesedimente bestehen vor allem aus dem Abtragungsschutt der im Süden sich hebenden Alpen.

## 5.5. Oligozän und Miozän (34 bis 5,3 Millionen Jahre vor heute)

Die Überschiebung des Rhenodanubischen Deckensystems und der ostalpinen Deckensysteme auf die Vorlandmolasse hielt im Oligozän und Miozän an. Der Nordrand des Rhenodanubischen Deckensystems liegt auf dem Eggenburgium und in der mehr als 6 km weiter südlich gelegenen Tiefbohrung Perschenegg 1 (Kapitel 11) wurde das Egerium unter dem Rhenodanubischen Deckensystem angefahren. Durch die jüngsten Anteile der Allochthonen Molasse ist belegt, dass die Überschiebungen innerhalb der Molassezone erst im unteren Ottnangium (vor rund 18 Millionen Jahren) endeten. Diese Überschiebungen sind an NE–SW streichende sinistrale Blattverschiebungen (tear faults) gebunden, die zur Kilb-Störung gehören. Zahlreiche Äste dieses Störungssystems durchschlagen auch das Rhenodanubische Deckensystem und versetzen dort den eozänen Schuppen- und Deckenbau. Sie versetzen aber auch ältere, NW–SE streichende, dextrale Blattverschiebungen. Im Oligozän bis Untermiozän (Kiscellium–Egerium) wurden die transgressiven Sedimente der Linz-Melk-Formation direkt auf dem moldanubischen Kristallin abgelagert. Mit diesem Ereignis beginnt auf Kartenblatt St. Pölten die Molassesedimentation. Im Eggenburgium (vor rund 20,5–18,2 Millionen Jahren) setzte die Ablagerung der Hall-Formation ein, zu der auch das Buchberg-Konglomerat gehört. Dabei handelt es sich um einen submarinen debris flow, in dem vor allem Gesteine aus dem Rhenodanubischen Deckensystem aufgearbeitet sind. Eine bedeutende Transgression etwa an der Wende vom Eggenburgium zum Ottnangium (vor ca. 18,2 Millionen Jahren) leitete die Ablagerung des mächtigen *Robulus*-Schliers ein, der sowohl in der Autochthonen als auch der Allochthonen Molasse auftritt, in letzterer aber gröberklastisch ausgebildet sein kann ("Haspelwald-Sand").

Die grobklastischen Ablagerungen der Mauer-Formation mit Kristallinschutt sind das Ergebnis submariner Schuttströme (debris flows), die sich vom Kristallin der Böhmischen Masse nach Süden in das Molassebecken bewegten. Im höheren Ottnangium folgen darüber die brackischen Ablagerungen der Traisen-Formation, die als Ergebnis einer globalen Meeresspiegelsenkung gedeutet werden, durch welche die Verbindung zwischen Paratethys und Mediterran unterbrochen wurde. Dadurch konnte sich in der Paratethys eine endemische Molluskenfauna entwickeln, zu der die Gattungen *Limnopagetia* und *Rzehakia* zählen. Nach einer Sedimentationslücke während des Karpatiums, die mindestens 1,2 Millionen Jahre dauerte, erfolgte im unteren Badenium (vor ca. 16 Millionen Jahren) die nächste marine Transgression, welche durch die Ablagerungen der Hollenburg-Karlstetten-Formation dokumentiert ist.

# 5.6. Quartär (2,6 Millionen Jahre bis 0 Millionen Jahre vor heute)

Das von Kartenblatt St. Pölten abgedeckte Gebiet wurde auch während des Pleistozäns nie von Gletschern bedeckt, sondern war eine Kältesteppe mit Jahresdurchschnittstemperaturen, die um etwa 10° C tiefer als heute lagen. Nur während der sommerlichen Erwärmung tauten die obersten Meter des Dauerfrostbodens auf und durch die hohe Wassersättigung kam es zum Bodenfließen (Solifluktion). Während der glazialen Episoden kam es vor allem durch Frostsprengung zu einem hohen Anfall von Lockermaterial. Dieses wurde von verwilderten Flüssen transportiert und in Form von ausgedehnten Schotterkörpern (Kies, Sand, Silt) wieder abgelagert. Während der wärmeren und regenreicheren interglazialen Episoden schnitten sich die Flüsse in diese Talfüllungen ein. So entstanden in den Tälern verschiedene Niveaus von Schotterterrassen. Die ältesten dieser Terrassen liegen am höchsten über dem heutigen Talniveau. Während der glazialen Episoden wurde aus den Schotterkörpern Feinmaterial vom Wind ausgeweht und in der benachbarten Kältesteppe als Löss wieder abgelagert. So wurde etwa die in der Rißzeit abgelagerte Hochterrasse während der Würmzeit mit einer mächtigen Löss-Schicht überdeckt. Ältere Lössablagerungen sind durch die Verwitterung oft in Lösslehme umgewandelt.
## 6. Erläuterungen zur Kartenlegende

(S. Ćorić, H. Egger, C.-C. Hofmann, M. Linner, F. Rögl, W. Schnabel, M. Wagreich & G. Wessely)

## 6.1. Moldanubikum

(M. LINNER)

#### Gföhl-Deckensystem

Zum Deckenbbau im Moldanubikum und zur Erläuterung des Gföhl-Deckensystems siehe Kapitel 4.1.

#### 93 Paragneis, migmatisch, mit Einlagerungen von Amphibolit

Südöstlich von Wernersdorf sind im Taleinschnitt des Moosbaches Felsaufschlüsse aus Paragneis freigelegt. Östlich oberhalb dieser kleinen Felsleiten und im Fuchsenwald sind die Paragneise sehr stark verwittert und es finden sich nur wenige Lesesteine. Am teilweise bewaldeten Rücken Richtung Kalbling sind diese tiefgründig verwitterten Paragneise in einer ehemaligen Grube zur Entnahme von Verwitterungsgrus aufgeschlossen. Schon in geringer Tiefe von weniger als 2 m ist im in-situ zersetzten und zu grobem Sand zerfallenden Gestein der Kornverband vollständig erhalten und auch die Lagerung kann gemessen werden.

In den Paragneisen lässt sich im ständigen Wechsel zwischen biotitreichen Lagen mit metamorphem Lagenbau und leichter Migmatisierung sowie massigen guarz- und feldspatbetonten Lagen noch das unterschiedliche, mehr tonige oder sandige Ausgangsmaterial der jeweiligen Lagen erkennen. Beim metamorphen Lagenbau der biotitreichen Paragneise, der stets der Schieferung entspricht, wechseln Biotitlagen, die oft auch viel Sillimanit führen, mit feinen Linsen und Lagen mit überwiegend Plagioklas und Quarz. Akzentuiert wird dieses Gefüge durch eine schwache Migmatisierung, wobei sehr helle Lagen oft ebenfalls parallel zum Lagenbau auftreten. Diese gröberkörnigen Lagen bestehen fast nur aus Plagioklas und Quarz und sind teilweise über die Schieferung hinweg vernetzt. Dies belegt, dass es sich dabei um ein leukokrates Neosom, also den aufgeschmolzenen Anteil einer initialen Migmatisierung handelt. Nur selten sind dunkle Amphibolite eingelagert, weniger als einen Meter mächtig und mit feingebänderter Textur. Die Lagerung der Paragneise zeigt sich, soweit aufgrund der Aufschlussverhältnisse überhaupt feststellbar, relativ einheitlich mittelsteil gegen Süden (SE bis SSW) einfallend. Die Streckungslineation der konkordant eingelagerten Amphibolite fällt flach in südwestliche Richtung ein.

Granat, Sillimanit und Biotit sowie Plagioklas und Quarz kennzeichnen den makroskopisch sichtbaren Mineralbestand der Paragneise, womit auch ihre prägende Metamorphose als hochtemperiert und granulitfaziell erkennbar ist. Im Dünnschliff zeigen sich zusätzlich feinkörnige Kyanite, die in Plagioklas eingeschlossen und mit xenomorphen Korngrenzen als Relikte einer druckbetonten Paragenese zu interpretieren sind. Die Paragenese der Paragneise entspricht dem makroskopisch erkennbaren Mineralbestand. Sillimanit bildet in den biotitreichen Lagen zumeist feinnadelige Fibrolith-Aggregate, eingeregelt in der dominierenden Schieferung (Taf. 1, Abb. I). Feinkörniger bis körniger Granat zeigt sich reich an feinstkörnigen Einschlüssen und etwas resorbiert und die Textur der Grundmasse aus Biotit, Plagioklas und Quarz weist auf eine Phase hochtemperierter Rekristallisation. Die Neosomlagen der Migmatisierung bestehen aus etwas gröber körnigem Plagioklas und Quarz sowie sehr wenig Biotit. Typischerweise tritt nur in diesen Lagen signifikant Muskovit auf, der das Gefüge überwachsen hat und somit später als die Migmatisierung bzw. die hochtemperierte Paragenese gebildet wurde. Die Amphibolitlagen bestehen aus einer feinkörnigen bis körnigen Mineralparagenese mit olivgrünem Amphibol, sehr blassen Klinopyroxen und Plagioklas sowie feinkörnigem Titanit. Sie zeigen im Dünnschliff eine perfekt erhaltene, hochtemperierte Gleichgewichtstextur mit ausschließlich geradlinigen Korngrenzen und Tripelpunkten.

Vergleichbare Paragneise sind im Gföhl-Deckensystem im südwestlichen Dunkelsteinerwald weit verbreitet (MATURA, 1984) und auch dort sind sie durch Paragenesen mit Biotit, Sillimanit und Granat und eine schwache Migmatisierung charakterisiert (LINNER, 2013). Als Ausgangsmaterial für die Paragneise sind Grauwacken und tonreiche Sedimente anzunehmen, deren enge Wechsellagerung trotz hoher Metamorphose teilweise noch erkennbar ist. Und für die Amphibolitlagen sind als Edukte Gänge mit basaltischer Zusammensetzung anzunehmen. Zum möglichen Alter des Ausgangsmaterials ergaben die Datierungen von detritischen Zirkonen aus Granat-Sillimanit-Biotit-Paragneisen im Gföhl-Deckensystem bei Raabs an der Thaya (Košler et al., 2014) erste konkrete Hinweise. Die beiden Maxima der Altershäufigkeiten bei ca. 580 Ma und ca. 470 Ma lassen einen Schwerpunkt der Sedimentation vom jüngsten Neoproterozoikum bis in das Ordovizium erkennen. Die Bedingungen der variszischen Metamorphoseprägung lassen sich aufgrund zahlreicher regionaler petrologischer Untersuchungen Granat und Sillimanit führender Paragneise gut eingrenzen (PETRAKAKIS, 1997). Diese sind mit 700 bis 800° C hochtemperiert und umfassen mit 0,7 bis 1,1 GPa einen relativ großen Druckbereich. Dieser ist auf den unterschiedlichen Grad der Rekristallisation während der isothermalen Dekompression, die vom reliktischen Kyanit zur Sillimanitbildung führt, bedingt. Diese hochtemperierte Dekompression bewirkte auch die schwache Aufschmelzung (Migmatisierung) der Paragneise.

#### 92 Quarzmobilisat

In den Felsaufschlüssen der Paragneise südöstlich von Wernersdorf finden sich Quarzmobilisate in wenige Zentimeter mächtigen Lagen und teils gesammelt in Dezimeter großen Knauern. Im Bereich der tiefgründig verwitterten Paragneise sind Quarzmobilisate auf den Äckern oft als Lesesteine anzutreffen. Eine örtlich zusammenhängende Anhäufung dieser Lesesteine ist durch eine eigene Signatur auf der geologischen Karte (rotes Dreieck) eingetragen, womit ein größeres Vorkommen von Quarzmobilisat in den Paragneisen indiziert ist.

Die durchscheinenden Quarzmobilisate bestehen monomineralisch aus grobkörnigem Quarz. Die makroskopisch milchig weiße Trübung ist durch unzählige Flüssigkeitseinschlüsse entlang von verheilten Mikrorissen bedingt. Die Quarzmobilisate sind nicht deformiert und daher als hydrothermale Bildungen, bei einer Temperatur unter 400° C, während der Abkühlung nach der variszischen Metamorphose zu interpretieren.

## 91 Leukokrater Migmatit aus Orthogneis

Am Kalbling, der morphologisch markanten Erhebung nordwestlich von St. Pölten, tritt eine für das Moldanubikum besondere, sonst nur im südwestlichen Dunkelsteinerwald vorkommende Lithologie zu Tage. Von den Orthogneis-Migmatiten sind Felsaufschlüsse an der Westseite vom Kalbling im Bereich der Wasserbehälter anthropogen freigelegt. Ansonsten sind am Kalbling auch größere Lesesteine zu finden. Noch viel weniger ist von diesen außergewöhnlichen Gesteinen in der westlichen Fortsetzung, im bewaldeten Rücken Richtung Wernersdorf, zu sehen, wo auch Lesesteine nur sehr spärlich auftreten. Die sehr hellen, durch den sehr hohen Feldspatgehalt weißen Orthogneise weisen durch die sehr starke Migmatisierung ein körniges bis grobkörniges, recht unruhiges Gefüge auf. Auffällig und charakteristisch führen die Migmatite häufig bis zu 5 mm Granat. Wenig feinschuppiger Biotit lässt bisweilen Reste der metamorphen Schieferung erkennen und auch die Schmelzlagen (Neosom) zeichnen dieses ursprüngliche Gefüge oft nach. Sehr wohl erfolgte durch umfangreiche Schmelzbildung und deren Migration wiederholt auch eine völlige Auflösung der älteren Schieferung und führte zu schlieriger bis gangförmiger Ansammlung der Migmatitschmelzen. Solche sind vereinzelt auch als Gänge in die westlich angrenzenden Paragneise eingedrungen. Die Lagerung der Orthogneis-Migmatite zeigt sich beim unteren Wasserbehälter am Kalbling als flach östlich einfallend.

Im Mineralbestand erweist sich die leukokrate Zusammensetzung, bedingt durch den sehr hohen Anteil an grobkörnigem perthitischem Kalifeldspat, der auch den größten Anteil im Neosom dieser Migmatite einnimmt. Auch die Plagioklase zeigen in Form von Antiperthit eine hochtemperierte Entmischung. Typisch ist auch die Ausbildung von Myrmekit an der Korngrenze zwischen Plagioklas und Kalifeldspat, wobei der Kalifeldspat durch eine Verwachsung aus Plagioklas und wurmförmigem Quarz verdrängt wurde. In weniger migmatischen Orthogneisen sind feinkörnige Kyanite als Einschlüsse im Plagioklas oder mit Saum von Plagioklas im Kalifeldspat als wahrscheinlich prämigmatische Relikte erhalten. Fein- bis grobkörniger Granat tritt vor allem in den stark migmatischen Bereichen auf, wo umgekehrt kaum mehr Biotit vorhanden ist (Taf. 1, Abb. II). Insofern dürfte ein Großteil des Granats bei der Aufschmelzung als peritektische Mineralphase durch Abbau von Biotit ("dehydration melting") entstanden sein. Trotz des vielen Kalifeldspats hat sich auch in den migmatischen Partien nur wenig sekundärer Muskovit gebildet. Die granitischen Gänge, die sich aus den Migmatitschmelzen bildeten, bestehen aus einem gleichkörnigen, ebenfalls durch Kalifeldspat dominierten Mineralgemenge mit viel mehr Biotit. In diesen Gängen ist wie in den Orthogneis-Migmatiten keine postmigmatische Deformation erkennbar.

Dieser lithologisch besondere Orthogneis-Migmatit wurde bereits von FRANZ EDUARD SUESS (1905) vom Granulit unterschieden, als "aplitischer und glimmerarmer Gneis" detailliert beschrieben und mit dem viel größeren Vorkommen im Dunkelsteinerwald zwischen Windschnur und Hohenegg zusammengefasst. Von MATURA (1984) wurde ein weiteres, kleines Vorkommen bei Pultendorf auskartiert, das eine westliche Fortsetzung der Orthogneis-Migmatite vom Kalbling sein könnte. Da an diesen Orthogneis-Migmatiten bisher weder geochronologische noch petrologische Untersuchungen durchgeführt wurden, sind nur relative Aussagen zu Ausgangsmaterial und Metamorphoseentwicklung möglich. Bereits für das Edukt des Orthogneises ist ein hoher Anteil an Kalifeldspat, also eine syenitische Zusammensetzung, anzunehmen. Bei der Metamorphose ist mit reliktischem Kyanit zuerst eine druckbetonte Phase angezeigt, die in eine sehr starke migmatische Aufschmelzung mündet. Die dadurch belegte starke Druckentlastung ist ein charakteristisches Element der Metamorphosepfade der Gesteine im Gföhl-Deckensystem.

#### 90 Pyroxenamphibolit

In den leukokraten Orthogneis-Migmatiten vom Kalbling sind wenige Meter mächtige Pyroxenamphibolite im Bereich der Wasserbehälter aufgeschlossen. Lesesteine indizieren, dass diese nicht weit verfolgbaren Lagen am gesamten Kalbling eingeschaltet sind. Als sehr dunkle, fast schwarze Gesteine sind die Pyroxenamphibolite durch die Übermacht an Amphibol bestimmt. Sie sind feinkörnig bis körnig mit bisweilen fleckiger bis linsenförmiger Textur, welche sie hellen Pseudomorphosen nach magmatischen Plagioklasen verdanken. Randlich führen die Lagen mitunter bis zu 3 mm großen Biotit, ein Hinweis auf eine metasomatische Beeinflussung durch die umgebenden Orthogneis-Migmatite, die sehr reich an Kalifeldspat sind. Die konkordant eingelagerten Pyroxenamphibolite fallen wie die Orthogneis-Migmatite flach gegen Osten ein und weisen eine gleich orientierte Streckungslineation auf.

Die Pseudomorphosen nach magmatischem Plagioklas bestehen aus teils antiperthitischem Plagioklas und feinkörnigem Granat. Im Weiteren sind im Dünnschliff auch die Relikte grobkörniger magmatischer Klinopyroxene zu erkennen (Taf. 2, Abb. I). Die metamorphe Mineralparagenese besteht aus olivgrün bis braunem Amphibol, Plagioklas und Klinopyroxen sowie feinstkörnigem Titanit und Ilmenit, allesamt in Gleichgewichtstextur mit Tripelpunkten und geradlinigen Korngrenzen. Im Dunkelsteinerwald beziehungsweise im südlichen Teil des Gföhl-Deckensystems sind Pyroxenamphibolite mit magmatischen Mineralrelikten geradezu typisch (SUESS, 1905; MATURA, 1984). Die Relikte verweisen auf gabbroide Ausgangsgesteine, die Plagioklas-Pseudomorphosen mit Granat speichern das druckbetonte Metamorphosestadium und die Gleichgewichtstexturen die hochtemperierte Rekristallisation.

### 89 Serpentinit

Westlich von Obermamau befinden sich zwischen Ödfeld und Flinsbacher Höhe kleine Serpentinitvorkommen, deren Ausdehnung durch dunkelbraunen Verwitterungslehm mit Reststückchen dieser äußerst stark verwitternden Gesteine angezeigt ist. Häufig sind über dem Serpentinit Lesesteine von Chalcedonkrusten anzutreffen (MATURA, 1977; ĆORIĆ & HAMMER, 2007), welche wiederholt Granat führenden Serpentinit umschließen.

Die Serpentinite sind im Dunkelsteinerwald mit den Granuliten assoziiert. Sie treten gehäuft als tektonische Schuppen auf und sind am südwestlichen Rand des ausgedehnten Granulitkörpers durchgehend zu verfolgen (MATURA, 1984). Es handelt sich dabei um stark serpentinisierte Peridotite, die als Granat-Lherzolite sowie Spinell und Granat führende Harzburgite zu klassifizieren sind (BECKER, 1996). Während Olivin und Orthopyroxen meist weitgehend in Serpentin umgewandelt sind, haben sich Klinopyroxen und Spinell vergleichsweise gut erhalten. Granat ist typischerweise teils in Kelyphit umgewandelt, der sich als Korona aus vorwiegend fein verwachsenem Orthopyroxen entwickelte (Taf. 2, Abb. II).

Die Peridotite als Ausgangsmaterial der Serpentinite entstammen dem subkontinentalen lithosphärischen Erdmantel. Es gibt Anzeichen für eine Rekristallisation im Zuge einer variszischen Subduktion (370–350 Ma) in einer Tiefe von 100 bis 120 km bei 1.000 bis 1.100° C und für Dekompression und Abkühlung bereits im Erdmantel (CARSWELL, 1991). Bei der Variszischen Orogenese wurden die Peridotite im Zuge der kontinentalen Kollision aus dem obersten Erdmantel in die Erdkruste eingeschuppt und kamen dabei mit den Granuliten in tektonischen Kontakt. Durch die granulitfazielle Überprägung (um 340 Ma) bildeten sich Kelyphitsäume um Granat und auch die weitere metamorphe Überprägung bei der tektonischen Exhumierung mit den Granuliten kann durch Mineralneubildungen angezeigt sein (BECKER, 1997a). Die Serpentinisierung, also die Umwandlung von Olivin und Orthopyroxen zu Serpentin unter Wasseraufnahme, erfolgte schließlich bei relativ geringer Temperatur (ca. 450° C) in weniger als 15 km Tiefe (CARSWELL, 1991). Als känozoische Verwitterungsbildung ist der auch sonst im Moldanubikum über Serpentinit gebildete Chalcedon (HUBER & HUBER, 1977; MATURA, 1989) zu interpretieren. Dabei wurden die Krusten aus SiO,-haltigen Lösungen aus dem umgebenden Granulit am ultrabasischen Serpentinit abgeschieden (Taf. 2, Abb. II).

#### 88 Granulit, stellenweise mit Lagen oder Linsen von Pyroxengranulit

Bei Obermamau und in Richtung Karlstetten tritt in sehr flacher Geländemorphologie der Granulitkörper des Dunkelsteinerwaldes zu Tage. Schöne Felsaufschlüsse sind westlich von Obermamau an der Nordseite des Fladnitztales. Ansonsten ist auch der Granulit tiefgründig verwittert und nur in Form von Lesesteinen und Verwitterungsgrus präsent. Dass der anstehende Fels auch in diesen Bereichen in wenigen Metern Tiefe ansteht, zeigen temporäre Felsaufschlüsse durch Bautätigkeit in Obermamau sowie ehemalige kleine Steingruben nördlich der Ortschaft.

Die Lithologie dieses südlichsten Teils des Granulitkörpers zeigt sich in den wenigen Aufschlüssen als absolut charakteristisch für einen Moldanubischen Granulit. Am schönsten sind die hellen, fast weißen Granulite mit feinkörnigem Granat und Kyanit. Typisch sind auch weiß-grauviolett gebänderte Granulite, bedingt durch einen variierenden Gehalt an Biotit und unterschiedliche Körnigkeit von Quarz und Feldspat. Immer sind diese Granulite aufgrund ihrer mylonitischen Deformation sehr feinkörnig und brechen bedingt dadurch in scharfkantige kleine Stücke. Auch eine geringe postdeformative Migmatisierung ist in den Granuliten bei Obermamau zu bemerken, in Form von seltenen schmalen diskordanten Ansammlungen von Neosom, die nicht mylonitisch deformiert und zudem deutlich gröber körnig sind. Mengenmäßig sehr untergeordnet, bevorzugt im Randbereich des Granulitkörpers, können dunkelgraue Granulitlagen oder Granulitlinsen auftreten (MATURA, 1984). Diese als Pyroxengranulit bezeichneten Gesteine führen Orthopyroxen, sind auch in der Umgebung von Obermamau selten und wenn überhaupt nur als Lesesteine vorhanden. Die Lagerung der Granulite ist recht einheitlich, wobei die mylonitische Schieferung mittelsteil gegen Süden bis Südwesten einfällt und die Streckungslineationen subhorizontal um die W-E-Richtung schwanken.

Im Mineralbestand belegt eine ältere Paragenese aus Granat, Kyanit, Biotit und Quarz, zusammen mit mesoperthitischem Alkalifeldspat (entmischt aus ternärem Feldspat), den Höhepunkt der Hochdruck- und Hochtemperaturmetamorphose (Taf. 3, Abb. I). Mesoperthitische Alkalifeldspäte kommen als Einschlüsse in Granat und in gröber körnigen reliktischen Domänen vor (Taf. 3, Abb. II). Feinschuppiger Biotit bildet zusammen mit feinstkörnigem Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas eine jüngere Paragenese mit Granat und Sillimanit. Letzterer tritt als Neubildung um Kyanit und entlang von jüngeren Schieferungsflächen in Form von Fibrolith auf. Das deutlich gröbere Neosom der Migmatisierung besteht schlicht aus gleichkörnigem Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz sowie Biotit.

Als Ausgangsmaterial zeigen die Granulite und Pyroxengranulite mit ihrer granitischen bis granodioritischen Zusammensetzung (VELLMER, 1992; JANOUŠEK et al., 2004) eine kalkalkalische magmatische Suite mit hauptsächlich Granit an. Für die Genese weist einerseits der schwach peralumische Charakter auf fraktionierte I-Typ Granite und andererseits lassen die relativ hohen Sr-Initialwerte (KLÖTZLI et al., 1999) eine Aufarbeitung älteren Krustenmaterials erkennen. Letzteres ist bestätigt durch sehr alte proterozoische Zirkonkerne und auch die ordovizischen Bildungsalter (430–460 Ma) der granitischen Ausgangsgesteine wurden durch die Datierung magmatisch zonierter Zirkonkerne gewonnen (FRIEDL et al., 2011).

Die Granulite des Dunkelsteinerwaldes wurden, wie alle Moldanubischen Granulite, durch einen sehr spezifischen Metamorphosepfad gebildet. Für den Höhepunkt der Metamorphose lassen sich aus der älteren Paragenese mit Granat und Kyanit extreme Hochdruck (HP)- und Hochtemperatur (HT)-Bedingungen von 1,6 GPa und 1.000° C rekonstruieren (CARSWELL & O'BRIEN, 1993). Und trotz dieser sehr hohen maximalen Temperatur kann im Granat ausnahmsweise ein calciumreicher Kern mit prograder Zonierung erhalten sein (BECKER, 1997b). Die Umwandlung von Kyanit in Sillimanit und Sillimanit als Teil der jüngeren Paragenese belegen eine intensive Rekristallisation (PETRAKAKIS, 1997) bei noch hoher Temperatur (700–800° C), aber deutlich geringerem Druck (0,8–1,1 GPa). Der Zeitraum für diese Metamorphoseentwicklung ist mit 345 bis 335 Ma aufgrund von Granatdatierungen (BECKER, 1997b) und Zirkondatierungen (FRIEDL et al., 2011) gut eingegrenzt. Die beide Paragenesen verknüpfende mylonitische Deformation spiegelt die hochduktile tektonische Exhumierung der Granulite aus der unteren in die mittlere Erdkruste wider. Die zugehörige W–E streichende Streckungslineation ist charakteristisch für den Granulitkörper im Dunkelsteinerwald (NEUBAUER, 1990) und ist damit quer zu den Streckungslineationen in den liegenden Decken im Moldanubikum orientiert (FRITZ & NEUBAUER, 1993).

## 6.2. Ultrahelvetikum

(H. Egger)

### Gresten-Klippenzone

### 87 Gresten-Formation (Kalk, Sandstein, Steinkohle; Unterjura)

Aufschlüsse der Gresten-Formation wurden bei der jetzt abgeschlossenen Neukartierung nicht gefunden. Nur mit Lesesteinen konnte eine ungefähre Abgrenzung der Formation durchgeführt werden. Hilfreich waren dabei auch die Angaben in der Literatur. Nach TRAUTH (1909) sind Arkosesandsteine, die manchmal kleine Kohleschmitzen führen, in das Hettangium zu stellen. Das Sinemurium und Pliensbachium ist durch graue, braun anwitternde, sandige Mergel vertreten, die ebenfalls kohleführend sind. Nach HERTLE (1865) wurde in diesen Mergeln ein 1 m mächtiges Kohleflöz angefahren. Dem Toarcium sind vermutlich schwarzbraune Mergel und wellig geschichtete Mergelkalke zuzuordnen. Diese Kalke waren im Bergbau zwischen den Kohleflözen aufgeschlossen und lieferten zahlreiche Fossilien, die TRAUTH (1909) in seiner Monografie über die Gresten-Formation bearbeitete. Belegstücke dieser Fauna werden in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt aufbewahrt (Abb. 6). Der Inkohlungsgrad wurde von SACHSENHOFER (1987) bestimmt und die Kohle als Gasflammkohle klassifiziert (Kapitel 9.3).

## 86 Blassenstein-Formation ("Aptychenkalk"; Mergelkalk, hellgrau, gebankt; Tithonium-Berrasium)

Aus dem Gebiet von Stollberg stammt die erste Beschreibung von Karbonatgesteinen der Klippenzone (Cžužek, 1852), die damals dort in einem Kalkofen gebrannt wurden. Von HAUER in HAUER & RICHTHOFEN (1859: 416) wurden diese mikritischen, hellgrauen bis weißen Kalke und Mergelkalke als Stollberger Schichten bezeichnet, auf TRAUTH (1948: 162) geht die Bezeichnung Blassenstein-Formation zurück. Bei der jetzt abgeschlossenen Kartierung waren brauchbare Aufschlüsse der Blassenstein-Formation vor allem entlang neuer Forststraßen südlich und südöstlich des Nutzhofes zu finden.

Zum besten Aufschluss (BMN M34 R 709873 H 327062) gelangt man auf der Forststraße, die ca. 150 m östlich vom Nutzhof von der Zufahrtstraße abzweigt. Am oberen Rand einer Wiese biegt man nach rechts in eine andere Forststraße ein, die direkt zu einem kleinen Steinbruch (Abb. 11) führt, der auf Anregung von Hans Egger detailliert von LUKENEDER (2009) und LUKENEDER et al. (2010) bearbeitet wurde.

Im für den Forststraßenbau angelegten Steinbruch ist ein 18 m langes Profil des Grenzbereiches Jura/Kreide aufgeschlossen. Die Sedimentgesteine sind zwischen 152 und 143 Millionen Jahre vor heute abgelagert worden. Die Lagerung der



#### Abb. 11.

Die Jura/Kreide-Grenze im Aufschluss südöstlich vom Nutzhof. Blick nach Nordosten. Foto: Hans Egger.

Gesteine der Blassenstein-Formation ist invers. Lithologisch zeigt das Profil eine deutliche Zweiteilung. Die stratigrafisch liegenden 8 m des Profils werden von einer stark mergeligen Abfolge aufgebaut, in die sich gegen das Hangende zunehmend



## Abb. 12.

Der Ammonit Subplanites fasciculatiformis LUKENEDER (Foto: Alexander Lukeneder) aus dem Aufschluss südöstlich vom Nutzhof.

Kalkbänke einschalten. Mit scharfer Grenze wird diese Wechsellagerung von dunkelgrauen Mergelsteinen und etwas helleren Kalksteinen von rund 10 m mächtigen hellen, sehr reinen Kalksteinbänken überlagert.

Die ältere tonreiche Abfolge und die unteren drei Meter der reinen Kalkfazies können dem Tithonium zugeordnet werden. Der Rest der Kalkfazies gehört bereits in das Berriasium. Die Grenze zwischen beiden Stufen fällt etwa mit der Jura/Kreide-Grenze zusammen, allerdings ist diese Periodengrenze noch nicht in einem Standardprofil definiert. Die Schwierigkeit, diese Grenze zu definieren, besteht vor allem darin, dass es keine plötzlichen markanten Änderungen in der Zusammensetzung von Flora und Fauna gibt. Ein Marker für die Grenze könnte das Aussterben der Calpionellen-Gattung *Crassicolaria* sein. Dieses Ereignis wurde auch im Nutzhof-Profil zur Bestimmung der ungefähren Lage der Jura/Kreide-Grenze benutzt.

Neben Calpionellen, Foraminiferen und kalkigem Nannoplankton gibt es eine reiche, aber schwer zu gewinnende Makrofauna (Abb. 12) aus Ammoniten (*Lytoceras sutile* OPPEL, *Lytoceras* sp., *Leptotetragonites honnoratianus* (D'ORBIGNY), *Phylloceras* sp., *Ptychophylloceras ptychoicum* (QUENSTEDT), *Haploceras* (*Haploceras*) elimatum (OPPEL) und *Subplanites fasciculatiformis* LUKENEDER), Belemniten, Lamellaptychen, Rhyncholiten, Brachiopoden, Inoceramen und Crinoiden.

## 85–84 Buntmergelserie (roter und grüner Tonstein, selten Tonmergel und Mergel; Albium–Lutetium). Einschaltung von Konglomerat und Grobsandstein ("Bernreiter Brekzie"; Paläogen)

#### Buntmergelserie (Albium-Lutetium)

Das Hauptverbreitungsgebiet der Buntmergelserie auf Kartenblatt St. Pölten liegt in zwei langgestreckten, NE–SW streichenden Schlitzfenstern, die vermutlich an linksseitige Blattverschiebungen gebunden sind. Diese Vorkommen begleiten den Kasberg im Nordwesten und im Südosten und verschwinden unter der quartären Talfüllung des Gölsentales. Dort setzen sie sich im Untergrund vermutlich nach Westen fort und tauchen westlich des Traisentales in zwei kleinen Vorkommen, die beim Bau eines Schuppens aufgeschlossen waren, wieder auf.

Der Name Buntmergelserie (PREY, 1949) ist irreführend für die pelitischen Ablagerungen des Ultrahelvetikums in Niederösterreich, wo vor allem rote, grüne und graue Tonsteine, manchmal auch Tonmergel auftreten, aber nur sehr selten Mergel. Entsprechend schwierig ist die stratigrafische Einstufung dieser Gesteine, da darin oft kein kalkiges Plankton enthalten ist.

Aus dem Kreideanteil wurden stratigrafisch verwertbare Kalkschalerfaunen vor allem im Cenomanium gefunden, von dem Gottschlung (1966) mehrere Fundpunkte westlich und nördlich von Bernreit angibt. Der jetzt beste dieser Aufschlüsse (BMN M34 R 703661 H 323996) liegt an der Wegböschung ca. 200 m östlich der Bahnhaltestelle Rainfeld-Kleinzell. Es handelt sich um eine verfaltete Abfolge von roten, grüngrauen und schwarzen Tonmergeln. Das Cenomaniumalter dieser Gesteine bestätigte sich auch durch die Faunen (det. F. Röcl) neu genommener Proben, die *Schackoina cenomana* (Schacko) und *Rotalipora* cf. *cushmani* (MORROW) enthalten. WAGREICH (2012) konnte das mittlere bis obere Cenomanium auch mit kalkigem Nannoplankton (*Corollithion kennedyi* CRUX, *Lithraphidites acutus* VERBEEK & MANIVIT) nachweisen. Ansonsten gibt Gottschulng (1966) nur einen Fundpunkt von Oberkreideplankton an, der das Maastrichtium belegt. Die übrigen Schlämmproben lieferten nur Sandscha-

Paläogene Anteile der Buntmergelserie treten vor allem östlich von Unterrohrbach gemeinsam mit der Bernreiter Brekzie auf. Kalkiges Plankton konnte auch dort nicht gefunden werden. Eine Schlämmprobe (NÖ77/05) aus grauem Tonstein, der im östlichsten Aufschluss der Bernreiter Brekzie (ca. 1 km nördlich von Bernau; BMN M34 R 710356 H 324922) vorkommt, lieferte aber eine reiche Sandschalerfauna des Paleozäns bis Eozäns (det. F. Rögl):

Karrerulina conversa (GRZYBOWSKI), K. cf. coniformis (GRZYBOWSKI), Aschemocella carpathica (NEAGU), Hormosina trinitatensis (CUSHMAN & RENZ), Caudammina excelsa (DYLĄŻANKA), C. ovula (GRZYBOWSKI), Psammosphaera fusca (SCHULTZE), Saccammina placenta (GRZYBOWSKI), Paratrochamminoides mitratus (GRZYBOWSKI), P. olszewskii (GRZYBOWSKI), Thalmannamina subturbinata (GRZYBOWSKI), Recurvoides walteri (GRZYBOWSKI), Trochamminoides variolarius (GRZYBOWSKI).

Eozäne Buntmergelserie wurde an drei Stellen am Nordrand des Rhenodanubischen Deckensystems, direkt unterhalb der Überschiebungsbahn der Greifenstein-Decke gefunden. Bei diesen eozänen Gesteinen handelt es sich um Mergelsteine mit dünnen Sandsteinlagen. Das jüngste dieser Vorkommen wurde bei der Aufnahme einer Gasleitungskünette südlich von Bauland entdeckt und beprobt (KRENMAYR, 2001). Die Mergel (det. S. CORIC) enthalten eine relativ reiche Nannoplanktonvergesellschaftung mit Blackites inflatus (BRAMLETTE & SULLIVAN). Blackites piriformis (PAVSIC). Blackites spinosus (DEFLANDRE & FERT), Campylosphaera dela (BRAMLETTE & SULLVAN), Chiasmolithus grandis (BRAMLETTE & RIEDEL), Chiasmolithus solitus (BRAMLETTE & SULLIVAN), Coccolithus pelagicus (WALLICH), Coccolithus staurion BRAMLETTE & SULLIVAN, Coronocyclus bramlettei HAY & Towe, Discoaster barbadiensis TAN, Discoaster gemifer STRADNER, Discoster lodoensis BRAMLET-TE & RIEDEL, Discoaster sublodoensis BRAMLETTE & SULLIVAN, Helicosphaera lophota BRAMLETTE & SULLIVAN, Helicosphaera seminulum BRAMLETTE & SULLIVAN, Reticulofenestra dictyoda (DEFLANDRE) und Zygrhablithus bijugatus (DEFLANDRE). Diese Nannofossilien erlauben eine stratigrafische Einstufung in die Nannoplankton-Zone NP14b aus dem untersten Lutetium. Etwas ältere Nannoplanktonassoziationen aus den Zonen NP12 bis NP13 (det. S. CORIC) konnten in Mergeln in ähnlicher tektonischer Position östlich von Pyhra und nordöstlich der Ochsenburg bestimmt werden.

## Klastische Einschaltungen (Paläogen)

Grobklastische Einschaltungen in der Buntmergelserie wurden östlich von Unterrohrbach von NADER (1952) entdeckt und Bernreiter Brekzie (Abb. 13) genannt. GOTTSCHUNG (1966) konnte diese Vorkommen mit Hilfe von aufgearbeiteten Großforaminiferen in das untere Eozän einstufen. Bei diesen Gesteinen handelt es sich um gebankte Grobsandsteine und Konglomerate mit Bankmächtigkeiten von bis zu 3 m. FAUPL (1978) führte eine petrografische Bearbeitung durch und grenzte diese Kalkbrekzien- und Konglomeratfazies (Bernreiter Fazies) von anderen Grobklastikavorkommen im Ultrahelvetikum ab. Das Komponentenspektrum wird von Granitoiden (ca. 30 %) dominiert, verschiedene Kalke und Biogene sind mit etwa 10 % vertreten. Die Grobklastikabänke kommen oft gemeinsam mit turbiditischen Sandsteinen vor und bilden Pakete, die in grauen, manchmal auch bunten Tonsteinen eingeschalten sind.

Nördlich von Unterrohrbach entdeckte Götzinger (1933) eine Brekzie mit Kristallinkomponenten. Von Götzinger & Exner (1953) wird dieses Vorkommen als "Grundkonglomerat der Laaber Schichten" interpretiert. Gottschulng (1966) beschreibt daraus einen Granitblock mit einem Durchmesser von einem halben Meter. Die sehr harte, kieselig gebundene, bis 5 m mächtige Brekzie befindet sich am Südrand des Buntmergelvorkommens im Durlasbachgraben. Altersweisende Fossilien konnten darin nicht gefunden werden. Es scheint aber naheliegend, dass es sich bei diesem Gestein ebenfalls um eine grobklastische Tiefwasserbildung innerhalb der Buntmergelserie handelt.



Abb. 13.

Bernreiter Brekzie (Detail einer ca. 1 m mächtigen Bank am Nordhang des nördlich von Hainfeld gelegenen Vollberges). Foto: Hans Egger.

## 6.3. Penninikum

## **Rhenodanubisches Deckensystem**

## Laab-Decke

(H. Egger)

Lithostratigrafisch wird die Schichtfolge der Laab-Decke zur Laab-Gruppe (EG-GER, 2013b) zusammengefasst, die vom Turonium bis zum Ende des Ypresiums im tiefmarinen Bereich unterhalb der Kalzitkompensationstiefe (vermutlich > 3.000 m Wassertiefe) abgelagert wurde. In ihrem Typprofil auf Blatt 57 Neulengbach erreicht die Laab-Gruppe eine Mächtigkeit von 2.150 m. Die durchschnittliche kompaktierte Sedimentationsrate der Gesteine beträgt 47,5 mm in tausend Jahren (mmky<sup>-1</sup>). Bezogen auf die einzelnen Formationen zeigt die Kaumberg-Formation den niedrigsten Wert (12,5 mmky<sup>-1</sup>), während die Sedimentationsrate der Agsbach-Formation zehn Mal höher ist (125 mmky<sup>-1</sup>). Für den Kreideanteil der Hois-Formation (Kogelhofgraben-Subformation) konnte eine Sedimentationsrate von 50 mmky<sup>-1</sup>, ermittelt werden, für den Paleozän-Anteil (Schöpfl- und Türkenstein-Subformation) 30 mmky<sup>-1</sup> (EGEER, 2013b).

### 83-81 Laab-Gruppe

## 83 Kaumberg-Formation (dünnbankiger Siltstein, braunroter und grüner Tonstein; Turonium–Unteres Campanium)

Über der basalen Abscherungsfläche der Laab-Decke bildet die Kaumberg-Formation (EGGER, 2013b; Kaumberger Schichten: GötzINGER, 1951) die unterste lithostratigrafische Einheit der Laab-Gruppe. Die Kaumberg-Formation besteht zum überwiegenden Teil aus einer Wechsellagerung von cm- bis wenige dm-mächtigen Siltsteinturbiditen und roten und grünen Tonsteinen. Nur vereinzelt kommen einzelne, mehrere Meter mächtige Tonsteinlagen vor. Die Tonsteine wurden von FAUPL (1976) als das hemipelagische, nichtturbiditische Beckensediment interpretiert, das eine Ablagerung unter der Kalzitkompensationstiefe belegt. Die roten Farben deuten auf sauerstoffhaltiges Wasser am Meeresboden hin.

Auf Kartenblatt St. Pölten finden sich die besten Aufschlüsse der Kaumberg-Formation östlich von Hainfeld am Oberlauf der Gölsen bzw. im Gerstbach (z.B. im Bachlauf südlich des Wirtshauses Gerstbach). Kleinere Vorkommen nördlich der Gölsen sind an tektonische Störungen gebunden und grenzen direkt an die Agsbach-Formation.

Die Kaumberg-Formation besteht fast ausschließlich aus Siltsteinturbiditen, denen die basalen Abschnitte der Bouma-Abfolge fehlen, und braunroten, seltener ziegelroten sowie grünen Tonsteinen. Karbonat ist auch in den turbiditischen Gesteinen nur äußerst selten vorhanden und so gibt es auch kaum kalkiges Plankton, das für chronostratigrafische Alterseinstufungen herangezogen werden könnte. Die wenigen gefundenen Nannoplanktonvergesellschaftungen bestehen aus *Watznaueria barnesae* (BLACK) und *Micula staurophora* (GARDET). Die letztgenannte Art belegt die Oberkreide ab dem Coniacium.

Die Kaumberg-Formation umfasst das Turonium bis unteres Campanium. Die wichtigsten Hinweise für diese stratigrafische Einstufung der Kaumberg-Formation lieferten agglutinierende Foraminiferen, die von BUBIK (1997a, b) auf Blatt 57 Neulengbach untersucht wurden. Demnach könnten an der Basis der Kaumberg-Formation möglicherweise auch noch cenomane Anteile erhalten sein. Sicher nachgewiesen ist, dass der Großteil der Formation der *Uvigerinammina jankoi*-Zone (Turonium bis unteres Campanium) zugeordnet werden kann, während die jüngsten Anteile aus der untercampanen *Caudammina gigantea*-Subzone stammen. Diese Subzone ist der untere Teil der *Rzehakina epigona*-Zone, die vom Campanium bis in das Paleozän reicht. Die Annahme von PREY (1965), dass die Kaumberg-Formation auf Grund des Vorkommens von *Rzehakina epigona* (RZEHAK) bis in das Maastrichtium hinaufreicht, ist nicht mehr aktuell. Proben aus dem unmittelbar Hangenden der Kaumberg-Formation konnten auf dem Nachbarblatt Neulengbach mit kalkigem Nannoplankton in das mittlere Campanium eingestuft werden (EGGER, 2013b).

### 82 Hois-Formation (mittel- bis dickbankiger siliziklastischer Sandstein, dünnbankiger Siltstein, selten Mergelkalk, grauer Tonstein; Mittleres Campanium–Thanetium)

Den Hauptteil der Hois-Formation (EGGER, 2013b; Hois-Schichten: PREY, 1965) bildet die etwa 650 m mächtige Kogelhofgraben-Subformation (EGGER, 2013b). Neben den vorherrschenden siliziklastischen Turbiditen treten darin auch Kalkturbidite auf, letztere vor allem im unteren Abschnitt der Einheit. Einzelne harte, hell anwitternde, bis zu einem halben Meter mächtige Kalkmikritbänke, die manchmal Wickelschichtung erkennen lassen, treten bis zur Obergrenze der Subformation auf. Auf Grund ihrer hellen Farbe sind auch Rollstücke dieser Bänke sehr auffällig und erleichtern die kartierungsmäßige Abgrenzung. In den kalkigen Turbiditen kommen manchmal Spurenfossilien (v.a. *Chondrites* spp.) vor, die sonst in der Hois-Formation überaus selten sind. In den Dünnschliffen der Kalksandsteine sind Komponenten von sauren Vulkaniten bemerkenswert. Das Psammit/Pelit-Verhältnis beträgt ungefähr eins, wobei in schlecht aufgeschlossenen Gebieten die Pelitgesteine kaum in Erscheinung treten.

Mittelsteil gegen Südosten einfallende Sandsteinbänke der Hois-Formation überlagern südlich des Gföhler Sattels die dort anstehende Kaumberg-Formation, die für deutliche Rotfärbung des Bodens und Vernässungen im Wiesengelände sorgt. Den unteren Abschnitt der Hois-Formation bildet die sandsteinreiche Kogelhofgraben-Subformation. Sie baut einen markanten Sandsteinrücken auf, dessen höchste Erhebung der Gföhlberg (885 m) ist. Am Wanderweg zur Gföhlberg-Hütte wurde knapp über der Basis der Hois-Formation eine Probe (56/3/12; BMN M34 R 712063 H 326219) genommen, die eine verhältnismäßig reiche Nannoplanktonvergesellschaftung der campanen *Ceratolithoides aculeus*-Zone (CC20) enthält: *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER), *Ceratolithoides sp., Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKI), *Micula staurophora* (GARDET), *Arkhangelskiella cymbiformis* (VEKSHINA), *Placozygus fibuliformis* (REINHARDT), *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE, *Prediscosphaera cretacea* ARKHANGELSKI, *Elifellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE), *Lucianorhabdus cayeuxii* (DEFLANDRE), *Retecapsa crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), *Rhagodiscus angustus* (STRADNER), *Uniplanarus gothicus* (DEFLANDRE), *Watznaueria barnesae* (BLACK).

Im Südosten grenzt an die Kogelhofgraben-Subformation die Abfolge der Schöpfl-Subformation (EGGER, 2013b), die eine Geländesenke mit etlichen Quellaustritten im Gebiet westlich und südwestlich der Gföhlberg-Hütte aufbaut. Die ca. 250 m mächtige Schöpfl-Subformation wird vorwiegend von dm-gebankten Siltsteinturbiditen gebildet. Nur vereinzelt schalten sich in die Abfolge dickere kieselige turbiditische Sandsteinbänke ein. Der Mehrzahl der Turbidite fehlen die basalen Abschnitte ( $T_a$  und  $T_b$ ) des Bouma-Zyklus. Auffällig sind dünne Lagen gelb anwitternder Tonsteine, die manchmal von Chondriten durchwühlt sind. Karbonathaltige Turbidite kommen sehr untergeordnet vor und enthalten schlecht erhaltene Nannoplanktonvergesellschaftungen, die durch hohe Anteile umgelagerter Kreideformen gekennzeichnet sind, während paleozäne Arten meist nur untergeordnet vorkommen. Aus den Proben östlich und südöstlich der Gföhlberg-Hütte konnten die *Cruciplacolithus tenuis*-Zone (Zone NP2) des Daniums und die *Fasciculithus tympaniformis*-Zone (Zone NP5) des Selandiums nachgewiesen werden.

Über der Schöpfl-Subformation liegt als oberste Einheit der Hois-Formation die Türkenstein-Subformation (EGGER, 2013b), die aus einem markanten Quarzarenitzug besteht. Die Quarzarenite sind überaus verwitterungsbeständig und bilden neben dem Weg südlich der Gföhlberg-Hütte Blockhalden aus. Die Blöcke sind meist scharfkantig und unterscheiden sich so von den rundlich anwitternden Rollstücken der Kogelhofgraben-Subformation. Wie die Untersuchungen am bereits am Nachbarblatt Neulengbach gelegenen Schöpfl zeigten, fällt die Oberkante der Türkenstein-Subformation ungefähr mit der Paleozän/Eozän-Grenze zusammen und bildet die Grenze zur auflagernden Agsbach-Formation des Ypresiums. Diese steht im weiteren Verlauf des Weges zur Klammhöhe an.

Ein weiteres großes Vorkommen der Hois-Formation auf Blatt St. Pölten baut den langgestreckten NE–SW streichenden Rücken des Kasberges auf. Das Einfallen dort ist ebenfalls fast durchwegs mittelsteil nach Südosten gerichtet. Die jüngsten Gesteine treten demgemäß an der Südseite des Kasbergzuges auf. Dort konnte im Bachlauf, der etwa 200 m östlich vom Kloster Edeltal nach Süden fließt, in einer Probe (56/16/04) aus einem pelitreichen Aufschluss (BMN M34 R 708081 H 325229) das oberste Maastrichtum (*Micula prinsii*-Zone; Zone CC26) nachgewiesen werden. Im Hangenden davon stehen bachabwärts von diesem Aufschluss schwarze und

grüne Tonsteine und bis 20 cm dicke, kieselige Sandsteinbänke an, die vermutlich bereits zur paleozänen Schöpfl-Subformation gehören.

# 81 Agsbach-Formation (Tonstein, Tonmergel, untergeordnet siliziklastischer Sandstein; Ypresium)

PREY (1965) benannte die Agsbach-Schichten nach dem Weiler Agsbach, der auf Kartenblatt Neulengbach zwischen Klausen-Leopoldsdorf und Pressbaum liegt. Die lithostratigrafische Definition der Agsbach-Formation wurde von EGGER (2013b) durchgeführt. Die rund 1.000 m mächtige Agsbach-Formation besteht zum überwiegenden Teil aus Schlammturbiditen. Im Gegensatz zur Hois-Formation treten Sandsteine in der Agsbach-Formation stark zurück. Der dominierende Gesteinstyp sind mächtige Tonsteine, untergeordnet gibt es auch Tonmergel und Kalkmergel. Das Leitgestein der Agsbach-Formation sind scherbige, manchmal auch blätterig brechende, dunkelgraue und braune Tonsteine, die hellgelb bis braun verwittern. Vor allem im oberen Abschnitt der Formation treten auch Kalkturbidite, meist in Form plattig brechender Mergel mit Bioturbation (*Chondrites* sp.), auf. Ansonsten wurden in der Agsbach-Formation keine Lebensspuren beobachtet. Die Sandsteine sind kieselig gebunden, sehr hart und splitterig brechend. Das Psammit:Pelit-Verhältnis ist deutlich kleiner als 1.

Gute Aufschlüsse der Agsbach-Formation gibt es auf Kartenblatt St. Pölten im Einzugsgebiet des Fliedersbachtales, das zwischen Klammhöhe und Gstettl (östlich Hainfeld) verläuft. Vor allem in den in dieses Tal einmündenden Seitengräben ist die Agsbach-Formation gut aufgeschlossen. Einer dieser Aufschlüsse (Abb. 14) liegt im Bacheinschnitt 100 m nordwestlich des Gasthauses Bernau (BMN M34 R 710430 H 324080). Proben aus diesem Aufschluss lieferten Nannoplanktonvergesellschaf-



#### Abb. 14.

Agsbach-Formation im Grabeneinschnitt nordwestlich des Gasthauses Bernau. Blick nach Südwesten. Foto: Hans Egger.

tungen der *Tribrachiatus orthostylus*-Zone (Zone NP12), die durch das gemeinsame Vorkommen von *Tribrachiatus orthostylus* SHAMRAI und *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL definiert ist. Die gleiche Zone wurde auch in den Grabeneinschnitten südlich und südöstlich des Gasthauses Bernau nachgewiesen.

In ihrem Verbreitungsgebiet auf Kartenblatt St. Pölten ist die Agsbach-Formation durch Bruchtektonik stark zerlegt. Im Gebiet nördlich der Gölsen bzw. des Gerstbaches tritt entlang dieser Brüchen tektonisch eingeschuppt oft Kaumberg-Formation auf. Die Gesamtmächtigkeit der Agsbach-Formation kann daher hier nicht ermittelt werden. Auf dem östlichen Nachbarblatt Neulengbach gibt es weitgehend ungestörte Profile, in denen die Agsbach-Formation ungefähr 1.000 m mächtig wird. Sie ist damit die mächtigste eozäne Formation der Ostalpen.

Südlich der Gölsen streicht eine schmale Schuppe aus Agsbach-Formation zwischen dem östlichen Blattschnitt und dem Wiesenbachtal (östlich von Traisen) entlang des Nordrandes der Ybbsitz-Klippenzone. Vom Wiesenbachtal nach Westen kommt diese Schuppe in einem halbfensterartigen Aufbruch innerhalb der Ybbsitz-Klippenzone vor und endet knapp vor dem westlichen Blattschnitt. Dort konnte östlich von Traisen in einem nördlichen Seitenast des Reisenbaches (BMN M34 R 694915 H 322838) die Discoaster binodosus-Zone (Zone NP11) des Ypresiums nachgewiesen werden. In der streichenden Fortsetzung dieses Vorkommens konnte STRADNER (in KRAULIZ, 1976) aus dem kleinen Grabeneinschnitt zwischen Traisen und Traisen-Siedlung die Discoaster lodoensis-Zone (Zone NP13) des Ypresiums belegen. In beiden Vorkommen treten neben den Pelitgesteinen auch kieselige gebundene Sandsteine auf. Die gleiche Fazies steht auch südlich von St. Veit an der Gölsen an, wo westlich des Ausganges des Brillengrabens, neben der Fußthaler Kapelle, Nannoplankton der Tribrachiatus orthostylus-Zone (Zone NP12) nachgewiesen wurde (Probe 56/1/08). Ganz im Osten des Kartenblattes konnte am Oberlauf des Gerstbaches (zwischen den beiden Brücken östlich des Gehöftes Hartmann in den Proben 56/21/14 und 56/22/14) dieselbe Zone in kalkmergelreichen Turbiditen nachgewiesen werden. Die einzelnen Kalkmergellagen werden hier bis zu 3 m mächtig, die zugehörigen Hartbänke erreichen Mächtigkeiten von bis zu 1,5 m. Die genannten Nannofossil-Fundpunkte stehen stellvertretend für zahlreiche Fundpunkte von Nannoplanktonvergesellschaftungen des Ypresiums in der Agsbach-Formation des Kartenblattes St. Pölten.

Umgelagerte Großforaminiferen können in den turbiditischen Sandsteinen der Agsbach-Formation manchmal auftreten. Nahe dem östlichen Blattschnitt, beim Gehöft Leixenberger (ca. 1 km nördlich von Gerstbach) fand Götzinger (1951) Exemplare von *Nummulites rotularius* DESHAYES, der die Shallow Benthic Zone SBZ10 belegt, die mit der Nannoplanktonzone NP12 korreliert.

### Greifenstein-Decke

(H. Egger)

Lithostratigrafisch wird die Schichtfolge der Greifenstein-Decke zur Greifenstein-Gruppe zusammengefasst, die vom Barremium bis zum Ende des Ypresiums abgelagert wurde (EGGER, 2013b).

#### 80-72 Greifenstein-Gruppe

#### 80 Wolfpassing-Formation (Kalksiltit; Barremium-Aptium)

Auf Kartenblatt St. Pölten liegt nur ein einziges kleines Vorkommen der Wolfpassing-Formation ("Neokom-Flysch"; Tristel-Schichten), das bereits Götzinger (1931) bekannt war. Es liegt gleich östlich von Pyhra am Nordrand des Rhenodanubischen Deckensystems, in der sogenannten Tulbingerkogel-Schuppe. Lithologisch handelt es sich um bis zu einem halben Meter mächtige hellgraue Kalkbänke mit einem wechselnden Gehalt an Sand und Silt. Fossilien wurden darin nicht gefunden. Die chronostratigrafische Einstufung in das Barremium bis untere Aptium (EggeR & WES-SELY, 2014) beruht auf kalkigem Nannoplankton und planktonischen Foraminiferen, die GRÜN et al. (1972) aus weiter östlich gelegenen Vorkommen beschreiben. Nach neuen Untersuchungen im alten Steinbruch am Tulbingerkogel dauerte die karbonatische Sedimentation der Wolfpassing-Formation bis in das Albium hinein an (ŚLĄCZKA et al., 2016).

### 79 Rehbreingraben-Formation ("Gaultflysch"; Quarzsandstein, glaukonitführend, dunkelgrauer und grüner Tonstein; Aptium–Albium)

Über der kalkreichen Wolfpassing-Formation folgt die an Quarzsandstein und schwarzen und grünen Tonsteinen reiche Rehbreingraben-Formation. Die Sandsteine führen oft etwas Glaukonit und zeigen daher eine grünliche Färbung. Im frischen Bruch sind sie oft fettglänzend ("Ölquarzit"). Sie sind sehr verwitterungsbeständig und bilden auf dem Waldboden oft einen scharfkantigen Grus, der unter den Schuhen knirscht. Insgesamt erreicht die Rehbreingraben-Formation auf Kartenblatt St. Pölten eine Mächtigkeit von mindestens hundert Metern.

Abgesehen von kleinen, sehr schlecht aufgeschlossenen Vorkommen am Nordrand des Rhenodanubischen Deckensystems östlich von Pyhra, tritt die Rehbreingraben-Formation vor allem im Südteil der Greifenstein-Decke auf, wo sie die Schwarzenbach-Schuppe bildet. Zwischen den Quarzsandsteinpaketen können dort bis zu 10 m lange Profilabschnitte auftreten, die ausschließlich aus blätterig zerfallenden Tonsteinen bestehen. Diese sind überwiegend grau oder grün gefärbt, sehr selten wurden auch braunrote dünne Tonsteinlagen beobachtet.

Generell treten altersweisende Fossilien in der Rehbreingraben-Formation selten auf. Daher sind die Proben mit Dinoflagellatenzysten und agglutinierenden Foraminiferen von großer stratigrafischer Bedeutung, die in einem Bachlauf (BMN M34 R 700488 H 325876) ca. 900 m nordöstlich der Kirche von Schwarzenbach genommen wurden. Der vier Meter lange Aufschluss bestand aus einer Wechsellagerung von schwarzen und grünen Tonsteinen, letztere mit deutlichen Bioturbationsflecken. Sehr untergeordnet traten auch dezimeterdicke, kieselige Siltsteinbänke auf. Dinoflagellatenzysten-Vergesellschaftungen mit *Cometodinium multispinosum* (SINGH) (Abb. 15c) und *Oligosphaeridium pulcherrimum* DEFLANDRE & COOKSON (Abb. 15g) aus den schwarzen Tonsteinen (Proben 56/45/12 und 56/46/12) belegen das mittlere bis obere Albium (det. C-C. HOFMANN).

Im selben Aufschluss wurde auch eine Schlämmprobe (56/47/12) aus den grünen, bioturbaten Tonsteinen genommen, die eine reiche Sandschalerfauna der *Plectorecurvoides alternans*-Zone des oberen Albiums bis unteren Cenomaniums enthält (det. F. RögL). Neben *Plectorecurvoides alternans* NOTH konnten folgende Arten betimmt werden: *Bathysiphon gerochi* MYATLIUK, *Nothia subalpina* (PFLAUMANN), *Kalamopsis grzybowskii* (DYLĄŻANKA), *Subreophax splendidus* (GRZYBOWSKI), *Saccammina placenta* (GRZYBOWSKI), *Psammosphaera irregularis* (GRZYBOWSKI), *Ammodiscus tenuissimus* GRZYBOWSKI, *A. cretaceus* (REUSS), *A. infimus* FRANKE, *Annectina grzybowskii* (JURKIEWICZ), *Gerochammina conversa* (GRZYBOWSKI), *Gaudryinopsis filiformis* (BERTHELIN), *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Glomospira charoides* (JONES & PARKER), *G. gordialis* (JONES & PARKER), *G. irregularis* (GRZYBOWSKI), *Paratrochamminoides* cf. *olzewskii* (GRZYBOWSKI), *Trochammina* cf. *globigeriniformis* (JONES & PARKER), *Verneulinoides* subfiliformis BARTENSTEIN, *Recurvoides variabilis* HANZLIKOVA. Mit den Foraminiferen kommt auch eine reiche Radiolarienfauna vor.



#### Abb. 15.

Dinoflagellaten-Zysten aus den Proben 56/45/12 (b, e, f) und 56/46/12 (a, c, d, g, h): a. Proteellipsodinium spinacristatum DANEY & VERDIER, Größe: ca. 38 µm, frühes Aptium bis spätes Albium; b. Chlamydophorella nyei Cookson & Eisenack, Größe: ca. 30 µm, Aptium bis Turonium; c. Cometodinium cf. multispinasum (SINGH), Größe: ca. 42 µm, mittleres Albium bis frühes Cenomanium; d. Stephodinium coronatum DEFLANDRE, Größe: ca. 40 µm, spätes Barremium; f. Dapsilidinium cf. multispinasum (DANEY), Größe: ca. 48 µm, Barremium; g. Oligosphaeridium pulcherrimum DEFLAND-RE & Cookson, Größe: ca. 80 µm, Albium; h. Muderongia macwhael Cookson & Eisenack, Größe: ca. 180 µm, Aptium.

Ein weiterer wichtiger Fossilfundpunkt in der Rehbreingraben-Formation liegt etwa 500 m östlich der Kote 677 (Schwarzengruberhöhe). Von dort konnte OBER-HAUSER (1984b) im Dünnschliff eines Sandsteins oberes Albium bis unteres Cenomanium mit Praeglobotruncanen nachweisen. Dieses Vorkommen stammt aus dem hangendsten Abschnitt der Rehbreingraben-Formation und liegt knapp unter obercampaner Perneck- und Altlengbach-Formation, die dort der Rehbreingraben-Formation tektonisch auflagern.

### 78 Röthenbach-Subgruppe ("Zementmergelserie"; Kalksandstein, Kalksiltit, Kalkmergel; Unteres bis Mittleres Campanium)

Der Name Röthenbach-Subgruppe (EGGER & SCHWERD, 2008) ersetzt die alten Begriffe Zementmergelserie und Kahlenberger Schichten. Wenn sie vollständig entwickelt ist, umfasst die Röthenbach-Subgruppe drei Formationen: die dünnbankige Piesenkopf-Formation an der Basis, die Kalkgraben-Formation mit mächtigen Kalkmergeln und die mittel- bis dickbankige Hällritz-Formation. Insgesamt erreicht die Röthenbach-Subgruppe auf Kartenblatt St. Pölten eine maximale Mächtigkeit von etwa 300 m.



Abb. 16. Kalkreiche Piesenkopf-Formation im kleinen Steinbruch am Kasberg. Blick nach Ostsüdosten.



#### Abb. 17.

Kalkgraben-Formation im aufgelassenen Steinbruch östlich vom Bahnhof Traisen. Blick nach Westen. Foto: Hans Egger.

Der derzeit beste Aufschluss von Piesenkopf- und Kalkgraben-Formation liegt ca. 350 m südwestlich vom Gipfel des Kasberges (Kote 785 m), wo in einem kleinen Steinbruch (BMN M34 R 711446 H 326903) Schotter für den Forststraßenbau gebrochen wurde (Abb. 16). Dieses Vorkommen ist Teil einer kleinen Deckscholle der Greifenstein-Decke, die auf Hois-Formation der Laab-Decke liegt. Die Bänke der vorwiegend pelitischen Kalkturbidite der Röthenbach-Subgruppe fallen mittelsteil gegen Süden ein. Die Turbidite im unteren Teil des Aufschlusses sind vorwiegend dm-gebankte Kalksiltbänke mit etwa gleich mächtigen, plattigen Kalkmergeln. Sie entsprechen der Piesenkopf-Formation. Gegen das Hangende werden die Turbidite mächtiger und damit erfolgt der Übergang in die Kalkgraben-Formation (Hartbänke bis 0,5 m; Kalkmergel bis 0,7 m).

Ein weiterer guter Aufschluss der Kalkgraben-Formation ist der etwa 1 km östlich vom Bahnhof Traisen gelegene alte Steinbruch (BMN M34 R 697515 H 324351) bei Kalkmühle, wo Kalksandsteine und bis zu 2 m mächtige, turbiditische Kalkmergel abgebaut wurden (Abb. 17). Dieses Vorkommen ist Teil der Kalkmühle-Schuppe der südlichsten Greifenstein-Decke.

## 77 Perneck-Formation (Wechsellagerung von Siltstein mit buntem Tonstein; Mittleres Campanium)

Bei der bis zu 30 m mächtigen Perneck-Formation ("Oberste Bunte Schiefer") handelt es sich um eine dünnbankige Abfolge von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen (Tonsteine und Tonmergel), welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen wechsellagern. Gute und beständige Aufschlüsse sind selten, oft kommt diese Formation auch nur tektonisch isoliert an Störungen eingeklemmt vor. Auf Kartenblatt St. Pölten kommt die Perneck-Formation vor allem im Süden der Greifenstein-Decke vor und bildet dort die Basis der Kerschenbach-Schuppe. In dieser Südfazies können Pakete von Kalkturbiditen eingeschaltet sein, die sehr ähnlich der Piesenkopf-Formation der Röthenbach-Subgruppe sind. Ähnliche Beobachtungen wurden auch weiter im Westen des Rhenodanubischen Deckensystems auf Blatt 69 Großraming gemacht (Egger & VAN HUSEN, 2011). Die Perneck-Formation scheint gegen Süden mit der Rötenbach-Subgruppe zu verzahnen.

Ein guter Aufschluss dieser Südfazies befindet sich in dem kleinen Wäldchen, das 250 m westlich der Mündung des Kerschenbaches unmittelbar nördlich der Bahnstrecke liegt. Die Perneck-Formation bildet hier die Überschiebungsbasis der Kerschenbach-Schuppe. Auch an der Nordgrenze dieser Schuppe tritt die Perneck-Formation, beispielsweise am Prallhang, direkt bachaufwärts von der Brücke (BMN M34 R 703797 H 325509) über den Kerschenbach. Die Kerschenbach-Schuppe überschiebt dort Unterkreide der Schwarzenbach-Schuppe.

Die Nordgrenze der Schwarzenbach-Schuppe bildet die steilstehende E-W streichende Kleinsattler-Störung. Auch an dieser Störung sind Gesteine der Perneck-Formation eingeklemmt. Sehr gute Aufschlüsse befinden sich im Grabeneinschnitt westlich vom Gehöft Kleinsattler. Dort wurde in 530 m Seehöhe eine Probe (56/15/12) genommen, die eine reiche Nannoplankton-Vergesellschaftung der Uniplanarius trifidus-Zone (Zone CC22) lieferte: Arkhangelskiella cymbiformis (VEKSHINA), Biscutum constans (Górka), Broinsonia parca parca (Stradner), Ceratolithoides aculeus (Strad-NER), Chiastozygus striatus BLACK, Cribrosphaerella ehrenbergii (ARKHANGELSKI), Cyclagelosphaera reinhardtii (PERCH-NIELSEN), Micula staurophora (GARDET), Placozygus fibuliformis (REINHARDT), Microrhabdulus decoratus Deflandre, Prediscosphaera cretacea Arkhangelski, Eiffellithus turriseiffeli (DEFLANDRE), Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE, Lucianorhabdus cayeuxii (DEFLANDRE), Retecapsa crenulata (BRAMLETTE & MARTINI), Rhagodiscus angustus (STRADNER), Uniplanarus gothicus (DEFLANDRE), Uniplanarius sissinghii PERCH-NIELSEN, Uniplanarius trifidus (STRADNER), Watznaueria barnesae (BLACK), Zeuarhabdotus emberaeri NoëL. Diese Zone konnte in zahlreichen Proben aus Aufschlüssen der Perneck-Formation zwischen dem Wienerwald und dem bayerischen Anteil des Rhenodanubischen Deckensystems immer wieder nachgewiesen werden (Egger, 1995).

Einige künstliche, beim Bau der Westautobahn westlich von Kirchstetten entstandene Aufschlüsse von bunten Tonsteinen werden von GRILL (1958, 1962) erwähnt. Bei einer Fahrbahnverbreiterung im Jahr 2006 waren diese Gesteine wieder aufgeschlossen und konnten zur campanen Perneck-Formation gestellt werden (ĆORIĆ in PERESSON-HOMAYOUN, 2007).

#### (76–74) Altlengbach-Formation

### 76 Roßgraben-Subformation (siliziklastischer Sandstein vorherrschend; Oberes Campanium–Unteres Maastrichtium)

Die Roßgraben-Subformation der Altlengbach-Formation hat ihre größte Verbreitung auf Blatt St. Pölten im Bereich der südlichsten Schuppe (Kerschenbach-Schuppe) der Greifenstein-Decke, wo sie auch in mehreren Steinbrüchen im Kerschenbachtal bei St. Veit an der Gölsen und an der Steinwandleiten (Abb. 18) nördlich von Traisen abgebaut wurde.

Die Roßgraben-Subformation bildet im Gebiet nördlich von St. Veit an der Gölsen eine Muldenstruktur mit von Nordost nach Südwest streichender Achse. Im Liegenden der Roßgraben-Subformation wurde an einigen Stellen die durch bunte Tonsteine und dünne Siltsteinbänkchen charakterisierte Perneck-Formation ("Oberste Bunte Schiefer") gefunden, die nannopaläontologisch in die *Uniplanarius trifidus*-Zone eingestuft werden konnte. Demgemäß liegt die Basis der Roßgraben-Subformation



#### Abb. 18.

Bis 1,5 m mächtige Sandsteinbänke der Roßgraben-Subformation im Steinbruch Steinwandleiten. Blick nach Osten. Foto: Hans Egger.



#### Abb. 19.

Der südliche Steinbruch in der Roßgraben-Subformation des Kerschenbachtales. Blick nach Südosten. Foto: Hans Egger.

etwa an der Wende vom mittleren zum oberen Campanium. Hellglimmerreiche Quarzsandsteinbänke bilden mehr als 90 % der Abfolge der Roßgraben-Subformation, daneben treten harte turbiditische Kalkmergelbänke, weiche turbiditische Mergellagen und pelagische Tonsteinlagen auf. Letztere belegen die Ablagerung der Abfolge unterhalb der Kalzitkompensationstiefe. Die Tonsteine sind dunkler gefärbt als die karbonatischen Gesteine, die durch ihre hellen Anwitterungsfarben auffallen. Die Abfolge fällt mittelsteil gegen Nordnordosten ein. Im südlichen Steinbruch (Abb. 19) am Eingang zum Kerschenbachtal, der ein etwa 90 m mächtiges Profil aufschließt (BMN M34 R 701545 H 323396), wird noch gelegentlich abgebaut, wodurch meist frisches Material auf Halde liegt. Dieser Aufschluss wurde von RUPPRECHT (2013) petrografisch bearbeitet, demnach kann der Großteil der Sandsteine als mittelkörniger Sublitharenit bezeichnet werden, der durchwegs komponentengestütztes Gefüge und hohe Glimmergehalte (8,6–13,9 %) aufweist. Der nördliche Steinbruch (BMN M34 R 701607 H 323581; Abb. 47) ist stillgelegt.

Auffällig sind in beiden Steinbrüchen dickbankige und grobkörnige, teilweise amalgamierte Sandsteinbänke, die als zehnermeterdicke Pakete in dünnerbankige Turbiditabfolgen eingeschaltet sind. Die grobkörnigen Sandsteine sind oft massig ausgebildet oder zeigen Parallelschichtung. Auffallend sind die häufigen Tongallen, die von den Resedimentströmen am Meeresboden erodiert wurden. An den Sohlflächen finden sich vor allem Belastungsmarken und Schleifmarken, während Kolkmarken selten sind. Eine gute Durchlüftung des Meeresbodens wird durch eine reiche Spurenfossilvergesellschaftung (vor allem *Chondrites* spp., *Nereites* sp. und *Thalassinoides* spp.) angezeigt (Abb. 20). Typisch für viele dieser Sandsteine sind Tonflatschen (rip-up clasts), die bei der Bewegung des Suspensionsstroms vom Mee-



#### Abb. 20.

Chondrites intricatus (BRONGNIART) und Chondrites targioni (BRONGNIART) aus der Roßgraben-Subformation des südlichen Kerschenbach-Steinbruchs. Foto: Hans Egger. resboden erodiert wurden. Erosionskanäle im Liegenden der Sandsteine können jedoch nicht beobachtet werden. Kohlehäcksel belegen die terrigene Herkunft des Materials.

Die Bankpakete können als Rinnenfüllungen oder als Sedimentkörper (Loben) am Ausgang von Rinnen interpretiert werden. Die letzte Interpretation scheint für die Aufschlüsse im Kerschenbachtal wahrscheinlicher, da die unter den dickbankigen Sandsteinpaketen gelegenen Turbiditbänke keine ausgeprägten Erosionserscheinungen erkennen lassen. Die Sandsteinpakete deuten aber in jedem Fall auf das Vorhandensein von nahegelegenen Transportrinnen hin, durch die das Turbiditmaterial von einem im Norden der Greifenstein-Decke gelegenen Liefergebiet ins Becken transportiert wurde. Zu diesem Bild passt auch die am Nordrand der Greifenstein-Decke aufgeschlossene Rinnenfazies am Heuberg bei Pyhra.

Im gesamten Bereich der Steinwandleiten und im Umkreis der Stockerhütte fallen die Sandsteinbänke der Roßgraben-Subformation konstant mittelsteil nach Südsüdwesten ein. Etwa 400 m nördlich vom Bahnhof Traisen liegt ein alter, stark verwachsenen Steinbruch (BMN M34 R 696486 H 325140), dessen untere Etage teilweise verfüllt wurde. In der oberen Etage sind bis zu 2 m mächtige, gelblich anwitternde Sandsteinbänke aufgeschlossen, die manchmal amalgamiert sind, manchmal durch turbiditische Silt- und Tonmergellagen getrennt werden. Das Verhältnis von Psammiten zu Peliten beträgt ungefähr 10:1. Die pelitischen Lagen sind sehr reich an Hellglimmer und Pflanzenhäckseln.

Ein weiterer aufgelassener, stark verwachsener Steinbruch mit bis zu 20 m hohen Abbauwänden befindet sich südöstlich vom Ort Pyhra, nur etwa 300 m vom Nordrand der Greifenstein-Decke entfernt (BMN M34 R 702387 H 335158). Hier wurden vor allem Uferbausteine abgebaut, aber auch das Langhaus der im 13. Jahrhundert gebauten frühgotischen Pfarrkirche von Pyhra wurde aus diesem Material geschaffen (KIESLINGER, 1938).

Das Einfallen der Bänke im Steinbruch ist mittelsteil gegen Südosten gerichtet und entspricht dem regionalen Streichen dieses Gebiets. Es sind vorwiegend dickbankige (bis 5 m), mittel- bis grobkörnige Quarz-Glimmersandsteine aufgeschlossen. Aus mergeligen Anteilen der Turbidite konnte eine Nannoplanktonvergesellschaftung des oberen Campaniums bestimmt werden. Eine Besonderheit stellt eine an- und abschwellende (0,5–2 m) Konglomeratlage dar, die im Streichen ca. 30 m lang aufgeschlossen ist. Das Konglomerat weist ein komponentengestütztes Gefüge auf und ist im liegenden Teil unsortiert, im hangenden Teil ist ein Übergang in Feinkies und schließlich Grobsandstein zu beobachten. Im Gegensatz zu diesen feinerkörnigen Abschnitten, wo gut gerundete Quarzkomponenten häufig sind, wird das Konglomerat ausschließlich aus gerundeten bis angerundeten Karbonatgeröllen und Hornsteinen aufgebaut. Die größten Komponenten erreichen Durchmesser von etwa 20 cm.

Im Konglomerat wurden durchwegs Sedimentgesteinskomponenten beobachtet. In einem Schliff konnte neben stratigrafisch nicht aussagekräftigen milioliden Foraminiferen und solchen der Gattung *Textularia*, ein Exemplar der Gattung *Orbitolina*, nachgewiesen werden, womit zumindest ein Kreidealter des Gerölls gesichert ist (mündl. Mitt. FRED RÖGL). In einem weiteren Schliff eines mittelkörnigen Sandsteins mit Lenticulinen, kleinen Sandschalern und Milioliden konnte eine fragliche *Meandrospira washitensis* LOEBLICH & TAPPAN entdeckt werden (mündl. Mitt. FELIX SCHLAGINT-WEIT), deren stratigrafische Reichweite vom Valanginium bis in das Albium reicht. Da Calpionellen, die im untersten Valanginium aussterben, in den Schliffen nicht beobachtet wurden, kann das Alter der Kalkkomponenten mit höherem Unter-Valanginium bis Albium angegeben werden. Nannofloren aus Mergelflatschen, die als Komponenten ebenfalls im Konglomerat vorkommen, belegen mit *Nannoconus steinmannii* KAMPTNER und *Micrantholithus hoschulzii* REINHARDT die Zone CC2 aus dem oberen Berriasium bis unteren Valanginium. Ohne Zweifel handelt es sich bei der am Heuberg aufgeschlossenen Fazies um eine proximale Resedimentfazies, vermutlich um die Füllung einer Tiefseefächerrinne.

### 75 Altlengbach-Formation, Paleozän-Anteil (Danium-Thanetium)

Lithologisch kann das Paleozän der Altlengbach-Formation nicht vom Maastrichtium unterschieden werden. Nannopaläontologisch ist eine Abtrennung aber gut durchführbar und wichtig, weil dadurch interne Strukturen der Greifenstein-Decke, vor allem Schuppengrenzen, auskartiert werden können. Die Mächtigkeit des Paleozäns beträgt etwa 500 m, was einer durchschnittlichen kompaktierten Sedimentationsrate von etwa 50 mm in tausend Jahren entspricht. Die paleozänen Sedimentationsraten waren also nur etwa halb so groß wie jene im Maastrichtium.

## 74 Altlengbach-Formation i. Allg. (siliziklastischer Sandstein, Kalksandstein, Kalkmergel, Tonmergel, Tonstein; Oberes Campanium–Thanetium)

Bedingt durch ihre große Mächtigkeit von bis zu 1.500 m baut die Altlengbach-Formation die größten Flächen innerhalb der Greifenstein-Decke zwischen Salzburg und Wien auf. Die stratigrafische Reichweite dieser Formation geht vom unteren Obercampanium bis ans Ende des Paleozäns. Das Leitgestein der Formation ist ein mittel- bis grobkörniger, matrixarmer Quarz-Glimmer-Sandstein. Daneben gibt es mehrere andere Gesteinstypen, die oft eine Untergliederung in vier Subformationen ermöglichen: die psammitische Roßgraben-Subformation an der Basis, die kalkmergelreiche Ahornleiten-Subformation, die psammitische Kotgraben-Subformation und die tonmergelreiche Acharting-Subformation (EGGER, 1995). Die Schüttung des Materials erfolgte vermutlich aus Norden, aus einer Anzahl verschiedener, relativ kleiner Schüttungszentren (EGGER et al., 2002). Auf Kartenblatt St. Pölten konnte über weite Gebiete keine lithologische Differenzierung innerhalb der Altlengbach-Formation durchgeführt werden. Von den Sub-Formationen ist nur die Roßgraben-Formation eindeutig vorhanden, die große Teile der Kerschenbach-Schuppe im Südteil der Greifenstein-Decke aufbaut.

Im oberen Maastrichtium (*Lithraphidites quadratus*-Zone, Zone CC25) treten in die Schichtfolge einzelne Kalkmikritbänke auf, die manchmal blassrote Verwitterungsfarben zeigen. Diese Bänke sind in pelitreiche siliziklastische Turbiditabfolgen eingeschaltet, in denen Siltsteine und siltige Tonmergel vorherrschen. Es können allerdings auch einzelne, bis 1,5 m mächtige Sandsteinbänke in diesem Profilabschnitt auftreten. Diese Kalkschlammturbidite wurden beispielsweise nahe dem westlichen Blattrand im Kendlgraben nördlich und südlich des Luisenhofes gefunden. Ein weiteres Vorkommen wurde in dem Grabeneinschnitt entdeckt, der neben dem Bohrplatz der Tiefbohrung Perschenegg 1 von Osten in die Perschling mündet.

## 73 Greifenstein-Formation (mittel- bis dickbankiger, siliziklastischer Sandstein, bräunlichgrau; Ypresium)

Die klassischen Aufschlüsse der Greifenstein-Formation an ihrer Typlokalität wurden von Hösch (1985) monografisch bearbeitet und als Teil eines kleinen Tiefseefächers interpretiert, der von Norden in das Penninische Becken geschüttet wurde. Der typische Greifensteiner Sandstein ist ein dickbankiger, ungradierter gelblich anwitternder Quarzsandstein. Daneben treten ungradierte und gradierte, vorwiegend polymikte Konglomerate von einigen Zehnermetern Mächtigkeit auf, die als Füllungen submariner Rinnen gedeutet werden. "Klassische" Turbidite mit vollständigen oder unvollständigen Bouma-Abfolgen werden als Zwischenrinnenablagerung gedeutet.

Auf Kartenblatt St. Pölten sind die Vorkommen der Greifenstein-Formation auf die Lanzendorf-Schuppe (Abb. 8) beschränkt, wo die Formation eine Mächtigkeit von etwa 800 m erreicht. Im Westen wird die Lanzendorf-Schuppe an der großen Wilhelmsburg-Blattverschiebung abgeschnitten. Westlich dieser Störung treten keine gesicherten Vorkommen von Greifenstein-Formation mehr auf. Stattdessen finden sich dort Schichtfolgen, die chronostratigrafisch mit der Greifenstein-Formation korrelieren, in denen Sandstein aber nur untergeordnet vorkommt, während Mergel das vorherrschende Gestein ist.

Gute Aufschlüsse der Greifenstein-Formation wurden am Westende der Lanzendorf-Schuppe, im Grabeneinschnitt, der westlich von Wald in Richtung Perschling fließt, vorgefunden. Dort stehen mehrere Meter dicke Bänke von hellgelbem Quarzsandstein an, der an der Oberfläche oft mürb verwittert. Bankinterne Strukturen wurden keine beobachtet. In die Sandsteinfazies ist hier eine etwa 3 m mächtige, dünnbankige Abfolge eingeschaltet, die aus einer Wechsellagerung von dm-dicken Siltsteinbänken und gelblich anwitternden Tonmergeln besteht. Letztere (Probe Wald 1/16; BMN M34 R 701545 H 332329) lieferten Nannoplanktonvergesellschaftungen des unteren Ypresiums (*Discoaster bindosus-*Zone; Zone NP11), in denen *Tribrachiatus orthostylus* SHAMRAI sehr häufig vorkommt; weitere häufig anzutreffende Arten sind *Discoaster barbadiensis* TAN, *Discoaster falcatus* BRAMLETTE & SULLIVAN, *Sphenolithus radians* DEFLANDRE und *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE.

#### 72 Mergel, siliziklastischer Sandstein (Ypresium)

Die mergelreiche Schichtfolge des Ypresiums ist eine fazielle Vertretung der altersgleichen Greifenstein-Formation. Diese Fazies wurde in einem kleinen Vorkommen nordöstlich von Wilhelmsburg angetroffen, vor allem aber nahe dem östlichen Blattschnitt, wo diese eozänen Gesteine südlich der Kote 405 (BMN M34 R 711500 H 329475) den Buchbach queren. Gute Aufschlüsse wurden im Grabeneinschnitt östlich dieser Kote gefunden. Das untere Eozän setzt sich im Streichen über den Sattel nördlich von Goin weiter nach Osten auf das benachbarte Kartenblatt Neulengbach (ÖK57) fort, wo es von ŚLĄCZKĄ, (2007) als fragliche Irenental-Formation beschrieben wurde. Die informell von SCHNABEL (1997) auf Kartenblatt Baden (ÖK58) aufgestellte Irenental-Formation (Zone NP13) ist jedoch jünger als die Greifenstein-Formation, während das pelitreiche Ypresium auf Kartenblatt St. Pölten das gleiche Alter (Zonen NP10 und NP11) wie die Greifenstein-Formation hat. Eher kann diese Fazies als Äquivalent der Gablitz-Formation angesehen werden, die auf Kartenblatt Baden die Greifenstein-Formation im Süden der Greifenstein-Decke faziell vertritt.

Die Schichtfolge wird dominiert von grauen Tonsteinen, die manchmal ockerfarben anwittern können, grauen Tonmergeln und hellem, plattig brechendem Kalkmergel. In diesen Pelitgesteinen treten einzelne, vorwiegend dünn- bis mittelbankige turbiditische Hartbänke auf, die oft stark kieselig sind und Glaukonit enthalten. Selten finden sich auch grobkörnige Sandsteine und Kalksandsteine. Die Nannoplanktonvergesellschaftungen nordöstlich von Goin (Proben 56/14/15, 56/15/15, 56/17/15) konnten mit *Tribrachiatus bramlettei* (BRÖNNIMANN & STRADNER) und *Tribrachiatus digitalis* AUBRY in den unteren Abschnitt der *Tribrachiatus contortus*-Zone (Zone NP10) eingestuft werden. Diese Gesteine setzen sich nach Osten auf Blatt 57 Neulengbach fort, wo sie in den Grabeneinschnitten beim Gehöft Bacher anstehen. Dort konnte auch oberstes Paleozän der *Discoaster multiradiatus*-Zone (Zone NP9) nachgewiesen werden.

#### Ybbsitz-Klippenzone

(W. SCHNABEL)

## 71 Serpentinit

Von diesem Gestein gibt es auf dem Kartenblatt St. Pölten nur drei kleine Vorkommen isolierter Blöcke. Das westlichste Vorkommen wurde im Siedlungsgebiet von Traisen an der Straße nach Inzenreith gefunden und liegt etwa 200 m westlich der Kirche in der Straßenböschung (BMN M34 R 695832 H 322780). Das nächste Vorkommen gegen Osten befindet sich rund 500 m südlich von St. Veit an der Gölsen, am Rand einer großen Wiese in 480 m Seehöhe (BMN M34 R 700859 H 322428). Mit grünen (Serpentin), schwarzen (Pyroxen), weißen (Calzit) und rosafarbigen (Feldspat) Komponenten in schwarzer Matrix entspricht es einem Ophicalzit (STAUBWASSER, 1995). Das dritte Vorkommen liegt innerhalb der Laab-Decke beim Hof Kummerer etwa 2 km ENE von Hainfeld (NADER, 1952) an einer Störungszone, an der oberkretazische Kaumberg-Formation in eozäner Agsbach-Formation eingeklemmt ist. Die tektonische Zugehörigkeit dieses Serpentinits ist ungewiss, liegt er doch an einer Störungszone in der Laab-Decke und etwa 3 km nördlich des schmalen Streifens der Ybbsitz-Klippenzone, die dort ebenfalls Serpentinite führt (KIENAST, 1996), Dieses Vorkommen im Grabeneinschnitt nördlich des Gehöfts Birnbaumer befindet sich allerdings schon auf dem östlich anschließenden Kartenblatt Neulengbach, wo es aber nur wenige Meter vom Blattschnitt entfernt ist.

## 70 Rotenberg-Formation (roter, grüner und grauer Radiolarit und Hornstein; ?Oberjura)

Der Name "Rotenberg-Formation" ist abgeleitet vom Roten Berg in Ober St. Veit (13. Wiener Gemeindebezirk), wo TRAUTH (1948: 164) für diese Serie den Namen Rotenberg-Schichten vorgeschlagen hat. Der beste Aufschluss dieser etwa 20 m mächtigen Formation ist der Steinbruch Reidl auf Blatt Ybbsitz (ÖK71) und wurde von DECKER (1987, 1990) untersucht, der dort in den vorherrschenden Cherts hydrothermale Fe-Mn-Vererzungen feststellen konnte. Das Gestein wird als höchster Abschnitt einer Ophiolitabfolge interpretiert. Die Radiolarienfaunen aus dem Steinbruch Reidl belegen ein Alter von mittlerem Callovium bis tiefstes Oxfordium (Ozvol-DOVA & FAUPL, 1993).

In der Ybbsitz-Klippenzone auf Kartenblatt St. Pölten kommt die Rotenberg-Formation zwar häufig vor, ist aber oft nur durch Lesesteine nachweisbar. Sie hat erst östlich der Traisen wieder größere Verbreitung und hebt sich aus ihrer Umgebung durch steileres Gelände ab. Ab dem Tal der Ramsau südlich Hainfeld wird die Aufgeschlossenheit etwas besser und kleine Weganrisse zeigen eine intensiv verfaltete, dünnbankige Folge von olivgrauen Kieselschiefern an, deren Faltenachsen mittelsteil nach Osten bzw. Südosten einfallen. Am Zufahrtsweg zum Hof Birnbaumer ist eine Wechsellagerung von roten und grünen Chertgesteinen aufgeschlossen, in einem kleinen Steinbruch südöstlich des Hofes Goppenbauer wurde der Radiolarit als Straßenschotter abgebaut (KIENAST, 1996).

# 69 Fasselgraben-Formation ("Aptychenkalk", Mergelkalk, hellgrau, gebankt; Tithonium–Berriasium)

Der Name "Fasselgraben-Formation" geht auf TRAUTH (1948: 164) zurück, der für diese Folge in der Klippenzone von St. Veit am westlichen Wiener Stadtrand den Namen Fasselgraben-Schichten vorgeschlagen hat. Die Fasselgraben-Formation entwickelt sich aus der Rotenberg-Formation durch das Auftreten von Kalkmergeln

und schließlich Aptychen führenden Kalken ("Aptychenkalk"), die sich auf Grund ihrer hellgrauen Verwitterungsfarbe von den anderen Gesteinen der Ybbsitz-Klippenzone unterscheiden. Eine reiche Calpionellenführung belegt ein chronostratigrafisches Alter von Tithonium bis Berriasium (DECKER, 1987).

Die Fasselgraben-Formation wurde auf Kartenblatt St. Pölten im Hangenden der Rotenberg-Formation an mehreren Stellen angetroffen, meist in Form stark gestörter, geringmächtiger Vorkommen oder als Lesesteine. Nur ein Vorkommen nahe dem östlichen Blattschnitt (SSW Gehöft Kämpf) war groß genug um auf der jetzt vorliegenden geologischen Karte dargestellt zu werden.

## 68 Glosbach-Formation (Kalksiltit, feinkörniger Kalksandstein, Mergel, kieseliger Tonstein; Hauterivium–?Barremium)

Die Glosbach-Formation ist eine Abfolge von mittel- bis dünnbankigen, kieseligen-mergeligen Kalksiltiten bis feinkörnigen Kalksandsteinen im Wechsel mit kieseligen Tonstein- bis Tonmergellagen (HOMAYOUN & FAUPL, 1992). Der Begriff deckt sich hier weitgehend mit dem bisher gängigen Terminus "Neokomflysch", der als stratigrafischer Name obsolet ist. Die größte Verbreitung hat die Formation am westlich anschließenden Kartenblatt 55 Ober-Grafendorf, wo die namensgebende Lokalität liegt und die Glosbach-Formation vermutlich in stratigrafischem Kontakt zur liegenden Fasselgraben-Formation steht (HOMAYOUN & FAUPL, 1992). Ammonitenfunde an der Luftstraße nordwestlich von Kirchberg/Pielach (ÖK55) belegen ein Unterkreide-Alter (SCHWINGENSCHLÖGL, 1981). Auf Grund der sehr spärlichen Fossilführung ist eine genaue Alterseinstufung schwierig. Die kalkigen Nannoplanktonvergesellschaftungen bestehen aus Monofloren von *Watznaueria barnesae* (BLACK), einer Durchläuferform, die vom Jura bis zum Ende der Kreide auftritt.

Auf Kartenblatt St. Pölten konnte die Glosbach-Formation im Abschnitt unmittelbar westlich der Traisen und nördlich des Reisenbaches auf der Karte nicht ausgeschieden werden, da sie innig mit der Ybbsitz-Formation verschuppt ist, die hier dominiert. Östlich der Traisen konnte die Glosbach-Formation gebietsweise geschlossen ausgeschieden werden, wenn auch hier Verschuppungen mit der Ybbsitz-Formation anzunehmen sind. Im Abschnitt von Hainfeld gegen den östlichen Blattschnitt beschreibt KIENAST (1996) mehrere Fundstellen bunter Brekzien, deren kieselige und dolomitische Komponenten für die Ybbsitz-Klippenzone charakteristisch sind.

# 67 Ybbsitz-Formation (siliziklastischer Sandstein, bunter Tonstein; Cenomanium-?Coniacium)

Die Ybbsitz-Formation ist eine Folge von siliziklastischen Sandsteinen und Tonsteinen mit dunklen, grauen und rötlichen, manchmal schwach mergeligen Tonlagen. Für das gesamte Schichtglied kennzeichnend sind aber die "Bunten Schiefer", die durch einen dünnschichtigen Wechsel von roten und grünen Tonsteinlagen charakterisiert sind. Spärliche Sandschalerfaunen deuten auf eine Ablagerung im Cenomanium bis Coniacium hin. Besonderheiten weisen aber die hier dominierenden Sandsteine auf. Zum Unterschied von den altersgleichen Sandsteinen der Reiselsberg-Formation in der Greifenstein-Decke haben sie einen auffallend hohen Dolomitanteil von bis zu 39 Gew.-% des Gesamtgesteins (HOMAYOUN & FAUPL, 1992: 10). Von besonderer paläogeografischer Bedeutung ist der Schwermineralgehalt mit fast immer feststellbarem Chromitanteil, der in Proben vom westlich der Traisen gelegenen Buchberg bis zu 6 % des transluzenten Schwermineralspektrums ausmachen kann. Daneben treten auffallend viele Apatit- und Zirkonkörner auf, während Granat zurücktritt. Der Vollständigkeit halber wird hier auch ein Aufschluss eines grobkörnigen Sandsteines bis Quarz-Konglomerates mit einer gelblichen-rostroten Matrix erwähnt, der sich südöstlich von St. Veit an der Gölsen in 440 m Seehöhe unmittelbar östlich des Gehöftes Mayerhofer am Westhang des Pfenninggrabens befindet (BMN M34 R 702445 H 322307; siehe auch STAUBWASSER, 1995: Karte in Beilage 1). Wegen seiner geringen Ausdehnung konnte dieses Vorkommen nicht auf der Karte dargestellt werden. Solche Gesteine sind schon am westlichen Blatt 55 Ober-Grafendorf wiederholt aufgefunden worden und nach dem schönsten Aufschluss westlich der Ortschaft Eschenau als Eschenau-Formation bezeichnet worden (SCHNABEL et al., 2012). Sie könnten mit den "Keuper"-Sandsteinen in der Klippenzone von St. Veit am westlichen Wiener Stadtrand vergleichbar sein.

## 66 Röthenbach-Subgruppe ("Zementmergelserie"; Kalksandstein, Kalksiltit, Kalkmergel; Unteres bis Mittleres Campanium)

In der Ybbsitz-Klippenzone ist diese lithostratigrafische Einheit nur im Bereich beiderseits des Traisentales vorhanden und baut dort den markanten Buchberg auf. Östlich des Wiesenbachtales konnte die Röthenbach-Subgruppe in der Ybbsitz-Klippenzone nicht mehr gefunden werden. Den besten Einblick in den Gesteinsbestand gibt ein aufgelassener Steinbruch 200 m westlich der Kote 348 (Kreisverkehr der B20 bei der Abzweigung der B18 in das Gölsental) auf etwa 400 m Seehöhe. Eine über 10 m mächtige aufrechte Folge von Bänken mittel- bis feinkörniger Kalksandsteine fällt hier sehr flach mit 10–20° gegen Süden ein, dazwischen sind bis 10 cm mächtige Kalkmergellagen, die stellenweise Spurenfossilien (*Nereites* sp.) erkennen lassen. Solche sind nicht selten, in einem Weganriss etwa 800 m westlich davon hinter dem Hof gegen Osten zur Traisen führende Graben sind dünnbankige Kalksandsteine und Kalkmergel aufgeschlossen, die Nannofossilien des unteren bis mittleren Campaniums enthalten (Nannozonen CC19–20, det. H. EGGER).

Ansonsten sind diese kalkigen Gesteine kaum aufgeschlossen anzutreffen, aber fast immer deutlich als Rollstücke oder in Weganrissen im Verwitterungsschutt erkennbar. Die verwitterten Kalksandsteine sind dann meist ausgelaugt, die Kalkmergelsteine durch ihre hellgrau-milchig anwitternde Oberfläche erkennbar.

## 6.4. Ostalpin

(G. WESSELY & M. WAGREICH)

#### **Bajuvarisches Deckensystem**

#### Lunz-Decke, Frankenfels-Decke (Taf. 4)

## 65 Gutenstein-Formation, Reichenhall-Formation (dunkler, dünnbankiger Kalk, grauer, dickbankiger bis massiger Kalk; Anisium)

Das Anisium der Lunz-Decke ist überwiegend als Gutenstein-Formation in der Fazies des Annaberger Kalks entwickelt. Es sind undeutlich dickbankige, mittel- bis dunkelgraue Kalke, die auch massig sein können. Mikrofaziell sind sie reich an Detritus von Blau-Grünalgen, gelegentlich ist die Sprossung von idiomorphen Dolomitkristallen festzustellen, vereinzelt erscheint *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić neben einer Vergesellschaftung von *Glomospira* sp. in der Foraminiferenfauna. Am Top erscheinen bankige, wülstige Kalke, z.T. mit reichlich eingeschlossenen Brachiopoden. Es handelt sich offensichtlich um die in der Literatur angeführte "pelsonische Brachiopodenbank" (ROSENBERG, 1955). Die Verbreitung liegt im Westteil des Blattes im Jungherrentalgebiet, wo er überwiegend die Umrahmung des Traisen-Halbfensters bildet. Von den Nordwänden der Ulreichshöhe reicht er bis in das Klosterareal von Lilienfeld. Weitere Aufbrüche dieses Gesteins liegen in mehreren Zügen des Nordwestteiles und Südteiles der Wobach-Faltenzone vor, ein Zug verläuft südlich parallel dem Steigenbachtal, östlich vom Königshof. Ein kleines Vorkommen von Reichenhaller Rauwacke liegt in der Lunz-Decke an der Deckengrenze zur Frankenfels-Decke oberhalb Marktl. Es steht im Verband mit dunklen Kalken, die Abgrenzung zum Annaberger Kalk ist unscharf.

## 64 Reifling-Formation, Partnach-Formation (dunkler Hornsteinkalk, gebankter Kalk mit Mergellagen; Anisium–Ladinium)

Die meist dünnbankigen Kalke der Reifling-Formation sind dunkel, knollig und führen schwarze oder dunkelgraue Linsen und unregelmäßige Lagen von Hornstein. In der Mikrofazies sind reichlich Schälchen von Mollusken ("Filamente") anzutreffen, neben Spiculen, Radiolarien und einigen Foraminiferen.

In der überlagernden Partnach-Formation sind die Kalke dickerbankiger und heller. Im unteren Abschnitt der Formation sind noch bräunliche bis weiße Hornsteine anzutreffen, die im oberen Abschnitt fehlen. In der Mikrofazies ist oft Intraklastbildung festzustellen. Der Gehalt an Schälchenfilamenten ist weiterhin kennzeichnend, ebenso jener an Schwammnadeln, Radiolarien und Foraminiferen (oft uniserielle Lageniden).

Die Verbreitung innerhalb der Lunz-Decke ist gebunden an die Antiklinalen der Wobach-Faltenzone, die Mitteltriasantiklinalen und -aufschuppungen zwischen dem Wiesenbachtal und dem Sengenebenberg, sowie an die Hammerlmühl-Antiklinale westlich der Traisen und an jene des Ulreichsberges südlich der Traisen.

### 63 Lunz-Formation (Sandstein, Tonstein, Kohle; unteres Karnium)

In der Lunz-Decke ummantelt die Lunz-Formation die Mitteltriasschichten der Hammerlmühl-Antiklinale im Jungherrental und der Antiklinale der Ulreichshöhe bei Lilienfeld. Von großer wirtschaftlicher Bedeutung waren die Kohlelagerstätten von Schrambach bei Lilienfeld (LAMPL et al., 2013). Ausgedehnte Areale von Lunz-Formation befinden sich in der Wobach-Faltenzone und in der Schuppe südlich des Steigenbaches im Bereich des Königshofes. Auch begleitet sie die Arzberg-Antiklinale in verschuppter Form.

Als wertvoller Marker, um die mitteltriassischen Karbonate von den obertriassischen zu trennen, besitzt die Lunz-Formation rein siliziklastischen Charakter. Sie ist gekennzeichnet durch ihre kalkfreie Ausbildung sowohl in den Sand-, als auch in den Tonsteinen. Zugleich ist der hohe Gehalt an unverwitterten Feldspäten bezeichnend. Die Ablagerungstiefe ist gering, im oberen Abschnitt erfolgte Sumpfbildung, die zur Entstehung von Kohlenflözen führte, die durch ihren Reichtum an gut erhaltenen Pflanzenfossilien ausgezeichnet sind.

#### 62 Opponitz-Formation, Rauwacke (Oberes Karnium)

In der Frankenfels-Decke sind im Blattbereich die Rauwacken die einzige Vertretung der Opponitz-Formation. In der Lunz-Decke bilden sie mit den Opponitzer Kalken oft eine Abfolge in der Weise, dass sie im Liegenden und im Hangenden der Kalke auftreten, gelegentlich folgt darüber noch ein geringmächtiger Hangendkalk.

Die Erkenntnis, dass das Ausgangsgestein der Rauwacken Evaporite sind, leitet sich daher ab, dass in Tiefbohrungen in den stratigrafischen Positionen der obertägigen Rauwacken Anhydrite vorkommen. Sie sind in Oberflächennähe mehrphasigen Umwandlungsprozessen unterworfen, mit den Zellenkalken als Endprodukt. Gipse im Niveau der Opponitz-Formation wurden zudem im Ybbstal bei Stollenbauten festgestellt (AMPFERER, 1930). In der Frankenfels-Decke bildet Opponitzer Rauwacke zusammenhängend oder in verschürften Resten die Deckenstirn, als Antiklinalzone ist sie vor allem zwischen dem Pfennigbachtal und dem Halbachtal anzutreffen.

#### 61 Opponitz-Formation (Kalk, grau; Oberes Karnium)

Kalke der Opponitz-Formation kommen in mehreren Variationen vor, als mittel- bis dunkelbraune Kalke, z.T. massig, z.T. gebankt bis dünnschichtig und dann mergelig und mit bräunlichen Mergellagen. Lokal sind Mollusken konzentriert, unter anderem mit der Leitform *Lopha montiscaprilis* (KLIPSTEIN). In ansonsten untypischen Mikrofaziesbildern häufen sich in bestimmten Lagen Ostracodenquerschnitte.

In der Lunz-Decke bilden Kalke und Rauwacken die unzusammenhängenden Reste der Synklinalzonen im Wobach-Faltensystem, desgleichen die Flanken der Antiklinalzonen im Westen und Süden der westlichen Blatthälfte wie der Hammerlmühl-Antiklinalzone, der Antiklinale der Ulreichshöhe, der Arzbachantiklinale und ihrer westlichen Fortsetzung.

## 60 Hauptdolomit (Norium)

Generell besteht der Hauptdolomit aus Bänken von mittel-, manchmal auch dunkelgrauem Dolomit. Dieser kann Laminierung und Fenestralgefüge zeigen, oft ist er aber auch strukturlos infolge von Homogenisierung durch Aufarbeitungsvorgänge. Keupereinflüsse in Form von grünen und grauen, meist nur Zentimeter dünnen Lagen nehmen in der Hauptdolomitlagune von Norden gegen Süden ab. Bemerkenswert ist eine bis zu mehreren Metern dicke Keuperlage knapp unter der Oberkante des Hauptdolomits.

In der Frankenfels-Decke bildet Hauptdolomit nur in Resten die Stirnzone, verläuft aber auffällig kontinuierlich in der dahinterliegenden Antiklinalzone (Pfennigbach-Antiklinale). In der Lunz-Decke ist er flächendeckend anzutreffen und folgt strukturtrennend zwischen Antiklinalen und Synklinalen teils in aufrechter, teils in überkippter Lagerung.

## 59 Plattenkalk (Oberes Norium)

Über dem Hauptdolomit lagert mit undeutlicher Grenze ein Gesteinsabschnitt, der aus gebankten, dunklen, körnigen Kalken besteht, die mit dem Dolomit wechsellagern können. In der Mikrofazies dieses Plattenkalkes sind neben Foraminiferen der Obertrias, Lagen mit angehäuften Ostracodenquerschnitten festzustellen. Dieses Schichtglied begleitet die Nordflanke der Steigenbach-Mulde zwischen Ramsaubachtal-Flanken und Halbachtal und lokal östlich des Gehöftes Steigenbauer. Oberhalb der Metallfabrik im Ramsaubachtal wurde er durch FORKE (2011) einer Teilaufnahme unterzogen. Er bildet in größerer Mächtigkeit die Anhöhe des Spitzbrandkogels und die Abhänge an dessen östlich benachbarten Rücken bei Lilienfeld.

## 58 Kössen-Formation (Kalk, Mergel, Korallenkalk; Rhätium)

In ihrer Ausbildung ist die Kössen-Formation in beiden bajuvarischen Einheiten fast identisch: dunkle, fossilreiche Schlammkalke oder körnige Kalke wechseln mit dunkelgrauen bis bräunlichen Mergelsteinen. Die Makrofauna ist oft lumachellenartig angereichert und besteht aus Schalenresten von Lamellibranchiaten oder Brachiopoden. Oft ist die Muschel *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK) identifizierbar. Mikrofaunistisch kommt eine bezeichnende Foraminiferenvergesellschaftung hinzu, wie sie aus zahlreichen Studien geläufig ist. Die Schalenreste sind oft dunkel, durch mikrobielle Tätigkeit umkrustet. Häufig sind vom Plattformbereich Ooide oder Triasinen eingeschwemmt. Gegen das Hangende erscheinen zunehmend Riffbildner, vor allem Korallen, besonders der Gattung *Retiophyllia* ("Thecosmilien"), die vor allem in der Frankenfels-Decke auftritt, wo sie durch ihre Lage in Lebensstellung die Bildung von Patch-Reef-Körpern andeuten. Innerhalb der Kössen-Formation treten in der Frankenfels-Decke noch vor Einsatz der Schattwald-Formation lokal als Anzeichen fortgesetzten kontinentalen Einflusses rötliche Sandsteinlagen auf, die in der Lunz-Decke fehlen.

Die Kössen-Formation säumt in der Frankenfels-Decke mit Unterbrechungen die Stirn und begleitet in kontinuierlicher Form die Nordflanke der Kirchberger Mulde.

Auch in der Lunz-Decke begleitet sie die Jura-/Unterkreidemulden mit beständigem Verlauf (Habernreith-Doppelmulde, Muldenzone südlich der Lilienfelder Gosau, Steigenbach-Mulde und deren westlich anschließende Entsprechung, Wendlgupf-Muldensystem.

# 57 Schattwald-Formation (ockerfarbener und violetter Mergel, sandiger Kalk; Rhätium)

Sie besteht aus violetten und ockergelben Tonsteinen und im Kern grauen, mit brauner Rinde verwitternden Sandsteinen, die auch verkieselt sein können. Dadurch kann im Gelände eine Abtrennung von Kieselkalken des Unterjura schwierig sein. Vorkommen gibt es westlich und östlich der Traisen im Gefolge der Kössen-Formation bis zum Brillengraben sowie westlich und östlich des Ramsaubaches südlich Hainfeld.

#### 56 Kieselkalk (dunkler Kalk und Mergel, Spikulit; Unterjura)

Dieses für den vordersten Abschnitt der Frankenfels-Decke typische Schichtglied besteht aus unregelmäßig gebanktem Kalk, mit dunklem lagigem Hornstein. Mikrofaziell ist es gekennzeichnet durch den Reichtum an Schwammnadeln (Spiculit). Es bildet den Stirnbereich der Frankenfels-Decke westlich der Traisen.

## 55 Allgäu-Formation (Fleckenmergel; Unterjura)

Auch dieses Schichtglied ist auf die Frankenfels-Decke beschränkt. Es wurde im Pelagikum in größerer Tiefe abgelagert und besteht aus mittelgrauem, meist etwas olivfarbenem Mergelkalk mit den bezeichnenden dunklen Bioturbationsflecken. Das Gestein liefert nicht selten Ammoniten vor allem der Gattung *Arietites*. Mikrofaziell sind verstreut Spiculen zu verzeichnen. Die immer wieder zwischengeschalteten Mergelsteine enthalten oft große glatte Ostracoden. Der Unterjura-Fleckenkalk der Allgäu-Formation begleitet östlich der Traisen bis zum Brillengraben den Stirnabschnitt der Frankenfels-Decke und in kontinuierlicher Form die Nordflanke der Kirchberger-Mulde.

# 54 Hierlatzkalk, Hornsteinkalk (rötlicher Spatkalk, rötlicher und grauer Spikulit; Unterjura)

Im Unterschied zu der grauen Beckenfazies des Unterjura im Hauptteil der Frankenfels-Decke, ist er in der Lunz-Decke als Tiefschwellenfazies entwickelt, wobei in der Pielach-Schuppe bereits diese Ausbildung vertreten ist. Diese Fazies gliedert sich in den reinen Hierlatzkalk, der eine Schwellenfazies darstellt, und in Feinspat/ Hornsteinkalke, die in größerer Entfernung von der Schwelle abgelagert wurden. Dabei sind keine großen Distanzen zwischen diesen Ablagerungsbedingungen anzunehmen. Die Hornsteinführung geht konform mit dem Auftreten von Spiculen, bei Steigerung des Auftretens derselben bilden sie ein Spiculitgestein.

Die Hierlatz-/Hornsteinkalkgruppe begleitet in nur unvollständiger Erstreckung die Muldenzonen der Lunz-Decke und fehlt oft primär, entweder, weil sie nicht zur Ablagerung gelangte, oder vor dem Mitteljura einer Erosion oder Auflösung zum Opfer gefallen war. Sie ist vorhanden in der Habernreith-Doppelmulde, wobei in der nördlicheren Mulde Hierlatzkalk vorliegt, ebenso im Südschenkel der südlichen Mulde, während im Nordschenkel derselben Mulde grauer Feinspatkalk wandbildend ansteht. Mächtige Hierlatz- und Hornsteinkalke sind im Wendlgupf-Muldensystem vertreten, lokal im Ostteil der Steigenbach-Mulde nördlich Ramsau und nordöstlich der Hainfelder Hütte. Im übrigen Verlauf der Steigenbach-Mulde und in allen anderen Juraprofilen fehlen die Hierlatz- und Hornsteinkalke. In der Pielach-Schuppe ist sie tektonisch bedingt nur rudimentär vertreten, so im Traisen-Halbfenster und der Ostflanke des Wiesenbachtales. Lokal (Traisen-Halbfenster) liegt über dem Fleckenmergelkalk der Frankenfels-Decke ein nur wenige Meter mächtiger, gebankter Rotkalk, der gehäuft plattgedrückte Ammoniten enthält, die wegen ihrer schlechten Erhaltung nur schwer bestimmbar sind.

### 53 Radiolarit

In der Frankenfels-Decke fehlend ist er in der Lunz-Decke in allen Jura–Unterkreide Muldenzonen vertreten, aber auch mit den infolge seiner geringen Mächtigkeit im Jura geläufigen Fehlstellen. Er besteht aus dünnschichtigen roten und grünen Kalken mit ihren intensiver gefärbten Hornsteinbändern in der Mitte der Bänke. Massenhaft Radiolarien prägen das Mikrofaziesbild.

#### 52 Bunte Mittel- und Oberjurakalke

Der Mitteljura ist gekennzeichnet durch seine häufige Wandbildung. Der tiefere Abschnitt besteht aus massigem Rotkalk, an der Basis führt er gelegentlich Manganknollen. Mikrofaziell handelt es sich um einen Filamentkalk mit einigen Globigeriniden oder um einen Globigerinidenkalk. Darüber folgt Mikro-Oolith, meist massig, grau bis cremefarben. Die Kerne der schwer erkennbaren Ooide, die meist massenhaft in geringer Korngröße vorkommen, bestehen oft aus Foraminiferen. Der Mikro-Oolith tritt in der Frankenfels-Decke mächtiger und oft ohne Rotkalk in Erscheinung, vor allem in der Pielach-Schuppe ist er ausgeprägt. Der Mitteljura liegt auf weite Erstreckung direkt dem Rhätiumkalk ohne zwischengelagertem Unterjura auf, wobei auch die Bildung eines Hartgrundes beobachtet werden kann. Der Mitteljura findet sich meist in Jura–Unterkreide Muldenzonen der Frankenfels- und Lunz-Decke, kann aber in etlichen Abschnitten fehlen.

Für den Oberjura sind geringmächtige, rote dünnschichtige, teilweise knollige Kalke mit bezeichnenden Schwebcrinoiden (*Saccocoma* Kalk) typisch. Als weitere Mikrofossilien treten Lageniden, Globigeriniden, Crinoiden und gelegentlich Ammonitenembryonen hinzu.

Die Grenze zu den hangenden Calpionellenkalken ist lithologisch sehr undeutlich, da diese tithonen Kalke ebenfalls dünnschichtig sind. Sie haben aber eine blassere, rosa oder violett getönte Farbe, die gegen das stratigrafisch Höhere zu von einer grünlichgrauen und beigen Tönung abgelöst werden. Häufig sind Aptychen zu finden, mikrofaziell sind die Schichten reich an Calpionellen. Auch diese Kalke sind in allen Jura–Unterkreide Muldenzonen enthalten.

#### 51 Schrambach-Formation (Mergelkalk, Mergel; Berriasium-Valanginium)

Die Schrambach-Formation ("Neokom") besteht aus grauen, oft bioturbaten Mergelkalken und tonreicheren Mergelzwischenlagen. Kalkreichere Abschnitte der Schrambach-Formation sind oft schwer vom Tithonium zu unterscheiden, doch ist der Gehalt an Calpionellenarten weit geringer. Nannoconiden und einzelne Ammonitenfunde (Talflanke über Betriebsgelände Langtal) geben ebenfalls biostratigrafische Hinweise.

Gesteine der Schrambach-Formation überlagern in der Frankenfels-Decke die Jurafolge der Kirchberg-Mulde im Gebiet zwischen der Traisen und dem Ramsaubach. Streckenweise sind sie durch die Überlagerung des Aptiums/Albiums verdeckt. In der Pielach-Schuppe bilden sie das Leitgestein und sind vom westlichen Blattrand bis nördlich von Ramsau vertreten. In der Lunz-Decke bilden sie die Kernbereiche der Muldenzonen und es kann nicht ausgeschlossen werden, dass sie dort bis in das Hautervium oder sogar Barremium hinaufreichen.

## 50 Roßfeld-Formation (Sandstein, Mergel, Blockschichten; Valanginium-Barremium)

Diese Formation konnte östlich des südlichsten Abschnittes des Wiesenbachtales und im Bereich der Vordereben sowie bei Marktl in Form von turbiditischem blaugrauem Kalksandstein mit graduellem Übergang aus der Schrambach-Formation, aber auch von Blockschichten festgestellt werden. Letztere enthalten gerundete Blöcke der liegenden Schrambach-Formation. Ähnliche Gesteinstypen enthält ein Gleitkörper im nordwestlich von Ramsau gelegenen Vorkommen von Cenomanium. Chromspinell führende Schwermineralspektren sind typisch für die Sandsteine.

## 49 Tannheim-Formation, Losenstein-Formation (Sandstein, quarzreiche Brekzie, Konglomerat, Mergel; Aptium–Unteres Cenomanium)

Diese Schichtfolge beginnt mit Mergeln und endet mit Sandsteinen und quarzreichen Konglomeraten. Es handelt sich also um eine nach oben dickbankiger und grobkörniger werdende turbiditische Abfolge. Die Mikrofauna besteht aus einer bezeichnenden Vergesellschaftung aus Sandschalern und benthonischen Foraminiferen (*Dendrophrya, Ammobaculites, Marssonella, Glomospira, Glomospirella, Spiroplectinata, Clavulinoides, Hormosina, Haplophragmoides irregularis* BYKOVA, *H. latidorsatus* (BORNEMANN), *Lenticulina, Nodosaria, Dentalina, Gyroidina infracretacea* MOROZOVA, *Epistomina charlottae* VIEAUX, *Epistomina polypioides* EICHENBERG, *Epistomina* spp.) und wenigen Planktonforaminiferen (*Ticinella roberti* GANDOLFI). Im Kern der Kirchberg-Mulde sind Tannheim- und Losenstein-Formation nahezu lückenlos über das gesamte Blatt zu verfolgen, östlich der Traisen liegt ein weiteres Vorkommen nördlich der Mulde zwischen Traisental und Wiesenbachtal.

# 48 Branderfleck-Formation, Orbitolinensandstein, Konglomerat (Cenomanium), Karbonatbreccien

#### 47 Branderfleck-Formation, (Mergel; Cenomanium-basales Turonium)

Im Ostteil des Kartenblattes liegen Gesteine der Branderfleck-Formation an der Basis der Gosau von Unterried. Die Abfolge beginnt mit grauen Mergeln mit klastischen Einschaltungen (Punkt 7 des von WESSELY (2010) beschriebenen Geopfades), in denen große Orbitolinen cenomanes Alter belegen. Darüber folgen Sandsteine mit einer Seichtwasserfauna (Schalenbruchstücke, Korallenquerschnitte, Foraminiferen). Innerhalb dieses Vorkommens der Branderfleck-Formation treten Gesteine anderer Formationen (Schrambach- und Roßfeld-Formation sowie rötlicher Crino-



Abb. 21.

Quarzreiches Konglomerat mit sandiger Matrix aus den Aufschlüssen der Branderfleck-Formation nordöstlich von Lilienfeld (Foto: Hans Egger).

idenkalk) auf, bei denen es sich um submarine Gleitkörper aus Norden handeln könnte, da ihre Fazies in der Steigenbach-Mulde (Abb. 10) vorkommt.

Im Westteil des Kartenblattes, im Bereich der Habernreith-Doppelmulde, transgredieren die Sedimente des Cenomaniums über einen Faltenbau. Dies wurde im Detail von Schlagintweit & Wagreich (2005) sowie Wagreich (2013) untersucht. An der Basis treten monomikte Dolomitbrekzien und Karbonatsandsteine auf, die Orbitolinen und reichlich Biodetritus enthalten. *Orbitolina concava* LAMARCK belegt hier das untere Cenomanium. Daneben kommen auch quarzreiche Konglomerate vor (Abb. 21). Anzeichen von Gleitkörpern aus dem Uferbereich gibt es in Form von Hauptdolomitschollen. Subaerische Exposition und Erosion von Teilen der Lunz-Decke vor dem Beginn der Sedimentation der Branderfleck-Formation sind damit belegt.

Es folgen Mergel und quarzführende Sandsteine, erstere mit einer Mikrofauna, u.a. *Rotalipora deeckei* (FRANKE) und *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, und einer Nannofossilvergesellschaftung mit den stratigrafisch wichtigen Arten *Lithraphidites* cf. *acutus* VERBEEK & MANIVIT, *Cretarhabdus striatus* (STRADNER) und *Corollithion kennedyi* CRUX, die für höheres Cenomanium sprechen. Die Sandsteine führen immer wieder Orbitolinen und sind durch ihre typischen Schwermineralspektren mit blauen Alkaliamphibolen gekennzeichnet (Taf. 6; WAGREICH, 2003). In höheren Anteilen sind häufig verschieden stark gerundete Komponenten von Quarz, Quarzporphyr und Hornstein lagenartig verteilt. Schließlich deuten vereinzelte Exemplare der Gastropodengattung *Vernedia* auf Annäherung an das Turonium hin. Dafür sprechen auch die Foraminiferenfaunen, die Praeglobotruncanen, aber keine Rotaliporen enthalten, und das Auftreten des Nannofossils *Quadrum* cf. *intermedium* VAROL. Eine direkte konkordante Fortsetzung in die Gosau-Gruppe ist hier nicht gegeben.

Gesteine der Branderfleck-Formation liegen an der Basis der Gosau von Unterried im Ostteil des Kartenblattes. Die Abfolge beginnt mit grauen Mergeln mit klastischen Einschaltungen (Punkt 7 des Geopfades in WESSELY, 2010), in denen große Orbitolinen cenomanes Alter belegen. Darüber folgen Sandsteine mit einer Seichtwasserfauna (Schalenbruchstücke, Korallenquerschnitte, Foraminiferen). Innerhalb dieses Vorkommens der Branderfleck-Formation treten Gesteine anderer Formationen (Schrambach- und Roßfeld-Formation, sowie rötlicher Crinoidenkalk) auf, bei denen es sich um submarine Gleitkörper aus Norden handeln könnte, da ihre Fazies in der Steigenbach-Mulde (Abb. 10) vorhanden ist.

### 46-41 Gosau-Gruppe (Taf. 5)

#### 46 "Vernedienkalk" (Sandstein, Mergel, Kohle; Turonium)

Östlich des Ramsaubaches (z.B. nördlich des Reiterhofes RSV-Rotenerd) liegen über dem transgressiven Cenomanium Ablagerungen vermutlich des Turoniums in Form von dunklen Kalken mit Gastropoden (Vernedien), dunklen kohligen Kalken, Kohlentonen mit weißen Schalenresten, grauen, fossilleeren Mergeln und grauen, oft leicht violett getönten Sandsteinen. Diese Schichten sind mikrofossilleer und entstammen einem brackisch-limnischen Ablagerungsraum.

Ähnliche Sedimente setzen die Hofer-Schuppe zusammen, die nordvergent auf die Gosau von Unterried aufgeschoben ist. Mit ihren fossilleeren Mergeln und Sandsteinen, vor allem aber mit den kohligen Kalken bei der Kote 544 südwestlich des Gehöftes Öder zeigt die Schichtfolge der Hofer-Schuppe große Ähnlichkeiten zu jener der Gosau von Unterried, aber auch zu jener der etwas weiter westlich gelegenen Gosau von Schönleiten. In den Sandsteinen ist das Vorkommen von Serpentinitkomponenten und in den Schwermineralspektren jenes von Chromspinell charakteristisch.

## 45 Kreuzgraben-Formation (Konglomerat mit Exotika, Sandsteinlagen, Mergel, rot-violett; Turonium–Coniacium) Coniacium?–Unteres Santonium

An der Basis der Gosauvorkommen von Schönleiten und von Lilienfeld liegt ein Konglomerat (Abb. 22) mit kalkalpinen und exotischen Komponenten (Hornsteine, Jura- und Triaskalke, graugrünliche und violettgraue, gut gerundete Quarzporphyrgerölle, Urgonkalkgerölle) in meist rötlich-bräunlicher, sandiger Matrix. Eingeschaltet sind rötliche Sandsteinlagen und selten rötliche und grünlichgraue sandige Mergel. Die Konglomerate ziehen in der Gosau von Schönleiten vom verfallenen Gehöft Ortner über den Ramsaubach bis fast zum Halbachtal.

In der Gosau von Lilienfeld liegen die Konglomerate der Kreuzgraben-Formation diskordant auf Hauptdolomit und Branderfleck-Formation im Norden und Jura bis Unterkreide im Süden. Es dominieren Konglomeratbänke im Meterbereich, Sandsteinzwischenlagen weisen Horizontalschichtungen und Schrägschichtungen sowie selten Strömungsrippel auf. Fining-upward Rinnenfüllungen von braided-rivers, möglicherweise im Bereich alluvialer Schwemmfächer, können rekonstruiert werden. Schüttungsrichtungen zeigen Transport aus Nordwesten bis Norden. Wechselnde aber deutliche Chromspinellgehalte sind typisch für die Sandsteine dieses Abschnittes. Das genaue Alter der Kreuzgraben-Formation ist ungewiss. Die ältesten Fossilien aus den überlagernden marinen Ablagerungen belegen dort das Santonium.



#### Abb. 22.

Dichtgepacktes Konglomerat der Kreuzgraben-Formation mit kalkalpinen und exotischen Geröllen aus den Aufschlüssen am Wanderweg zwischen Hainfelder Hütte und Schönleiten (Foto: Hans Egger).

## 44 "Sittendorf-Schichten" und Grabenbach-Formation (Kalkarenit, Brekzie, Mergel, grau und bunt; Coniacium–Santonium)

In der Gosau von Unterried ist das Coniacium?/Santonium als grauer Kalkarenit ("Sittendorf-Schichten") entwickelt, der Organismen der Seichtwasserfazies, wie Corallinaceen, Milioliden, dickwandige Lenticulinen, Bryozoen und Mollusken enthält. Die Einstufung erfolgt aus Analogiegründen zum besser untersuchten Profil in Sittendorf (ÖK58, Baden). Leicht erreichbare Aufschlüsse auf Kartenblatt St. Pölten befinden sich entlang des Geopfades Ramsau (WESSELY, 2010).

In der Gosau von Lilienfeld wird eine Abfolge von grauen, geschichteten Feinkonglomeraten, Sandsteinen und mergeligen Sandsteinen mit Kohleschmitzen im Hangenden der Kreuzgraben-Formation zu den "Sittendorf-Schichten" gerechnet. Faziell können diese Gesteine einem alluvialen Fächer im Übergang in den marinen Bereich, also einem Fan-Delta zugeordnet werden, wie der marine Biodetritus belegt. Im hangendsten Abschnitt mit mergeligen Feinsandsteinen sind u.a. *Lucianorhabdus cayeuxii* (DEFLANDRE) und *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE) gefunden worden, die ein Santonium-Alter nahelegen. Dieser Abschnitt wird im nördlichsten Teil der Lilienfelder Gosau von grauen, bis 7 m mächtigen Mergeln überlagert, die nach der Mikrofauna noch dem oberen Santonium mit *Dicarinella asymetrica* (SIGAL) und dem Nannofossil *Calculites obscurus* (DEFLANDRE) angehören, obwohl auch Hinweise auf tiefstes Campanium vorliegen.

In der Hofer-Schuppe sind die "Sittendorf-Schichten" durch dunkle Kalke und Mergel mit riffbildenden Korallen und Hippuriten vertreten. Korallen wurden an der Straßenböschung am Beginn der Zufahrt zum Reiterhof RSV-Rotenerd beobachtet, Hippuriten im Hang unterhalb dieses Hofes. Da diese Faunenelemente in der Gosau-Gruppe des östlichen Bajuvarikums ungewöhnlich sind, ist anzunehmen, dass die Hofer-Schuppe von der Reisalpe-Decke aus einem südlicher gelegenen Sedimentationsraum mitgeschürft worden ist.

## 43 Nierental-Formation, vorwiegend bunter Mergelkalk (Campanium-Maastrichtium)

# 42 Nierental-Formation (Mergelkalk, Sandstein, Brekzien, Blockschichten; Santonium–Unteres Campanium)

Entsprechend der allgemein zunehmenden Absenkung des Meeresbodens kam es etwa an der Wende vom Santonium zum Campanium zu einheitlich pelagischen Verhältnissen im gesamten Bajuvarikum und zur Ablagerung der Nierental-Formation. Sie besteht aus rotem und grünlichgrauem Mergelkalk und Mergelstein, unterbrochen durch einzelne Lagen von karbonatischen Brekzien. Für Foraminiferen, vor allem Globotruncanen, waren gute Lebensbedingungen gegeben, sodass sie im Sediment reichlich enthalten sind. Bezeichnend ist auch die Zusammensetzung der Nannoflora. Dieser als Marker dienende Mergelkalk der Nierental-Formation ist in den Gosauvorkommen von Unterried in nicht zusammenhängenden Vorkommen verfolgbar. Aufgeschlossen ist er beispielsweise am Geopfad Ramsau (WESSELY, 2010). Durchgehend und mächtiger liegt er in der Gosau von Schönleiten vor, wo er eine Muldenform bildet. In der Gosau von Lilienfeld ist er als kontinuierliches Band vorhanden und wurde von der Zementindustrie in langgestreckten Steinbrüchen abgebaut. Die oft roten, aber auch hellgrauen und gelblich-grauen bis violett-grauen Kalkmergel und Mergelkalke mit Karbonatgehalten von 55-80 Gew.-% erreichen eine maximale Mächtigkeit von 50 m. Stellenweise (Gehöft Leopoldseder, Steinbruch Klostereben [ÖK74, Hohenberg]) sind mass-flow-Brekzien und turbiditische Sandsteinlagen eingeschaltet, die massiv Chromspinell in den Schwermineralspektren führen (Taf. 6). Biostratigrafisch lässt sich unteres bis oberes Campanium nachweisen (WAGREICH, 2009), u.a. treten Globotruncanita elevata (BROTZEN), Globotruncana arca (CUSHMAN) UND Rosita patelliformis (GANDOLFI) auf und Nannofossilvergesellschaftungen mit Broinsonia parca parca (STRADNER), Ceratolithoides aculeus (STRADNER) und Uniplanarius trifidus (STRADNER).

In der Gosau von Schönleiten liegt über den untercampanen bunten Mergelkalken eine überwiegend graue Abfolge aus Mergelkalken, Mergeln und vermehrt eingelagerten Kalksandsteinen. In höheren Abschnitten folgt darüber eine Schüttung, zusammengesetzt aus mit zum Teil mehrere Dezimeter großen Blöcken von kalkalpinem Material wie Mergelkalk der Schrambach-Formation, Crinoiden- und Hornsteinkalk des Jura, aber auch von Triaskalken verschiedener Zusammensetzung, einschließlich dunkelgrauem Kalk des Anisiums. Diese Blockschichten des Maastrichtiums sind auch in der Lilienfelder Gosau vertreten. Bis zu 50 m mächtige Dolomitbrekzien werden von WAGREICH (2013) mit der Spitzenbach-Formation der Weyrer Bögen verglichen. Sie stehen vermutlich mit der Absenkung des Beckens zur Tiefseefazies der Gießhübl-Formation in Zusammenhang und werden als submarine Talusbrekzien entlang von synsedimentär aktiven Störungen in einem Hangbereich interpretiert.

## 41 Gießhübl-Formation (Sandstein, Tonstein, Mergelstein, Breccien; Oberes Maastrichtium-Paleozän) in GK

Die Tiefseeablagerungen der Gießhübl-Formation bestehen aus einer turbiditischen Abfolge mit Wechsellagerung von grünlichen, roten, violett-roten und grauen Tonmergeln und Tonsteinen mit Brekzien und Quarz-Karbonatsandsteinen, die oft
Gradierung und Teile der Bouma-Abfolge erkennen lassen. Auf dem Kartenblatt ist nur die basale Gießhübl-Formation vertreten. Als solche werden hier analog zu den Profilen in der Umgebung der Typlokalität (ÖK58, Baden) die Dolomitbrekzien um das Gehöft Groß Riegler in der Lilienfelder Gosau aufgefasst.

Die jüngsten Anteile der Gießhübl-Formation auf Kartenblatt St. Pölten stammen aus dem oberen Maastrichtium, Nachweise für paleozänes Alter konnten bislang nicht gefunden werden. Die Mikrofauna enthält eine Vergesellschaftung aus Sandschalern. Eine Nannofossilvergesellschaftung aus dem unteren Abschnitt der Formation (det. H. Egger) belegt die *Lithraphidites quadratus*-Zone (Zone CC25) des oberen Maastrichtiums: *Arkhangelskiella cymbiformis* (VEKSHINA), *Micula staurophora* (GARDET), *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKHANGELSKI), *Lithraphidites quadratus* BRAMLETTE & MARTINI, *Lithraphidites praequadratus* ROTH, *Micula praemurus* (BUKRY), *Calculites obscurus* (DEFLANDRE), *Markalius inversus* (DEFLANDRE), *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD), *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER), *Lucianorhabdus cayeuxii* (DEFLANDRE), *Uniplanarus gothicus* (DEFLANDRE), *Uniplanarius trifidus* (STRADNER), *Retecapsa crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), *Prediscosphaera cretacea* ARKHANGELSKI, *Zeugrhabdotus spiralis* (BRAMLETTE & MARTINI).

In der Lilienfelder Gosau (WAGREICH, 2013) ist ebenfalls oberes Maastrichtium mit Lithraphidites quadratus BRAMLETTE & MARTINI nachgewiesen. Nach WAGREICH (1986, 2013) reicht hier die Gießhübl-Formation hinunter bis in den Grenzbereich Campanium/ Maastrichtium mit den Planktonforaminiferen *Rosita contusa* (CUSHMAN) und *Abathomphalus mayaroensis* BOLLI und den Nannofossilien *Uniplanarius trifidus* (STRADNER) und *Broinsonia parca constricta* HATTNER, WIND & WISE.

#### **Tirolisches Deckensystem**

#### Reisalpe-Decke (Taf. 4)

#### 40 Werfen-Formation, Haselgebirge (roter Quarzsandstein, bunter Tonstein, Gips und Rauwacke; Oberperm–Untertrias)

Begrenzt auf die Basis der Reisalpe-Decke bilden beide Formationen einen zusammenhängenden Streifen in einer morphologischen Senke am südöstlichen Rand des Kartenblattes zwischen nördlich Kienberg und östlich Halbachtal. Dort stehen grünliche, graue und violette Tonsteine und etwas grünliche, kalkfreie Sandsteine an. Gipsabbaue waren nordöstlich von Ramsau aktiv. In südwestlicher Fortsetzung des Streifens liegt bereits auf dem südlich anschließenden Kartenblatt 74 Hohenberg das Solebad Kleinzell, das anzeigt, dass das Haselgebirge auch Steinsalz enthalten kann.

#### 39 Reichenhall-Formation (Rauwacke, feinschichtiger dolomitischer Kalk, Wurstelkalk; Anisium)

Die Rauwacke der Reichenhall-Formation entstand aus Anhydritbrekzien, die im Zuge der Verwitterung oberflächennah in Zellendolomite umgewandelt wurden. Daneben treten dunkel gefärbte Dolomite und Kalke auf, in denen Algenrasen auf eine Ablagerung im Gezeitenbereich hinweisen. Manche Kalklagen zeigen starke Bioturbation mit deutlich in Erscheinung tretenden dunklen Wühlgängen ("Wurstelkalke").

## 38 Gutenstein-Formation (dunkelgrauer gebankter Kalk, "Kugelkalk"; Anisium)

Die Gutenstein-Formation besteht aus dünnbankigem, dunklem Kalk, der im höheren Anteil auch dickere Bankung und etwas hellere Färbung annehmen kann. Der dünnbankige Anteil weist häufig dispersen Gehalt an Hornsteinkügelchen auf ("Kugelkalk"). In der Mudstone-Mikrofazies finden sich meist Radiolarien, gelegentlich Spiculen, eine kleine Ostracodenart und immer wieder Nodosarien. Der unterste Teil der Schichtfolge kann auch als "Wurstelkalk" entwickelt sein, sein Aussehen rührt von den Wühlgängen her, die das Gestein durchziehen. Die Hauptverbreitung des Gesteins liegt in der Reisalpe-Decke im Raum westlich und südlich von Ramsau, sowohl im tieferen, verformten Deckenanteil, vor allem aber im höheren Anteil.

## 37 Reifling-Formation, Partnach-Formation (dunkler Hornsteinkalk, gebankter Kalk mit Mergellagen; Anisium–Ladinium)

Der Kalk der Reifling-Formation ist dunkel, knollig und meist dünnbankig und führt schwarze oder dunkelgraue Linsen und unregelmäßige Lagen von Hornstein. In der Mikrofazies sind reichlich Schälchen von Mollusken ("Filamente") anzutreffen, neben Spiculen, Radiolarien und einigen Foraminiferen. Der Kalk der überlagernden Partnach-Formation ist dickerbankig und heller als der Reiflinger Kalk. Im unteren Abschnitt enthält er noch bräunliche bis weiße Hornsteine, die weiter im Hangenden fehlen. In der Mikrofazies ist oft Intraklastbildung festzustellen. Der Gehalt an Schälchenfilamenten ist weiterhin kennzeichnend, ebenso Spiculen, Radiolarien und Foraminiferen, oft uniserielle Lageniden.

In der Reisalpe-Decke liegt die Verbreitung beider Formationen im Bereich des tieferen Abschnittes des Hauptkörpers, aber auch in isolierten Vorkommen innerhalb der Basalzone südlich des Ramsaubaches.

#### 36 Lunz-Formation (Sandstein, Tonstein, Kohle; Karnium)

Südlich und nördlich von Ramsau bilden Sandsteine der Lunz-Formation im verfalteten unteren Abschnitt der Reisalpe-Decke teils die inverse Deckenstirn, teils die Muldenfüllung von liegenden Falten. Der Sandstein ist im frischen Zustand grau, verwittert braun und mürbe. Charakteristisch ist das Fehlen von Kalk im Zement und in der Matrix, wodurch das Gestein mit verdünnter Salzsäure keine Reaktion zeigt. Pflanzenfunde konnten hier keine gemacht werden.

#### 35 Opponitz-Formation (Kalk; Karnium)

Mit einer Abfolge von Kalken setzt die karbonatische Entwicklung über der siliziklastischen Lunz-Formation östlich von Ramsau wieder ein. Rauwacken wie in den weiter nördlich gelegenen Decken kommen in der Reisalpe-Decke nicht vor. Die Opponitzer Kalke kommen in mehreren Variationen vor, als mittel- bis dunkelbraune Kalke, z.T. massig, z.T. gebankt bis dünnschichtig und dann mergelig und mit bräunlichen Mergellagen. Lokal sind Mollusken konzentriert, unter anderem mit der Leitform *Ostrea montis caprilis.* In ansonsten untypischen Mikrofaziesbildern häufen sich in bestimmten Lagen Ostracodenquerschnitte.

#### 34 Hauptdolomit (Norium)

In der Südostecke des Kartenblattes ruht Hauptdolomit der Reisalpe-Decke nördlich und südlich des Fahrabaches der Opponitz- und Lunz-Formation auf. Es handelt sich dabei um Bänke von mittel-, manchmal auch dunkelgrauem Dolomit. Dieser kann Laminierung und Fenestralgefüge zeigen, oft ist er aber auch strukturlos infolge von Homogenisierung durch Aufarbeitungsvorgänge. Als Ablagerungsraum kommt der flache Supratidal- bis höhere Intertidalbereich in Frage. Die Dolomitisierung erfolgte vermutlich frühdiagenetisch.

## 33-32 Gosau-Gruppe (Taf. 5)

#### 33 Dolomitkonglomerat, Karbonatarenit, grau (Coniacium-Santonium)

Diese Gesteine kommen westlich des Ramsautales in einem invers gelagerten Fragment einer Stirnschuppe der Reisalpe-Decke vor. Sie transgredieren dort über Kalke der Gutenstein-Formation und werden von campaner Nierental-Formation überlagert.

## 32 Nierental-Formation (Mergelstein, z.T. bunt, Sandstein, Brekzie, Blockschichten; Campanium)

Das Gestein ist durch seine oft chaotische Lagerung gekennzeichnet, bei der Blockschichten, Brekzien, Sandsteine und Mergelsteine durch Gleitvorgänge in verkneteter Form vorliegen. Die meist aus Obertriaskalken bestehenden Blöcke können bis zu Kubikmetergröße erreichen.

Auffällig oft sind Bestandteile von grünlichen oder violett-grauen Tonsteinen des Perm und der Untertrias festzustellen. Foraminiferen- und Nannoplanktonvergesellschaftungen verweisen auf ein campanes Alter dieser Sedimentgesteine, die auf dem Kartenblatt zur Nierental-Formation gerechnet werden. Auf Grund der lithologischen Ausbildung wäre allerdings vermutlich ein neuer Name ("Tasshof-Formation") für diese Ablagerungen angebracht (siehe auch WAGREICH et al., 2011). Aufschlüsse dieser Ablagerungen finden sich in stark überwachsenen Steinbrüchen und an einer Forststraße südlich des Ramsaubachtales gegenüber der Abzweigung zum Reiterhof RSV-Rotenerd.

## 6.5. Molassezone

(S. ĆORIĆ)

#### Allochthone Molasse

#### 31 Buchberg-Konglomerat (Eggenburgium)

Die Ablagerungen wurden schon von ABEL (1904) und GötzINGER & VETTERS (1923) als Vorkommen von Komponenten aus dem Rhenodanubischen Deckensystem im Schlier des Buchbergzuges erkannt. In den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien (GötzINGER et al., 1954) wurden Vorkommen des Buchberg-Konglomerats nordöstlich von Neulengbach beschrieben und von den Grobklastika des Egeriums (Ollersbacher Quarz- und Granitkonglomerat und Blockmergel von Königstetten) aufgrund ihres unterschiedlichen Geröllspektrums unterschieden. GEBHARDT et al. (2008) untersuchten die Ablagerungen des Buchberg-Konglomerats im ehemaligen Steinbruch Burgstall und konnten aus der Grundmasse Eggenburgium als Alter bestimmen. Dieser auf dem Kartenblatt Neulengbach gelegene Aufschluss ist die Typlokalität des Buchberg-Konglomerats (PLöCHINGER & PREY, 1974). Die Sedimente wurden als submarine Schuttströme (debris flows) interpretiert (GEBHARDT et al., 2008). Knapp ein Meter mächtige debris flow-Sedimente in einem Bauaufschluss bei Kirchstetten werden von KRENMAYR (1998) erwähnt.

Das Buchberg-Konglomerat ist in Siltsteine und Sandsteine der Hall-Formation eingeschaltet, die in kleinen Aufschlüssen und als Lesesteine östlich von Böheimkirchen (von Bauland über Sommerhof bis Kirchstetten) vorkommen. Temporäre. wenige Meter lange Aufschlüsse bestanden südlich des Bahnhofes Kirchstetten, wo sich die einzige geringmächtige Lage des Buchberg-Konglomerats auf dem Kartenblatt St. Pölten befindet. Es führt kantengerundete bis gut gerundete Sandsteinkomponenten aus der Greifenstein-Decke und untergeordnet kalkalpine Gesteine in einer fein- bis mittelsandigen Grundmasse. Kalkiges Nannoplankton aus dieser Matrix konnte aufgrund des Auftretens von Helicosphaera ampliaperta BRAMLETTE & WILCOXON in den oberen Abschnitt der Zone NN2 eingestuft werden. Daneben treten hohe Anteile von umgelagerten Nannofossilien aus dem Paläogen und der Oberkreide auf. Das regelmäßige Auftreten von Coccolithus pelagicus (WALLICH) in den untersuchten Proben weist auf ein küstennahes, nährstoffreiches, vollmarines Milieu hin. Die Foraminiferenfaunen deuten auf Wassertiefen zwischen 100 und 200 m (äußerer Schelf) hin (GEBHARDT et al., 2008). Die Sedimente des Buchberg-Konglomerats treten auch als ausgewitterte, meistens gut gerundete Sandsteinkomponenten im Bereich Sommerhof und Sichelbach an der Oberfläche auf.

## 30 Hall-Formation (siltreicher Mergel, feinsandig, mit Sandsteinlagen; Eggenburgium)

Die Hall-Formation wurde von WAGNER (1996) in Oberösterreich definiert und umfasst graue Tonmergel mit sandigen Zwischenlagen aus dem Eggenburgium. Ursprünglich wurden diese Sedimente als Haller Schlier bezeichnet (PETTERS, 1936; SCHMÖLZER, 1954). In Oberösterreich wurden Hall-Formation, Lukasedt-Formation und Lindach-Formation zur Hall-Gruppe zusammengefasst, während in Niederösterreich Sandstreifenschlier, Ernstbrunn-Formation und Buchberg-Konglomerate diese Gruppe bilden (WAGNER, 1998).

Aufgrund von Foraminiferenuntersuchungen unterteilte HAYR (1947, 1949) die Hall-Formation auf dem Kartenblatt St. Pölten in drei Zonen. Zone A (Basalzone oder Kalkschalerzone) wurde im Süden als schmaler Streifen entlang der Grenze zum Rhenodanubischen Deckensystem auskartiert. Proben aus dieser Zone sind durch das häufige Vorkommen von Kalkschalern und das Fehlen von *Bathysiphon filiformis* SARS und *Globigerina* gekennzeichnet. Ein küstennaher Ablagerungsraum ist durch das Auftreten der folgenden Formen: *Anomalina, Cassidulina, Eponides* und *Cibicides* nachgewiesen. Häufig kommen vor: *Elphidium crispun* (LINNE), *Elphidium listeri* (p'ORBIGNY), *Elphidium rugosum* (p'ORBIGNY), *Heterolepa dutemplei* (p'ORBIGNY), *Cibicidoides ungerianus* (p'ORBIGNY). Zone B, auch Fossilarme Zone mit Kalk- und Sandschalern benannt, ist durch das Auftreten von *Lenticulina inornata* (p'ORBIGNY), *Bathysiphon taurinensis* SACCO, *Bathysiphon filiformis* SARS M., *Heterolepa dutemplei* (p'ORBIGNY) etc. charakterisiert. Diese Zone wurde als Übergangszone von A zu C bezeichnet. Als Zone C (Sandschalerzone) bezeichnete HAYR (1947, 1949) im Norden den Übergang zum *Robulus*-Schlier.

Die Ablagerungen der Hall-Formation auf dem Kartenblatt St. Pölten sind auf die Kreisberg-Schuppe beschränkt (Abb. 8), also auf die südlichste Schuppe der Allochthonen Molasse. Sie grenzt dort an das Rhenodanubische Deckensystem und wird von diesem überschoben. In der Tiefbohrung Hof 1 (TRAUSSNIGG, 1986; siehe Kapitel 11) wurden Gesteine der Hall-Formation mit einer scheinbaren Mächtigkeit von 235 m angetroffen, wobei eine Verschuppung mit Gesteinen des Rhenodanubikums beobachtet wurde.

Das Verbreitungsgebiet der Hall-Formation reicht von Kreisberg (westlich St. Georgen am Steinfelde) über Pyhra und Plosdorf bis Kirchstetten. Westlich des

Traisentales konnten Sedimente der Hall-Formation in der Bohrung KB-W-5740 (Kapitel 11) nachgewiesen werden (PoscH-TrözMüLLER et al., 2009). Die Proben aus der Bohrung KB-W-5740 konnten mit kalkigem Nannoplankton in den oberen Abschnitt der Zone NN2 eingestuft werden.

Die Hall-Formation ist auf dem Kartenblatt generell schlecht aufgeschlossen. Gute Aufschlüsse finden sich besonderes in den Bächen südlich von Haushagen und östlich von Blindorf (Gemeinde Böheimkirchen). Zwischen dem Traisental und dem Perschlingtal sind sie oft von pleistozänen Kiesen und Löss überdeckt. In den meisten Aufschlüssen sieht man hellgraue, kalk- und hellglimmerreiche fein- bis mittelkörnige Sandsteine. In der Umgebung von Handelberg und östlich Pyhra, im Bereich von Dorfern und Bauland, liegen Solifluktions- und Flächenspülungssedimente über der Hall-Formation.

Westlich von Pyhra, zwischen Getzersdorf und Wieden, konnte ein Abschnitt mit Fein- bis Mittelsandstein und seltenen Pflanzenresten auskartiert werden. An Sedimentstrukturen konnten häufig wellige Lamination und Rippelschichtung beobachtet werden. Diese Sandsteine enthalten eine relativ arme Nannoflora mit *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Cyclicargolithus floridarus* (ROTH & HAY), *Cricolithus jonesii* COHEN, *Dictyococcites hesslandii* HAQ, *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON, *Helicosphaera scissura* MILLER, *Reticulofenestra excavata* LEHOTAYOVA, *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER) und *Triquetrorhabdulus carinatus* MARTINI, wodurch eine stratigrafische Einstufung in die Zone NN2 möglich ist. Damit können diese Sedimente dem Eggenburgium zugeordnet werden und stellen sandige Äquivalente der Hall-Formation dar. Seltene, schlecht erhaltene Bivalvenreste konnten in einem Bauaufschluss in Wieden (östlich Pyhra) gefunden werden, wo die Gesteine mit rund 30° gegen Südosten einfallen.

Tonmineralogische Analysen (WIMMER-FREY et al., 2013) von pelitischen Gesteinen der Hall-Formation (Abb. 23) zeigen ähnliche Ergebnisse wie die Proben aus dem *Robulus*-Schlier (Abb. 26). Ebenso wenig sind sie gesamtmineralogisch vom *Robulus*-Schlier zu trennen. Quantitativ gesehen, ist im siliziklastischen Anteil des Haller Schliers das Verhältnis von Quarz und Feldspäten zugunsten der Schichtsilikate verschoben (Abb. 24), während die Mediane und Mittelwerte der Karbonatanteile ident mit denen des *Robulus*-Schliers sind (Abb. 27). Deutlichere Unterschiede zei-







Vermiculit 5% Chlorit 10% Illit 37% Smektit 48%

Abb. 24.

Semiquantitative gesamtmineralogische Zusammensetzung von Sedimenten der Hall-Formation auf Kartenblatt St. Pölten (Probenanzahl: 19, Lokalitäten: 14).



Tonmineralogische Zusammensetzung der Fraktion < 2  $\mu$ m von Sedimenten der Hall-Formation auf Kartenblatt St. Pölten (Probenanzahl: 19, Lokalitäten: 14).

gen sich in der Fraktion < 2 µm, die sich allerdings auch nicht an jeder einzelnen Probe, sondern nur für die Gesamtheit der Proben an den statistischen Parametern festmachen lassen. Es sind vor allem die höheren Anteile an Chlorit und Hellglimmer bei gleichzeitig niedrigeren Smektitgehalten in mehr als der Hälfte der Proben (Abb. 25), die sichtlich von der Tonmineralogie des *Robulus*-Schliers abzugrenzen sind (Abb. 28). Kaolinit fehlt auch im Haller Schlier.

## 29–28 Robulus-Schlier (siltreicher Mergel, feinsandig, z.T. mit Sandsteinlagen; Unteres Ottnangium) und "Haspelwald-Sand" (Sand, Sandstein mit cm/dm-Mergellagen, Unteres Ottnangium)

Beim *Robulus*-Schlier handelt sich um Wechsellagerungen von grauem Mergel, Siltstein und Sandstein. Der Anteil an Sandsteinlagen variiert stark und beträgt oft mehr als 50% der Schichtfolgen. Sedimente des *Robulus*-Schlier sind in der Allochthonen Molasse auf die Haspelwald-Schuppe beschränkt (Abb. 8).

Der Name *Robulus inornatus*-Schlier wurde von PETTERS (1936) wegen der charakteristischen Mikrofaunen mit *Robulus inornatus* (D'ORBIGNY) eingeführt. Später wurden diese Ablagerungen von GRILL (1941) *Robulus*-Schlier genannt. ABEL (1904) fasst diese Ablagerungen mit Sedimenten des Eggenburgiums zusammen und nennt sie "schieferige Mergel und Sandsteine des Tullner Beckens". In den "Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien" (Götzinger et al., 1954) wurde der Ausdruck "Schlier (vorwiegend Burdigal, Helvet)" verwendet. Die Sedimente des *Robulus*-Schliers am Südrand des Dunkelsteinerwaldes wurden von Fuchs (1972a) als die Ablagerungen des Jüngeren Schliers bezeichnet.

Klastische Ablagerungen wurden von FUCHS (1972b) und KRENMAYR (1997) auf den Blättern Ober-Grafendorf und St. Pölten (im Haspelwald südlich Murstetten) als Prinzersdorfer Sande beschrieben. Da diese auf Blatt St. Pölten aber feinkörniger sind und keine Makrofossilien enthalten, werden sie auf dem neu erschienenen Kartenblatt als "**Haspelwald-Sand**" (nom. nov.) bezeichnet.

Beim Haspelwald-Sand handelt es sich an der Typlokalität um mehrere Meter mächtige glimmerreiche Fein- bis Mittelsande, die in Wechsellagerung mit wenige Dezimeter mächtigen, grauen Mergellagen stehen. Die Abfolge ist durch das Vor-



Abb. 26. Korngrößenverteilung (nach Müller, 1961; Füchtmauer, 1959) von typischen Sedimenten des *Robulus*-Schliers auf Kartenblatt St. Pölten.

kommen von bis zu 50 cm großen Sandsteinkonkretionen gekennzeichnet. Mehrere Messungen zeigen, dass diese Sande einen mit rund 30° nach Nordwesten einfallenden, ca. 30–40 m mächtigen Horizont bilden.

Die Sedimente des *Robulus*-Schliers sind siltdominiert mit stark variablen Sandgehalten (Abb. 26). Ein Viertel der Proben weist zwischen 50 und 70 Gew.-% Sandgehalte auf (WIMMER-FREY et al., 2013). Die Tonanteile sind niedrig. Die Gesamtmineralogie ist sehr homogen. Die Proben sind durchgehend karbonatführend. Die Quarzgehalte schwanken um einen Mittelwert von rund 25 Gew.-%. Neben Spuren von Alkalifeldspäten sind Albite mit einem Mittelwert von 9 Gew.-% vertreten (Abb. 27). Für die Schichtsilikate wurde ein Mittelwert von knapp 35 Gew.-% berechnet. In der Fraktion < 2 µm sind die Smektite mit einem Mittelwert von knapp 60 Gew.-% die weitaus am stärksten vertretene Tonmineralgruppe, fast doppelt so stark wie die Illit/Hellglimmer-Gruppe (Abb. 28). In fast allen Proben sind hochgela-



Abb. 27.

Semiquantitative gesamtmineralogische Zusammensetzung von Sedimenten des *Robulus*-Schliers auf Kartenblatt St. Pölten (Probenanzahl: 30).



#### Abb. 28.

Tonmineralogische Zusammensetzung der Fraktion < 2 µm von Sedimenten des *Robulus*-Schliers auf Kartenblatt St. Pölten (Probenanzahl: 30). dene Vermiculite zu finden, die auf Glimmer- und/oder Chloritabbau zurückzuführen sind. Chlorite sind in geringen Mengen, allerdings nur in der Hälfte der Proben, zu finden. Kaolinit fehlt.

Mikropaläontologische Untersuchungen im *Robulus*-Schlier zwischen Pielachtal und Kirchstetten wurden von HAYR (1947) durchgeführt. Die Proben nordöstlich Böheimkirchen (Haspelwald) enthalten eine gut erhaltene Foraminiferenfauna mit: *Bathysiphon taurinensis* SACCO, *Hanzawaia boueana* (D'ORBIGNY), *Elphidium rugosum* (D'ORBIGNY), *Lenticulina inornata* (D'ORBIGNY), *Lenticulina similis* (D'ORBIGNY), *Nodosaria hispida* (SOLDANI), *Melonis falx* (CZJZEK), *Melonis pompilioides* (FICHTEL & MOLL) etc. Die Proben von Schildberg enthalten: *Pullenia sphaeriodes* (D'ORBIGNY), *Pararotalia venusta* (BRADY) etc. In vielen Proben konnten auch zahlreiche Ostracodensbruchstücke gefunden werden. Ärmere Foraminiferenfaunen mit *Cyclamina* sp. und *Bathysiphon filiformis* SARS wurden von GRILL (1958) westlich Böheimkirchen bestimmt.

Die Tonmergel sind durch gut erhaltene, relativ reiche Nannoplanktonvergesellschaftungen gekennzeichnet. Proben für die biostratigrafischen Analysen wurden von mehreren Aufschlüssen genommen: südwestlich Murstetten, westlich von der Siedlung Schildberg, westlich Obertiefenbach etc. Alle untersuchten Präparate enthalten identische Vergesellschaftungen. Charakteristisch ist ein hoher Anteil (bis > 90 %) von Coccolithus pelagicus (WALLICH) in allen Proben. Regelmäßig treten folgende Formen auf: Coccolithus miopelagicus BUKRY, Cyclicargolithus floridanus (ROTH & HAY), Helicosphaera ampliaperta BRAMLETTE & WILCOXON, Dictyococcites hesslandii HAQ, Reticulofenestra daviesii (Haq), Reticulofenestra pseudoumbilica (GARTNER), Sphenolithus moriformis (BRONNIMANN & STRAD-NER) etc. Obwohl Sphenolithus belemnos BRAMLETTE & WILCOXON in den meisten Proben fehlt, erlaubt das seltene Auftreten dieser Form in Gemeinschaft mit S. disbelemnos FORNACIARI & RIO, Triquetrorhabdulus milowii BUKRY und H. ampliaperta eine biostratigrafische Einstufung in die Nannoplanktonzone NN3 (MARTINI, 1971). Ein sehr hoher Anteil von C. pelagicus in den untersuchten Proben ist ein Zeichen für relativ kalte, küstennahe Ablagerungsbedingungen. Daneben kommen regelmäßig und relativ häufig umgelagerte Arten aus der Oberkreide vor.

#### Autochthone Molasse

## 27 *Robulus*-Schlier (siltreicher Mergel, feinsandig, z.T. mit Sandsteinlagen; Unteres Ottnangium)

Im Profil Karlstetten–St. Pölten verfolgte GRILL (1956) *Robulus*-Schlier von Flinsbach (ÖK55 Ober-Grafendorf) bis Waitzendorf und erwähnte, dass die Sedimente des *Robulus*-Schliers direkt auf das Kristallin transgredieren. Im Zuge der geologischen Aufnahmen für die Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) erkannte KRENMAYR (1998) mehrere lithologische Faziestypen des *Robulus*-Schliers, die sich jedoch nicht flächendeckend auskartieren lassen.

Im Westteil des Kartenblattes ist der *Robulus*-Schlier in den ASFINAG-Bohrungen südlich von St. Pölten nachgewiesen (Kapitel 11) und westlich von St. Pölten (Witzendorf, Wernersdorf und Obermamau) in vereinzelten Aufschlüssen aufgeschlossen. Östlich von St. Pölten treten die Sedimente des *Robulus*-Schliers in der Autochthonen Molasse nicht auf der Oberfläche auf. Mächtige Abfolgen des *Robulus*-Schliers wurden in der Bohrungen Murstetten 1 und Unterradlberg, RME-01a (Blatt Krems) angetroffen (Kapitel 11).

Mehrere Aufschlüsse von *Robulus*-Schlier konnten westlich des Traisentales von Neu-Hart über Waldsiedlung bis Teufelhof verfolgt werden. HAYR (1947) führte mikropaläontologische Untersuchungen nördlich Teufelhof (südwestlich St. Pölten) durch und bestimmte eine spärliche Foraminiferenfauna mit *Cibicides, Bathysiphon filiformis* SARS, *Bulimina affinis* D'ORBIGNY, *Ammodiscus* etc. In allen Proben konnten auch Ostracodenbruchstücke, Gastropodenreste und Seeigelstacheln festgestellt werden.

Im Zuge von Bauarbeiten westlich Viehofen (BMN M34 R 698738 H 343829) konnte eine ca. 5 m mächtige, stark gefaltete Abfolge des *Robulus*-Schliers mit horizontal oder flach einfallenden und NW–SE streichenden Faltenachsen aufgenommen werden. Laminierte Pelite enthalten reiche Nannoplanktonvergesellschaftungen, die typisch für die Nannoplanktonzone NN2/NN3 sind (*Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON, *Dictyococcites hesslandii* HAQ, *Reticulofenestra daviesii* (HAQ), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (GARTNER) etc.).

## 26 Mauer-Formation (Brekzie mit Kristallinkomponenten, Kies- und Sandpakete, z.T. nur als Einschaltung in siltreichem, feinsandigem Mergel; Unteres Ottnangium)

Das Hauptverbreitungsgebiet der Mauer-Formation befindet sich auf dem Blatt Ober-Grafendorf, wo auch ihre Typlokalität liegt (KRENMAYR, 2003a). Dort befinden sich Kristallinkomponenten bis zu Blockgröße in einer sandig-pelitischen Matrix, die als submarine "debris-flows" interpretiert werden (LINNER & KRENMAYR, 2013). Ursprünglich korrelierte FUCHS (1964) die "Blockschichten von Mauer" mit der Hall-Formation, aber nach weiteren mikropaläontologischen Untersuchungen konnte er altersmäßig eine Parallelisierung mit dem *Robulus*-Schlier nachweisen (FUCHS, 1972a).

Ablagerungen der Mauer-Formation kommen auf dem Kartenblatt St. Pölten nur am westlichen Blattschnitt kleinräumig verbreitet vor. In den Feldern westlich von Obermamau und westlich von Waitzendorf liegen zahlreiche ausgewitterte, kantige bis mäßig gerundete Kristallinkomponenten mit bis zu 20 cm Durchmesser, die auf eine distale Fazies der Mauer-Formation hinweisen. In diesem Bereich verzahnen die Sedimente der Mauer-Formation mit den Ablagerungen des *Robulus*-Schliers. Die Mauer-Formation wird von mächtigen quartären Solifluktionssedimenten und Löss überlagert.

#### 25 Traisen-Formation ("Oncophora-Schichten", "Rzehakia-Schichten") (Sandstein, Ton; Oberes Ottnangium)

Die Ablagerungen wurden ursprünglich als *Oncophora*-Schichten bezeichnet (RZE-HAK, 1892). Als namensgebend galt die Brackwassermuschel *Rzehakia* KOROBKOV, die früher *Oncophora* RZEHAK genannt wurde. Im Zuge der geologischen Aufnahme auf den Kartenblättern 56 St. Pölten und 39 Tulln erfolgte die Umbenennung der "*Oncophora*-Schichten" (*"Rzehakia*-Schichten") in Traisen-Formation (GEBHARDT et al., 2013). Die Traisen-Formation und die Dietersdorf-Formation (ehemals Eichberg-Konglomerat) wurden zur Pixendorf-Gruppe zusammengefasst. Sedimente der Dietersdorf-Formation treten auf Kartenblatt St. Pölten nicht auf.

In der Traisen-Formation kann eine Sand(stein)- und eine Ton-/Siltstein-dominierte Fazies unterschieden werden (GEBHARDT et al., 2013). Das 18 m mächtige Typusprofil der Sand-Fazies befindet sich im Prater, einem nördlichen Stadtteil von St. Pölten. Die mächtigen Sandpakete der Sandstein-Fazies sind meistens massig ausgebildet. Die Sande sind manchmal eben laminiert mit Entwässerungsstrukturen und zeigen eine Gradierung von Grobsand zu Mittel- oder Feinsand. An der Basis der mächtigeren Sandpakete befinden sich oft mehrere cm-große Tonklasten (rip-up clasts). Charakteristisch für die Sand-Fazies ist auch das Vorkommen von bis zu mehrere Meter großen kugeligen Konkretionen. Konkretionär verfestigte Sandsteine enthalten oft Rippelmarken auf den Bankoberseiten (Abb. 29).



Abb. 29. Konkretion aus der Traisen-Formation mit Rippelmarken. Foto: Stjepan Ćorić.

Die Pelit-Fazies der Traisen-Formation ist selten an der Oberfläche aufgeschlossen. Das Referenzprofil mit überwiegend tonigen Lagen (56–72 Gew.-% Schichtsilikate, 22–24 Gew.-% Quarz und 2–10 Gew.-% Feldspat) für diese Fazies befindet sich bei Rassing. In Feinsandsteinlagen erscheinen oft cm- bis dm-mächtige Schrägschichtungen. Während des Baues der Hochleistungsbahnstrecke (Wien-St. Pölten) konnte eine im Dezimeterbereich stark verfaltete Wechsellagerung von



Abb. 30. Korngrößenverteilung (nach Müller, 1961; FüchtrBauer, 1959) von typischen Sedimenten der Traisen-Formation auf Kartenblatt St. Pölten.



Abb. 31.

Semiquantitative gesamtmineralogische Zusammensetzung von Sedimenten der Traisen-Formation auf Kartenblatt St. Pölten (Probenanzahl: 6).



Abb. 32.

Tonmineralogische Zusammensetzung der Fraktion < 2 μm von Sedimenten der Traisen-Formation auf Kartenblatt St. Pölten (Probenanzahl: 6).

Ton, Silt und Feinsanden beobachtet werden. Die Pelitlagen enthalten häufig nicht näher bestimmbare inkohlte Pflanzenreste und Pflanzenhäcksel, die mm-dünne Lagen bilden. Die von Fuchs (1972a) als Älterer Schlier auskartierte Tonabfolge im Bahneinschnitt westlich St. Pölten erwies sich auch als die Traisen-Formation.

Die Sedimente der Traisen-Formation weisen inhomogene Korngrößenverteilungen und stark unterschiedliche mineralogische Zusammensetzungen auf (WIMMER-FREY et al., 2013). Es handelt sich um Silte bis Siltsande mit stark schwankenden Sandanteilen und mit Tongehalten bis zu 25 Gew.-% (Abb. 30). In der Gesamtmineralogie dominieren die Schichtsilikate neben Quarzanteilen zwischen 20 und 30 Gew.-%. Die Schwankungsbreite von Calcit und Dolomit ist hoch (Abb. 31). In der Fraktion < 2 µm sind die Smektite und die Illit/Hellglimmergruppe am stärksten vertreten. Kaolinit und Chlorit fehlen entweder vollständig oder kommen in höheren Prozentsätzen vor (Abb. 32).

Aufschlüsse der Traisen-Formation kommen vor allem im nördlichen Teil von Kartenblatt St. Pölten vor. Dort sind sie östlich des Perschlingtales zwischen Untergrafendorf und Murstetten und nördlich bis Haselbach und Rassing großflächig verbreitet. Kleine Flächen mit Sedimenten der Traisen-Formation sind auch in der Umgebung von Pengersdorf, Zwerndorf und nördlich Pottenbrunn zu finden. Die größten und besten Aufschlüsse der Traisen-Formation befinden sich im Typusgebiet, im nördlichen Stadtgebiet von St. Pölten (Stadtteil Prater, Abb. 7).

Im Baustellenbereich des Hauptbahnhofs St. Pölten (Abschnitt Bahnhof–Kupferbrunn) konnten auf einer Länge von etwa 1,5 km mehrere Meter mächtige Sedimente der Traisen-Formation überlagert von quartären Sedimenten beobachtet werden. Mächtige Grob-, Mittel- und Feinsande mit harten, karbonatisch gebundenen Konkretionen sind hier durch eine N–S verlaufende Störung von tonreichen, gut geschichteten Sedimenten getrennt. Nördlich von Kupferbrunn waren fein- bis grobsandige Schichten in flacher Lagerung erschlossen, die turbiditische Merkmale zeigten, allerdings ohne voll entwickelte Bouma-Zyklen. In diesem Bereich sind die tonreichen Sedimente der Traisen-Formation stark tektonisiert, es konnten sogar überkippte Falten mit einer Südostvergenz aufgenommen werden, die als Folge der St. Pölten-Störung gedeutet werden. Die feinsandig-glimmerigen Abfolgen im Bahneinschnitt westlich von St. Pölten sowie zwischen Fladnitz und Traisen wurden bereits von Fuchs (1968) erwähnt. Als Besonderheit trat im Baustellenbereich an Kluftflächen Gipsrasen auf (ĆORIĆ & HAMMER, 2009). Manchmal sind die farblosen, nadeligen Kristalle mit einer zweiten Generation von gedrungenen Kristallen zu kleinen blümchenartigen Rosetten verwachsen, manchmal füllen die höchstens 15 mm großen, stark glänzenden Kristalle dicht gepackt die ganze meist limonitisierte Kluftfläche aus.

Die Sedimente der Traisen-Formation sind auch in der Kiesgrube "Jägerbau" am Viehofner Kogel, nördlich von St. Pölten, gut aufgeschlossen. Dort treten 30–80 cm mächtige, schwach verfestigte, fein- bis mittelkörnige Sandpakete in Wechsellagerung mit 10–40 cm mächtigen Pelitpaketen. In den sandigen Lagen der Traisen-Formation treten linsen- und kugelförmige Konkretionen von teilweise mehreren Metern Durchmesser auf. Neben ebener Lamination als dominanter Sedimentstruktur konnten mehrfach dezimetergroße synsedimentäre Entwässerungsstrukturen beobachtet werden. In den grobklastischen Sedimenten der Kiesgrube "Jägerbau" konnten keine Fossilien gefunden werden.

Die Molluskenfauna der Traisen-Formation Niederösterreichs wurde sehr selten taxonomisch und stratigrafisch bearbeitet. Die paläontologischen Berichte beschränken sich meistens auf Faunenlisten wie von BITTNER (1896), der aus dem Steilhang am Prater Cardien, Congerien und *Melanopsis* beschreibt. Cžužek (1853) erwähnt meist zerstörte Reste von *Melanopsis martyniana* und *Venus gregaria* aus dem gleichen Fundpunkt. CTYROKY (1972) beschrieb einige Exemplare von Schalen von *Limnopagetia moravica* aus Mähren und aus dem Reidlinger Berg im südlichen Tullner Feld. Massige Sande und Sandsteine führen häufig Molluskensplitter und selten Einzelklappen von dünnschaligen Bivalven.

Am nördlichen Rand des Kartenblattes St. Pölten, östlich von Rassing, wurde in einer Schill-Lage eine artenreiche, bivalvendominierte, endemische, relativ gut erhaltene Molluskenfauna gefunden (MANDIC & ĆORIĆ, 2007). Das vorliegende Material besteht ausschließlich aus lakustrin-ästuarinen, brackischen Molluskenarten (Abb. 33). Folgende Arten wurden bestimmt: *Limnopagetia moravica* (RZEHAK), *Limnopagetia* cf. *bavarica* (АММОN), *Limnopagetia* aff. *ammoni* (RZEHAK), *Limnopagetia* cf. *ammoni* (RZEHAK), *Rzehakia partschi* (МАҮЕR), *Rzehakia socialis* (RZEHAK), *Mytilopsis subclaviformis* (RZEHAK), *Mytilopsis* sis cf. *amygdaloides* (DUNKER), *Mytilopsis nucleolus* (RZEHAK), *Melanopsis impressa* KRAUSS. Diese Fauna bestätigt die Einstufung der Traisen-Formation in das obere Ottnangium.

POSCH-TRÖZMÜLLER et al. (2009) untersuchten mineralogisch die tonigen und sandigen Sedimente der Traisen-Formation aus einem Profil im Raum Grunddorf (ÖK38 Krems an der Donau), wobei sich ein relativ einheitliches Gesamtbild zeigte. Bei



#### Abb. 33.

Die Brackwassermuschel Rzehakia partschi (MAYER) aus der Traisen-Formation östlich von Rassing (Länge: 8,9 mm; Höhe: 7,9 mm). Der ursprüngliche Name der Gattung Rzehakia lautete Oncophora und ist namensgebend für die "Oncophora-Schichten". Aus MANDIC & ĆORIĆ (2007: Taf. 1, Fig. 13). der gesamtmineralogischen Zusammensetzung dominieren die Schichtsilikate (34– 61 Gew.-%), gefolgt von Quarz (23–34 Gew.-%), andere Bestandteile treten mit weit geringeren Anteilen auf (Plagioklas: 10–14 Gew.-%, Alkalifeldspat: 0–3 Gew.-%, Dolomit: 2–12 Gew.-% und Calzit: 0–5 Gew.-%). Bei den Tonmineralen kommen Smektit (40–55 Gew.-%) und Illit-Glimmer (26–37 Gew.-%) am häufigsten vor. Zusätzlich treten Chlorit (10–14 Gew.-%), Kaolinit (2–7 Gew.-%) und Vermiculit (3–5 Gew.-%) auf.

#### 24 Hollenburg-Karlstetten-Konglomerat (Unteres Badenium)

ZÜNDEL (1907) berichtet über das Hollenburger Konglomerat in der Gegend von Herzogenburg, das von Traisengeröllen überlagert ist. VETTERS (1937) beschrieb die Ablagerungen des Hollenburg-Karlstetten-Konglomerats als Deltaablagerungen. GRILL (1956) gelang es mit Hilfe der Mikrofaunen aus den Ablagerungen des Hollenburg-Karlstetten-Konglomerats auf Kartenblatt Krems die Lagenidenzone (unteres Badenium) zu dokumentieren.

Am Viehofner Kogel, nördlich von St. Pölten, befindet sich das einzige Vorkommen des Hollenburg-Karlstetten-Konglomerats auf dem Kartenblatt St. Pölten. Es handelt sich um einen grobklastischen, maximal 8 m mächtigen Sedimentkörper, dessen Basis in einer Seehöhe von 315 m liegt, also ungefähr 75 m über dem heutigen Traisenniveau. Das polymikte, teilweise konglomerierte Blockwerk wurde ursprünglich von FUCHS (1968, 1972a) und HAUER (1993) als die ältesten quartären (Prä-Günz) Ablagerungen in der Umgebung von St. Pölten angesehen.

Die Komponenten in der Kiesgrube am Viehofner Kogel bestehen vorwiegend aus kalkalpinem Material (Hauptdolomit, Kössen-Formation (mit häufigen Schalenquerschnitten), Lunz-Formation und anderen (mündl. Mitt. GodFRID WESSELY). Im unteren Teil des Profils kommen auch sehr häufig Sandsteingerölle aus dem Rhenodanubischen Deckensystem vor.

Gefügeelemente, wie Gradierung oder Schichtung, sind im Hollenburg-Karlstetten-Konglomerat selten und undeutlich ausgeprägt, die großen Gerölle lassen aber häufig Imbrikation erkennen, ansonsten erscheint das Sediment weitgehend chaotisch. Die Matrix ist mittel- bis grobsandig entwickelt. Zwischen den Geröllen tritt gelegentlich ein hellgrauer kalzitischer Zement auf. Im Nordteil der Grube sind außerdem im hangenden Bereich massive Caliche-Bildungen vorhanden. Die beschriebenen Grobklastika überlagern diskordant die Sedimente der Traisen-Formation (Abb. 34).

Im Jahr 2012 erschloss die Künette des Baulos B der EVN-Gasleitung Westschiene 1,6 km nördlich der Kiesgrube "Jägerbau", in 315 m Seehöhe, auf einer Länge von 150 m graue Mergel mit gut gerundeten Geröllen. Die Komponenten sind hier maximal 40 cm groß und bestehen überwiegend aus kalkalpinem Material und Sandstein der Rhenodanubischen Zone. Diese Abfolge liegt mit einer Erosionsdiskordanz über der Traisen-Formation und kann dem Hollenburg-Karlstetten-Konglomerat zugeordnet werden.

Im Zuge der geologischen Kartierung wurden am Viehofner Kogel zwei geoelektrische Profile gelegt. In den Profilen 1 und 2 zeichnet sich eine N–S verlaufende flache Rinnenstruktur ab. In den Profilen ist eine deutliche Abgrenzung zwischen den chaotischen Grobklastika und den gut geschichteten, feinkörnigeren Sedimenten der Traisen-Formation in Liegenden sichtbar. Die Basis der Grobklastika konnte in 315 m Seehöhe festgestellt werden.

Die grobklastischen Sedimente in der Schottergrube "Jägerbau" führen Gerölle bis über 1 m Durchmesser. Eine schwach ausgeprägte Dachziegellagerung besonders der Großgerölle und die rinnenförmige Struktur der Kieskörper weist auf



Abb. 34.

Die Überlagerung der Traisen-Formation durch das Hollenburg-Karlstetten-Konglomerat in der Kiesgrube "Jägerbau". Blick nach Nordwesten. Foto: Hans Egger.

eine Schüttungsrichtung von Süden nach Norden (Abb. 34). Der Aufschluss liegt gegenwärtig und vermutlich auch bereits zur Zeit der Ablagerung des Hollenburg-Karlstetten-Konglomerats rund 6 km (in Nord–Süd-Richtung) vom Nordrand des Rhenodanubischen Deckensystems entfernt. Der Transport der Sedimente über diese Mindestdistanz (die kalkalpinen Gerölle müssen natürlich entsprechend weiter transportiert worden sein) könnte in hochkonzentrierten Suspensionsströmen erfolgt sein, wie diese – klimatisch in das Wärmeoptimum des Badeniums passend – in Form von Schichtfluten in (semi-)ariden Gebieten mit episodischen Starkniederschlagsereignissen bekannt sind. Die dabei gebildeten Sedimente werden als Fanglomerate bezeichnet. Auch die Caliche-Bildungen im Nordteil der Grube passen in das Bild der trocken-warmen Klimabedingungen, warum diese im Südteil der Grube nicht entwickelt sind, ist allerdings eine offene Frage.

Das Fehlen von Fossilien erlaubt keine genaue Alterseinstufung der Grobklastika am Viehofner Kogel. Die Einstufung in das untere Badenium erfolgt aufgrund der Parallelisierung mit den lithologisch sehr ähnlichen und mikropaläontologisch entsprechend eingestuften Grobklastika im Bereich Großrust–Oberwölbling auf dem nördlich anschließenden Kartenblatt 38 Krems (FUCHS, 1972a; FUCHS & GRILL, 1984). Die grobklastischen Sedimente am Viehofner Kogel stellen bis jetzt das südlichste bekannte Vorkommen von Sedimenten des Hollenburg-Karlstetten-Konglomerats dar.

## 6.6. Quartäre Sedimente und Formen

(S. ĆORIĆ)

#### Pleistozän

#### 23 Flussablagerung (Kies, Steine, Reliktschotter aus dem Rhenodanubikum; Prä-Günz = Früh-Pleistozän)

Es handelt sich um Bereiche im Umfeld der Älteren Deckenschotter, in denen auffälligerweise viele Sandsteingerölle aus der Greifenstein-Decke, aber auch viele Hornsteine (aus den Nördlichen Kalkalpen) vorkommen. Durch diese Korngrö-Benzusammensetzung unterscheiden sich diese Ablagerungen von den Älteren Deckenschottern und wurden daher als eigene Ausscheidung abgetrennt. Dieser Unterschied könnte durch eine Verwitterungsdifferentiation entstanden sein, wobei diese Kieskörper dann in den Deckenschotter integriert wurden. Ihre stratigrafische Einordnung ist dementsprechend unsicher, da sie die gleiche Höhenlage und Basis wie die Älteren Deckenschotter aufweisen. Entsprechend dieser Deutung finden sich diese Bereiche oft innerhalb der Älteren Deckenschotter.

## 22 Älterer Deckenschotter (Flussablagerung; Sand, Kies, Steine; Günz)

ZÜNDEL (1907), PENCK & BRÜCKNER (1909: Fig. 20) und HAUER (1993) unterscheiden den Jüngeren und Älteren Deckenschotter im Traisental bei St. Pölten aufgrund der unterschiedlichen Höhenlage der Kieskörper. Die Basis der höher gelegenen, d.h. der Älteren Deckenschotter, liegt ungefähr 23 bis 27 m über dem Flussbett, während jene der tiefer gelegenen Jüngeren Deckenschotter etwa zwischen 15 und 20 m über dem Fluss liegen. Die Älteren Deckenschotter sind ab dem Nordrand des Rhenodanubischen Deckensystems ("Flyschzone") beidseitig der Traisen zu verfolgen und stellen Reste einer ehemals zusammenhängenden Schotterflur dar, die vor der Bildung der Jüngeren Deckenschotter wieder zerschnitten wurde.

Lithologisch handelt es sich beim Älteren Deckenschotter um schlecht sortierte Mittel- bis Grobkiese (bis 20 cm Durchmesser) mit hohem Sandanteil (HAUER, 1993). Das Komponentenspektrum besteht aus kalkalpinem Material und aus Sandsteinen des Rhenodanubischen Deckensystems. Letztere verlieren mit zunehmender Transportweite rasch an Bedeutung. So beträgt der Sandsteinanteil südlich Ochsenburg noch mehr als 30 %, während er weiter nördlich nur halb so groß ist.

FUCHS (1972a) beschreibt südwestlich von St. Pölten, um Nadelbach, Erosionsreste des Älteren Deckenschotters, die sich ca. 25 m über der heutigen Traisen befinden. FINK et al. (1976) ordneten das mit Löss und Lösslehm bedeckte Plateau zwischen Traisen und Pielach dem Älteren Deckenschotter zu, genauso ein weiteres Gebiet östlich von St. Pölten.

Am orografisch rechten Traisenufer, nördlich von Pottenbrunn, befindet sich ein kleiner, teilweise konglomerierter Kieskörper, dessen Basis in ungefähr 310 m Seehöhe liegt. Dieser Kieskörper liegt unmittelbar auf der Traisen-Formation. Am orografisch linken Traisenufer zwischen Völtendorf und dem Reitzersdorfer Wald liegen die Älteren Deckenschotter ebenfalls auf einem Sockel aus Molassesedimenten. In beiden Vorkommen ist eine genaue Abgrenzung des Kieskörpers wegen der schlecht ausgeprägten Terrassenmorphologie schwierig.

Gleiches gilt für die Älteren Deckenschotter, die zwischen Perschling- und Traisental beiderseits der Autobahn noch stellenweise erhalten sind. Südlich Reichgrüben (Gölsenhof, Adeldorf und Burgstall) konnten mehrere kleine Kieskörper aufgenommen werden. Vermutlich handelt es sich um Ältere Deckenschotter, die mit einer Basis in ca. 305–310 m Seehöhe dem untermiozänen *Robulus*-Schlier auflagern. Die Mittel- bis Grobkiese führen überwiegend schlecht gerundete Sandsteinkomponenten aus dem Rhenodanubikum, kalkalpines Material ist seltener, was einen deutlichen Einfluss einer Schüttung aus dem Traisental belegt.

Südöstlich von St. Pölten, von Schnabling über Brunn bis nahe Obertiefenbach, konnte ein schmaler Bereich mit Kiesen mit einer Unterkante in 310 m Seehöhe auskartiert werden. Mehrere alte, verfüllte und zugewachsene Kiesgruben befinden sich in diesem Kiesniveau. Die neogenen Sedimente, die den Untergrund dieser Kieskörper bilden, stehen in einer alten Schottergrube westlich von Obertiefenbach an. In einer alten Kiesgrube südlich Schnabling (BMN M34 R 699811 H 334962) sind in einer Seehöhe von 320 m gut gerundete, überwiegend aus kalkalpinem Material bestehende Kiese der Älteren Deckenschotter aufgeschlossen (Ćorić, 2009). In einem Aufschluss östlich Schnabling bestehen die Kiese der Älteren Deckenschotter zu ungefähr zwei Drittel aus kalkalpinen Komponenten. Es treten Kalkkomponenten mit Lösungserscheinungen auf sowie stark bis ganz zersetzte Dolomitgerölle.

## 21 Jüngerer Deckenschotter (Flussablagerung; Sand, Kies, Steine; Mindel)

Aufgrund von Solifluktion, intensiver landwirtschaftlicher Nutzung und schlechter Aufschlussbedingungen ist die Abgrenzung der Jüngeren Deckenschotter oft schwierig. ZÜNDEL (1907) erwähnt mächtige Jüngere Deckenschotter östlich von St. Pölten bei Zwischenbrunn. Dieses und das nördlich anschließende Gebiet bei Pottenbrunn wurden von HAUER (1993) genau untersucht, der dabei zwei Niveaus im Jüngeren Deckenschotter feststellen konnte. Weiter östlich, zwischen Maria Jeutendorf und Mauterheim im Perschlingtal, liegt die Basis des Jüngeren Deckenschotters in ca. 240 m Seehöhe. Dieser wird dort aus gut gerundeten Sandsteinund Karbonatgesteinskomponenten von bis zu 20 cm Durchmesser aufgebaut (ĆORIIĆ, 2006, 2007).

Nordöstlich von Unter-Zwischenbrunn wurden die Aufschlüsse eines alten Grubenkomplexes am Fuß des Schildbergs von HAUER (1993) petrografisch untersucht. Dort treten Mittel- bis Grobkiese auf, die unter einem ca. 2 m mächtigen Lösslehmhorizont liegen. Die Kiese in dieser sowie in einer 100 m weiter nordöstlich gelegenen Grube sind deutlich schwächer verwittert als die Kiese der Älteren Deckenschotter aus der Kiesgrube bei Schnabling (siehe oben). Von der Verwitterung sind vor allem die Dolomitkomponenten betroffen, die mürb und oberflächlich zersetzt sind, während die Sandsteinkomponenten allesamt angewittert und brüchig sind.

# 20 Löss und Lösslehm über Älterem und Jüngerem Deckenschotter (Pleistozän)

Beim Löss handelt es sich um ockerfarbige bis gelbliche kalkhaltige Silte, die äolisch transportiert wurden. Durch die Verwitterung wird der Löss entkalkt und damit in vorwiegend hellbraunen Lösslehm umgewandelt, wie er zur Ziegelerzeugung südlich von Nadelbach (Kapitel 9) abgebaut wird und früher auch in der aufgelassenen Ziegelei bei Schnabling (südlich von St. Pölten) gewonnen wurde. Die Mächtigkeit der Lösse und Lösslehme über den Kiesen der Älteren und Jüngeren Deckenschotter reicht von mehreren Dezimetern bis über 10 m (13,35 m in der Bohrung KB-N-0700 südlich Nagelbach; siehe Kapitel 11). Sie bilden größere Flächen westlich der Traisen (westlich und südlich von St. Pölten), wo sie im Süden bei Kreisberg noch durch mehrere Handbohrungen nachgewiesen werden konnten. Östlich der Traisen wurde ein zusammenhängendes Vorkommen von Löss und Lösslehm zwischen Unter-Zwischenbrunn und Ochsenburg auskartiert. Die weite Verbreitung der teils mächtigen Lössdecke auf den Deckenschottern, den jüngeren Terrassen und dem Schlierhügelland liegt an der Verfrachtung der Silte aus den während der Eiszeiten vegetationslosen Kiesschüttungen der Voralpenflüsse (Pielach, Traisen) durch die vorherrschenden Westwinde.

#### 19 Hochterrasse (Flussablagerung; Sand, Kies, Steine; Riß)

Die Sedimente der Hochterrasse im Traisental und Pielachtal wurden zum ersten Mal von ZüNDEL (1907) auskartiert und in Maßstab 1:150.000 dargestellt. FINK et al. (1976) publizierten die geomorphologische Karte des östlichen Teiles des niederösterreichischen Alpenvorlandes und seiner Ränder, wo die Kieskörper der Niederterrasse und Hochterrasse im Traisental, Pielachtal und Perschlingtal abgegrenzt wurden. HAUER (1993) grenzte die Hochterrasse östlich der Traisen von der Niederterrasse und den äolischen Ablagerungen über den Jüngeren Deckenschottern ab. Die Hochterrasse im Traisental kann von Neumühle im Süden, wo sie als schmaler Streifen einsetzt und direkt an das Traisenufer grenzt, weiter nach Norden verfolgt werden. Die größte Breite von ca. 2 km erreicht dieser Kieskörper zwischen Oberwagram und Ratzersdorf. Die Terrasse konnte bis zur Zifferermühle südlich Pottenbrunn auskartiert werden (HAUER, 1993). Orografisch links der Traisen hingegen sind nur kleine Reste zwischen Wilhelmsburg und Hart erhalten geblieben.

Östlich von St. Pölten hat der bei Pottenbrunn in die Traisen mündende Saubach am Ostrand der Hochterrasse seinen ehemaligen Lauf beibehalten und eine nahezu Nord–Süd verlaufende Rinne am Fuß des Jüngeren Deckenschotters geschaffen. Der Kies der Hochterrasse wurde früher in mehreren Gruben abgebaut, die heute alle verfüllt oder verwachsen sind. Die Oberkante der Hochterrasse liegt 7 bis 8 m höher als die Oberkante der Niederterrasse. HAUER (1993) berichtet über zwei Aufschlüsse in diesem Kieskörper: einen kleinen Bauaufschluss an der Terrassenkante zwischen Ratzersdorf und dem Bahnhof Pottenbrunn und der Kiesgrube Traunfellner östlich von Unterwagram.

In letzterer wird die Hochterrasse von alten Bodenbildungen und Löss (**18**) bedeckt, die bis 1,5 m tief in den Kies kryoturbat eingearbeitet sind. Die Kiese sind teilweise bis knapp unter die Oberfläche hochgewürgt (Abb. 35). Die dünne ungestörte Lössdecke darüber deutet darauf hin, dass die Verwürgung noch vor dem Ende der Würm-Löss-Ablagerung stattgefunden hat. In den hangenden Abschnitten des Kieskörpers befindet sich ein Horizont mit feinsandigen und schluffig-tonigen Linsen, die eingewürgten Löss umrahmen, die als Ablagerungen einer Nebenrinne der Traisen gedeutet werden. Diese könnte ein Vorläufer des Saubaches gewesen sein (HAUER, 1993).





Idealisierte Ansicht der Kiesgrube östlich von Unterwagram (Blickrichtung nach SSW) und schematisches Querprofil durch die Hochterrasse (nach HAUER, 1993: Abb. 18).

Die Zusammensetzung der Kiese aus dieser Kiesgrube wurde von HAUER (1993) genauer untersucht. In dem schlecht sortierten Material dominieren kalkalpine Gerölle mit einem Anteil von über 90 %, während Sandsteingerölle aus dem Rhenodanubikum mit weniger als 10 % vertreten sind (Abb. 36). Die Korngrößenunterschiede zwischen einzelnen Schichten sowie die schlechte Sortierung weisen auf die Sedimentation durch einen verwilderten Fluss (braided river) hin. Durch Verwitterung sind die karbonatischen Gerölle teilweise gelöst und bis in eine Tiefe von ca. 0,5 m zerfallen die Sandsteinkomponenten plattig.

Die westlich der Traisen erhaltenen kleineren Kieskörper von geringerer Mächtigkeit der Hochterrasse werden ebenso von angerundeten bis gut gerundeten, überwiegend kalkalpinen Geröllen aufgebaut. Diese randlichen Reste der Hochterrasse liegen unmittelbar auf Molassesedimenten.



Abb. 36.

Petrografische Zusammensetzung der Kiese der Hochterrasse in der Kiesgrube östlich von Unterwagram (nach HAUER, 1993: Abb. 19).

Orografisch links der Perschling konnte zwischen Pyhra und Böheimkirchen ein schmaler Streifen von Hochterrasse auskartiert werden. Der Kies dieser Terrasse ist überwiegend aus Sandsteinkomponenten des Rhenodanubischen Deckensystems und sehr untergeordnet aus kalkalpinem Material zusammengesetzt. Dieses wurde wahrscheinlich aus dem Deckenschotter umgelagert. Die Kiese wurden an mehreren Stellen (Fahra, Perersdorf) in kleinen Gruben abgebaut. Zwischen Böheimkirchen und Plattnermühle sind Ablagerungen der Hochterrasse ebenfalls orografisch links der Perschling erhalten. In allen diesen Aufschlüssen konnte keine Bedeckung mit Lösslehm festgestellt werden.

Orografisch links des Michelbaches sind Reste der Hochterrasse von Plosdorf bis Böheimkirchen erhalten und bilden einen ausgeprägten Talsporn in Böheimkirchen, der im Süden von mächtigem Lösslehm bedeckt wird. In einem 216 m langen geoelektrischen Profil zwischen Plosdorf und Kaltenbrunnhof wurden unter mehrere Meter mächtigem Lösslehm die Kiese der Hochterrasse nachgewiesen (SupPER et al., 2008). Unterhalb der Kirche in Böheimkirchen befinden sich mehrere kleinere Aufschlüsse mit schlecht sortierten Kiesen der Hochterrasse. Angerundete und schlecht gerundete, bis 5 cm große Sandsteinkomponenten aus dem Rhenodanubikum kommen in einer sandigen Matrix vor. Aufgrund der plattigen Ausbildung der Komponenten zeigen diese oft deutliche Imbrikationsgefüge. Nördlich von Böheimkirchen, bei Schreckhäusl, konnte ebenfalls noch ein kleiner Terrassenrest gefunden werden (Ćoric, 2009).

#### 18 Löss und Lösslehm über Hochterrasse

Auf der östlichen Seite der Traisen sind die Kiese der Hochterrasse von mächtigem Löss überlagert. Es handelt sich überwiegend um gelbbraune, stark kalkhaltige Silte. Sie sind stellenweise feinsandig und enthalten weiße kalkige Pseudomyzelien und gelegentlich bis 3 cm große Konkretionen. Eine bis 5 m mächtige Lössbedeckung im Hangenden der Kiesschichten wurde von HAUER (1993) in einem Abbau östlich Unterwagram beschrieben. Dieser Löss ist dort kalkreich und gelb bis rötlichbraun gefärbt und enthält eine nicht näher bestimmte Schneckenfauna. Die unteren Teile des Lössprofils sind reich an Kalkkonkretionen. Im südöstlichen Teil der Grube ist der Löss stark mit Kiesen der Hochterrasse verwürgt (**19**). Oberhalb der Kiese der Hochterrasse befindet sich auch ein bis 50 cm mächtiger, rostbrauner Boden, den FINK (1961) als Paudorfer Bodenbildung bezeichnete. Damit korreliert FINK (1978) eine weitere Bodenbildung bei Oberwagram, wo auf dem Schotter ein humoser, schokoladebrauner Paläosol mit Pseudomyzel und deutlicher Fleckung liegt.

## 17–16 Niederterrasse (Flussablagerung; Sand, Kies, Steine; Würm) und Niederterrasse mit periglazialer Verwitterung

ZÜNDEL (1907) kartierte die Ablagerungen im Traisental, Pielachtal und Perschlingtal. Die Niederterrasse im Traisental wurde von FISCHER (1979) untersucht und in eine hochglazial beeinflusste Niederterrasse und eine tiefere Niederterrasse unterteilt. In Anlehnung an diese Unterteilung führte HAUER (1993) die Kartierung und die Gliederung der Niederterrasse im Traisental durch, die hier übernommen wurde.

Auf der Karte ist die hochglazial beeinflusste Niederterrasse, die sich ausschließlich auf der orografisch linken Traisenseite befindet, mit einer Übersignatur für periglaziale Verwitterung versehen. Die periglazialen Erscheinungen wie Kryoturbation und Eiskeile, die aufgrund von Frier- und Tauprozessen während Kaltzeiten in den oberen Schichten von Lockersedimenten entstehen, sind immer wieder in temporären Aufschlüssen, in den obersten Anteilen des höheren Kieskörpers zu beobachten (FISCHER, 1979; HAUER, 1993). Dieser hochglazial beeinflusste Niederterrassenkörper kann von Wilhelmsburg nordwärts bis in das Stadtgebiet von St. Pölten verfolgt werden. Nördlich von St. Pölten ist diese Terrasse nicht mehr erhalten. Die Westgrenze bildet der Molassesockel des Älteren Deckenschotters. Im Bereich zwischen Poppenberg und Wilhelmsburg grenzt die Niederterrasse an die Altlengbach-Formation der Greifenstein-Decke. Gegen Osten ist dieses Terrassenniveau von der tieferen Niederterrasse begrenzt. Die maximale Breite der hochglazial beeinflussten Niederterrasse mit ca. 2,2 km befindet sich südlich von Spratzern.

HAUER (1993) untersuchte die Korngrößenverteilung und petrografische Zusammensetzung der Kiese der Niederterrasse in einer Kiesgrube westlich des Bahnhofes von Spratzern. Das untersuchte Sediment besteht aus schlecht sortierten sandreichen Kiesen, wobei die größten Komponenten einen Durchmesser bis 20 cm aufweisen (Abb. 37). Das Kiesspektrum zeigt einen hohen Anteil an kalkalpinem Material (> 80 %), der Rest sind Sandsteine des Rhenodanubikums. In dieser Grube konnte er Schrägschichtung mit leichtem Einfallen Richtung Norden feststellen. Die Korngrößenanalyse zeigt eine bimodale Verteilung mit Maxima im Mittel- bis Grobsand- und im Grobkiesbereich. Das untersuchte Sediment besteht aus schlecht sortiertem Mittelsand bis Grobkies und untergeordnet aus Feinsand und Schluff.

Der generelle Aufbau der Kiese zeigt die typische enge Kreuzschichtung eines braided-river-Sedimentes mit stark wechselnden Sandgehalten und Korngrößen. Die Mächtigkeit dieser Niederterrasse wurde in der Bohrung westlich Ganzendorf mit 11 m dokumentiert, während sie südlich der Westautobahn nur noch 10,5 m mächtig wird (HAUER, 1993). In der Kiesgrube in St. Georgen am Steinfelde wurde der Kieskörper mit einer Mächtigkeit von 15–16 m erbohrt.



#### Abb. 37.

Korngrößenverteilung und Kornsummenkurve der Kiese des höheren Niveaus der Niederterrasse und ihre petrografische Zusammensetzung in der Kiesgrube westlich des Bahnhofes Spratzern (nach HAUER, 1993: Abb. 24, 25).



#### Abb. 38.

Korngrößenverteilung und Kornsummenkurve der Kiese des tieferen Niveaus der Niederterrasse und ihre petrografische Zusammensetzung in der Kiesgrube südlich von Wörth (nach HAUER, 1993: Abb. 26, 27).

Die niedrigere, nicht mehr durch Erscheinungen des Dauerfrostbodens beeinflusste Niederterrasse ist viel weiter verbreitet als die hochglazial beeinflusste Niederterrasse. Sie erstreckt sich durchgehend vom Ortsgebiet Wilhelmsburg bis nach Viehofen am linken Traisenufer. Östlich der Traisen kann dieses Terrassenniveau von Altmannsdorf bis südlich Pottenbrunn verfolgt werden. Die größte Breite von ca. 1 km hat sie zwischen Oberwagram und der holozänen Talfüllung orografisch rechts der Traisen. Die Korngrößenverteilung und die petrografische Zusammensetzung der Kiese dieses Terrassenniveaus wurden von HAUER (1993) an Material aus der Kiesgrube bei Wörth (südlich von Spratzern) untersucht (Abb. 38). Es handelt sich dabei um Mittel- bis Grobkiese mit höherem Anteil an feinen Komponenten als in der glazial beeinflussten Niederterrasse. Die petrografische Zusammensetzung der Kieskomponenten von beiden Terrassen-Anteilen ist mehr oder weniger identisch, wobei kalkalpines Material (Dolomit und Kalkstein) dominiert und Sandstein aus dem Rhenodanubikum mit ca. 15 % vertreten ist. In der Nähe dieser Kiesgrube wurde ein 24 m mächtiger Kieskörper des tieferen Niederterrassenkörpers in der Bohrung B15 (nicht auf der Karte vermerkt) durchteuft (HAUER, 1993). In der auf der Karte eingetragenen Bohrung 11 (KB-W-6705), westlich von Ganzendorf, wurden die Sedimente der Niederterrasse über einen Sockel aus Altlengbach-Formation mit einer Gesamtmächtigkeit von 11 m durchbohrt (Kapitel 11).

Im Tal des Michelbaches blieb nördlich von Furth bis Böheimkirchen eine Niederterrassenflur erhalten, die ihre maximale Breite von ca. 300 m bei Plosdorf erreicht. Auch im Perschlingtal, östlich von Untergrafendorf, konnten kleine Reste der Niederterrasse erfasst werden. Sie ist vom heutigen Talboden durch eine bis 2 m hohe Erosionskante abgegrenzt (Ćorić, 2006). Durch die intensive Beackerung ist dort die Grenze zwischen diesem Terrassenkörper und der Talfüllung der Perschling oft nur mit Vorbehalt zu bestimmen.

Die Schotterakkumulationen bei Rainfeld und Wiesenfeld in Gölsental, deren Oberkante bis maximal 9 m über dem heutigen Talboden liegt, können ebenfalls den Ablagerungen der Niederterrasse zugeordnet werden. An der Mündung des Wiesenbaches in die Gölsen befinden sich zwei Niveaus der Niederterrasse durch eine bis 3 m hohe Geländekannte getrennt. Diese zwei Terrassenniveaus wurden auch von FISCHER (1978) erwähnt. Zu Konglomerat verfestigte Ablagerungen mit bis zu 20 cm großen, gerundeten, kalkalpinen Komponenten der Niederterrasse sind bei Wiesenfeld aufgeschlossen.

#### Pleistozän/Holozän

# 15 Solifluktions- und Flächenspülungssediment, untergeordnet Löss und Lösslehm

Solifluktionsablagerungen entstehen in Periglazialgebieten durch gravitativ bedingtes Hangabwärtskriechen von Lockermaterial an der Geländeoberfläche. Die Bewegung wird ausgelöst durch das Auftauen der obersten Schicht des Dauerfrostbodens während sommerlicher Wärmeperioden. Flächenspülungsablagerungen sind meist feinkörnige Ablagerungen, die durch flächenhafte Hangabspülung (z.B. bei starken Regenereignissen) entstehen. Da diese zwei Ablagerungen kartierungstechnisch nicht trennbar sind, wurden sie auf dem Kartenblatt unter einer Signatur zusammengefasst.

Nordwestlich von St. Pölten befinden sich diese Ablagerungen vor allem im Bereich von Waitzendorf–Am Pittnerberg–Ragelsdorf. Südlich Obermamau konnten in Erkundungsschürfen für die Gaspipeline der EVN bis 2 m mächtige solifluidale Lehme mit eckigen Kristallinbruchstücken dokumentiert werden. Die Kristallinkomponenten zeigen Durchmesser zwischen 5 und 30 cm und sind in einer rötlich-braunen, kalkfreien Matrix eingebettet. Lössauflagerungen sind auf den Fließerden in diesem Bereich weit verbreitet. Sie werden meist von hellbraunem, stark kalkigem, tonigem bis feinsandigem Silt gebildet. Die Mächtigkeit des Lösses liegt zwischen 20 cm und 2,5 m und konnte in mehreren Handbohrungen nachgewiesen werden.

Entlang des Ausstriches der Überschiebung des Rhenodanubischen Deckensystems findet man zwischen Pyhra und Dorfern überwiegend sandige, hellbraune Lehme mit bis zu 10 cm großen Sandsteinbruchstücken. Solche kalkfreie Ablagerungen treten auch westlich Kirchstetten auf und können als Flächenspülungssedimente interpretiert werden.

Kalkfreie braune Lehme mit eckigen Silt- und Sandsteinbruchstücken aus dem *Robulus*-Schlier überlagern die Kiese der Nieder- und Hochterrasse im Raum Böheimkirchen. Sie können von Untertiefenbach über Weisching bis Mauterheim verfolgt werden. Von Rapoltendorf im Norden bis Wiesen und Schönbrunn im Süden liegen großflächig gelbraune, kalkarme bis kalkfreie, siltige Lehme mit Bruchstücken aus dem Schlier, die ebenfalls als Solifluktions- und Flächenspülungssedimente dargestellt werden können.

## 14 Löss (Silt, Sand)

Mächtige würmzeitliche Lössablagerungen sind vor allem nördlich des Schildberges, zwischen Pottenbrunn und Mauterheim, zu finden. Sie werden bereits bei ZÜNDEL (1907) erwähnt, der auch eine reiche, nicht näher bestimmbare Lössschneckenfauna aus Pottenbrunn anführt. Ein 9 m mächtiges Profil bei Pottenbrunn wurde von FINK (1961) beschrieben, das auch offensichtlich ältere Lössablagerungen unter den jüngeren erfasst. Es liegt ein ca. 30 cm mächtiger Rotlehmhorizont direkt über intensiv verwittertem Jüngeren Deckenschotter. Die Lössabfolge über dem Rotlehmhorizont wurde von FINK (1961) in folgende Horizonte unterteilt: vergleyter Löss, B-Horizont (Braunerde und Parabraunerde), Fließerde, vergleyter Löss, blassbrauner Horizont, Humuszone, typischer Löss und B-Horizont am Top der Abfolge. Auch östlich der Perschling sind kleine Flächen bei Rassing, zwischen Obermiesting und Panzing, sowie südlich Obermiesting von Löss bedeckt. In engen und tief eingeschnittenen Gräben südlich Obermiesting sind schmale, bis 6 m mächtige Lössakkumulationen erhalten. Im Rahmen der Kartierung konnte Ćorić dort eine reiche, noch nicht bestimmte Malakofauna sowie nicht näher bestimmbare Knochenreste finden, die sich an der Geologischen Bundesanstalt befinden.

Beim Bau der Hochleistungsstrecke Wien–St. Pölten konnten bei der jetzt abgeschlossenen geologischen Kartierung mehrere mächtige Lössprofile aufgenommen werden (PoscH-TRÖZMÜLLER et al., 2009; ĆORIĆ, 2006). Die Lösse sind hauptsächlich gelbliche sehr stark kalkhaltige, feinsandige Silte. Häufig enthalten sie weiße, kalkige Pseudomyzelien und Kalkkonkretionen bis 5 cm Durchmesser. Die Mächtigkeit der Lösse in diesem Teil des Kartenblattes beträgt meist zwischen einem und fünf Metern. Eine gut erhaltene, noch nicht ausgewertete Malakofauna konnte im Baustellenbereich bei Maria Jeutendorf und südlich Pottenbrunn festgestellt werden. Die weite Verbreitung der Lössablagerungen im Alpenvorland ist auf die ausgedehnten Schwemmebenen der Flüsse während der glazialen Perioden zurückzuführen, aus denen nach dem Trockenfallen der Überschwemmungsebenen die Feinstoffanteile ausgeblasen und in der unmittelbaren Nachbarschaft abgelagert wurden.

Mineralogische Zusammensetzung und Korngrößen wurden von WIMMER-FREY et al. (2013) untersucht (Abb. 39). Es handelt sich um Lösse unterschiedlichen Verlehmungsgrades. Sie sind siltdominiert mit einem Mittelwert von 50 Gew.-%. Die Proben sind praktisch kiesfrei, ihre Sandanteile reichen mit wenigen Ausnahmen von knapp unter 10 Gew.-% bis ca. 25 Gew.-%. Die Tonanteile weisen einen Median von knapp 30 Gew.-% auf, wobei die karbonatfreien Lösslehmproben (Abb. 40a) im Vergleich zu den karbonatführenden Lössproben (Abb. 40b) erwartungsgemäß deutlich höhere Tonanteile aufweisen. In der gesamtmineralogischen Zusammensetzung ist die unterschiedliche Karbonatführung, die im Allgemeinen als Gradmesser der Verwitterung bzw. der Verlehmung gesehen wird, am augenfälligsten. Die höchsten Calcitwerte liegen über 30 Gew.-%, die höchsten Dolomitanteile bei knapp 30 Gew.-%. In den karbonatfreien Proben sind die fehlenden Karbonatanteile in erster Linie durch höhere Schichtsilikatanteile kompensiert.







Abb. 40a.

Semiquantitative gesamtmineralogische Zusammensetzung von Lösslehmproben auf Kartenblatt St. Pölten (Probenanzahl: 4).



Abb. 41a.

Tonmineralogische Zusammensetzung der Fraktion < 2 µm (Schichtsilikate) von Lösslehmproben auf Kartenblatt St. Pölten (Probenanzahl: 4).



#### Abb. 40b.

Semiquantitative gesamtmineralogische Zusammensetzung von Lössproben auf Kartenblatt St. Pölten (Probenanzahl: 3).





Tonmineralogische Zusammensetzung der Fraktion < 2  $\mu$ m (Schichtsilikate) von Lössproben auf Kartenblatt St. Pölten (Probenanzahl: 3).

In der Tonmineralogie der Fraktion < 2 µm sind in allen Proben Kaolinite nachgewiesen und in höheren Prozentsätzen die Illit/Hellglimmer-Gruppe. Die Chlorit-Gruppe fehlt bzw. tritt nur in Spuren auf. An quellfähigen Tonmineralen dominieren im Falle der verlehmten Proben (Abb. 41a) hochgeladene Smektite und vermiculitische Strukturen, in den karbonatführenden Proben niedrig geladene Smektite (Abb. 41b).

Die Lösse und Lösslehme werden in der Tonlagerstätte Nadelbach für die Produktion von Ziegelmatten abgebaut. In Pottenbrunn werden sie noch in traditioneller Weise in einer kohlebefeuerten Ringofenanlage, der einzigen noch in Betrieb befindlichen von Österreich, zu allen möglichen Ziegelsonderformaten verarbeitet.

#### 13 Kriechhang (Bodenkriechen)

#### 12 Abrisskante einer Massenbewegung

## 11 Gleitmasse

Abrisskanten sind ausstreichende Bewegungsbahnen an der oberen Begrenzung von Massenbewegungen. Sie bilden deutliche Geländestufen und ihre meist frischen Formen sind Ausdruck junger oder noch aktiver Hangbewegungen. Auf Kartenblatt St. Pölten sind Abrisskanten auf die Greifenstein-Decke und die Ybbsitz-Klippenzone beschränkt. Die größte Häufung liegt im Gebiet nördlich und westlich von Traisen. Eine weitere Abrisskante befindet sich an der Ostseite des Großen Steinberges.

Flachgründige Kriechhänge und Gleitmassen treten weit verbreitet in den Gesteinen des Rhenodanubischen Deckensystems auf. Es sind dies weitgehend Bewegungen in der Verwitterungszone und periglazialen Schuttbedeckung. Teilweise bei etwas tiefer reichenden Bewegungen ist auch der anstehende Fels davon betroffen, wobei eine Auflösung der Gesteinsstrukturen eintritt.

Es handelt sich dabei vor allem um kleine, seichte Rutschungen, 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, vor allem wenn diese auch noch durch tektonische Beanspruchung zerschert sind. Diese weichen Gesteine sind durchwegs als veränderlichfeste Gesteine zu bezeichnen, die bei Wiederbefeuchtung nach oberflächlichem Austrocknen in kleine Bruchstücke und bei wiederholten Vorgängen zu Schlamm zerfallen. Gefördert wird dieser Vorgang auch durch quellfähige Tonminerale, die in diesen Gesteinen häufig auftreten.

Neben diesen Rutschungen wurde in den harten Sandsteinen der Basis der Altlengbach-Formation (Roßgraben-Subformation) an der Ostseite des Großen Steinberges (5 km nordwestlich von Hainfeld) auch eine Massenbewegung im anstehenden Fels beobachtet. Die Sandsteine liegen auf weichen tonreichen Gesteinen der Rehbreingraben-Formation, vermutlich sind auch Tonsteine der Perneck-Formation im Liegenden der Altlengbach-Formation erhalten. Der Wechsel von mechanisch kompetenten zu inkompetenten Gesteinen ("hart auf weich") war vermutlich ein entscheidender Faktor bei der Auslösung dieser Felsgleitung. In der Rutschmasse schwimmen große Blöcke des Sandsteins in einer feinerkörnigen Matrix. Durch die Felsauflockerung im Abrissbereich kommt es zur Bildung von Zerrspalten, die fast 40 m lang werden können. Dieses Spaltensystem wird im Höhlenkataster unter dem Namen Steinberghöhlen (Kapitel 12) geführt.

Eine gut untersuchte Rutschung befindet sich im Kreisbachtal, östlich von Wilhelmsburg. Es handelt sich hier um Rotationsrutschungen mit Abrisskanten, Zugspalten, Rutschmulden und Rutschbuckeln. Der rutschanfällige Verwitterungslehm besteht aus grauem, weichem bis plastischem tonigem Schluff von 8 m Mächtigkeit (SCHNABEL et al., 2013).

#### 10 Blockschuttablagerung (Blöcke)

Grobes Blockwerk wurde auf dem Kartenblatt nur im Bereich der Massenbewegung im Norden des Großen Steinberges gefunden, wo von der Wandstufe nachbrechende Felssturzblöcke der Altlengbach-Formation (Roßgraben-Subformation) innerhalb der Gleitmasse stecken.

#### 9 Hangschuttablagerung (Kies, Steine)

Besonders am Nordrand der Kalkalpen und im Südteil des Rhenodanubischen Deckensystems sind an manchen Hängen mächtige Schuttdecken entwickelt. Am stärksten ist die Schuttbedeckung unter Wandstufen, wo vornehmlich durch die Frostverwitterung auch mächtige Schutthalden entstehen. In der Greifenstein-Decke ist Hangschutt vor allem dort entwickelt, wo die dickbankigen Sandsteine der Basis der Altlengbach-Formation vorkommen und deutliche Geländestufen bilden. Das ist vor allem im Bereich der Schwarzengruberhöhe nördlich von St. Veit an der Gölsen der Fall. In der Laab-Decke sind größere Hangschuttvorkommen im Süden der Hois-Formation des Kasberges entwickelt, wo diese Formation am Kontakt zur weichen Buntmergelserie steile Hänge bildet. Eine weitere Häufung von Hangschuttvorkommen ist am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen entwickelt, wo der kalkalpine Schutt an mehreren Stellen (z.B. südöstlich von Wiesenfeld) die schmal ausstreichende Ybbsitz-Klippenzone überrollt.

#### 8 Schwemmfächer (Silt, Sand, Kies)

Kegelförmige Ablagerungen des bei großer Wasserführung transportierten Schuttes sind am Ausgang vieler Grabeneinschnitte entwickelt. Besonders deutlich ausgebildet sind diese Kegel im Gölsental und entlang des Michelbaches und des Perschlingbaches.

Größere Schwemmfächer bildeten sich in größeren Tälern, wie im Traisental, Gölsental, Perschlingtal und Michelbachtal, an den Mündungen von Seitenbächen. Die Korngrößenzusammensetzung der Schwemmfächer hängt vom Aufbau des jeweiligen Liefergebietes ab. Im Gölsental münden Seitentäler aus dem Süden und bilden den flachen und breiten Fächer östlich St. Veit an der Gölsen. Manche ältere Schwemmfächer wurden vom Bach nachträglich wieder zerschnitten, wie z.B. bei Hainfeld. Diese Fächer sind aus siltig-sandigem, vorwiegend karbonatischem Kies zusammengesetzt. Relativ große Schwemmfächer im Gölsental findet man um Unterrohrbach aus tonig-siltigen, sandigen und lehmigen Sedimenten aufgebaut. In Perschlingtal, südlich Pyhra, bei Auern und Wald, bildeten sich mehrere Fächer zusammengesetzt aus siltigen, sandigen und lehmigen Sedimenten.

In der Molassezone bildeten sich mehrere kleinere Fächer im Perschlingtal, nördlich Böheimkirchen, bei Weisching, Schildberg und Mauterheim. Diese Fächer sind hauptsächlich aus lehmigen, siltig-feinsandigen und tonigen Sedimenten aufgebaut. Mehrere Fächer bildeten sich auch im Traisental, zusammengesetzt aus siltigen und sandigen Sedimenten, bei Reith und südlich Wilhelmsburg, bei der Haltestelle Rotheau-Eschenau. An den Enden kurzer Seitentäler bildeten sich mehrere geringmächtige Schwemmfächer, die aus marinen Ablagerungen der Hall-Formation und des *Robulus*-Schliers aufgebaut sind. Aus Darstellungsgründen konnte nur ein Teil dieser kleinen Schwemmfächer auf der Karte vermerkt werden.

## 7 Erosionskante

Erosionskanten entstehen durch die Zerschneidung von Terrassenkörpern und Schwemmkegeln durch nachträgliche Tiefen- und Seitenerosion der Gerinne. Deutlich ausgebildete Terrassenränder sind durch diese Signatur hervorgehoben und folgen der Kante zwischen Terrassenfläche und dem durchwegs sehr steilen Abfall zur nächst jüngeren Form.

#### 6 Quelltuff

Quelltuff, stark poröser Süßwasserkalk, bildet sich beim Austritt stark karbonatisierter Grundwässer, wenn diese Pflanzen überströmen, die durch ihre Fotosynthese dem Wasser Kohlendioxid entziehen, wodurch der ph-Wert des Wassers erhöht wird. Im Rhenodanubischen Deckensystem bilden sich Quelltuffe vor allem in der Umgebung der kalkreichen Röthenbach-Subgruppe und manchmal in der Altlengbach-Formation. Das größte dieser Vorkommen befindet sich westlich des Traisentales bei Göblasbruck und ist an die Röthenbach-Subgruppe gebunden, die hier an einer Störung stark zerbrochen und tektonisch zerschert vorliegt. Ein weiteres bedeutendes Vorkommen, ebenfalls in der Greifenstein-Decke gelegen, liegt nahe dem östlichen Kartenrand, im Oberlauf des Buchbaches, und ist an eine Störung in der Altlengbach-Formation gebunden. An den Störungszonen kommen zahlreiche mit Kalzit verheilte Klüfte vor, der vermutlich eine der Ursachen für die Karbonatisierung des Quellwassers ist. Daneben gibt es zahlreiche kleinere Vorkommen von Quelltuffen auf dem Kartenblatt, die aber nicht ausgeschieden sind.

#### Holozän

#### 5-4 Bach- oder Flussablagerung (Silt, Sand, Kies) und Austufe

Dabei handelt es sich um die jüngsten Ablagerungen der kleineren und größeren Gerinne, die oft noch im Überflutungsbereich liegen. Sie wurden im Holozän gebildet und nicht auch – wie irrtümlich auf der geologischen Karte angegeben – im Pleistozän. Ihre Korngrößenzusammensetzung ist von der von der Lithologie des Einzugsgebietes abhängig.

Die Augebiete im Traisental, die im Zuge der Flussregulierung trockengelegt wurden, sind bei HAUER (1993) als höhere Austufe zusammengefasst. Diese Auablagerungen konnten von der linken Talseite bei Wilhelmsburg bis zur nördlichen Blattgrenze (nördlich Viehofen) durchgehend verfolgt werden. An der rechten Flussseite bilden sie einen schmalen Streifen von der Haltestelle Göblasbruck ca. 1,5 km weit nach Norden, dann von Reith bis Windpassing und schließlich ununterbrochen von Harland bis an die nördliche Blattgrenze bei Pottenbrunn. Dort erreicht die höhere Austufe ihre größte Breite von ca. 500 m. Auf der linken Talseite wird sie bei Mühlgang nördlich von Wilhelmsburg ca. 600 m breit.

Im Kiesspektrum dominiert kalkalpines Material, während Sandsteine mit nur etwa 20 % vertreten sind. Die Kieskomponenten konnten in alten Kiesgruben im Raum Viehofen untersucht werden und weisen Durchmesser zwischen 5 und 20 cm auf (Abb. 42). Flusswärts grenzt die höhere Austufe an die Talfüllung der Traisen.

FISCHER (1979) beschrieb gut erhaltene subfossile Hölzer (Baumstämme, Astwerk und Wurzelstock), die aus dem basalen Bereich der höheren Austufe im Rahmen der Bodenkartierung südlich von Viehofen (Kieswerk K. Paderta) geborgen wurden. Die Hölzer wurden an zwei Lokalitäten, in einer Schotterlage in einer Tiefe von 5 bis





8 m unterhalb der Geländeoberkante gefunden. Dabei handelt sich um Laubholz: Eiche, Steineiche (*Quercus cerris*) und Erle (*Alnus* sp.). Mit Hilfe der Radiokarbonmethode (<sup>14</sup>C-Methode) konnte das absolute Alter der Holzstücke als  $3.730 \pm 180$  und  $4.550 \pm 160$  Jahren vor 1950 bestimmt werden. Damit ist die Schotterakkumulation in die Zeit vom Spät-Atlantikum bis Subboreal zu stellen. Ähnliche Ergebnisse liegen aus dem im Nordosten anschließenden Tullnerfeld vor (PIFFL, 1971) wo ebenfalls subboreale Schotterakkumulationen nachgewiesen werden konnten.

Breite Bach- und Flussablagerungen kommen vor allem entlang der Fließgewässer in der Molassezone vor und hier besonders im Traisental nördlich von Wilhelmsburg, im Michelbachtal nördlich von Furth und im Perschlingtal nördlich von Pyhra. Die Unterlagerung des Schotterkörpers in der Autochthonen Molasse bilden vorwiegend Sedimente der Traisen-Formation. In der Allochthonen Molasse bilden der *Robulus*-Schlier und die Hall-Formation die Unterlagerung der Bach- und Flusssedimente. Schmalere Erosionstäler mit Bach- und Flussablagerungen bildeten sich überwiegend im nördlichen Teil des Kartenblattes im Rhenodanubikum (Stössingbach, Perschling südlich Pyhra, Kreisbach, Traisen zwischen Wilhelmsburg und Traisen-Ort) und im Ostalpin (Wiesenbach, Wobach, Halbach, Ramsaubach). Die Lithologie der Bach- oder Flussablagerungen entspricht der Lithologie des Einzugsgebietes.

#### 3 Vernässung (Holozän)

Über tonigen, wasserstauenden Gesteinen bilden sich in Verebnungen und Mulden durch die stauende Nässe häufig sumpfige Wiesen. Auf dem Kartenblatt St. Pölten konnten mehrere solcher Flächen auskartiert werden, wovon das Feuchtbiotop "Siebenbründl" in der Katastralgemeinde Ratzersdorf an der Traisen östlich der Stadt St. Pölten ein Naturdenkmal ist (Kapitel 13). Eine weitere Vernässungszone befindet sich westlich von St. Pölten (bei Kupferbrunn) im Tälchen des Nebenbaches des Moosbaches, die bei der Erweiterung des St. Pöltener Bahnhofs und durch mehrere Handbohrungen dokumentiert wurde. Eine weitere kleine Vernässungsfläche bildete sich in der Nebenrinne des Krickelbaches, zwischen Steinfeld und Kreisberg. Durch die Drainagierungen und Trockenlegungen verschwanden größere Flächen mit andauernden Nassphasen im Traisental. Vernässungsflächen konnten noch südlich Pottenbrunn, südlich Oberwagram und östlich Unterwagram festgestellt werden.

#### 2 Künstlich verändertes Gelände

Neben Aufschüttungen kann es in Siedlungsräumen auch zu Abtragungen und Umgestaltungen natürlicher Geländeformen kommen, die oft im Nachhinein schwer zu erkennen sind. Südöstlich von Wilhelmsburg konnten beim Bau der neuen Siedlung im Kreisbachtal, der während der Kartierungsarbeiten stattfand, großräumige Einebnungen beobachtet werden.

#### 1 Anthropogene Ablagerung

Abraumhalden ehemaliger Zement-Steinbrüche befinden sich im Bereich der Gosau-Gruppe östlich von Lilienfeld. Alte Kiesgruben südlich von Pottenbrunn wurden auch als Deponien für Aushubmaterial benützt. Kleinräumige Deponien von Aushubmaterial befinden sich auch westlich von Murstetten (bei Ziegelhausen) und östlich von Böheimkirchen (bei Doppel). Auch im Bereich der Bahntrassen wurden im Traisental und entlang der neuen Hochleistungsstrecke gelegentliche Aufschüttungen vorgenommen, die aus Platzgründen meist keinen Eingang in die geologische Karte gefunden haben.

## 7. Seismotektonik

(W. LENHARDT)

Auch wenn auf dem Kartenblatt von St. Pölten keine Epizentren von Erdbeben zu finden sind, so ist dieser Bereich von Erdbeben betroffen, die außerhalb des Kartenblattes ihr Epizentrum finden. Die stärkste Auswirkung dürfte das Erdbeben im Jahr 1590 von Ried am Riederberg gehabt haben, wenn auch keine Schadensmeldungen von St. Pölten und Umgebung vorliegen. Leicht gefühlt wird im Bereich des Kartenblattes jedenfalls alle zwei bis drei Jahre ein Erdbeben, und etwas heftigere Bodenbewegungen werden durchschnittlich alle zehn Jahre beobachtet. Die Epizentren der meisten dieser Erdbeben befinden sich im Wiener Becken oder im Mürztal. Diese Erdbeben entstehen durch eine linksseitige Horizontalverschiebung entlang einer Tiefenstörung, die sich vom Mürztal bis quer durch das Wiener Becken erstreckt. Die noch andauernde seismotektonische Aktivität trägt auch zu einer Aufweitung und gleichzeitigen Absenkung des Wiener Beckens bei. Die Erdbeben finden dort in Tiefen von 6 bis 12 km statt (LENHARDT, 2006).

## 8. Geophysikalische Landesaufnahme

(P. SLAPANSKY & A. AHL)

Für das Kartenblatt St. Pölten liegen geophysikalische Untersuchungen flächendeckend einerseits in Form der "Aeromagnetischen Vermessung Österreichs" (AMVÖ, HEINZ et al., 1986; SEIBERL, 1991) vor, andererseits in Form gravimetrischer Untersuchungen, die hauptsächlich im Zuge der Kohlenwasserstoffexploration der OMV (ZYCH, 1988), wie auch der gravimetrischen Landesaufnahme und anderer Detailuntersuchungen durchgeführt wurden (ZYCH & MEURERS, 2001a, b). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden in den von der Geologischen Bundesanstalt (GBA) herausgegebenen Themenkarten "Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete" im Maßstab 1:200.000 (SEIBERL & OBER-LERCHER, 2001; ZYCH & MEURERS, 2001a) zusammenfassend dargestellt und durch zugehörige Erläuterungen (Kröll et al., 2001a; SLAPANSKY et al., 2001; ZYCH & MEU-RERS, 2001b) ergänzt. Dies bildet, neben der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 56 St. Pölten, sowie der Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) und den Erläuterungen (WESSELY, 2006), im Wesentlichen die Basis für die ersten beiden Punkte der folgenden Ausführungen. Ein dritter Abschnitt gibt einen kurzen Überblick über geoelektrische Messungen auf Kartenblatt St. Pölten.

#### 8.1. Aeromagnetik

Die Aufnahmen zur Aeromagnetik von Österreich (AMVÖ) wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das in einer Sonde unter einem Tragflächenflugzeug mitgeführt wurde, vorgenommen. Die Befliegung erfolgte im Gebiet von Blatt St. Pölten und seiner Umgebung in Flughorizonten konstanter Höhe von 800 m über NN im Nordosten, 1.400 m im Nordwesten und 2.500 m im Süden. Bei der AMVÖ in Ostösterreich betrug der Messprofilabstand 2.000 m, die Messgeschwindigkeit war eine Messung pro Sekunde, was etwa einem Messpunktabstand von 50 m entlang der Profillinien entspricht. Das Messpunktraster ist somit relativ grob. Nähere Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1986) und GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987).

Gemessen wird bei der angewendeten Methodik die magnetische Totalintensität des Erdmagnetfeldes, in den Karten dargestellt wird jedoch die Anomalie des Erdmagnetfeldes, das heißt, die Feldabweichungen des gemessenen Magnetfeldes vom globalen erdmagnetischen Referenzfeld, welches durch das "International Geomagnetic Reference Field" (IGRF) gegeben ist. Dieses wird weltweit ermittelt und für 5-jährige Zeitabschnitte ("Epochen") global gültig festgelegt. Die Anomalie der magnetischen Totalintensität  $\Delta T$  (Delta T) wird üblicherweise als magnetische Flussdichte, bzw. magnetische Induktion in nT (Nanotesla) angegeben. Die Flussdichte ist proportional zur magnetischen Feldstärke.

Die magnetischen Anomalien sind überwiegend durch die magnetischen Eigenschaften der oberen Erdkruste bedingt. Es sind im Wesentlichen ferrimagnetische Minerale, die derartige Anomalien verursachen können. Stark ferrimagnetisch sind die Mischkristallreihe Magnetit–Titanomagnetit (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> bis TiFe<sub>2</sub>O<sub>4</sub>), Pyrrhotin (FeS bis Fe<sub>7</sub>S<sub>8</sub>) und der seltenere Maghemit ( $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Die magnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen "Curie-Temperatur" (T<sub>c</sub>) ihre Magnetisierung. Die Curie-Temperatur liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590° C, die T<sub>c</sub> von Maghemit liegt zwischen 580 und 680° C, die des Pyrrhotins bei 300 bis 325° C. Bei den hier durch das Abtauchen der Isothermen unter den

Alpenkörper erwarteten Temperaturen (CERMÁK et al., 1992) ist die T<sub>c</sub> für Magnetit in einer Tiefe von etwa 25 bis 28 km, für Pyrrhotin in etwa 12 bis 15 km unter NN zu erwarten.

Die magnetische Suszeptibilität κ (Kappa) eines Gesteins kann als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Sie stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Feld im Gestein induzierten Magnetisierung dar. Im SI-System ist κ ein dimensionsloser Parameter. Die Größe der magnetischen Suszeptibilität eines Gesteins ist überwiegend vom Gehalt an Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies) abhängig, die stark ferrimagnetisch sind, wobei aufgrund der sehr hohen Suszeptibilität schon Gesteine mit relativ geringen Magnetitgehalten das Gesamtfeld deutlich beeinflussen können. Hämatit und Goethit sind schwach antiferromagnetisch, wenn sie aber in entsprechenden Mengen vorhanden sind, können auch sie starke Anomalien bewirken. Die Oxidation von Magnetit zu Hämatit im Zuge von Verwitterung reduziert die κ-Werte, Martit (Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit) kann aber deutliche remanente Magnetisierung aufweisen, die das Gesamtmagnetfeld beeinflussen kann. Ganz allgemein sind höhere κ-Werte üblicherweise in metamorphen basischen und ultrabasischen Gesteinen zu finden, da diese zum Teil magmatischen Magnetit führen, andererseits bei retrograder Mineralumwandlung von Olivinen und Pyroxenen zu Serpentinmineralen vielfach Magnetit als Reaktionsprodukt auftritt. Frische Ultrabasite weisen im Vergleich zu Serpentiniten geringe κ-Werte auf, mit zunehmender Serpentinisierung erhöhen sich die Werte, die nicht selten bis zu drei Zehnerpotenzen höher als in anderen Gesteinen sind. Amphibolite wiederum zeichnen sich manchmal durch extreme Schwankungsbreiten der κ-Werte aus, die sich zwischen recht niedrig und sehr hoch bewegen können. Magnetit- und Pyrrhotin führende Mineralisationen, die oft auch in hydrothermalen Alterationszonen auftreten, sind ebenfalls durch starke magnetische Anomalien gekennzeichnet.

Repräsentative Werte der magnetischen Suszeptibilitäten (Tab. 1) für einige geologische Großeinheiten und Gesteinstypen des Untersuchungsgebietes, sowie Vergleichswerte aus der Böhmischen Masse und dem Penninikum des Tauernfensters (je nach Interpretation des möglichen Untergrundes, siehe unten) stammen aus den Publikationen von ZYCH (1985), HÖSCH & STEINHAUSER (1985), JILG (1992) und GNOJEK & HEINZ (1993). Es ist aus diesen Publikationen allerdings manchmal nicht ersichtlich, welche Gesteine an welchen Lokalitäten im Detail untersucht wurden, und z.T. auch nicht, wie viele Messungen vorliegen.

Da das Kristallin hier insgesamt eine deutlich höhere magnetische Suszeptibilität besitzt als die überlagernden Sedimenteinheiten (Tab. 1), können größere Aufwölbungen oder Mulden im Relief der Kristallinoberkante positive bzw. negative magnetische Anomalien verursachen.

Die vorliegende Karte der magnetischen Totalintensität (Abb. 43) wurde auf Grundlage der Datenbasis der AMVÖ von ANDREAS AHL neu berechnet. Die Ergebnisse für die Messhorizonte 800 m, 1.400 m und 2.500 m sind nicht in ein einheitliches Niveau zusammengeführt, um einerseits den bei Feldfortsetzung nach oben auftretenden Informationsverlust, andererseits die bei Feldfortsetzung nach unten oft auftretenden numerischen Überschwingungen zu vermeiden. Zusätzlich zu den Daten der AMVÖ sind auch die Magnetikmessungen des Hubschraubermessgebietes Ober-Grafendorf (SEIBERL et al., 2003; neu bearbeitet von AHL et al., 2013a, b) in die Darstellung mit einbezogen. Diese Daten sind das Ergebnis einer topografischen Befliegung parallel zur Geländeoberfläche mit einer Höhe des Sensors von 80 m über Grund. Dementsprechend ist die Auflösung wesentlich detaillierter als im übrigen Untersuchungsgebiet.

Geologische Einheit bzw. Gesteinstyp	magnetische Suszeptibilität (10 <sup>-3</sup> SI)	Autoren
Kristallin der Böhmischen Masse	0,5	(a)
Molassezone	0,06	(a)
Rhenodanubische Zone	0,07	(a)
kalkalpine Decken	0,02	(a)
Kalke der kalkalpinen Decken	0,13–0,21	(d)
Dolomite der kalkalpinen Decken	0,17–0,30	(d)
Mergel der Rhenodanubischen Zone	0,13–0,18	(d)
Sandsteine der Rhenodanubischen Zone	0,12–0,15	(d)
magnetitführende Sedimente der Molasse	> 3,94–10,7	(d)
Granit (Thaya-Batholith)	0,15	(b)
Orthogneise (Böhmische Masse)	0,12–0,32	(C)
Gföhl-Gneis (Granitgneis) (Böhmische Masse)	0,16	(C)
Granulite (Böhmische Masse)	0,28–0,33	(b)(e)
Pyroxengranulit (Böhmische Masse)	0,28–0,35	(e)
Granulit/Ultrabasit gebändert (Böhmische Masse)	45–49	(e)
Ultrabasit (Böhmische Masse)	25–53	(e)
Serpentinite (Böhmische Masse)	20–23	(b)(c)
Diorite (Böhmische Masse)	0,35–0,50	(C)
Amphibolite (Böhmische Masse)	0,48–0,70	(b)(c)
Glimmerschiefer (Böhmische Masse)	0,18	(b)
Paragneise (Böhmische Masse)	0,14–0,34	(b)(c)
Mergel (Penninikum)	< 0,1	(d)
Serizitphyllite (Penninikum)	~ 1	(d)
Serpentinite (Penninikum)	36–40, maximal bis zu 160	(d)
Amphibolite (Penninikum)	3–32	(d)
Grünschiefer (Penninikum)	0,7	(d)

Tab. 1.

Mittel- bzw. Medianwerte der magnetischen Suszeptibilitäten nach (a) ZYCH (1985), (b) HÖSCH & STEINHAUSER (1985), (c) JILG (1992), (d) GNOJEK & HEINZ (1993) und (e) STEINHAUSER et al. (1993). Die Werte nach ZYCH (1985) sind von cgs- in SI-Einheiten umgerechnet. Die Bezeichnungen der geologischen Einheiten sind z.T. informell.

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

Das magnetische Anomalienmuster wirkt durch die gemeinsame Darstellung unterschiedlicher Messhorizonte (80 m, 800 m, 1.400 m und 2.500 m) zunächst sehr heterogen. Je nach Grad der Auflösung sind die Anomalien, die einem regionalen Gradienten überlagert sind, unterschiedlich detailliert erfasst. An den Grenzen der Flughorizonte treten zudem Sprünge in der Intensität der Messwerte auf.

Der regionale Trend des Magnetfeldes (Abb. 43) zeigt eine gegen Süden zunehmende Magnetisierung, die ein Maximum in einer langgestreckten, hier WSW–ENE streichenden Zone südlich des Untersuchungsgebiets aufweist. Diese Zone verbindet die regionale Berchtesgadener Anomalie ± durchgehend mit der starken und ebenfalls regional wirksamen Brünner Anomalie. Diese Zone magnetischer Anomalien streicht entlang des Nordrandes der Ostalpen zuerst W–E und schwenkt im Bereich des Wiener Beckens in ein SW–NE-Streichen um (SEIBERL, 1991). In ihrem Südteil ist sie in lokale Teilmaxima mit Erstreckungen über mehrere Zehnerkilometer zerlegt. Die magnetischen Anomalien in der Südhälfte von Blatt St. Pölten (Abb. 43) sind Teil dieser Zone.

Die Quelle der erhöhten Magnetisierung ist für die Brünner Anomalie im kristallinen Basement des cadomisch konsolidierten Brunovistulikums gut belegt. Die Gesteine mit erhöhter magnetischer Suszeptibilität  $\kappa$  stehen z.T. an der Oberfläche an, bzw. wurden in zahlreichen Bohrungen erfasst (GNOJEK & HEINZ, 1993; SEIBERL et al., 1993, 2000; BUCHA, 1994a; GNOJEK & HUBATKA, 2001). Das Brünner Massiv setzt sich überwiegend aus Granodioriten mit eingeschalteten Metabasiten zusammen (HANŽL & MELICHAR, 1997; LEICHMANN & HÖCK, 2008). Es sind magnetische Suszeptibilitäten bis zu 45 x 10<sup>-3</sup> (SI) bekannt (GNOJEK & HEINZ, 1993), auch die Granodiorite weisen durch Magnetitführung bedingt erhöhte  $\kappa$ -Werte bis zu 6,63 x 10<sup>-3</sup> (SI) auf (HROUDA et al., 1968).

Die Interpretation der Berchtesgadener Anomalie ist weit weniger klar. Diese magnetische Großstruktur ist seit den 1930er Jahren aus der Erdölexploration bekannt. Der Störkörper ist aufgrund seiner Tiefenlage nur indirekt durch geophysikalische Methoden erfassbar. Es handelt sich mit großer Wahrscheinlichkeit um basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmischen Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken. Ein Problem für eine Deutung des magnetischen Störkörpers als Teil des variszischen Basements stellt die Tatsache dar, dass in den benachbarten Einheiten des Variszikums (Moldanubikum, Bavarikum) keine Gesteine mit so hoher Suszeptibilität und der notwendigen Mächtigkeit bekannt sind, um eine entsprechende magnetische Anomalie zu verursachen.

Eine andere Interpretation sieht die Berchtesgadener Anomalie in Zusammenhang mit einer Zone starker magnetischer Anomalien, die sich am Nordrand von Ostalpen und Karpaten, von nördlich von Innsbruck bis in den Bereich südöstlich von Krakau erstreckt (GNOJEK & HEINZ, 1993; BUCHA, 1994b). Diese Zone wurde als strukturell zusammengehörig, aber nicht als genetisch einheitlich betrachtet (GNO-JEK & HEINZ, 1993).

Ein Überblick über Modellvorstellungen und Modellrechnungen der Berchtesgadener Anomalie und ihrer Fortsetzung gegen Osten findet sich in SLAPANSKY et al. (2015). Alle bisherigen Deutungsversuche postulieren jedenfalls ein bislang unbekanntes tektonisches oder lithologisches Element von beträchtlicher Größe im geologischen Bau.

Die mesozoischen und jüngeren Sedimentgesteine des Bereiches von Kartenblatt St. Pölten und seiner Umgebung kommen aufgrund ihrer geringen magnetischen



Abb. 43.

Anomalie (Isanomalen) der magnetischen Totalintensität ∆T im Bereich von Blatt St. Pölten und seiner Umgebung. Zu den Daten der AMVÖ sind auch die Daten des Hubschraubermessgebietes Ober-Grafendorf in die Darstellung mit einbezogen. Das Koordinatensystem ist BMN M34.



Geologische Grenzen weitgehend nach SCHNABEL et al. (2002), WESSELY (2006) und MATURA (2006).

Suszeptibilität (Tab. 1) bis auf wenige Ausnahmen nicht als mögliche magnetische Störkörper in Betracht. Die Quellen der dortigen Anomalien müssen daher in den darunterliegenden Einheiten angenommen werden. Am wahrscheinlichsten sind Gesteine mit erhöhtem  $\kappa$  innerhalb des kristallinen Untergrundes unter den neogenen Sedimenten und den alpidischen Decken.

Die lokale Anomalie nordwestlich von Kilb (westlicher Rand der Abbildung 43) zeigt bei Feldfortsetzungen auf 5.000 m (AHL et al., 2013b: Poster) deutlich höhere Wellenlänge, sodass ein wesentlicher Anteil der Anomalie auf einen Störkörper im tieferen Untergrund bzw. eine Aufwölbung des kristallinen Untergrundes hinweisen könnte.

Im Gegensatz dazu ist die Anomalie etwa 5 km nordöstlich von Kilb, bzw. die Anomaliengruppe zwischen Ober-Grafendorf, Prinzersdorf und St. Pölten bei einem Feldfortsetzungsniveau von 5.000 m praktisch nicht mehr feststellbar (AHL et al., 2013b: Poster). Die durch neogene und quartäre Sedimente bedeckten Störkörper stehen wahrscheinlich an der Oberfläche des Kristallins an oder liegen nur wenig darunter.

Eine sehr markante Struktur innerhalb der Berchtesgadener-Brünner Anomalienzone stellt die magnetische und gravimetrische Anomalie von Kaumberg (Südost-Ecke der Abbildung 43) dar. Eine Tiefenabschätzung anhand der Halbwertsbreite der Anomalie (SACHS et al., 1989) ergibt den Massenmittelpunkt des Störkörpers maximal 4,5 km unter NN, während die Oberkante des Kristallins hier etwa 2 bis 3 km unter NN liegt (KRöLL et al., 2001b). Eine numerische 2D-Modellierung dieser Anomalie ergab einen gegen ENE einfallenden Störkörper am Oberrand des Kristallins mit maximal 3,5 km Mächtigkeit und erhöhter Magnetisierung, der zusätzlich eine Kuppe der Kristallinoberfläche bildet (SACHS et al., 1989). Das Modell deckt sich gut mit den von WACHTEL & WESSELY (1981) belegten seismischen Tiefenprofilen.

Für die neu bearbeiteten Daten des Hubschraubermessgebietes "Ober-Grafendorf" ist aufgrund der hohen Auflösung eine detailliertere Interpretation möglich (AHL et al., 2013a).

Die stärksten magnetischen Anomalien des Untersuchungsgebietes finden sich in der Nordost-Ecke der Abbildung 43, entlang des Donautales zwischen Krems und Tulln. Sie sind Teil des NNE-SSW streichenden Anomalienzuges der Hollabrunner Anomalie. 2D- und 3D-Modellrechnungen der Magnetik ergaben südlich der Donau Störkörper, deren Schwerpunkte in einer Tiefenlage von 2.700 m bzw. > 3.600 m unter NN (Heinz et al., 1986; ARNDT, 1993) liegen. Die Störkörper liegen somit in beträchtlicher Tiefe innerhalb des Kristallins der Böhmischen Masse, dessen Oberkante hier in etwa 400 bis 1.200 m Tiefe zu erwarten ist (KRÖLL & WESSELY, 2001; KRÖLL et al., 2001b). Modellierungen der Magnetik und der Gravimetrie durch RADINGER (1994) legen nahe, dass ein Störkörper mit erhöhter Dichte, wahrscheinlich amphibolitischen Charakters, auch für die magnetische Anomalie verantwortlich ist. Andererseits liegt der Hollabrunner Anomalienzug z.T. über und weiter südlich in direkter Fortsetzung eines permokarbonen Grabenbruches, analog der Boskowitzer Furche, der im Untergrund von Molasse und autochthonem Mesozoikum in NE-SW-Richtung zu verfolgen ist (KRÖLL & WESSELY, 2001). Bei dieser Struktur handelt es sich um einen mit permokarbonen Sedimenten gefüllten tektonischen Graben, der jünger ist als der variszische Deckenbau der Böhmischen Masse (FRITZ & NEU-BAUER, 1995). Bei den fraglichen geomagnetischen Störkörpern könnte es sich auch um basische Magmatite handeln, die in Zusammenhang mit der Ausbildung des permokarbonen Grabenbruches stehen könnten.

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

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

## 8.2. Gravimetrie

Das Schwerefeld der Erde wird durch die spezifische Dichte des Krusten- und Mantelmaterials beeinflusst. Wenn Änderungen in der Gesteinszusammensetzung mit Dichteunterschieden einhergehen, äußert sich das in Anomalien des Schwerefeldes. Zur Charakterisierung des Schwerefeldes wird die Schwerebeschleunigung gemessen und daraus die Abweichungen des gemessenen Schwerefeldes vom theoretischen Feld des mittleren Erdellipsoides ermittelt. Die Messwerte müssen für die geografische Breite, die Höhe und die Topografie korrigiert werden. Die Werte der Schwerebeschleunigung werden unter Verwendung der von einem vereinfachten geometrischen Modell ausgehenden Bouguerkorrektur kartenmäßig als Bouguer-Anomalie ( $\Delta g_{Boug}$ ) dargestellt. In gravimetrischen Modellen, die an geologisch plausiblen Vorstellungen orientiert sind, kann die Dichteverteilung im Untergrund zweidimensional oder räumlich dargestellt werden. Als Einheit wird in der Geophysik allgemein mGal (Milligal) verwendet (1 mGal = 0,01 mm/s<sup>2</sup>). Die amtlich gültige SI-Einheit ist µm/s<sup>2</sup>.

Die Schwerekarte (Isanomalen der Bouguerschwere – Abbildung 44) von Blatt St. Pölten und seiner Umgebung ist ein Ausschnitt aus der Schwerekarte von ZYCH & MEURERS (2001a) in leicht modifizierter Darstellung (Maxima dunkel, Minima hell). Ein Verständnis der Zusammenhänge ist auch hier nur im größeren Überblick möglich, weshalb ein Bereich, der über das Blatt St. Pölten hinausgeht, betrachtet wird.

Gravimetrische Daten aus verschiedenen Datensätzen, überwiegend aus der Kohlenwasserstoffexploration der OMV (ZYCH, 1988), ergänzt durch Messungen der gravimetrischen Landesaufnahme und verschiedener Detailuntersuchungen, wurden von ZYCH & MEURERS (2001a) in Form einer Karte der Isanomalen der Bouguerschwere 1:200.000 einheitlich dargestellt. Die Auswertemethodik (aufwendige Transformations- und Korrekturverfahren aufgrund unterschiedlicher Mess- und Berechnungsmethoden der verschiedenen Datensätze) ist bei ZYCH & MEURERS (2001b) beschrieben. In der ergänzenden Karte "Horizontalgradient der Bougueranomalie des Molasseraumes (NÖ) und angrenzender Gebiete" (ZYCH & MEURERS, 2001b): Tafel 2) werden Zonen mit besonders starker Änderung der Bouguer-Anomalie hervorgehoben.

Die Kenntnis der Gesteinsdichte ist eine wesentliche Voraussetzung für eine Interpretation der Gravimetrie der Erdkruste, vor allem bei der Modellierung oberflächennaher Strukturen. Als allgemeine Charakteristik der Dichten von Gesteinen des vorliegenden Gebietes kann gelten:

- Für Sedimente: Dolomit > Kalk > Siliziklastika > Salz (Haselgebirge). Die mit der Tiefe zunehmende Kompaktion bewirkt eine Erhöhung der Gesteinsdichte.
- Für kristalline Gesteine: Ultrabasite > Basite > Paragesteine (je nach Ausgangsmaterial) > saure Magmatite, bzw. quarzreiche Gesteine.

Eine Übersicht über Durchschnittswerte der Gesteinsdichten für die wichtigsten Gesteinstypen im Bereich des Kartenblattes St. Pölten und Umgebung ist in den Tabellen 2 und 3 aufgelistet. Werte der Gesteinsdichten für die Böhmische Masse, deren Fortsetzung der kristalline Untergrund unter der Molasse darstellt, sind in Tabelle 4 auch als Richtwerte für hier und in der weiteren Umgebung im Molasseuntergrund vermutete Gesteinstypen zusammengefasst.

Die höchste spezifische Dichte der Gesteinstypen im Untersuchungsgebiet besitzen die Amphibolite der Böhmischen Masse. Serpentinite als Umwandlungsprodukt von Peridotiten, bzw. Ultrabasiten mit hoher Dichte weisen hingegen zumeist, je nach Umwandlungsgrad, sehr geringe Dichte auf (Tab. 4).

Abgesehen von der Schwerewirkung der Moho (Mohorovičić-Diskontinuität, Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel) sind es im Wesentlichen zwei Faktoren, die das Schwerebild des Untersuchungsgebietes prägen: Aufgrund des relativ hohen Dichtekontrastes zwischen kristalliner Basis und den überlagernden allochthonen und autochthonen Sedimenten stellt die Morphologie des kristallinen Untergrundes einen bestimmenden Faktor dar. Zweitens werden gravimetrische Anomalien in der Erdkruste hauptsächlich durch Dichtevariationen aufgrund lithologischer Unterschiede verursacht. Strukturelle Ursachen gravimetrischer Anomalien, wie Mulden, Aufwölbungen, Falten, Störungszonen, Brüche, Versetzungen etc., fallen zumeist in einen der oben genannten Fälle. Anomalienscharungen bzw. steile Gradienten von  $\Delta g_{\text{Boug}}$  sind oft durch tektonische Störungen bedingt (ZYCH, 1988).

Bei den Anomalien der Bouguerschwere im betrachteten Untersuchungsrahmen handelt es sich fast immer um das Ergebnis von mehreren sich überlagernden gravimetrischen Effekten, die z.T. rechnerisch recht gut erfassbar sind (MEURERS, 1993; MEURERS & STROBL, 1993; ARIC et al., 1997; ZYCH & MEURERS, 2001b). In dem hier relevanten Kartenmaßstab 1:200.000 (ZYCH & MEURERS, 2001a) können die Anomalien zumeist gut mit an der Oberfläche kartierten sowie aus der Seismik und aus

Geologische Einheit	Dichte (g cm <sup>-3</sup> )	Autoren
Molassezone	2,40	(a)(d)
Flysch	2,55	(d)
Rhenodanubische Zone westlich des Wienerwaldes	2,50	(a)
Rhenodanubische Zone im Wienerwald und nordöstlich davon	2,60	(a)
Nördliche Kalkalpen	2,70	(a)(b)
Autochthones Mesozoikum	2,75	(d)
Böhmische Masse	2,70 (2,50–2,95)	(b)
Kristallin (Molasseuntergrund)	2,80 (2,60–2,90)	(d)

Tab. 2.

Durchschnittliche Werte der Gesteinsdichte für die wichtigsten das Blatt St. Pölten betreffenden geologischen Großeinheiten. (a) ZYCH (1988), (b) GRANSER et al. (1989), (c) ZYCH & MEURERS (2001b), (d) ZYCH & MEURERS (2006). Die Bezeichnungen der geologischen Einheiten sind z.T. informell.

Gestein bzw. Geologische Einheit	Dichte (g cm <sup>-3</sup> )	Autoren
Salz	2,14–2,24	(a)(b)(d)(e)(f)
Haselgebirge	2,20–2,40	(b)(e)(f)
Gips	2,20–2,40	(a)(c)(d)
Geschiebemergel, -lehm	2,40	(d)
Mergel	2,54	(a)
Sandstein	2,56	(e)(f)
Roßfeld-Formation (50)	2,60	(a)
Schieferton	2,63	(a)
Werfen-Formation ( <b>40</b> )	2,64	(a)
Mergelkalk	2,65–2,73	(C)
"Gaultflysch" (Rehbreingraben-Formation) (79)	2,66	(e)(f)
Schrambach-Formation (51)	2,66	(a)
Kalk	2,67–2,68	(a)(b)(d)
Oberalm-Formation	2,69	(a)
Gosaukonglomerat ( <b>32</b> , <b>33</b> , <b>42</b> , <b>45</b> )	2,69	(e)(f)
Dachsteinkalk	2,69	(e)(f)
Plattenkalk ( <b>59</b> )	2,70	(e)(f)
Sandstein	2,73	(a)
Hauptdolomit ( <b>34</b> , <b>60</b> )	2,76	(e)(f)
Anhydrit	2,78	(b)
Dolomit	2,80–2,90	(a)(c)
Wetterstein-, Ramsaudolomit	2,88	(a)
Anhydrit	2,96–3,0	(a)

Tab. 3.

Charakteristische durchschnittliche Dichtewerte für die wichtigsten das Blatt St. Pölten und seine Umgebung betreffenden Sedimentgesteine, nach ansteigender Dichte geordnet. (a) STEINHAUSER et al. (1985), (c) RADINGER (1996), (d) ARNDT et al. (1996), (e) ARNDT & MAYR (2003a), (f) ARNDT & MAYR (2003b). Da die Häufigkeitsverteilung oft stark von einer Normalverteilung abweicht, ist vielfach der Median angegeben. In Klammern stehen die entsprechenden Legendennummern auf Blatt St. Pölten.

Bohrungen erschlossenen geologischen und morphologischen Strukturen (KRöLL & WESSELY, 2001; KRöLL et al., 2001b) korreliert werden. Regionale Zusammenhänge der Verteilung der Bouguerschwere ( $\Delta g_{Boug}$ ) sind anhand der Österreichischen Schwerekarte (BEV, 2008; MEURERS & RUESS, 2009) gut nachvollziehbar.

Die Verteilung von  $\Delta g_{\text{Boug}}$  (Abb. 44) zeigt Werte zwischen +2 mGal im Nordwesten und -52 mGal gegen Südwesten. Das Schweremaximum im Nordwesten korreliert mit der an der Oberfläche anstehenden Böhmischen Masse. Die bezüglich des Schwereeffektes der Krusten-Mantel-Grenze und der Molassesedimente abgedeckte Schwerekarte lässt vermuten, dass hier im Untergrund ein ausgedehn-

Gestein	Dichte (g cm <sup>-3</sup> )	Autoren
Serpentinit (71, 89)	2,57–2,58	(a)(b)
Thaya-Batholith	2,56–2,62	(a)(b)(c)
Biteš-Gneis	2,59–2,60	(a)(b)
Gföhl-Gneis	2,59–2,63	(a)(b)
Orthogneis	2,59–2,65	(a)(b)
Mauthausener Granit, Feinkorngranit	2,64	(C)
Granulit ( <b>88</b> )	2,66–2,67	(a)(b)
Weinsberger Granit	2,64–2,67	(b)(c)
Freistädter Granodiorit	2,67	(C)
Paragneis ( <b>93</b> )	2,64–2,73	(b)
Migmatit (91)	2,67–2,72	(C)
Marmor, Kalksilikatfels	2,72–2,73	(b)
Diorit	2,74–2,76	(b)(c)
Amphibolit	2,89–2,95	(a)(b)(c)

Tab. 4.

Werte der Gesteinsdichte von Kristallingesteinen aus dem Moldanubikum, Moravikum und Brunovistulikum, die für den Molasseuntergrund relevant sein könnten. (a) Hösch & Steinhauser (1985), (b) JILG (1992), (c) LENZ (1992). Die Gesteine sind nach ansteigender Dichte geordnet. In Klammern stehen die Legendennummern auf Blatt St. Pölten.

ter Krustenblock höherer Dichte vorliegt, der von den metamorphen Einheiten des Moldanubikums und Moravikums überlagert wird (MEURERS, 1993; ARIC et al., 1997). Er kann mit dem Brunovistulikum in Verbindung gebracht werden (ZYCH & MEURERS, 2001b). Lokale positive Anomalien sind auf Formationen mit erhöhter Dichte (Paragneise mit Marmor, Amphibolit, Pyroxenamphibolit) zurückzuführen.

Ein aus der Arbeit von ARIC et al. (1997) entnommenes Schweremodell (Abb. 45) stellt die geologische Situation und die Mächtigkeitsverhältnisse in Bezug auf die durchschnittliche Dichte der geologischen Einheiten sehr anschaulich dar. Die entlang eines WNW–ESE streichenden Profils (Abb. 45) durchgeführte regionale Modellrechnung überdeckt einen Bereich quer durch die Böhmische Masse vom Mühlviertel bis in das Tullner Becken. Das Profil schneidet die Gravimetriekarte der Abbildung 44 in ihrer Nordhälfte, das westliche Drittel des Profils liegt außerhalb des untersuchten Bereiches und wurde in Abbildung 44 nicht dargestellt, weshalb die km-Zählung bei km 60 beginnt. Das geologisch-strukturelle Profil ist zweifach überhöht.

Das Modell beinhaltet einen Krustenblock mit erhöhter Dichte unterhalb der moravischen und moldanubischen Einheiten. Dieser wird als sehr wahrscheinliche Fortsetzung des Brunovistulikums betrachtet (ARIC et al., 1997; ZYCH & MEURERS, 2001b). Es lassen sich auch Modelle erstellen, die ohne diesen tiefen Krustenblock auskommen, allerdings ist in diesen Modellen auf jeden Fall ein Element mit markant erhöhter Dichte in der Kruste notwendig (MEURERS, 1993; RADINGER, 1994; ARIC et al., 1997).

Im Bereich der Molasse hat die Morphologie des Molasseuntergrundes wesentlichen Einfluss auf die Verteilung von  $\Delta g_{Boug}$ . Das unterirdische Relief des Kristallins zeigt eine seichte, in Mulden, Rinnen und Aufragungen gegliederte, von Brüchen durchsetzte Randzone bis etwa 1.600 m, dann fällt die Oberfläche des Kristallins steiler ab (MATURA, 2006). Eine solche Rinne entspringt der Kremser Bucht, quert das Kartenblatt St. Pölten und entwickelt sich bei Wilhelmsburg zu einer breiten Tiefseerinne (Abb. 44, Nebenkärtchen). Durch diese Rinne ist eine breite Hochzone im Kontinentalschelf des Molasseuntergrundes abgetrennt, die durch NW–SE streichende Senken intern gegliedert ist. Diese Morphologie ist in lokalen Anomalien von  $\Delta g_{Boug}$  deutlich nachvollziehbar. Für die Verteilung von  $\Delta g_{Boug}$  spielen zudem Dichte-Inhomogenitäten innerhalb des Kristallins eine Rolle.

Versetzungen der Isolinien weisen auf Störungen im Untergrund der Molasse hin (ZYCH & MEURERS, 2001b). In der Darstellung des Horizontalgradienten von  $\Delta g_{Boug}$ (ZYCH & MEURERS, 2001b): Tafel 2) fallen deutlich bevorzugte Richtungen (WNW–ESE bis NW–SE, sowie SW–NE) auf, die parallel zu regional wirksamen Störungszonen im Moldanubikum (WALLBRECHER et al., 1993; BRANDMAYR et al., 1995) verlaufen. Diese Richtungen finden sich auch in Störungen mit deutlichem Versetzungsbetrag im Untergrund der Molasse (KRÖLL et al., 2001b, 2006), was auf einen strukturellen, wie auch genetischen Zusammenhang schließen lässt. Auch im südlich anschließenden Bereich der alpidischen Decken findet sich dieses Muster des Horizontalgradienten immer wieder (ZYCH & MEURERS, 2001b: Tafel 2) und ist wohl genauso zu deuten.

In dem Bereich, wo die Molasse durch den Flysch und die Kalkalpen überschoben ist, tritt zusätzlich zur Reliefausbildung und Tektonik des Untergrundes der Einfluss der Dichte und Mächtigkeit der jeweiligen Decken in Erscheinung (ZYCH & MEURERS, 2001b). Die Flysch-Überschiebung über die Molasse, an der gemäß der gesamtösterreichischen Dichteverteilung der Oberflächengesteine (ZYCH, 1988) ein Dichtesprung von 2,4 g/cm<sup>3</sup> in der Molasse zu 2,5 g/cm<sup>3</sup> in der Rhenodanubischen Zone auftritt, ist in der Darstellung des Horizontalgradienten nachvollziehbar. Ebenso sind Verbiegungen der Isolinien im Bereich der Rhenodanubischen Zone wohl dem Dichtekontrast zur Molasse geschuldet. Eine Zone, die dem Streichen der Klippenzonen folgt, ist relativ stark ausgebildet. Sie bildet einen zweiten Sprung in der regionalen Dichteverteilung an der Überschiebungsfläche der kalkalpinen Decken (Flysch: 2,5 g/cm<sup>3</sup>, kalkalpine Decken: 2,7 g/cm<sup>3</sup>, nach ZYCH, 1988) ab. Möglicherweise spielt bei der Betonung dieser Zone auch die Vielfalt an unterschiedlichen Lithologien in der Klippenzone eine Rolle.

Der Bereich der Frankenfels-Decke ist im Westen der Schwerekarte (Abb. 44) durch erhöhtes  $\Delta g_{\text{Beug}}$  aufgrund der höheren Gesamtdichte gegenüber dem Flysch gekennzeichnet. Gravimetrische Unterschiede zwischen den kalkalpinen Decken ergeben sich neben unterschiedlichen Gesamt- und Schichtmächtigkeiten auch durch Unterschiede im stratigrafischen Umfang (Frankenfels-Decke: Karnium bis tiefere Oberkreide, Lunz-Decke: Oberperm bis Oberkreide, Reisalpe-, Unterbergund Göller-Decke: Oberperm bis Oberjura) und somit in der lithologischen Zusammensetzung. Verstärkend wirkt dabei die zunehmende Mächtigkeit des kalkalpinen Deckenstapels gegen Süden. Ein wesentlicher Einfluss scheint in der beobachteten Schwereverteilung der höheren Dichte von Dolomit gegenüber Kalk, Sand, Mergel und Ton zuzukommen. Besonders der Kontrast zwischen Wetterstein- bzw. Hauptdolomit und siliziklastisch betonten Nordalpinen Raibler Schichten, sowie Lunzund Opponitz-Formation äußert sich oft in Verbiegungen der Isolinien innerhalb der Reisalpe-, Unterberg- und Göller-Decke. Auch siliziklastische Untertrias macht sich dort, wo sie mächtiger entwickelt ist, in ihrer Schwerewirkung bemerkbar.



#### Abb. 44.

Schwerekarte: Anomalie (Isanomalen) der Bouguerschwere ( $\Delta g_{Boug}$ ) im Bereich von Blatt St. Pölten und seiner Umgebung. Das Koordinatensystem ist BMN M34. Geologische Grenzen vereinfacht nach SCHNABEL et al. (2002), WESSELY (2006) und MATURA (2006). Die Profillinie bezieht sich auf eine 2D-Modellierung der Bouguerschwere in ARIC et al. (1997), das zugehörige Profil



# Isanomalen der Bouguerschwere ( $\Delta g_{Boug}$ )



## Strukturkarte Molasseuntergrund



Die obige Kartenskizze zeigt die Morphologie der Oberfläche des kristallinen Untergrundes des Molassebeckens und unter den Decken des Alpenkörpers (nach KRÖLL et al., 2001b).

Der Kartenausschnitt ist derselbe wie in der Gravimetriekarte links.

Körnige Signatur rechts oben: anstehendes Kristallin der Böhmischen Masse (Moravische und Moldanubische Decken).

Tiefenschichtlinienabstand 200 m, gemäß Adria Null bis etwa 5500 m unter AN.

ist in Abbildung 45 dargestellt. Die geologische Legende findet sich in Abbildung 43. Die kleine Kartenskizze rechts zeigt das Relief des kristallinen Untergrundes unter Molasse und Alpinen Decken (KRöLL et al., 2001b).



Abb. 45.

Ausschnitt aus dem "Two-dimensional model of the upper crust of the Southern Bohemian Massif" (ARIC et al., 1997: Text-Fig. 13, umgezeichnet). Die km-Angaben beziehen sich auf das gesamte Profil, hier ist nur der östliche Abschnitt dargestellt. Der Abschnitt des Profils auf der Schwerekarte (Abb. 44) ist als "Karte der Bouguerschwere" gekennzeichnet. Das Profil ist zweifach überhöht. SBP: Südböhmischer Pluton; M: Moldanubikum; M+M: Moldanubikum und Moravikum; G: Granulite; BV: Brunovistulikum; Mo: Molasse; nach ARIC et al. (1997).

Die Schwerewirkung des internen Aufbaus der Decken, die Einlagerung von jüngeren, leichteren siliziklastischen Sedimenten der Gosau und des Quartärs sowie rezente Lockersedimente, aber auch der Verlauf von Störungszonen können den regionalen Trend von  $\Delta g_{Boug}$  weitgehend überprägen. Insbesondere auch das Auftreten von Haselgebirge mit Salz und Gips tragen lokal zu einer Verringerung von  $\Delta g_{Boug}$  bei. So bilden die Lilienfelder Gosau und das Traisental, z.B. bei Türnitz, lokale Minima aus, ebenso die Gosau bei Kaumberg und Kleinzell (SACHS et al., 1989).

Eine markante Zone mit geringem  $\Delta g_{\text{Boug}}$  tritt im Südosten der Abbildung 44 zwischen Unterberg- und Göller-Decke auf. Als Ursache sind überschobene und eingeschuppte Sedimente der Further Gosau, des "Permoskyth" der Basalzone an der Basis der Göller-Decke sowie an der Basis der Muggendorf-Hohenwarth-Deckscholle anzunehmen. Dieses lokale Schwereminimum ist bis Alland deutlich ausgeprägt.

Bereichsweise sind großräumige Störungssysteme durch geringe ∆g<sub>Bourg</sub> gekennzeichnet. Interpretationsschwierigkeiten können sich allerdings bei Schwereminima in Talbereichen ergeben. Da Täler häufig entlang von Störungszonen verlaufen, können tiefgreifende Auflockerungszonen mit geringerer Gesteinsdichte vorliegen, aber auch Einlagerungen leichter Lockersedimente von z.T. beträchtlicher Mächtigkeit, die eine sehr geringe Dichte besitzen können (RADINGER, 1996).

Die Diendorfer Störung wurde von FIGDOR & SCHEIDEGGER (1977) eingehend geophysikalisch untersucht.

## 8.3. Bodengeophysik, angewandte Geophysik

Die bodengeophysikalischen Untersuchungen der GBA, die zumeist angewandte Fragestellungen bearbeiten, werden laufend in der Metadatenbank GEOPHYSIS erfasst. Im Gebiet zwischen Böheimkirchen und St. Pölten wurden für die geologischen Aufnahmen des Kartenblattes 56 St. Pölten geoelektrische Untersuchungen durchgeführt, weiters liegen im Archiv der GBA Daten geoelektrischer Untersuchungen für externe Auftraggeber auf.

Bei der geoelektrischen Messmethode wird die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes im Untergrund gemessen. Dieser hängt vor allem von Tongehalt, Porosität und Wassergehalt des Untergrundgesteins und der elektrischen Leitfähigkeit des Porenwassers ab. In Kombination mit Informationen aus der Geologie und/oder Bohrungen lassen sich aus den Ergebnissen der Geoelektrik Aussagen über den Aufbau des Untergrundes ableiten.

Es sollten für die Kartierung relevante Fragestellungen hinsichtlich der Abgrenzung von verschiedenen sedimentären Einheiten, z.B. das Vorhandensein bzw. die Mächtigkeit von Terrassenschottern etc., mit Hilfe der Geophysik geklärt werden. Fragestellungen aus der Hydrogeologie betreffen u.a. die Bestimmung der Tiefenlage des Stauhorizontes, die Mächtigkeit des potenziellen Aquifers, Aussagen über Vorhandensein bzw. Mächtigkeit schützender Deckschichten sowie Voruntersuchungen zur Festlegung optimaler Bohrpunkte.

Direkt auf Blatt St. Pölten und knapp außerhalb liegende Untersuchungen sind in den Berichten von Römer et al. (2002), JOCHUM et al. (2004), SUPPER et al. (2008, 2009) und SUPPER (2011) dargelegt. Die Lage der Messprofile ist aus Abbildung 46 ersichtlich.



#### Abb. 46.

Überblick über die von der GBA vermessenen Geoelektrikprofile (aus der Datenbank GEO-PHYSIS).

1) RÖMER et al. (2002); 2) JOCHUM et al. (2004); 3) SUPPER et al. (2008); 4) SUPPER et al. (2009); 5) SUPPER (2011).

Für das Traisental zwischen Wilhelmsburg und der Traisenmündung wurde in der Arbeit von BERGER (1982) neben Karten der Mächtigkeiten der Schotterkörper, der Deckschicht und des Aquifers eine Karte der spezifischen elektrischen Widerstandswerte im Grundwasserleiter ermittelt. Im Becken von St. Pölten wurde für den Raum zwischen St. Pölten und Wilhelmsburg die durch geoelektrische Tiefensondierung ermittelte Mächtigkeit der quartären Bedeckung dargestellt (Tafel 8, nach HAUER 1993).

Im Rahmen des Projekts "Neue Bahn" wurden im Raum zwischen Wien und St. Pölten Bohrlochmessungen (Elektromagnetik, Gammastrahlenspektrometrie) durchgeführt (SUPPER & SCHATTAUER, 1995).

## 9. Rohstoffe

(M. HEINRICH, B. MOSHAMMER, A. SCHEDL & I. WIMMER-FREY)

## 9.1. Baurohstoffe

Die Bestandsaufnahme der Abbaustellen sowie die Untersuchung der Vorkommen von Baurohstoffen und Industriegesteinen gehen einerseits auf Archivunterlagen zurück, dabei insbesondere auf historische Steinbruchaufnahmen um 1940 der Deutschen Steinbruchkartei mit Bearbeitung von Alois Kieslinger. Andererseits geht sie neben der im Weiteren zitierten speziellen Literatur auf neuere Untersuchungen der Karbonatgesteine durch AlgNER et al. (1984, 1984/1985: industriell verwertbare Karbonatgesteine), ANTONIUS (1993, 1994: hochwertige Karbonatgesteine), GESSELBAUER (1998: Triaskalke), PLOCAR (1998a, b: Jurakalke), POSCH-TRÖZMÜLLER et al. (2002: Dolomite) und Schwalghofer & EPPENSTEINER (2003: nutzbare Gesteine Niederösterreichs) zurück. Zusätzlich beschäftigten sich die Geopotenzialstudien von HöbenReich et al. (1989: Planungsregion St. Pölten) sowie die Diplomarbeit von HAUER (1993: Becken von St. Pölten) mit Baurohstoffen auf Blatt St. Pölten. Weiter bearbeitet wurden die Baurohstoffe im Zuge der österreichweiten Lockergesteinskarte (UNTERSWEG & HEINRICH, 2004; UNTERSWEG et al., 2006) sowie im Zuge des Österreichischen Rohstoffplanes (HEINRICH, 2012; PFLEIDERER et al., 2012).

#### Lockergesteine

Die wichtigsten grobkörnigen Lockergestein-Baurohstoffe auf dem Blatt sind die Kiessande der pleistozänen Terrassen der Traisen bzw. ihre heutige Talfüllung. Eine Ausnahme bildet nur der große Abbau am Viehofner Kogel bei Oberradlberg, der im Hollenburg-Karlstetten-Konglomerat (24) umgeht. Die teilweise aufgelockerten Konglomerate zeigen vorwiegend kalkalpine Komponenten, lediglich im unteren Teil des Profils treten Sandsteingerölle hervor.

Die quartären Kiessande der Traisen unterhalb von Wilhelmsburg wurden im Zuge der Arbeiten am Österreichischen Rohstoffplan durchwegs mit der besten Eignung attribuiert (PFLEIDERER et al., 2012). Regional wichtige Abbaue liegen bei Viehofen in Form von Nassbaggerungen in der Talfüllung (4) und in der Niederterrasse (16, 17) zwischen Spratzern und Ganzendorf. Die Schotter sind hier mächtig genug, dass trocken gebaggert werden kann, und die Qualität ist für Betonzuschlagstoffe bestens geeignet.

Aus dem *Robulus*-Schlier (28) am Schildberg ist ein Abbau von lokaler Bedeutung bekannt.

#### Ton- und Ziegelrohstoffe

Löss bzw. Lösslehme werden auf dem Kartenblatt heute noch für die Erzeugung von Ziegeln abgebaut. Im Großraum von St. Pölten werden sie in der Tonlagerstätte Nadelbach für die Produktion von Ziegelmatten eingesetzt. In Pottenbrunn wird das Rohmaterial noch in traditioneller Weise in einer kohlebefeuerten Ringofenanlage, der einzigen noch in Betrieb befindlichen von Österreich, zu allen möglichen Sonderformaten verarbeitet. Das ehemalige Städtische Ziegelwerk von St. Pölten ist jetzt Deponiegelände und das Ziegelwerk westlich von Pyhra, schon seit Jahrzehnten außer Betrieb, wird als Lagerplatz verwendet.

Östlich von Pottenbrunn lassen Flurnamen auf alte Entnahmestellen schließen und auf der Administrativkarte von 1868, Blatt St. Pölten (VEREIN FÜR LANDESKUNDE VON NIEDERÖSTERREICH, 1867–1882) sind die Abbaustellen an den topografischen Gegebenheiten teilweise noch zu erkennen.

## Festgesteine

In den Sandsteinen des **Rhenodanubischen Deckensystems** ist nur noch ein Steinbruch aktiv. Große, aber inzwischen meist verwachsene Brüche sind jener von Rotheau, jener an der Steinwandleiten und jene im Kerschenbachtal bei St. Veit an der Gölsen. Hier wird noch bei Bedarf abgebaut. Die Sandsteine der Altlengbach-Formation (**76**) im Steinbruch von Rotheau wurden im Bahn-, Brücken- und Flussbau verwendet, als Mauer- und Pflastersteine und für Platten und Stufen genutzt und dienten auch als Werkstein (HANISCH & SCHMID, 1901; unveröffentlichte Unterlagen im Lagerstättenarchiv der GBA). Die Kerschenbach-Brüche liegen ebenfalls in der Altlengbach-Formation, in der basalen Roßgraben-Subformation (**76**) (Abb. 47). Die siliziklastischen Sandsteine wurden im regionalen Umfeld für Wasser-, Bahnund Hochbauten sowie für Pflasterungen genutzt (HANISCH & SCHMID, 1901; unveröffentlichte Unterlagen im Lagerstättenarchiv der GBA). Auch der Heuberg-Bruch bei Pyhra liegt in dieser Subformation (**76**), deren Sandsteine als Wasser- und Straßenbaustein eingesetzt wurden. In der Steinbruchkartei der Geologischen Bundesan-



#### Abb. 47.

Ansicht des nördlichen Steinbruchs im Kerschenbachtal. Sehr deutlich ist die Wechsellagerung von dick- und dünnbankigen Profilabschnitten in der Roßgraben-Subformation (**76**) erkennbar. Foto: Hans Egger. stalt gibt es Aufzeichnungen über mehrere Brüche in der Gegend von Außerkasten und im Zuge der geologischen Landesaufnahme war man auf weitere kleine Abbaustellen gestoßen, von denen einige auch in der Agsbach-Formation (81) der Laab-Gruppe liegen.

Im Bereich der Nördlichen Kalkalpen des **Ostalpins** nutzen die meisten Abbaue Hauptdolomit (**60**). Aktuell wird aus dem Dolomit Splitt hergestellt, der für den Bau von Infrastruktur (Straßenbau etc.) sowie als Betonzuschlag verwendet wird. Bei den weitaus größten und aktuell aktiven Dolomitsteinbrüchen handelt es sich um die Betriebsstandorte Außer-Wiesenbach (Fa. Josef Bachner) und Heugraben (Fa. Konrad Platzer). Die weiteren Dolomitsteinbrüche sind wesentlich kleiner und meist schon lange nicht mehr in Betrieb. Neben der Schottergewinnung hat man bis in die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts den Dolomit in kleinen Kalköfen auch gebrannt und Weißstückkalk hergestellt.

Aus Kalkstein der Opponitz-Formation (61) wurden zusätzlich zu Splitt-Produkten auch Wurfsteine produziert. Weiters nutzten mehrere kleinere Steinbrüche die Rauwacken der Opponitz-Formation (62) und zwar in derselben Weise wie den Hauptdolomit. Den bedeutendsten Steinbruch in der Opponitz-Formation gab es bei Ödhof (Fa. Wilhelm Bachner), der gegenwärtig rekultiviert wird.

Aus der jurassischen Schichtfolge, die in Falten und Schuppen nördlich Lilienfeld aufgeschlossen ist, wurden am Westrand des Traisentales bei Dörfl und Marktl Hierlatzkalk (54) und Bunte Mittel- und Oberjurakalke (52) in heute nur mehr bedingt lokalisierbaren Brüchen zwischen Dörfl und Marktl zur Herstellung von Dekorsteinen für die barocke Innengestaltung des Klosters Lilienfeld gewonnen. Beim "Roten Lilienfelder Marmor" handelt es sich um einen polierten Crinoidenspatkalk von rostroter und weißer Sprenkelung mit schwarzen Drucklösungssäumen. Daneben wurden die dortigen Jura- und Rhätium-Gesteine auch für Straßenbauzwecke verwendet.

Erwähnenswert ist die frühere Gewinnung von Mauer- und Sockelsteinen aus Kalken der Kössen-Formation (58) im Heugraben, oberhalb des oben erwähnten Hauptdolomit-Steinbruches, die zum Beispiel für die Friedhofsmauern von Hainfeld und Rohrbach und bei Gebäuden in Hainfeld verwendet wurden.

In den Mergelkalken der Nierental-Formation (Gosau-Gruppe, **42**, **43**) etwa 1–2 Kilometer östlich und südöstlich Lilienfeld liegen vier Steinbrüche in heute bewaldetem Gebiet, die nach freundlicher mündlicher Mitteilung von GobFRID WESSELY zur Gewinnung von Rohmaterial für die Zementerzeugung angelegt worden waren. Im heute nicht mehr gültigen Raumordnungsprogramm NÖ Zentralraum (NIEDERÖS-TERREICHISCHE LANDESREGIERUNG, 1994) war ein Teil des Areals als Rohstoffsicherungsgebiet (Zementerzeugung) ausgewiesen.

## 9.2. Industrieminerale

#### Gips

In der Werfen-Formation der Reisalpe-Decke befinden sich im Gebiet um Ramsau (südöstlich von Hainfeld) einige kleinere Gipsvorkommen, die zum Teil um die Mitte des 19. Jahrhunderts genutzt wurden (CźJŽEK, 1851). Über die Ausdehnung und Mächtigkeit der Gipsvorkommen liegen keinerlei neuere Unterlagen vor. Die oberpermischen Evaporite dürften hier aber keine bedeutenden Mächtigkeiten erlangt haben. Nach CźJŽEK (1851) bestanden zumindest ein Abbaubetrieb und eine Gipsstampfmühle. Hochwertige Gipsqualitäten treten hier aufgrund von Verunreinigungen durch grüne Tonzwischenlagen nicht auf. Hauptverwendungszweck des abgebauten Gipses war daher der Einsatz als Düngemittel in der Landwirtschaft.

## 9.3. Energierohstoffe

#### Kohle

Mit Ausnahme des Kohlevorkommens Bernreit (Gresten-Formation, **87**) sind sämtliche Kohlevorkommen/Lagerstätten des Kartenblattes an die kohleführende Lunz-Formation (**63**) innerhalb der Lunz-Decke gebunden.

Die Nutzung von Kohlevorkommen im Gebiet um Schrambach–Lilienfeld war für die wirtschaftliche Entwicklung der lokalen Eisenindustrie ab der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts ein wesentlicher Standortvorteil. Aus wirtschaftshistorischer Sicht war die Kohle der erste bedeutende mineralische Rohstoff dieser Region. Der Bergbau-/Haldenkataster verzeichnet auf dem Kartenblatt St. Pölten insgesamt 24 meist kleinere Kohleabbaubetriebe, die vorwiegend unmittelbar östlich von Lilienfeld und entlang des Wiesenbach- bzw. Wobachtales situiert waren (SCHEDL et al., 1998). Der rohstoffwirtschaftlich bedeutendere Lagerstättenzug Schrambach–Zögersbachtal südwestlich von Lilienfeld reicht dabei östlich der Traisen auch mit seinen östlichsten Ausläufern (Steger Zug) in das Kartenblatt.

Die erste Verleihung von Schurfrechten auf Kohle ist aus dem Raum Schrambach-Lilienfeld bereits 1823 dokumentiert. Die ersten Erschließungsarbeiten begannen 1832 mit dem Anschlag des Annastollens bzw. 1838 mit dem Anschlag des alten Carolusstollens in Schrambach (beide bereits auf dem Nachbarkartenblatt 55 Ober-Grafendorf). Die Blütezeit des Kohlebergbaues lag zwischen 1890 und 1902, wobei die höchste Fördermenge im Jahr 1901 mit 12.741 t erzielt wurde (LAMPL et al., 2013). Der Bergbau Schrambach-Lilienfeld stand mit zahleichen wirtschaftlich und technisch bedingten Unterbrechungen (z.B. große Wassereinbrüche 1896 und 1902) bis 1959 in Betrieb.

Die Mehrzahl der anderen kleineren Abbaue/Schurfversuche auf dem Kartenblatt befinden sich vor allem entlang des Wiesenbach- und des Wobachtales. Die meist um die Mitte des 19. Jahrhunderts entstandenen Abbaue hatten jedoch nur eine kurze Betriebsdauer und waren 1864 meist schon wieder außer Betrieb (LPOLD, 1865). Die Jahresförderung in den Abbauen des Wiesenbachtales war mit 183 t (1871) im Vergleich zu den großen Abbaubetrieben in Schrambach relativ gering (LAMPL et al., 2013). Etwas länger dauerte hingegen die Bergbautätigkeit im Wobachtal, die ohne wirtschaftlichen Erfolg zumindest bis 1877 dokumentiert ist. Der kleine Bergbau in Bernreit westlich von Rohrbach an der Gölsen wurde offensichtlich bereits um 1850 begonnen. 1854 betrug die Jahresförderung 1.423 t (LAMPL et al., 2013). Abbautätigkeiten sind hier noch 1871 und 1873 erwähnt, 1877 war der Bergbau aber schon vollständig eingestellt.

Die geologische Erforschungsgeschichte der Kohlevorkommen in diesem Raum ist eng mit den rohstoffgeologischen Untersuchungen von Marko Vinzenz Lipold und seiner in Schemnitz (Banská Štiavnica, Slowakei) ausgebildeten Mitarbeitern verbunden, die im Auftrag der k. k. Geologischen Reichsanstalt durchgeführt und deren Ergebnisse in einer umfangreichen Monografie ("Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen") veröffentlicht wurden (LIPOLD, 1865). Die unmittelbare Bearbeitung der Vorkommen in der Umgebung von Lilienfeld stand unter der Betreuung von Ludwig Hertle, von dem im Archiv der Geologischen Bundesanstalt noch die Originalgeländekarte aus dem Jahr 1864 im Maßstab 1:28.800 vorhanden ist (HERTLE, 1864). Aus rohstoffgeologischer Sicht ist diese nicht publizierte Karte deshalb von großer Bedeutung, da die geologische Aufnahme in die erste Blütezeit des Schrambacher Bergbaus fällt und die zahlreichen Stollen der einzelnen Kohlebergbaue bereits sehr genau kartenmäßig erfasst wurden (Kartenausschnitt in Tafel 7). Die erste detaillierte Regionalkartierung des Gebietes Schrambach–Lilienfeld mit einer montangeologischen Bewertung der Kohlevorkommen in den "Lunzer Schichten" stammt von WALTER NEUBAUER (1949b, c). Systematische moderne Untersuchungen der mesozoischen Kohlen Ostösterreichs wurden schließlich von Reinhard F. Sachsenhofer durchgeführt (SACHSENHOFER, 1987; RANTITSCH et al., 1995), die im Wesentlichen noch immer die aktuellsten Erkenntnisse über die mesozoischen Kohlen in Ostösterreich widerspiegeln.

#### Kohlen der Lunz-Formation

Die im Bereich der Kohlelagerstätten und Kohlevorkommen des Kartenblattes auftretende, bis zu 90 m mächtige Lunz-Formation der Lunz-Decke enthält im hangenden Schieferton-Komplex (tieferes Karnium) zahlreiche Kohlenflöze mit hochwertiger Steinkohle, von denen aber nur wenige abbauwürdig waren. Die Mächtigkeit der Flöze schwankt zwischen 0,1 und 0,5 m, wobei größere Mächtigkeiten von mehreren Metern häufig tektonische Ursachen haben. Die Flöze spalten sich zudem tektonisch bedingt lateral häufig auch in Teilflöze auf. Der primäre Aschengehalt der Kohlen im Bereich des Kartenblattes ist meist sehr hoch (> 22 %), häufig bedingt auch durch Verknetungen mit dem Nebengestein (SACHSENHOFER, 1987).

Die Lunzer Kohlen bestehen überwiegend aus Vitrinit (Proben im Bereich des Kartenblattes 94–99 %), der Liptinitgehalt liegt unter 6 % (SACHSENHOFER, 1987). Die Vitrinitreflexion der untersuchten Proben des Kartenblattes liegt zwischen 0,88 und 1,14 %, was im Inkohlungsgrad einer Gasflamm- bis Gaskohle entspricht. Die Inkohlung der Lunz-Decke nimmt dabei von Osten nach Westen deutlich ab.

Die Fauna der Zwischenmittel belegt ein brackisches Ablagerungsmilieu. Dieses korreliert mit dem hohen Schwefelgehalt der Kohle (bis 5 %). Aufgrund kohlenpetrografischer Untersuchungen und der Geometrie der Flöze wird ein subaquatisches Bildungsmilieu angenommen (SACHSENHOFER, 1987).

#### Kohlen der Gresten-Formation

Kohleführende Schichten der zum Ultrahelvetikum zählenden Gresten-Formation treten im Bereich des Kartenblattes nur an einer Lokalität (Bernreit nordwestlich von Hainfeld) auf. Sie bilden hier eine Transgressionssequenz an der Basis der Gresten-Klippenzone. Über den geologischen Detailaufbau des Kohlevorkommens in Bernreit ist wenig bekannt. Nach Cźuźek, der den Bergbau noch 1851 befahren konnte, besteht die Lagerstätte aus zwei steil stehenden, 0,6–1,2 m mächtigen Kohleflözen (HAUER, 1853). Als Zwischenmittel treten vor allem Sandsteine und Tonschiefer auf sowie eine mächtigere Kalklage zwischen den beiden Flözen.

Das von SACHSENHOFER (1987) untersuchte Haldenmaterial zeigt eine aschenarme, vitrinitreiche Kohle mit einem Inkohlungsgrad, der dem Gasflammkohlenstadium entspricht. Die Genese der Kohle lässt sich anhand des untersuchten Probenmaterials nicht eindeutig bestimmen, da sowohl Indikatoren für ein subaquatisches, sapropelitisches Milieu, als auch für temporär trockenfallende Sumpflandschaften gefunden werden konnten (SACHSENHOFER, 1987).

#### Kohlenwasserstoffe

Die im Bereich des Blattes zwischen 1959 und 1986 zur Klärung geologischtektonischer Fragen abgeteuften Kohlenwasserstoffbohrungen waren nicht fündig (BRIX & SCHULTZ, 1993).

# 10. Hydrogeologie

(R. BERKA)

## 10.1. Allgemeine Charakteristik der Grundwasserverhältnisse

#### 10.1.1. Pleistozän

Die quartären Ablagerungen des mittleren Traisentales wurden von HAUER (1993) als Becken von St. Pölten bezeichnet. Dieses erstreckt sich von Wilhelmsburg bis Pottenbrunn/Wasserburg im Norden. Das Becken von St. Pölten stellt aus hydrogeologischer wie auch wasserwirtschaftlicher Sicht das wichtigste Gebiet auf dem Kartenblatt dar. Es hat eine Längserstreckung von ca. 17 km bei einer Breite von 1–5 km. Maximale Beckentiefen erreichen über 25 m und zeichnen rinnenförmig einen älteren Flussverlauf nach, der im südlichen Beckennteil etwa in der Beckenmitte verläuft und gegen Norden im Bereich Harland–Spratzern den heutigen Flusslauf der Traisen querend, gegen Nordost unter die Hochterrasse zieht und ab Höhe Zwischenbrunn wieder in die Beckenabschnitt erreicht, während sich gegen Norden die Tendenz zur Verflachung und ein relativer Anstieg des Beckenuntergrundes bemerkbar machen. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Hochterrasse kann mit 13–15 m, jene der Niederterrassen mit 5–10 m abgeschätzt werden. Der Niveauunterschied von Hoch- und Niederterrasse beträgt etwa 7–8 m.

Während die Hochterrasse eine Löss-/Lösslehmbedeckung aufweist, sind die tieferen Terrassenschotter nur gering von Deckschichten überlagert, was den Schutz des Grundwasserkörpers beeinträchtigt. HAUER (1993) gibt zur Ermittlung des Grundwasserstromes in einem Talquerschnitt auf der Höhe von Harland folgende Parameter an: gemittelter Durchlässigkeitsbeiwert (Kf-Wert): 4 x 10<sup>-3</sup> m/s; Grundwasser (GW)-Spiegelgefälle: 0,5 %; GW-Mächtigkeit: 6 m; Querschnittsfläche: 16.500 m<sup>2</sup>. Daraus ergibt sich ein GW-Abfluss von 0,33 m<sup>3</sup>/s. In dem von Donau-Consult (DonauConsult Zottl & ERBER, 1999) erstellten Grundwassermodell werden ein durchschnittlicher Kf-Wert von 5 x 10<sup>-3</sup> m/s und das nutzbare Porenvolumen mit 20 % angesetzt. Aus dem Modell ergab sich eine Grundwasserdurchtrittsmenge am Nordrand des St. Pöltener Beckens von 0,08 m<sup>3</sup>/s unter Niedrigwasserverhältnissen (ARBEITSGEMEINSCHAFT DI GROISSMAIER & PARTNER ZT-GMBH / ROHRHOFER ZT-GMBH 2009: 131, Tab. 92).

Im südlichen Beckengebiet bestehen influente Verhältnisse, was bedeutet, dass der GW-Spiegel deutlich unterhalb des Wasserspiegels der Traisen liegt, bzw. dass grundsätzlich Wasser der Traisen in das Grundwasser übertreten kann. Weitere Faktoren, welche die hydrologischen Verhältnisse stark beeinflussen, sind einerseits die beträchtlichen Ableitungen des Traisenwassers in die Werkskanäle (10 m<sup>3</sup>/s) sowie die Regulierung des Flusses, woraus sich auch die deutliche Minderung einer Grundwasserdotation aus dem Flusswasser ergibt.

Im Norden (ab Viehofen) kommt es aufgrund der oben erwähnten Beckengeometrie zu geringeren Flurabständen, die sich auch im Auftreten der sogenannten Brunnadern (Grundwasseraustritte im Talboden) ausdrückt. In dem Grundwassermodell (DONAUCONSULT ZOTTL & ERBER, 1999) werden für diesen Bereich Austauschwassermengen zwischen Fluss- und Grundwasser (bezeichnet als "Austritt aus Traisenbett") von 0,1 und 0,16 m<sup>3</sup> pro Sekunde und Kilometer auf einer Strecke von 2 km festgestellt. Die Mittelwerte von GW-Spiegelschwankungen betrugen im Zeitraum 1979 bis 1997 für St. Georgen am Steinfelde im Süden von St. Pölten über 2 m, während in Viehofen die Amplitude bei 43 cm lag (DONAUCONSULT ZOTTL & ERBER, 1999: 24, Tab. 3.6). In der Studie zur "Grundwasserbewirtschaftung Unteres Traisental" (ARBEITS-GEMEINSCHAFT DI GROISSMAIER & PARTNER ZT-GMBH / ROHRHOFER ZTGMBH, 2009), die Grundlagen für die nachhaltige Grundwasserbewirtschaftung erfassen soll, lag für den Bilanzraum St. Pölten die mittlere Grundwasserbemirtschaftung erfassen soll, lag für den Bilanzraum St. Pölten die mittlere Grundwasserbemirtschaftung erfassen soll, lag für den Bilanzraum St. Pölten die mittlere Grundwasserbemirtschaftung erfassen soll, lag für den Bilanzraum St. Pölten die mittlere Grundwasserbemirtschaftung erfassen soll, lag für den Bilanzraum St. Pölten die mittlere Grundwasserentnahmenenge (2000–2005) bei 13,56 Mio. m<sup>3</sup>/a, wobei die kommunalen Entnahmen (WVA) ca. 6 Mio. m<sup>3</sup>/a, die gewerblich-industriellen Entnahmen etwa 8,5 Mio. m<sup>3</sup>/a betrugen (Zahlen ohne Rückführungen – z.B. Wasserverluste, Versickerungen – in den GW-Körper). Den Entnahmen steht eine durchschnittliche Grundwasserneubildung von 12,54 Mio. m<sup>3</sup>/a gegenüber, womit sich für diesen Bilanzraum eine Unterdeckung ergibt. In der Studie wird der GW-Eintritt in den Bilanzraum St. Pölten aus dem südlich anschließenden Bilanzraum Wilhelmsburg mit über 3 Mio. m<sup>3</sup>/a angegeben. Letzteres Bilanzgebiet wies einen hohen Überschuss (bis zum 10-fachen und mehr) an GW-Neubildung gegenüber den Entnahmen auf.

Für das gesamte Bilanzgebiet des unteren Traisentales (von Wilhelmsburg bis zur Donau und dem Grenzraum zum westlichen Tullnerfeld) wird die beträchtliche Menge von 11,5 Mio. m<sup>3</sup>/a an Fremdwasser (im wesentlichen Grundwasser, das über das Kanalisationssystem abgeführt wird) genannt. Aktuelle Untersuchungen geben für den Grundwasserkörper Traisental eine Jahresentnahmemenge (inkl. Fremdwasser) von 19,4 Mio. m<sup>3</sup> an, wodurch die verfügbare Menge aus der Grundwasserserneubildung mehr oder minder zur Gänze genutzt wird und eine Unterdeckung im Falle von Trockenjahren gegeben wäre.

#### 10.1.2. Molassezone

Die drei wesentlichen lithostratigrafischen Einheiten der Molassezone auf Kartenblatt St. Pölten sind die Traisen-Formation, der *Robulus*-Schlier sowie die Hall-Formation.

Aufgrund ihres hohen Sandgehaltes erscheint die Traisen-Formation als möglicher Träger von Grundwässern ideal. Jedoch ergibt sich aus der flachhügelig-welligen Topografie sowie der vorherrschenden Landnutzung, dass eher lokale und weniger ergiebige Grundwasserkörper zu erwarten sind. Relevante Grundwassernutzungen aus der Traisen-Formation für Trinkwasserzwecke sind auf dem Kartenblatt nicht zu verzeichnen, da dieses Gebiet durch überregionale Anlagen versorgt wird. Die wenigen Nutzwasserentnahmen, die höchstwahrscheinlich die Traisen-Formation erschließen, haben Spitzenwerte von 1–2 l/s, bei Tagesmengen zwischen 40 und 60 m<sup>3</sup>. Ein 26 m tiefer, artesischer Brunnen liegt in der Ortschaft Würmla am nordöstlich anschließenden Kartenblatt 39 Tulln.

Robulus-Schlier und Hall-Formation können aus hydrogeologischer Sicht gemeinsam behandelt werden, da sie sich hinsichtlich der Lithologie sehr ähneln. Beide werden häufig als Schlier bzw. Tegel bezeichnet, sedimentpetrografisch können sie als Schluff angesprochen werden. In hydrogeologischer Sicht gilt der Schlier allgemein als Nichtleiter bzw. Stauer. Als Grundwasserleiter kann der Schlier aufgrund seiner Klüftigkeit auftreten, wie dies aus Bereichen der oberösterreichischen Molassezone bekannt ist. Sowohl wegen der Stauer-Eigenschaften, als auch der eher geringen Grundwasserneubildung in den Schlier-Bereichen sind Wassernutzungen aus dem Schlier nicht zu erwarten. Eine Ausnahme auf dem Kartenblatt bildet die ehemalige Wasserversorgung der Ortsgemeinde Murstetten, die heute von der Energieversorgung Niederösterreich (EVN) versorgt wird. Das Wasser wurde aus Quellen im Haspelwald sowie in zwei 8–10 m tiefen Brunnen gewonnen. Für den Zulauf zum Brunnen werden Kluftsysteme bzw. wegsame Sandeinschaltungen im Schlier genannt. Der Brunnen 2 hatte 1990 eine Konsensmenge von 0,2 l/s bzw. 18 m<sup>3</sup>/d, für die Gesamtanlage wurde ein Tagesbedarf von 50–60 m<sup>3</sup> angegeben. Die mangelnde Trinkwasserqualität des Rohwassers ist schon in den 1970er Jahren festgestellt worden.

## 10.1.3. Penninikum

Der Gesteinsbestand der Greifenstein- und der Laab-Gruppe weist auf niedrige Durchlässigkeiten des Untergrundes und somit auf die geringe Grundwasserhöffigkeit dieser Einheiten hin. Höhere Wasserwegigkeiten sind nur entlang von Bankfugen und tektonischen Auflockerungsbereichen zu erwarten. In der Karte sind die Entnahmestellen der Wasserversorgung für die Gemeinde Michelbach (vier Quellen und ein Brunnen) eingetragen. Für alle Entnahmen wird ein Gesamtkonsens von 4,6 l/s bzw. 233 m<sup>3</sup>/d angegeben. Die Quellen beim Gehöft Durlasbauer erbringen zusammen 2,5 l/s, für den Brunnen wird eine Menge von 0,5 l/s genannt. Die wenigen sonstigen Wassergewinnungen im Rhenodanubischen Deckensystem versorgen häufig nur Einzelhöfe.

## 10.1.4. Nördliche Kalkalpen

Die lithostratigrafische Abfolge der kalkalpinen Deckensysteme beinhaltet sowohl durchlässige, teils verkarstungsfähige Gesteine, als auch Gesteine, die weitgehend undurchlässig sind. Der wichtigste Grundwasserträger ist der Hauptdolomit, wegen seiner großflächigen Verbreitung sowie seiner Durchlässigkeit, die hauptsächlich auf Klüftigkeit basiert. In der Lunz-Decke kann über dem Hauptdolomit noch Plattenkalk auftreten, der verkarstungsfähig ist. Weitere wichtige Grundwasserträger sind die den Hauptdolomit unterlagernden Kalke und Rauwacken der Opponitz-Formation. Diese wiederum werden von der Lunz-Formation unterlagert, die einen wichtigen Stauhorizont bildet. Diese obertriassische Schichtfolge ist für dieses Gebiet als typische Situation für die Anreicherung von Grundwasser und dessen Austritt in Quellen zu betrachten.

Weitere Grundwasserträger, jedoch von geringerer Bedeutung, sind die mitteltriassischen Kalke der Reifling- und Gutenstein-Formation sowie der unterjurassische Hierlatzkalk. Die übrigen weiter verbreiteten Schichtglieder sind mehr oder minder geringdurchlässig bis stauend. Dies trifft besonders auf die unterkretazischen Einheiten (Schrambach-Formation, Tannheim-Losenstein-Formation) zu.

Die auf dem Kartenblatt liegenden Hauptquellen (Tab. 5), die in Kapitel 10.2 (siehe unten) näher beschrieben werden, haben ihre Einzugsgebiete im Hauptdolomit. Im Nahebereich der Quellaustritte treten auch Opponitz- bzw. Lunz-Formation auf,

Nr. in Kar- te	Wasser- buch- Postzahl	Wasser- versor- gungsan- lage	Wasserentnahme(n)	Konsens (Gesamt/ Einzel) oder Schüttung	Jahr der Bewilli- gung
1		WVA EVN	Brunnen Pottenbrunn	90 l/s	1982
2	WU-001474	74 GmbH, Westbahn- Wienerwald	Böheimkirchen, Brunnen 1 und 2	10 l/s	1978
3	D 000054	WVA Mag.	Brunnen 14, 15, 16, 17	je 100 l/s	1957– 1967
4	4 P-000054 St. Pölten	Brunnen 4 und 4a/b	115 l/s; 150 l/s (Reserve)	1980; 2008	

5		22 WVA Wilhelms- burg	Brunnen 1, Göblasbruck	41 I/s (Reserve)	1953
6	PL-000122		Brunnen 2, Burgerfeld	40 l/s	1966
7			Brunnen 3, Altenburg	40 l/s	
8		140/0	Brunnen Mayerhöfen	4 l/s	1939
9	LF-000462	Traisen	Brunnen Andorff 1–3	20 l/s	1965; 1984
10	PL-002410	WVA Kasten bei Böheim- kirchen	Brunnen Kasten	keine Angaben	1985
11			Waldbachbrunnen	0,5 l/s	2010
12		140/0	Thalhammerquelle neu	0,8 l/s	1979
13	PL-001973	Michelbach	Quelle Waldbach- forst 1	0,8 l/s	1983
14			Quelle Durlasbauer I und II	2 l/s; 0,5 l/s	1995; 2010
15	LF-000329	WVA St. Veit an der Gölsen	Brunnen 1 und 2 sowie Wiesenbach- quelle	16,5 l/s; 1.423,5 m³/d; 323.908 m³/a	Quelle 1981; Brunnen 2011
16	LF-000665	WVA Rohrbach	Brunnenfeld Reithofer, 2 Brunnen	13,5 l/s; 1.145 m³/d; 250.000 m³/a	1979
17		an der Gölsen	Urtelquellen I–III	Q: 1–2 l/s	1965
18			Brunnenfeld Ramsau- bachtal	25 l/s; 1.382 m³/d; 270.000 m³/a	1962
19	LF-000257 WVA Hainfeld	Kirchtalquelle	Q-max (aus Bemessung des Durchsatzes der UV- Anlagen): 7,8 l/s	1961	
20		Quellgruppe Hinter- leiten (5 Quellen)	Q-max (aus Bemessung des Durchsatzes der UV- Anlagen): 20 l/s	1902, 1961	
21			Gegend Egg, Quellen A–D	keine Angaben	1927?
22	LF-001371	WVA Ramsau	Saurotte, 2 Quell- fassungen	Q: 1,5 l/s	1951

Tab. 5.

Übersicht über die Wasserversorgungsanlagen auf Kartenblatt 56 St. Pölten.

wobei die Opponitz-Formation quasi eine Wassersammel- und Ableitfunktion zu bilden scheint. Die größeren Quellaustritte liegen im oder nahe dem Vorflutniveau im Talbereich und sind dort oft brunnenförmig gefasst. Die mittleren Schüttungen der größeren Quellen liegen bei etwa 10–20 l/s.

## 10.2. Wasserversorgungsanlagen

#### 10.2.1. EVN-Versorgungsanlage "Westbahn-Wienerwald"

Diese Anlage stellt eine wichtige Teilanlage des Versorgungssystems der EVN-Wasser GmbH (ehem. NÖSIWAG) dar, die anfangs der 1970er Jahre aufgebaut wurde. Es reicht vom Traisental mit dem Hauptbrunnen in Pottenbrunn bis zum Wienerwaldsee bei Pressbaum/Tullnerbach. Ursprünglich vom Wientalwasserwerk der Gemeinde Wien versorgt, erfolgte mit der Erschließung der Brunnen in Böheimkirchen (1978) und in Pottenbrunn (1982) die Umstellung auf eine eigene Wassergewinnung sowie die Erweiterung des Netzes gegen Westen. Heute besteht eine Verbindung zur nördlich angrenzenden EVN-Versorgungseinheit "Tullnerfeld-West" in Rapoltendorf, womit eine weitere Einspeisungsmöglichkeit gegeben ist. Verbindungen mit dem Netz der Wiener Wasserwerke bestehen ebenso.

Die beiden Schachtbrunnen in Böheimkirchen sind etwa 10 m tief und liegen nahe des Laufes der Perschling. Unter einer etwa 2 m mächtigen, sandig-lehmigen Deckschichte liegen 2 m an Wasser führendem Schotter. Darunter folgt nach einer ca. 50 cm mächtigen Tegelschicht ein weiterer Schotterkörper von 4 m. Der Ruhegrundwasserspiegel lag in den 1970er Jahren bei ca. 3,5 m unter GOK und wies nur geringe Schwankungen auf. Es können somit teils gespannte Grundwasserverhältnisse vorliegen. Die Abstandsgeschwindigkeit wird mit ca. 2,6 m/d angegeben. Insgesamt handelt es sich jedoch um ein eher kleineres Grundwasservorkommen, was sich im vergleichsweise geringen Konsens von 10 Sekundenlitern ausdrückt.

Ebenfalls im Jahr 1978 wurden die Arbeiten für eine weitere Wassererschließung mit dem Brunnen in Pottenbrunn, nördlich von St. Pölten im Traisental gelegen, begonnen. Der 1984 in Betrieb genommene Brunnen ist ein rund 8 m tiefer Horizontalfilterbrunnen, der bis an die Schliersohle des Grundwasserkörpers reicht. Im Bescheid von 1982 werden der Abstich mit 2 m und die Abstandsgeschwindigkeit mit 7 m/d angegeben. Langfristige Grundwasserspiegelschwankungen betragen etwa 80 cm, wobei sich die Absenkung im Brunnen bei einer Dauerentnahme von 50 l/s auf 30 cm beläuft. Die konsensierte Höchstentnahmemenge beträgt 90 l/s und die modernisierten Aufbereitungsanlagen sind auf diese Menge dimensioniert.

Aus einer Bedarfsaufstellung ergeben sich für das Jahr 2003 19 vollversorgte Katastralgemeinden mit 28.210 Einwohnern, sowie 26 teilversorgte Katastralgemeinden mit 4.325 Einwohnern. Als zukünftiger Jahresbedarf der Versorgungsanlage Westbahn-Wienerwald werden 2,7 Mio. m<sup>3</sup>/a bzw. 11.061 m<sup>3</sup>/d genannt, was im Kontext auf den nötigen Fremdbezug von der II. Wiener Hochquellenleitung insbesondere für die wiennahen Wienerwaldgemeinden hinweist. Im Österreichischen Trinkwasserbericht von 2011–2013 zählt die von der WVA versorgte Wohnbevölkerung 34.416 Personen und der Tagesbedarf der WVA beträgt 4.300 m<sup>3</sup> (BMG, 2015: Anhang 3, S. 4).

Eine Wasseranalyse vom 3. November 2015 aus dem Netz der Versorgungsanlage zeigt folgende Werte:

Gesamthärte: 18,9° dH; Carbonathärte: 16,2° dH; Ca: 97,1 mg/l; Mg: 23,3 mg/l; Na: 14,8 mg/l; K: 4,6 mg/l; SO<sub>4</sub>: 36,6 mg/l; Cl: 23,4 mg/l; NO<sub>4</sub>: 15,4 mg/l.

#### 10.2.2. WVA St. Pölten

Das Versorgungsnetz von St. Pölten umfasst den Großraum des Bezirkes St. Pölten-Stadt sowie einige anliegende Ortschaften wie Gerersdorf und Pyhra. Die derzeitige Einwohnerzahl (Stand: 01.01.2016) des Bezirkes beträgt 53.478, wobei das eigentliche Stadtgebiet 21.625 Einwohner zählt.

Das erste Brunnenfeld (BF) der WVA-St. Pölten wurde im Jahr 1927 bewilligt und lag südlich von Spratzern in der linksufrigen Niederterrasse, die hier etwa 9 m mächtig ist. Es wurden insgesamt sieben Brunnen (Br) errichtet. Ab 1938 und besonders während des Zweiten Weltkrieges wurde das Brunnenfeld 2, nicht unweit von BF1, mit weiteren sechs Brunnen entwickelt. Diese Wassergewinnungen wurden 1975 (BF 2) bzw. 1983 (BF 1) eingestellt. Das noch heute genutzte Brunnenfeld 3 wurde ab den 1950er Jahren entwickelt (Br 14: 1954) und liegt auf der rechtsufrigen Niederterrasse. Es erfasst aktuell vier Schacht- bzw. Rohrbrunnen (Br 14–17). Die Brunnen sind 12 bzw. 14 m tief und sollen eine Gesamtentnahme von 400 l/s erbringen. Hydraulische Parameter (Br 15) zeigen folgende Werte: Kf: ca. 5 x  $10^{-3}$  m/s; Abstandsgeschwindigkeit: 6,4 m/d; GW-Mächtigkeit: 6–7 m. Das Brunnenfeld weist jedoch beträchtliche Grundwasserspiegelschwankungen (bis über 3 m) auf. Die Aufbereitung des Trinkwassers erfolgte durch eine Ozonisierung des Wassers in den Schächten selbst. Die Umstellung auf UV-Anlagen fand bei Br 14 und 15 im Jahr 1990 statt.

Die Bewilligung zur Erweiterung der WVA durch ein neues Brunnenfeld (BF 4) erfolgte im Jahr 1980 (Kollaudierung von Br 4: 1982). Es sollte ein Großvertikalfilterbrunnen mit 28 m Tiefe und einem Durchmesser von 2,5 m errichtet werden. Die Filterstrecke liegt zwischen 18 und 24 m. Die Wasserentnahme soll 115 I/s betragen, wobei 15 I/s der Versorgung der Gemeinde Pyhra dienen. 1986 wurden UV-Anlagen eingebaut. Der Brunnen 4 liegt an der Kante von der Hochterrasse zur Niederterrasse, die einen Niveauunterschied von etwa 7–8 m aufweisen. Die Schotter der Hochterrasse sind von einer ca. 4–6 m mächtigen Löss-Schicht (nach anderen Angaben 2–4 m – ARBEITSGEMEINSCHAFT DI GROISSMAIER & PARTNER ZT-GMBH / ROHRHOFER ZT-GMBH, 2009) überdeckt. Im Jahr 1997 wurde ein Versuchsbrunnen im BF 4, nördlich von Br 4, abgeteuft und der Pumpversuch ergab eine maximale Fördermenge von 62 I/s. Ein Kf-Wert von 2,2 x 10<sup>-3</sup> m/s und eine Abstandsgeschwindigkeit von 4,6 m/d wurden errechnet. Die GW-Mächtigkeit beträgt rund 9 m. Nach den Untersuchungen soll die Schliersohle ein ähnliches Niveau wie unter der Niederterrasse aufweisen.

Im Jahr 2008 wurde der Antrag auf Errichtung eines neuen Brunnens (4a/b) gestellt, der unter Einbeziehung des genannten Versuchsbrunnens als eine Kombination eines Vertikalfilterbrunnens und eines Schlitzfilterbrunnens ausgeführt werden soll. Die Förderleistung soll 150 l/s betragen und als Reservebrunnen im Falle eines Ausfalls des BF 3 genutzt werden, insbesondere im Falle von Hochwasser.

Zu den erwähnten Konsensmengen ist zu bemerken, dass im Bescheid vom Jahr 2008 für die Wasserversorgungsanlage von St. Pölten eine nicht standortgebundene Gesamtkonsensmenge von 510 l/s genannt wird, also keine Tages- und Jahresentnahmemengen festgesetzt sind bzw. auch zuvor nicht festgelegt wurden, ein offensichtliches Manko bezüglich der Grundwasserbewirtschaftung im Traisental, wie auch aus Tabelle 5 hervorgeht. Dazu wurde von der Behörde im Jahr 2000 angemerkt, dass das Maß der Wasserbenutzung an dem Bedarf des Konsensträgers unter Beachtung der wasserwirtschaftlichen Verhältnisse zu bemessen ist, und des Weiteren, dass sich Tages- und Jahresmengen bilanzmäßig wesentlich stärker auswirken. Für die Festlegung der entsprechenden Konsensmengen wird auf die noch zu ermittelnden Bedarfsmengen sowie auf einen entsprechenden Rahmenplan für das Traisental bzw. ein Grundwassermodell (DONAUCONSULT ZOTTL & ERBER, 1999) ver-

wiesen. In der genannten Grundwassermodell-Studie werden Mittelwerte von drei Tagesentnahmen (Juni, August, November) für das Jahr 1997 angegeben: BF 3: 4.954 m<sup>3</sup>/d; Br. 4: 5.857 m<sup>3</sup>/d; entspricht zusammen etwa 125 l/s. Daraus ergibt sich ein Verhältnis von konsensierter Spitzenentnahme zu realen Tagesentnahmen von ca. 4:1, ein Verhältnis wie es auch für die WVA-Wilhelmsburg zutrifft.

In der zitierten Studie werden auch noch weitere Kf-Werte zu den Brunnen angegeben: Br. 16: 1,3 x 10<sup>-3</sup> m/s; Br. 17: 9 x 10<sup>-4</sup> m/s; sowie aus Sonden im BF 4, die zwischen 5,7 x 10<sup>-3</sup> und 8,6 x 10<sup>-3</sup> m/s liegen.

Laut aktuellem Webauftritt des Wasserwerkes St. Pölten beträgt der jährliche Wasserbedarf durschnittlich 16.400 m<sup>3</sup>/d (~6 Mio. m<sup>3</sup>/Jahr; www.wasserwerk.at/ home/wasserwerke/st.-poelten – abgerufen am 21.09.2017). Aus den Verbrauchsangaben des Wasserwerks ergibt sich, dass etwa 28 % der Gesamtentnahmen für den öffentlichen Verbrauch (Eigenbedarf) bzw. als Wasserverluste zu betrachten sind, wobei letztere eine nicht zu vernachlässigende Größe für die Grundwasserbilanz darstellen. In der Studie zur Grundwasserbewirtschaftung (ARBEITSGEMEINSCHAFT DI GROISSMAIER & PARTNER ZT-GMBH / ROHRHOFER ZT-GMBH, 2009) wird ein Wasserverlust der WVA von 830.000 m<sup>3</sup>/a genannt. Ein Sanierungskonzept für das Rohrnetz (357 km Länge) wird auf der Website angesprochen.

Eine Wasseranalyse vom 12. Jänner 2016 aus dem Brunnen 4 zeigt folgende Werte: pH: 7,6; Lf: 440  $\mu$ S/cm; Gesamthärte: 14,1° dH; Carbonathärte: 12,3° dH; Ca: 70 mg/l; Mg: 19 mg/l; Na: 3,6 mg/l; K: 1,2 mg/l; SO<sub>4</sub>: 36 mg/l; Cl: 4,7 mg/l; NO<sub>3</sub>: 5,8 mg/l.

#### 10.2.3. WVA Wilhelmsburg

Für die Wasserversorgung der Gemeinde Wilhelmsburg wurden im Jahr 1953 ein Brunnen (Göblasbruck) mit Schutzgebiet und ein Netzausbau bewilligt, der mittelfristig 8.000 Einwohner versorgen soll. Ein zukünftiger Spitzenbedarf errechnete sich auf 41,7 l/s. Der Brunnen liegt in der Talniederung des Traisentales und erschließt dessen Sand-Kieskörper, der eine etwa 1,3 m mächtige, schluffig-sandige Deckschicht aufweist. Der Brunnen ist 16,5 m tief und hat eine Filterrohrlänge von 4 m. Bei Pumpversuchen wurden Zulaufmengen von 9–10 l/s festgestellt. Nach Untersuchungen aus dem Jahr 2008 betrug der mittlere Flurabstand 6 m. Für die Neufestlegung des Schutzgebietes im Jahr 2015 ergab sich für die 60-Tagesgrenze bei einer Dauerentnahme von 11 l/s im Anstrombereich eine Entfernung von 213 m, d.h. die Abstandsgeschwindigkeit liegt bei etwa 3,5 m/d. Der Brunnen soll weiterhin für die Notversorgung bzw. als Ersatzentnahmestelle zur Verfügung stehen.

Bereits im Jahr 1963 wurde mit der Errichtung eines Filterrohrbrunnens nördlich des Stadtgebietes (Burgerfeld) die Erweiterung der WVA fortgeführt. Aus zwei 12 m tiefen Brunnen sollten je 20 l/s entnommen werden. Mit dem vorläufig errichteten Probebrunnen mit einer Entnahme von 20 l/s war der damalige Tagesbedarf der WVA abgedeckt, woraus sich für den Brunnen Göblasbruck eine Spitzenentnahmenenge von etwa 15 l/s ergibt. Die Anlage wurde 1966 bewilligt. Der Ruhegrundwasserspiegel liegt 3 m unter GOK, die Filterstrecke beträgt 5 m und aus Pumpversuchen wurde ein Kf-Wert von 5,6 x 10<sup>-3</sup> m/s ermittelt. In den Verhandlungen zur Neufestlegung des Schutzgebietes im Jahr 1993 wurde die mangelnde Überdeckung durch mögliche Traisenhochwässer festgestellt. Durch die Anpassung des Schutzgebietes und weitere Maßnahmen (Umstellung auf Dauergrünland etc.) sollte die einwandfreie Qualität des Trinkwassers sichergestellt sein.

Aufgrund des ungünstigen Standortes des Brunnens Göblasbruck im Wohngebiet wurde Mitte der 1990er Jahre mit der Erschließung eines neuen Brunnenstandortes im Süden der Gemeinde (KG Altenburg) begonnen. Die Untersuchungen ergaben folgende Kennwerte des Brunnenstandortes: Einer 0,5 m mächtigen Humusauflage folgt der 14 m mächtige, kiesig-sandige Grundwasserkörper, worunter 2,5 m Tonschichten erbohrt wurden. Der Flurabstand beträgt ca. 3 m; Kf: 1,1 x 10<sup>-3</sup> m/s; Abstandsgeschwindigkeit: 2,9 m/d; Brunnentiefe: 15 m plus 2 m Sumpfrohr; Brunnendurchmesser: 90 cm; Filterrohrdurchmesser: 60 cm. Der im Jahr 2000 bewilligte Konsens von 40 l/s ist als Ersatzmenge für den Brunnen Göblasbruck zu betrachten.

Eine Wasseranalyse von 2016 aus dem Brunnen Göblasbruck zeigt folgende Werte: pH: 7,8; Temperatur: 10,8° C; Lf: 450  $\mu$ S/cm; Gesamthärte: 13,2° dH; Carbonathärte: 11,9° dH; Ca: 67,0 mg/l; Mg: 16,0 mg/l; Na: 8,6 mg/l; K: 1,2 mg/l; SO<sub>4</sub>: 26,0 mg/l; Cl: 13,0 mg/l; NO<sub>3</sub>: 8,0 mg/l. Das Wasser des Brunnens Burgerfeld ist etwas geringer mineralisiert (408  $\mu$ S/cm) bei ansonsten vergleichbarer chemischer Charakteristik.

#### 10.2.4. WVA Marktgemeinde Traisen

Die erste kommunale Wasserversorgung in der Marktgemeinde Traisen wurde mit dem Bau eines Brunnens zur Versorgung einer Wohnsiedlung der Reichswerke Hermann Göring, die auf 550 Wohneinheiten ausgelegt war, im Jahr 1939 errichtet. Der Brunnen in der KG Mayerhöfen, auch WAG- oder Siedlungsbrunnen bezeichnet, weist einen Durchmesser von 1,5 m sowie eine Tiefe von 6,5 m bei einer Grundwassermächtigkeit von ca. 3 m auf. Er wurde in den Sand-Schotterkörper des Gölsentales niedergebracht und sollte den Wasserbedarf von etwa 4 I/s abdecken. Pumpversuche, die sowohl zur Zeit der Errichtung als auch im Zuge der Festlegung eines engeren Schutzgebietes durchgeführt wurden, ergaben einen durchschnittlichen Kf-Wert von ca. 1 x 10<sup>-3</sup> m/s. Die Grundwasserströmungsverhältnisse sind im Brunnenumfeld einerseits vom E–W gerichteten Grundwasserbegleitstrom der Gölsen sowie von einem sicherlich weniger bedeutenden Grundwasserzufluss aus dem gegen Süden ansteigenden Gelände beeinflusst. Bezüglich der Wasserqualität aus dem Jahr 2003 wird eine hohe Härte bei ansonsten unauffälligem Befund und ein im Laufe der Jahre deutlich abgesenkter Nitratgehalt auf 10–15 mg/l festgestellt.

Im Zuge der Ortserweiterung im Mündungsbereich der Gölsen (Gölsensiedlung) wurde im Jahr 1965 der Bau eines neuen Brunnens nördlich der Gölsen (Brunnen Andorff) mit einer Entnahmemenge von 10 l/s bewilligt. Es handelt sich um einen Rohrbrunnen von 9,9 m Tiefe, der sich noch im GW-Begleitstrom der Gölsen befindet. Der Sand-Schotterkörper ist hier etwa 7 m mächtig, worunter über 7 m mächtige Tone liegen. Pumpversuche ergaben eine Absenkung des Grundwasserspiegels um 20 bis 40 cm bei einer Dauerentnahme von 8,5 l/s. Aufgrund dieser Ergiebigkeit wäre damit der gesamte Bedarf von Traisen gedeckt. Im Jahr 1980 wurde infolge des Abgehens von der Nutzung der Quellwässer der Spitzenkonsens für den Brunnen Andorff auf 20 l/s erhöht. 1984 wurde - neben dem Bau eines neuen Hochbehälters (Steinwandleiten) - das Brunnengebiet Andorff um zwei weitere Bohrbrunnen erweitert, da der bestehende Brunnen nur noch rund 6,4 l/s förderte. 1986 erfolgte der Einbau von UV-Anlagen an den beiden Brunnenstandorten. 2013/2014 wurden die UV-Anlagen dem Stand der Technik angepasst, die bewilligten Entnahmemengen blieben unverändert, wobei die tatsächlichen Spitzenentnahmen durch die Pumpleistungen mit 4 l/s (WAG-Brunnen) bzw. 12 l/s (BF Andorff) gegeben sind.

Eine Wasseranalyse von 2015 zeigt folgende Werte: pH: 7,8; Gesamthärte:  $12,7^{\circ}$  dH; Carbonathärte:  $13,0^{\circ}$  dH; Ca: 66,2 mg/l; Mg: 14,8 mg/l; Na: 5,7 mg/l; K: 2,1 mg/l; SO<sub>4</sub>: 17,4 mg/l; Cl: 7,7 mg/l; NO<sub>3</sub>: 6,5 mg/l; Pestizide: 0,03 µg/l.

## 10.2.5. WVA St. Veit an der Gölsen, Rohrbach, Hainfeld und Ramsau

Der Beginn der Errichtung von gemeindeeigenen Versorgungsanlagen geht in das frühe 20. Jahrhundert zurück (Hainfeld 1902, St. Veit an der Gölsen 1910). In Rohrbach und Ramsau wurden sie in den 1950er Jahren (1956 bzw. 1951) entwickelt. Als Wasserbezugsstellen wurden Quellen genutzt, die sowohl in den nördlichen wie südlichen Gehängen des Gölsentales lagen. Neben Quellen aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen bezogen St. Veit an der Gölsen (Eberlquelle) und Rohrbach (vier "Steinbergquellen") auch Wässer aus dem Rhenodanubischen Deckensystem. Infolge des erhöhten Wasserbedarfes errichteten die Gemeinden neue Wassererschließungen, die in den Tallagen der südlichen Seitentäler der Gölsen liegen. Sie sind als brunnenmäßige Fassungen von im Tal- oder Bergfußbereich entspringenden Karst- oder Spaltquellen ausgeführt. Das Haupteinzugsgebiet der Quellen bildet der Hauptdolomit. Das von der Gemeinde Hainfeld im Jahr 1961 entwickelte "Brunnenfeld" im Ramsaubachtal lieferte ursprünglich etwa 9 l/s und kann nach weiteren Aufschließungen (zwei Bohrbrunnen) und technischen Anpassungen (2012) einen Spitzenbedarf von 25 l/s abdecken. Der Gesamtjahreskonsens (alle Bezugsstellen der Gemeinde) beträgt 270.000 m<sup>3</sup>.

Die Brunnenanlage Reithofer der Gemeinde Rohrbach (bewilligt 1979) erschließt durch zwei Horizontalfilterbrunnen einen "Quelltümpel" im Hallbachtal. Die Nutzung des beachtlich ergiebigen Quellgebietes (bis zu 40 l/s) ist durch die technische Ausführung von Wasserfassung und Aufbereitung auf 7,5 l/s begrenzt. Im Bescheid von 2009 wird von einer zukünftigen Spitzenentnahme von 13,5 l/s bzw. 250.000 m<sup>3</sup>/a ausgegangen. Auch die Gemeinde St. Veit an der Gölsen erschloss im Jahr 1981 im Wiesenbachtal bei der "Hasenmühle" eine Quelle (Mindestschüttung: 12 l/s), wodurch neben einer Netzerweiterung auch die anderen zuvor genutzten Bezugsstellen ersetzt wurden. Mit der Erweiterung der Quellfassungsanlage durch zwei Bohrbrunnen (2004 und 2008) sollen, unter Reduktion des Wasseranteils aus der Quellfassung (4,8 l/s), die angestrebten Versorgungsmengen von 16 l/s bzw. 1.423,5 m<sup>3</sup>/d bzw. 323.908 m<sup>3</sup>/a gewährleistet sein. Aus einer Erhebung im Jahr 2010 ergab sich ein Spitzentagesbedarf der Gemeindeanlage von 1.095 m<sup>3</sup>.

Für die Ortswasserversorgung von Ramsau wird neben den Quellen Saurotte (1,5 l/s) eine Quelle am Kieneck (außerhalb des Kartenblattes gelegen) mit einer relativ konstanten Schüttung von 20–30 l/s seit 1971 genutzt.

# 11. Bohrungen

(S. ĆORIĆ & H. EGGER)

Die Nummern in den Klammern entsprechen der Nummerierung auf der geologischen Karte.

## Tiefbohrungen der OMV-AG

## Murstetten 1 (1)

Bohrzeitraum: 1959Koordinaten des Bohrpunktes:BMN M34 R 710877 H 343803Meereshöhe des Bohrpunktes:285 mEndteufe der Bohrung:1.769 m

Geologisches Bohrprofil nach BRIX & GÖTZINGER (1964)

0– 6 m Quartär 6–1.345 m Traisen-Formation 1.345–1.681 m *Robulus*-Schlier/Hall-Formation 1.681–1.742 m Linz-Melk-Formation 1.742–1.769 m Zweiglimmer-Orthogneis

## Hof 1 (8)

Bohrzeitraum: 1985-1986

Koordinaten des Bohrpunktes:BMN M34R 711149H 336640Meereshöhe des Bohrpunktes:396 mEndteufe der Bohrung:1.793,6 m

Geologisches Bohrprofil nach TRAUSSNIGG (1986)

0–1.200 m	Altlengbach-Formation
1.200–1.315 m	Wolfpassing-Formation
1.315–1.550 m	Robulus-Schlier/Hall-Formation
1.550–1.710 m	Linz-Melk-Formation
1.710–1.793 m	Granodiorit

## Perschenegg 1 (12)

Bohrzeitraum: 1962			
Koordinaten des Bohrpunktes:	BMN M34	R 702995	H 329684
Meereshöhe des Bohrpunktes:	393 m		
Endteufe der Bohrung:	1.772 m		

Geologisches Bohrprofil nach BRIX & GÖTZINGER (1964)

- 0- 861 m Altlengbach-Formation
- 861–1.220 m Röthenbach-Subgruppe ("Zementmergelserie")
- 1.220-1.363 m Wolfpassing-Formation
- 1.363–1.624 m Tiefere Oberkreide Überschiebung

Buntmergelserie
Überschiebung
Robulus-Schlier/Hall-Formation
Linz-Melk-Formation
Granat-Biotit-Paragneis

# Bohrungen der ASFINAG für den Bau der S34 (Traisental-Schnellstraße)

## KB-N-1850 (2)

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M34 R 694609 H 339832

#### Geologisches Bohrprofil:

0– 0,75 m	Anschüttung
0,75– 1,25 m	Boden
1,25– 5,60 m	Lösslehm
5,60- 8,20 m	Älterer Deckenschotter
8,20–15,00 m	Robulus-Schlier

## KB-N-1530 (3)

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M34 R 694763 H 339417

### Geologisches Bohrprofil:

0- 0,30 m Anschüttung 0,30- 0,75 m Boden 0,75- 1,10 m Lösslehm 1,10- 3,90 m Älterer Deckenschotter 3,90-15,00 m *Robulus*-Schlier

## KB-N-0700 (4)

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M34 R 694948 H 338646

#### Geologisches Bohrprofil:

0– 0,90 m Boden 0,90– 1,50 m Löss 1,50–11,85 m Lösslehm 11,85–15,00 m Älterer Deckenschotter

## KB-W-Ost-02 (5)

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M34 R 695291 H 338002

## Geologisches Bohrprofil:

0– 0,25 m Anschüttung 0,25– 4,30 m Lösslehm 4,30–15,00 m *Robulus*-Schlier

## KB-W-Ost-05 (6)

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M34 R 695477 H 337230

#### **Geologisches Bohrprofil:**

- 0– 0,40 m Anschüttung
- 0,40- 0,60 m Boden
- 0,60- 1,50 m Lösslehm
- 1,50- 3,00 m Älterer Deckenschotter
- 3,00-15,00 m Robulus-Schlier

## KB-W-Ost-07 (7)

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M34 R 695548 H 336609

#### **Geologisches Bohrprofil:**

- 0- 0,40 m Boden 0,40- 0,80 m Lösslehm 0,80- 5,00 m Älterer Deckenschotter 5,00-15,00 m *Robulus*-Schlier

## KB-W-2745 (9)

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M34 R 694924 H 335245

## **Geologisches Bohrprofil:**

0– 1,10 m Anschüttung 1,10– 5,40 m Lösslehm 5,40–10,30 m Älterer Deckenschotter 10,30–12,00 m *Robulus*-Schlier

## KB-W-5740 (10)

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M34 R 695759 H 332545

#### Geologisches Bohrprofil:

0- 0,20 m Boden 0,20- 0,75 m Lehm 0,75-24,00 m Hall-Formation

## KB-W-6705 (11)

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN M34 R 696471 H 331935

## Geologisches Bohrprofil:

0– 1,00 m Boden 1,00–12,30 m Niederterrasse 12,30–13,50 m Altlengbach-Formation

## 12. Höhlen

(R. PAVUZA)

Das Kartenblatt 56 wird in höhlenkundlicher Hinsicht vom katasterführenden Landesverein für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich betreut. Mit Stand April 2016 waren auf dem Blattbereich 56 meist kleinräumige Höhlen bekannt.

Das Kartenblatt hat Anteile an insgesamt sieben Katastergebieten des Österreichischen Höhlenverzeichnisses (ÖHV), wobei das Katastergebiet 1916 (Gebiet zwischen Traisen und Tulln) fast den gesamten Nordteil des Kartenblattes einnimmt und zu einem großen Teil von Flyschgesteinen dominiert wird. In diesem Bereich liegen 5 km nordwestlich von Hainfeld auch fünf – und somit fast ein Viertel – der in Österreich vergleichsweise überaus seltenen Höhlen im Rhenodanubischen Deckensystem (PAVUZA, 2013). Das längste Objekt dieses bemerkenswerten Höhlenclusters, die Steinberghöhle I (Katasternummer 1916/1), weist immerhin eine Länge von 38 m auf. Bei diesen Höhlen handelt es sich aber natürlich nicht um Karsthöhlen, die Objekte sind ausnahmslos durch Massenbewegungen entstanden.

In den beiden kleinen Teilbereichen der westlich anschließenden Katastergebiete 1884 (Dunkelsteiner Wald) und 1883 (Gebiet zwischen Sierningbach und Traisen) sind auf dem Kartenblatt noch keine Höhlen bekannt geworden.

Im Katastergebiet 1837 (Bergland zwischen Pielach und Traisen) westlich von Lilienfeld ist, soweit dies das Kartenblatt betrifft, die 30 m lange Marienhöhle (1837/34) anzuführen.

Im Katastergebiet 1866 (Reisalpe-Hegerberg) im südwestlichen Blattbereich ist einerseits die unmittelbar an einem Wanderweg im Traisental liegende, imposante, jedoch höhlenkundlich unbedeutende Oesterlein-Grotte (1866/50) zu nennen. Weiter östlich findet sich im Hallbachtal die 57 m lange Hedwigshöhle (1866/4), die Gegenstand einer Höhlensage ist und biospeläologisch bedeutsam einzustufen ist.

Das 46 m lange Wasserlueg bei Kleinzell (1866/18) ist eine episodisch aktive Wasserhöhle mit einigen Sinterbildungen und ist ebenfalls in einer Höhlensage verewigt worden.

Bereits im Katastergebiet 1867 (Unterberg-Jochart) liegt das Türkenloch (1867/22), das mit einer vermessenen Ganglänge von 71 m die derzeit längste Höhle auf dem Kartenblatt darstellt, aber nicht mit dem deutlich längeren und viel besser bekannten Türkenloch bei Kleinzell (ca. 3 km WSW, jedoch bereits auf Blatt 74 Hohenberg liegend) verwechselt werden darf. Auf dem Kartenblatt 56 gibt es indessen zwei weitere Höhlen mit diesem Namen, was auf die Verwendung dieser recht versteckten Objekte während der Bedrohung durch marodierende Türken in vergangenen Zeiten hinweist.

Der kleine Anteil des Kartenblattes im Südosten am Katastergebiet 1868 (Kieneck-Hocheck) weist bisher noch keine Höhlen auf.

Die Karstverbreitung und Karstgefährdung im südwestlichen Eck des Kartenblattes – die Umgebung von Lilienfeld – wurde auf dem Blatt "Wilhelmsburg" der Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarten Österreichs im Maßstab 1:50.000 ausführlich beschrieben (FINK, 2011).

# 13. Naturdenkmale

(T. HOFMANN & R. PAVUZA)

Der Schutz der Naturdenkmale liegt im Bereich des Amtes der Niederösterreichischen Landesregierung (Abteilung Naturschutz), bzw. bei den zuständigen Bezirkshauptmannschaften. Grundlage dafür bildet das "NÖ Naturschutzgesetz 2000" (NÖ NSCHG 2000) vom 1. September 2000. Das Verzeichnis der Naturdenkmale mit fortlaufender Nummer wird im Naturdenkmalbuch geführt, dieses liegt bei den jeweiligen Bezirkshauptmannschaften zur Einsicht auf. Eine Darstellung geologischer Naturdenkmale erfolgte zuletzt von HOFMANN (2000, 2003).

Das Feuchtbiotop "Siebenbründl" (NÖ-P-039) [701800/343500] in der Katastralgemeinde (KG) Ratzersdorf (Magistrat der Stadt St. Pölten) ist eine Quellmulde am Rand der Hochterrasse des Traisentales. Schützenswert in diesem Vernässungsbereich (3) ist insbesondere die biologische Vielfalt mit über 30 dort nachgewiesenen Vögeln und Orchideen. Das Feuchtbiotop befindet sich im Besitz der Stadt St. Pölten und wird von örtlichen Naturschutzgruppen gepflegt.

Beim "Altarm d. Perschling" (NÖ-P-129) [707150/345100] in der Gemeinde Kapelln (KG Rassing) im Bezirk St. Pölten sind aus geologischer Sicht steile Wände der hier aufgeschlossenen miozänen Traisen-Formation (**25**) östlich von Maria Jeutendorf von Interesse (HOFMANN, 2000: 44).

Die rund 15 m lange und zwei Meter tiefe "Hasensteinlu(c)ke", vulgo auch "Bergmandlloch" (NÖ-LF-098) [702698/321938], mit der Katasternummer 1866/22 liegt in der Gemeinde St. Veit an der Gölsen (KG Obergegend) im Bezirk Lilienfeld in rund 500 m Höhe an der östlichen Talflanke des Pfenningbaches innerhalb mesozoischer Karbonate der Frankenfels-Decke an der Nordfront der Nördlichen Kalkalpen. Sie wurde z.T. anthropogen überformt und diente offenbar während des Zweiten Weltkrieges als Unterstand.

#### Naturdenkmäler in Niederösterreich

http://www.noe.gv.at/noe/Naturschutz/Naturdenkmaeler\_in\_NOe.html (abgerufen am 07.11.2017).

# 14. Exkursionsvorschläge

(H. Egger & S. Ćorić)

### (1) Steinbrüche in der Altlengbach-Formation (Roßgraben-Subformation) bei St. Veit an der Gölsen

Die Altlengbach-Formation (**74**, oberes Campanium bis Thanetium) der Greifenstein-Decke kann in vier Subformationen unterteilt werden, die von unten nach oben als Roßgraben-, Ahornleitengraben-, Kotgraben- und Acharting-Subformationen bezeichnet werden (EGGER, 1995). Die Steinbrüche im Kerschenbachtal bei St. Veit an der Gölsen sind die derzeit besten Aufschlüsse der Roßgraben-Subformation (**76**), die dort eine Muldenstruktur mit von Nordost nach Südwest streichender Achse bildet. Im Liegenden der Roßgraben-Subformation wurde an einigen Stellen die durch bunte Tonsteine und dünne Siltsteinbänkchen charakterisierte Perneck-Formation (**77**, "Oberste Bunte Schiefer") gefunden, die hier, wie in der gesamten Rhenodanubischen Zone, bis in das mittlere Campanium hineinreicht (Nannoplanktonzone CC22; EGGER & SCHWERD, 2008).

Hellglimmerreiche Sandsteinbänke bilden mehr als 90 % der Abfolge, daneben treten harte turbiditische Kalkmergelbänke, weiche turbiditische Mergellagen und pelagische Tonsteinlagen auf. Letztere belegen die Ablagerung der Abfolge unterhalb der Kalzitkompensationstiefe. Die Tonsteine sind dunkler gefärbt als die karbonatischen Gesteine, die durch ihre hellen Anwitterungsfarben auffallen. Die Abfolge fällt mittelsteil gegen Nordnordosten ein. Im südlichen Steinbruch, der ein etwa 60 m mächtiges Profil aufschließt (BMN M34 R 701502 H 323365), wird noch gelegentlich abgebaut, wodurch meist frisches Material auf Halde liegt. Vor allem im Südwestteil des Bruchs besteht erhöhte Steinschlaggefahr. Der nördliche Steinbruch ist stillgelegt (BMN M34 R 701545 H 323550).

Auffällig sind in beiden Steinbrüchen dickbankige und grobkörnige, teilweise amalgamierte Sandsteinbänke, die als Zehnermeter-dicke Pakete in dünnerbankige Turbiditabfolgen eingeschaltet sind. Die grobkörnigen Sandsteine sind oft massig ausgebildet oder zeigen Parallelschichtung. Auffallend sind die häufigen Tongallen (rip-up clasts), die von den Resedimentströmen am Meeresboden erodiert wurden. An den Sohlflächen finden sich vor allem Belastungsmarken (load-casts) und Schleifmarken (drag-marks), während Kolkungsmarken (lue-casts) selten sind. Eine gute Durchlüftung des Meeresbodens wird durch eine reiche Spurenfossilvergesellschaftung (vor allem *Chondrites* spp., *Nereites* sp. und *Thalassinoides* spp) angezeigt. Typisch für viele dieser Sandsteine sind Tonflatschen (rip-up clasts), die bei der Bewegung des Suspensionsstromes vom Meeresboden erodiert wurden. Erosionskanäle im Liegenden der Sandsteine können jedoch nicht beobachtet werden. Kohlehäcksel belegen die terrigene Herkunft des Materials.

Die Bankpakete können als Rinnenfüllungen oder als Sedimentkörper (Loben) am Ausgang von Rinnen interpretiert werden. Die letzte Interpretation scheint für die Aufschlüsse im Kerschenbachtal wahrscheinlicher, da die unter den dickbankigen Sandsteinpaketen gelegenen Turbiditbänke keine ausgeprägten Erosionserscheinungen erkennen lassen. Die Sandsteinpakete deuten aber in jedem Fall auf das Vorhandensein von nahe gelegenen Transportrinnen hin.

# (2) Aufschluss der Agsbach-Formation bei Bernau nordöstlich von Hainfeld

Die bis zu 1.000 m mächtige Agsbach-Formation (81) der Laab-Decke bildet die mächtigste Abfolge des Ypresiums in den Ostalpen. Der hier beschriebene Auf-

schluss liegt nahe dem kleinen Gasthaus Bernau (BMN M34 R 710454 H 324069), das seit mehreren Jahren geschlossen ist. Gegenüber zweigt von der Landesstraße L119 eine Seitenstraße nach Nordwesten ab. Dieser folgt man etwa 100 m weit, dann geht man nach rechts (Osten) über eine Wiese hinunter zum Bach.

Im Bachbett und an den Flanken des Einschnittes stehen braun anwitternde, dünn- bis mittelbankige kieselige Sandsteinbänke an, die im Hangenden in manchmal mehrere Meter mächtige plattige Siltsteine, Mergel oder kieselige Tonsteine übergehen. Die Mergel enthalten *Discoaster Iodoensis*, eine für das mittlere Ypresium typische Nannoplanktonart. Wie es typisch ist für die Agsbach-Formation, überwiegen die pelitischen Gesteine die Sandsteine bei weitem. Im Gegensatz zur Hois-Formation (82) treten Sandsteine in der Agsbach-Formation (81) stark zurück. Der dominierende Gesteinstyp sind graue mächtige Tonsteine, öfters gibt es auch Tonmergel und Kalkmergel.

## (3) Geopfad Ramsau bei Hainfeld

Gosau-Gruppe über dem Bajuvarikum und Schichtfolge der unterlagernden Lunz-Decke vom Hauptdolomit bis in die Unterkreide. Frankenfels-Decke mit einer im Aptium/Albium eingelagerten Gleitscholle aus Jura bis Obertrias. Überdeckung der Überschiebungsgrenze Lunz-Decke auf Frankenfels-Decke durch transgressiv auflagernde Gesteine des Cenomaniums und der Gosau-Gruppe (WESSELY, 2010).

Der Geopfad beginnt oberhalb der Ortschaft Ramsau (Hinweisschilder von Ortsmitte weg) beim Gehöft Hofer (BMN M34 R 710525 H 319280). Er umfasst 19 Punkte mit Tafeln in Kurzangaben und zwei Übersichtstafeln, eine davon in Doppelausführung, aufgestellt in der Ortsmitte gegenüber dem Gasthof "Zur Brücklmühle". Hier ist auch eine Broschüre erhältlich (WESSELY, 2010). Entlang des Geopfades verläuft auch ein "Dendropfad" mit Tafeln der jeweiligen Namen der Bäume, die in diesem Raum typisch sind.

## (4) Typlokalität der untermiozänen Traisen-Formation in St. Pölten

Das Typprofil (Abb. 7) der Traisen-Formation (GEBHARDT et al., 2013; GEBHARDT & Corric, 2013) befindet sich im Stadtteil Prater im nördlichen Stadtgebiet von St. Pölten (BMN M34 R 697539 H 342830). Die Traisen-Formation (25) ist dort mit einer Mächtigkeit von 18 m aufgeschlossen. Sie ist Teil der Autochthonen Molasse und wurde im frühen Miozän (spätes Ottnangium) abgelagert. In den Sandsteinen in den unteren 4 m des Profils befinden sich dezimeter- bis mehrere Meter große Konkretionen. Darüber folgt ein ca. 2 m mächtiger Feinkieshorizont mit umgelagerten dmgroßen Tonklasten, der als Rinnenfüllung interpretiert wird. Diese Rinnenstruktur ist überlagert von einer etwa 12 m mächtigen Wechsellagerung von Mittel- und Grobsandlagen. Die grobklastischen Sedimente, die auf einen hochenergetischen Ablagerungsbereich und hohe Sedimentationsraten hinweisen, enthalten schlecht erhaltene endemische Mollusken, die auf eine Ablagerung im flachen Subtidal eines Brackwassersees hinweisen, dessen Salinität mit etwa 18-19 ppm angegeben werden kann (MANDIC & CORIĆ, 2007). Den Abschluss des Profils bildet eine 2 m mächtige gelbliche Lösslage, in der Kalkkonkretionen und seltene Lössschnecken vorkommen.

# Literatur

- ABEL, O. (1904): Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **53**, 91–140, Wien.
- AHL, A., SLAPANSKY, P. & KRENMAYR, H.G. (2013a): Neuauswertung des Aerogeophysik-Messgebietes "Ober-Grafendorf": Radiometrie und Magnetik. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 143–166, Wien.
- AHL, A., BIEBER, G., SLAPANSKY, P. & KRENMAYR, H.G. (2013b): Neuauswertung des Aerogeophysik-Messgebietes "Ober-Grafendorf": Radiometrie und Magnetik (Poster). In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 87–88, Wien.
- AIGNER, R., HÜBEL, G. & POLEGEG, S. (FREN, 1984): Erfassung und Bewertung industriell verwertbarer Karbonatgesteine der NÖ Kalkalpen, Projektabschnitt I. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-A-034/84, Amt der NÖ Landesregierung, Geologischer Dienst, GBA/FA Rohstoffgeologie, ungezählte Seiten, Leoben.
- AIGNER, R., HÜBEL, G. & POLEGEG, S. (FREN, 1984/1985): Erfassung und Bewertung industriell verwertbarer Karbonatgesteine der NÖ Kalkalpen, Projektabschnitt II. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt N-A-034/84,85, Teilkopie GBA/FA Rohstoffgeologie, 2 Beilagenbände, Leoben.
- AMPFERER, O. (1930): Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal Kraftwerkes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 80, 45–86, Wien.
- ANTONIUS, G. (1993): Erfassung aller hochwertigen Karbonatgesteinsvorkommen in Niederösterreich, die aufgrund ihrer Umweltsituation nutzbar sind: Endbericht Projektstufe 1-1992. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-033/91, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 09710-R (Austroplan), 1 S., 2 Anlagen, Wien.
- ANTONIUS, G. (1994): Erfassung aller hochwertigen Karbonatgesteinsvorkommen in Niederösterreich, die auf Grund ihrer Umweltsituation nutzbar sind. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-033/93 (Austroplan), ungezählte Seiten, Wien.
- ARBEITSGEMEINSCHAFT DI GROISSMAIER & PARTNER ZT-GMBH / ROHRHOFER ZT-GMBH (2009): Studie Grundwasserbewirtschaftung Unteres Traisental – Abschlussbericht. – 221 S., St. Pölten. www.noe.gv.at/noe/Wasser/Grundwasserbewirtschaftung\_Unteres\_Traisental.pdf (abgerufen am 21.09.2017).
- ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., HEINZ, H., MEURERS, B., SEIBERL, W., ÁDÁM, A. & SMYTHE, D. (1997): Geophysical Investigations in the Southern Bohemian Massif. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**, 9–28, Wien.
- ARNDT, R. (1993): Drei-dimensionale Interpretation und Visualisierung von Potentialfeldern Fallstudien aus dem Ostalpenraum. – Dissertation, Universität Wien, VI + 141 S., Wien.
- ARNDT, R. & MAYR, M. (2003a): Salzsuche im oberösterreichischen Salzkammergut = Exploration for salt in the Upper Austrian Salzkammergut. – Gmundner Geo-Studien, 2, (Beiträge zur Geologie des Salzkammergutes: Begleitband zur Tagung Erde-Mensch-Kultur-Umwelt, 28.–31. August 2003, Gmunden, Österreich), 289–296, Gmunden.
- ARNDT, R. & MAYR, M. (2003b): Prospection and Exploration of Alpine Salt Deposits: A Challenge for Geologists and Geophysicists. Erzmetall, 56, 257–264, Stuttgart.
- ARNDT, R., RÖMER, A.G. & SEIBERL, W. (1996): A non-iterative 3-D inversion of a gravity anomaly in the vicinity of Bad Aussee (Styria). – Publikation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **373** (Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik, **14**), 175–185, Wien.

- BECKER, H. (1996): Geochemistry of garnet peridotite massifs from lower Austria and the composition of deep lithosphere beneath a Palaeozoic convergent plate margin. – Chemical Geology, **134**, 49–65, Amsterdam.
- BECKER, H. (1997a): Petrological constraints on the cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs in lower Austria. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **128**, 272–286, Berlin.
- BECKER, H. (1997b): Sm-Nd garnet ages and cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs and high-pressure granulites from lower Austria. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **127**, 224–236, Berlin.
- BEIDINGER, A. & DECKER, K. (2014): Quantifying Early Miocene in-sequence and out-of-sequence thrusting at the Alpine–Carpathian junction. – Tectonics, 33, 222–252, Amsterdam.
- BERGER, E. (1982): Die nutzbaren Grundwasserreserven des unteren Traisentales, eine siedlungswirtschaftliche Grundlagenstudie. – Geographischer Jahresbericht aus Österreich, 39, 7–22, Wien.
- BEV BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN (2008): Österreichische Schwerekarte. (Bouguer-Anomalien berechnet mit der Dichte 2,67 im System GRS80, Schwere bezogen auf Absolutmessungen. Geländereduktion bis 167 km (Zone 02 von Hayford), Georeferenzierung MGI, Bessel Ellipsoid, Höhe über Adria 1875). – http://www.bev.gv.at/ portal/page?\_pageid=713,2601286&\_dad=portal&\_schema=PORTAL (abgerufen am 21.09.2017).
- BITTNER, A. (1896): Über das Auftreten von Oncophora-Schichten bei St. Pölten und Traismauer in Niederösterreich. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1896/12, 323–325, Wien.
- BITTNER, A. (1897): Über ein Vorkommen cretacischer Ablagerungen mit Orbitolina concava Lam. Bei Lilienfeld in Niederösterreich. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1897, 216–219, Wien.
- BITTNER, A. (1901): Aus den Kalkvoralpen des Traisenthales, den Umgebungen von Lilienfeld und von Sct. Veit an der Gölsen. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1901**, 153–168, Wien.
- BITTNER, A., PAUL, C.M., ABEL, O. & SUESS, F.E. (1907): Geologische Karte 1.75.000 St. Pölten. – Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie, 1 Bl., k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- BMG BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT (2015): Österreichischer Trinkwasserbericht 2013. Bericht der Bundesministerin für Gesundheit über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch (Trinkwasser) zur Information der VerbraucherInnen. – 47 S., 3 Anhänge, Wien. https://www.bmgf.gv.at/home/Schwerpunkte/VerbraucherInnengesundheit/Lebensmittel/Trinkwasser/Oesterreichischer\_Trinkwasserbericht (abgerufen am 21.09.2017)
- BRANDMAYR, M., DALLMEYER, R.D., HANDLER, R. & WALLBRECHER, E. (1995): Conjugate shear zones in the Southern Bohemian Massif (Austria): implications for Variscan and Alpine tectonothermal activity. – Tectonophysics, 248, 97–116, Amsterdam.
- BRIX, F. & GÖTZINGER, K. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957 – 1963. Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes (Teil I). – Erdoel-Zeitschrift, 80, 57–76, Wien-Hamburg.
- BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hrsg.) (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. 688 S., Wien-Horn.
- BUBIK, M. (1997a): Bericht 1995 über biostratigraphische Untersuchungen auf Blatt 57 Neulengbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**/3, 360, Wien.
- BUBIK, M. (1997b): Bericht 1996 über biostratigraphische Untersuchungen auf Blatt 57 Neulengbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**/3, 360–362, Wien.

- BUCHA, V. (1994a): Geomagnetic Anomalies and the Crystalline Basement of the Vienna Basin. – In: BUCHA, V. & BLIŽKOVSKÝ, M.: Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians, 207–212, Praha (Academia).
- BUCHA, V. (1994b): Geomagnetic Field of Central Europe. In: BUCHA, V. & BLIŽKOVSKÝ, M.: Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians, 191–193, Praha (Academia).
- CARSWELL, D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. – European Journal of Mineralogy, **3**, 323–342, Stuttgart.
- CARSWELL, D.A. & O'BRIEN, P.J. (1993): Thermobarometry and geotectonic significance of high-pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. – Journal of Petrology, 34, 427–459, Oxford.
- CÊRMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCACEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density. – In: FREEMANN, R. & MUELLER, S. (Eds.): A continent revealed. – The European Geotraverse-Atlas of compiled data, 49–57, Cambridge.
- ĆORIĆ, S. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 56 St. Pölten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146**/1, 75–76, Wien.
- ĆORIĆ, S. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 56 St. Pölten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147**/3+4, 625–626, Wien.
- CORIC, S. (2009): Bericht 2007–2008 über geologische Aufnahmen im Quartär, Neogen und an der Flyschgrenze auf Blatt 56 St. Pölten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 149/4, 519–520, Wien.
- ĆORIĆ, S. & HAMMER, V.M.F. (2007): Ein Vorkommen von Chalcedon in Obermamau bei St. Pölten (Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 147, 399–403, Wien.
- ĆORIĆ, S. & HAMMER, V.M.F. (2009): Gipsrasen von der Erweiterung des Bahnhofes St. Pölten, Niederösterreich. – In: Niedermayr, G., Bernhard, F., Brandstätter, F., Ćorić, S., Gröbner, J., Grollg, D., Hammer, V.M.F., KNOBLOCH, G., Kolltsch, U., Löffler, E., Luft, W., Poeverlein, R., Postl, W., Prasnik, H., Pristacz, H., Roetzel, R., Vávra, N. & Walter, F.: Neue Mineralfunde aus Österreich LVIII. – Carinthia II, **199**/119, 219, Klagenfurt.
- Стувоку, Р. (1972): Die Molluskenfauna der *Rzehakia-(Oncophora*)-Schichten Mährens. Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **76**, 41–141, Wien.
- CŽJŽEK, J. (1851): Gyps-Brüche in Nieder-Oesterreich und den angränzenden Landestheilen. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 2, 27–34, Wien.
- Cžužek, J. (1852): Aptychenschichten in Niederösterreich. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 3, 1–7, Wien.
- CŽJŽEK, J. (1853): Geologische Zusammensetzung der Berge bei Mölk, Mautern und St. Pölten in Niederösterreich. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 4, 264–283, Wien.
- DECKER, K. (1987): Faziesanalyse der Oberjura- und Neokomschichtfolgen der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. – Dissertation, Universität Wien, 248 S., Wien.
- DECKER, K. (1990): Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz-ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). Sedimentary Geology, **67**, 85–99, Amsterdam.
- DONAUCONSULT ZOTTL & ERBER (1999): Grundwassermodell Untere Traisen, Windpassing bis Donau. – Studie im Auftrag der NÖ-Landesregierung, Abteilung Wasserwirtschaft, Wien.

- EGGER, H. (1992): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom–Eozän) der Ostalpen. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 143, 51–65, Stuttgart.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **196**, 69–91, Stuttgart.
- EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beleg für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 140/1, 47–50, Wien.
- EGGER, H. (2000): Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 56 St. Pölten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 342, Wien.
- EGGER, H. (2003): Bericht 2000 und 2001 über Probennahmen in der Flyschzone auf Blatt 56 St. Pölten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 508, Wien.
- EGGER, H. (2013a): Neue stratigrafische Ergebnisse aus dem Kahlenberg-Gebiet und ihre Bedeutung für die Interpretation des Deckenbaus im Wienerwald. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 164–170, Wien.
- EGGER, H. (2013b): Zur Lithostratigrafie der Laab-Decke im Rhenodanubischen Deckensystem des Wienerwaldes. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 171–190, Wien.
- EGGER, H. & HUSEN VAN, D. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 69 Gro
  ßraming: Dr. Siegmund Prey (1912–1992) zur 100. Wiederkehr seines Geburtstags gewidmet. – 119 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & PERESSON, H. (1997): The 300-km-long Innsbruck-Salzburg-Amstetten (ISAM) fault system: A major displacement line in the northern Eastern Alps. – Przegląd Geologiczny (Pancardi), 45/10, 1072–1073, Krakow.
- EGGER, H. & SCHWERD, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). – Cretaceous Research, 29, 405–416, London.
- EGGER, H. & WESSELY, G. (2014): Wienerwald: Geologie, Stratigraphie, Landschaft und Exkursionen. Sammlung geologischer Führer, **59** (3. Auflage), 202 S., Stuttgart.
- 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**, 247–262, Amsterdam.
- EGGER, H., BRIGUGLIO, A. & RÖGL, F. (2017): Eocene Stratigraphy of the Reichenhall Basin (Eastern Alps, Austria, Germany). – Newsletter on Stratigraphy, 50, 341–362, Stuttgart.
- FAUPL, P. (1976): Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. – Neues Jahrbuch f
  ür Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1976**, 449–470, Stuttgart.
- FAUPL, P. (1978): Faziestypen paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 68, 13–38, Wien.
- FIGDOR, H. & SCHEIDEGGER, A.E. (1977): Geophysikalische Untersuchungen an der Diendorfer Störung. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, 243–270, Wien.
- FINK, J. (1961): Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 54, 1–25, Wien.

- FINK, J. (1978): Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte: Anläßlich der DEUQUA-Tagung 1978 in Österreich. – Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 1 (Ergänzungsband), 31 S., Wien.
- FINK, J., RERYCH, W. & WALDER, R. (1976): Geomorphologische Karte des östlichen Teiles des niederösterreichischen Alpenvorlandes und seiner Ränder. – Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. – Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 1, Wien.
- FINK, M.H. (2011): Karstverbreitungs- und Karstgefährdungskarten Österreichs 1:50.000, Blatt 4329 – Wilhelmsburg. – 44 S., Wien (Verband österreichischer Höhlenforscher).
- FISCHER, H. (1978): Hochterrassen-Niveau im Einzugsbereich des Gölsentales (NÖ) mit Berücksichtigung der diesem Raum entsprechenden Gesamtterrassengliederung. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, 3–10, Wien.
- FISCHER, H. (1979): Subfossiles begrabenes Holz und seine Beziehung zur Terrassengliederung des mittleren Traisentals (NÖ) (erste subfossile begrabene Holzfunde im Traisental – ihre <sup>14</sup>C Datierung und Auswertung in Richtung Terrassengliederung), mit einem Beitrag von RAJNER, V. & RANK, D. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979**/2, 7–27, Wien.
- FORKE, S. (2011): Reservoir properties and stable Carbon Isotope Correlation of a Hauptdolomit Outcrop close to Hainfeld, Lower Austria. Carbonate Study, Phase 2. – OMV Internbericht, 13 S., Universität Bremen, Wien.
- FRIEDL, K. (1920): Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des Östlichen Wiener Waldes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **13**, 1–80, Wien.
- FRIEDL, G., COOKE, R.A., FINGER, F., MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2011): Timing of Variscan HP-HT metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: U-Pb SHRIMP dating on multiply zoned zircons from a granulite from the Dunkelsteiner Wald Massif, Lower Austria. – Mineralogy and Petrology, **102**, 63–75, Wien.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the southeastern Bohemian Massif. – Geologische Rundschau, 82, 556–565, Stuttgart.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1995): Structure. In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K.: Prepermian geology of Central and Eastern Europe, 490–494, Berlin.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 45–61, Wien.
- FUCHS, W. (1964): Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1964, 283–299, Wien.
- FUCHS, W. (1967): Bericht 1966 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56), Spitz (37) und Krems (38). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, A 24–A 26, Wien.
- FUCHS, W. (1968): Bericht 1967 über Aufnahmen auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56), Spitz (37) und Krems (38). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, A 26–A 27, Wien.
- FUCHS, W. (1972a): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 115, 205–245, Wien.
- FUCHS, W. (1972b): Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt St. Pölten (56). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1972, A 36–A 37, Wien.
- FUCHS, W. & GRILL, R. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 38 Krems. – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. Erdöl und Kohle, 12/8, 605–613, Hamburg.
- GAI, C. (2003): Stratigraphie und Tektonik im Gebiet Lilienfeld (nördliche Kalkalpen, Niederösterreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 35 S., Kiel.
- GEBHARDT, H. & CORIC, S. (2013): Exkursion E2 Fazies und Stratigrafie der oligozänen und miozänen Sedimente in der alpinen Vortiefe auf den Blättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten: Haltepunkt E2/4: Prater, St. Pölten. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 253–257, Wien.
- GEBHARDT, H., KRENMAYR, H.G., CORIĆ, S. & ROETZEL, R. (2008): Grobklastika in der allochthonen Vorlandmolasse am Ostende der Alpen. – Journal of Alpine Geology, 49, 137–154, Wien.
- GEBHARDT, H., ĆORIĆ, S., KRENMAYR, H.-G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J. (2013): Neudefinition von lithostratigraphischen Einheiten des oberen Ottnangium (Untermiozän) in der alpinkarpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**/1–4, 15–32, Wien.
- GESSELBAUER, W. (1998): Triaskalkvorkommen in Niederösterreich. Unveröffentlichter Teilbericht, Projekt N-A-043/98 "Die nutzbaren Gesteine von Niederösterreich und dem Burgenland", 26 S., Amt der NÖ Landesregierung, Wien.
- GMACH, H. (1999): Thermische Reife der Flyschzone im Bereich des Wienerwaldes und die Flyschanteile nördlich der Donau und deren Einfluß auf die Kohlenwasserstoffgenese am Rand des Wiener Beckens. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Montanuniversität Leoben, 88 S., Leoben.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. – Geologica Carpathica, 44, 135–142, Bratislava.
- GNOJEK, I. & HUBATKA, F. (2001): Magnetic basement complexes in the outside of the West Carpathians and of the Eastern Alps. GeoLines, **13**, 58–59, Praha.
- GOTTSCHLING, P. (1966): Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **58**, 23–86, Wien.
- GötzINGER, G. (1931): Aufnahmsbericht über die Flyschzone auf den Blättern Baden-Neulengbach, Tulln und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1931**, 55–60, Wien.
- GötzINGER, G. (1933): Aufnahmsbericht von Chefgeologen Bergrat Dr. Gustav Götzinger über die Flyschzone auf den Blättern Tulln (4656) und Baden-Neulengbach (4756). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1933**, 39–42, Wien.
- GötzINGER, G. (1951): Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 94, 223– 272, Wien.
- Götzinger, G. & Becker, H. (1932): Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **82**, 343–369, Wien.
- GötzINGER, G. & EXNER, C. (1953): Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. – Skizzen zum Antlitz der Erde: Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober, Universität Wien (1953), 81–106, Wien (Hollinek).
- Götzinger, G. & VETTERS, H. (1923): Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl, seine Abhängigkeit vom Untergrund in Gesteinsausbildung und Gebirgsbau. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **73**, 1–38, Wien.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. – 138 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GRANSER, H., MEURERS, B. & STEINHAUSER, P. (1989): Apparent density mapping and 3D gravity inversion in the Eastern Alps. Geophysical Prospecting, **37**, 279–292, Den Haag.

- GRILL, R. (1941): Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse Anteilen. – Öl und Kohle, **1941**, 595–601, Berlin.
- GRILL, R. (1956): Aufnahmen 1955 auf den Blättern Krems a. d. Donau (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1956**, 42–46, Wien.
- GRILL, R. (1958): Aufnahmen 1957 auf den Blättern Krems a. d. Donau (38) und St. Pölten (56). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1958**, 216–218, Wien.
- GRILL, R. (1962): Beobachtungen an Großaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1962, 249–258, Wien.
- GROTHMANN, A. (1996): Zur Stratigraphie und Tektonik der Nördlichen Kalkalpen, Ybbsitzer Klippenzone und Flyschzone südlich von Rainfeld/Gölsen (Niederösterreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 52 S., Kiel.
- GRÜN, W., KITTLER, G., LAUER, G., SCHNABEL, W., PAPP, A. & CORNA, O. (1972): Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **115**, 103–186, Wien.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs, Endbericht. – Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 08055-R, 32 S., Wien.
- HANISCH, A. & SCHMID, H. (1901): Österreichs Steinbrüche. Verzeichnis der Steinbrüche, welche Quader, Stufen, Pflastersteine, Schleif- und Mühlsteine oder Dachplatten liefern. – 352 S., Wien.
- HANŽL, P. & MELICHAR, R. (1997): The Brno Massif: A Section through the Active Continental Margin or a Composed Terrane? – Krystalinikum, 23, 33–58, Praha.
- HAUER, F. v. (1853): Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 4, 715–784, Wien.
- HAUER, F. V. & RICHTHOFEN, F. v. (1859): Bericht über geologische Übersichtsaufnahmen im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 10, 399–465, Wien.
- HAUER, F. (1993): Quartär- und hydrogeologische Bearbeitung des Beckens von St. Pölten (Niederösterreich). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 97 S., Wien.
- HAYR, K. (1947): Die Molasse des Alpenvorlandes zwischen Pielachtal und Kirchstetten. Dissertation, Universität Wien, 131 S., Wien.
- HAYR, K. (1949): Die Molasse des Alpenvorlandes zwischen Pielachtal und Kirchstetten. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1946**, 49–52, Wien.
- HEILIG, S. (1996): Zur Stratigraphie und Tektonik der niederösterreichischen Voralpen südwestlich von Hainfeld an der Gölsen. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 39 S., Kiel.
- HEINRICH, M. (2012): Festgesteine. In: WEBER, L. (Hrsg.): Der Österreichische Rohstoffplan. Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, 26, 146–169, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & KÖHAZY, R. (1986): Auswertung aeromagnetischer Daten im Bundesland Niederösterreich. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt NC-6p, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 09660-R, 33 S., Wien.
- HERTLE, L. (1864): Umgebungen von Lilienfeld. Maßstab 1:28.800. Unveröffentlichte Manuskriptkarte, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 00920-m28/15-46/XVIII-2, Wien.
- HERTLE, L. (1865): Lilienfeld-Bayerbach: geologische Detailaufnahmen in den nordöstlichen Alpen des Erzherzogthums Oesterreich unter der Enns zwischen den Flussgebieten der Erlaf und der Schwarza. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **15**, 451–552, Wien.

- HÖBENREICH, L., PEER, H., SCHABL, A., VINZENZ, M., WASSERMANN, W. & WOLFBAUER, J. (1989): Geogenes Naturraumpotential Planungsregion St. Pölten. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-009f/88, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 07203-R, 3 Bände, 38 S., Leoben.
- HOFMANN, T. (Red.) (2000): GAIAs Sterne: Ausflüge in die geologische Vergangenheit Österreichs. – Grüne Reihe des Bundesministeriums für Umwelt, Jugend und Familie, 12, 224 S., Wien.
- HOFMANN, T. (2003): Geotope in Niederösterreich: Schlüsselstellen der Erdgeschichte. 96 S., Geologische Bundesanstalt, Wien–Sankt Pölten.
- HOHNEMANN, C. (1996): Die Tektonik und Stratigraphie des österreichischen Voralpenlandes südlich von St. Veit an der Gölsen und Wiesenfeld. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 41 S., Kiel.
- HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **38**, 1–20, Wien.
- Hösch, K. (1985): Zur lithofaziellen Entwicklung der Greifensteiner Schichten in der Flyschzone des Wienerwaldes. – Dissertation, Universität Wien, 250 S., Wien.
- Hösch, K. & STEINHAUSER, P. (1985): Gesteinsphysikalische Untersuchungen in der östlichen Böhmischen Masse Niederösterreichs. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt NC 006b/81 (Geophysikalischer Forschungsbericht, **19**), GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06299-R, 28 S., Wien.
- HROUDA, F., JANÁK, F. & ŠTELCL, J. (1968): Zur petrophysikalischen Charakteristik einiger Granodiorite des Brünner Massivs. – Gerlands Beiträge zur Geophysik, 77, 473–486, Leipzig.
- HUBER, S. & HUBER, P. (1977): Mineral-Fundstellen. Oberösterreich, Niederösterreich und Burgenland. – Mineral-Fundstellen, 8, 270 S., München.
- HUFNAGL, U. (1995): Geologie der nördlichen Kalkalpen in der Umgebung von Traisen, Niederösterreich. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 49 S., Kiel.
- JANOUŠEK, V., FINGER, F., ROBERTS, M.P., FRÝDA, J., PIN, C. & DOLEJŠ, D. (2004): Deciphering petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, 95, 141–159, Edinburgh.
- JILG, W. (1992): Regionale Verteilung von Gesteinsdichten und magnetischen Suszeptibilitäten in der Böhmischen Masse Österreichs. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologieund Bergbaustudenten Österreichs, **38**, 57–72, Wien.
- JOCHUM, B., ARNDT, R., SCHILLER, A. & STRAKA, W. (2004): Bericht über geoelektrische Vermessungen Unterradlberg (NÖ) (Gründe der Fa. Radlberger/Egger). – Unveröffentlichter Bericht, GBA/Archiv der FA Geophysik, 32 S., Wien.
- KIENAST, M. (1996): Geologie der niederösterreichischen Voralpen südöstlich von Hainfeld an der Gölsen. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 53 S., Kiel.
- KIESLINGER, A. (1938): Zur Geschichte des Wiener Sandsteins. Mitteilungen der deutschen Steinbruch-Kartei: Zweigstelle Österreich, 1, 46 S., Geologische Landesanstalt, Wien.
- KLÖTZLI, U., FRANK, W., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1999): Evolution of the SE Bohemian Massif based on Geochronological Data. – A Review. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 141, 377–394, Wien.

- KOBER, L. (1912): Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 88, 345–396, Wien.
- KOBER, L. (1938): Der Geologische Aufbau Österreichs. 204 S., Wien (Springer).
- KOŠLER, J., KONOPASEK, J., SLAMA, J. & VRANA, J. (2014): U–Pb zircon provenance of Moldanubian metasediments in the Bohemian Massif. – Journal of the Geological Society of London, **171**, 83–95, London.
- KRAULIZ, H.-G. (1976). Flysch- und Kalkalpenstirn-Zone östlich der Traisen (Niederösterreich). – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 153 S., Wien.
- KRENMAYR, H.G. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140**/3, 294–296, Wien.
- KRENMAYR, H.G. (1998): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 56 St. Pölten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 141/3, 258–260, Wien.
- KRENMAYR, H.G. (2001): Bericht über die geologische Aufnahme der Gasleitungskünette der EVN für die "Fernleitung Südwest 2" im Bereich der Molassezone auf den Blättern 38 Krems und 56 St. Pölten. – Unveröffentlichter Bericht, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11889-R, 11 S., Wien.
- KRENMAYR, H.G. (2003a): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 57 Neulengbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**/3, 464–465, Wien.
- KRENMAYR, H.G. (2003b): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**/3, 351– 353, Wien.
- KRENMAYR, H.G. (2003c): Bericht 2001 und 2002 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 55 Obergrafendorf. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 143/3, 461–464, Wien.
- KROH, A. & LUKENEDER, A. (2009): Crinoids from the Late Jurassic of the Nutzhof section (Lower Austria, Gresten Klippenbelt). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **110A**, 383–399, Wien.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (2001): Strukturkarte und geologische Karte der Molassebasis. In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 17–22, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001a): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete. – 25 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRÖLL, A., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001b): Strukturkarte der Molassebasis 1:200.000. Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete, 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006): Strukturkarte der Molassebasis 1:200.000. – Geologische Themenkarten der Republik Österreich: Molassezone Salzburg–Oberösterreich, 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KÜPPER, H., OBERHAUSER, R., STRADNER, H. & WOLETZ, G. (1962): Beobachtungen in der Hauptklippenzone bei Stollberg, N.-Ö. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1962, 263–268, Wien.
- KURZ, W. (2006): Penninic Paleogeography from the Western toward the Eastern Alps Still open questions? – International Geology Review, 48, 996–1022, London.

- LADWEIN, H.W. (1988): Organic geochemistry of Vienna Basin: Model for hydrocarbon generation in overthrust belts. – American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin, 72, 586–599, Tulsa.
- LAMPL, J., SCHMID, H. & PUSCH, W. (2013): Kohlebergbau im Bezirk Lilienfeld 19. und 20. Jh. In: BEZIRKSHEIMATMUSEUM LILIENFELD (Hrsg.): Heimatkunde des Bezirkes Lilienfeld, 8, 76 S., Lilienfeld.
- LEICHMANN, J. & HÖCK, V. (2008): The Brno Batholith: an insight into magmatic and metamorphic evolution of the Cadomian Brunovistulian Unit, eastern margin of the Bohemian Massif. – Journal of GEOsciences, 53, 281–305, Praha.
- LENHARDT, W. (2006): Erdbeben. In: WESSELY, G.: Geologie der österreichischen Bundesländer – Niederösterreich, 259–262, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LENZ, B. (1992): Petrophysikalische Charakterisierung (Suszeptibilität und Dichte) der moldanubischen Granite aus dem Mühl- und Waldviertel. – Diplomarbeit, Montanuniversität Leoben, 76 S., Leoben.
- LINNER, M. (2013): Metamorphoseentwicklung und Deckenbau des Moldanubikums mit Fokus auf den Raum Melk–Dunkelsteinerwald. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 43–56, Wien.
- LINNER, M. & KRENMAYR, H.G. (2013): Exkursion E1 Südrand des Dunkelsteinerwaldes. Montag, 23.09.2013. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 215–235, Wien.
- LINNER, M., BAYER, I., SCHUSTER, R. & FUCHS, G. (2013): Tektonische Gliederung der südlichen Böhmischen Masse abgeleitet aus dem Gesamtdatensatz der geologischen Bundesanstalt. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 106–108, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1865): Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **15**, 1–164, Wien.
- LIPOLD, M.V., STUR, D., STERNBACH, G., RACHOY, J. & HERTLE, L. (1865): Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen: Bericht über die localisirten Aufnahmen der I. Section der k. k. geologischen Reichsanstalt in den Sommern 1863 und 1864. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 15, 1–164, Wien.
- LUKENEDER, A. (2009): New biostratigraphic ammonite data from the Jurassic/Cretaceous boundary at Nutzhof (Gresten Klippenbelt, Lower Austria). Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **110A**, 313–329, Wien.
- LUKENEDER, A., HALASOVA, E., KROH, A., MAYRHOFER, S., PRUNER, P., REHAKOVA, D., SCHNABL, P., SPROVIERI, M. & WAGREICH, M. (2010): High resolution stratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval in the Gresten Klippenbelt (Austria). – Geologica Carpathica, 61, 365–381, Bratislava.
- MANDIC, O. & ĆORIĆ, S. (2007): Eine neue Molluskenfauna aus dem oberen Ottnangium von Rassing (NÖ) – taxonomische, biostratigraphische, paläoökologische und paläobiogeographische Auswertung. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147**/1–2, 387– 397, Wien.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proceedings of the II Planktonic Conference, Ed. Tecnoscienza, Roma, 739–785, Roma.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 63–74, Wien.

- MATURA, A. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 56, St. Pölten (Dunkelsteiner Wald). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, A 55, Wien.
- MATURA, A. (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 37 Mautern. 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmischen Masse zwischen Ybbs/ Donau und St. Pölten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 127, 13–27, Wien.
- MATURA, A. (1989): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 37 Mautern. – 65 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MATURA, A. (2006): Böhmische Masse. In: WESSELY, G.: Niederösterreich. Geologie der österreichischen Bundesländer, Erläuterungen zur Geologischen Karte von Niederösterreich, 25–39, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MEURERS, B. (1993): Die Böhmische Masse Österreichs im Schwerebild. Publikation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **353** (Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik, **8**), 69–81, Wien.
- MEURERS, B. & RUESS, D. (2009): A new Bouguer gravity map of Austria. Austrian Journal of Earth Sciences, **102**, 62–70, Wien.
- MEURERS, B. & STROBL, C. (1993): Analyse des Schwerefeldes der südlichen Böhmischen Masse durch gravimetrisches Stripping und Dichte-Dekonvolution: Projekt S4711. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **138**, 227–235, Wien.
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. Neues Jahrbuch der Mineralogie, **1961**, 148–163, Stuttgart.
- NADER, W. (1952): Die Kalkalpen-Flysch-Grenze zwischen Hainfeld und Gresten. Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 116 S., Wien.
- NEUBAUER, F. (1990): Kinematics of variscan deformation in the Moldanubian Zone, southern Bohemian massif: preliminary results from the Danube section. – Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, **3**, 57–76, Wien.
- NEUBAUER, W. (1949a): Geologie der Kalkalpen um Lilienfeld Der Typus voralpinen Deckenbaus. – Dissertation, Universität Wien, 75 S., Wien.
- NEUBAUER, W. (1949b): Die steinkohlenführenden Lunzer Schichten von Schrambach-Lilienfeld und ihre bergmännische Bedeutung. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **94**, 319–333, Wien.
- NEUBAUER, W. (1949c): Kohlenpetrographische Untersuchungen an Lunzer Kohlen. Bergund Hüttenmännische Monatshefte, 94, 355–360, Wien.
- NIEDERÖSTERREICHISCHE LANDESREGIERUNG (1994): Verordnung über ein regionales Raumordnungsprogramm NÖ Zentralraum. – Amt der NÖ Landesregierung, LGBI.8000/76-0, Stammverordnung 71/94, 1994-07-08, 1–3, Anlagen 1–4, Wien.
- NÖ NScHG (2000): NÖ Naturschutzgesetz 2000. https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=LrNO&Gesetzesnummer=20000814 (abgerufen am 21.09.2017).
- OBERHAUSER, R. (1984a): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in Flysch und Klippenzonen auf Blatt 55 Obergrafendorf. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**/2, 211–212, Wien.
- OBERHAUSER, R. (1984b): Bericht 1983 über die mikro- und nannopaläontologische Bearbeitung von Exkursionsproben vom Flysch auf Blatt 56 St. Pölten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**/2, 273, Wien.
- OZVOLDOVA, L. & FAUPL, P. (1993): Radiolarien aus kieseligen Schichtgliedern des Juras der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone (Ostalpen, Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136**, 479–494, Wien.

- PAUL, C. (1899): Der Wienerwald: ein Beitrag zur Kenntniss der nordalpinen Flyschbildung. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 48, 53–178, Wien.
- PAVUZA, R. (2013): Caves in the Austroalpine Flysch. Pseudokarst Commission Newsletter, 23, 7–13, Dresden. http://rcswww.urz.tu-dresden.de/~simmert/pkarst/08\_newsletter/ newsletter\_023.pdf (abgerufen am 30.08.2017).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Band: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. – XVI + 393 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PERESSON-HOMAYOUN, M. (2007): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen, Geo-Dokumentation Großbauvorhaben – Niederösterreich. – Jahresendbericht 2006/2007, Projekt N-C-63/2006–2009, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 14101-R, 117 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PETERS, K. (1854): Aptychen der österreichischen Neocomien- und oberen Juraschichten. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 5, 439–444, Wien.
- PETRAKAKIS, K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. Journal of Metamorphic Geology, 15, 203–222, Oxford.
- PETTERS, V. (1936): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. – Petroleum, 32/5, 10–12, Wien.
- PFLEIDERER, S., REITNER, H., HEINRICH, M. & UNTERSWEG, T. (2012): Kiessande. In: WEBER, L. (Hrsg.): Der Österreichische Rohstoffplan. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, 26, 99–145, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PIFFL, L. (1971): Zur Gliederung des Tullner Feldes. Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, 75, 293–310, Wien.
- PLOCAR, R. (1998a): Die bunten Jurakalke in Niederösterreich. Ihre Anwendung in Architektur und Industrie. – Diplomarbeit, Universität Wien, 153 S., Wien.
- PLOCAR, R. (1998b): Die bunten Jurakalke in Niederösterreich. Unveröffentlichter Teilbericht, Projekt N-A-043 "Die nutzbaren Gesteine von Niederösterreich und dem Burgenland", 15 S., Amt der NÖ Landesregierung, Wien.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S. (1974): Der Wienerwald. Sammlung geologischer Führer, 59, 141 S., Wien.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G., ROHATSCH, A. & STRASSER, W. (2002): Dolomit. In: Schwaighofer, B. & EPPENSTEINER, W. (Hrsg.): Mitteilungen IAG BOKU, Reihe: Nutzbare Gesteine von Niederösterreich und Burgenland, 62 S., Wien.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G., PERESSON, M., ATZENHOFER, B., ĆORIĆ, S., EGGER, H., HASLINGER, E., HEIN-RICH, M., KOLLARS, B., LIPIARSKI, P., MOSHAMMER, B., RABEDER, J. & ROETZEL, R. (2009): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probennahme an Bauvorhaben in den niederösterreichischen Voralpen und in der Molassezone mit Schwerpunkt auf rohstoffwissenschaftliche, umweltrelevante und grundlagenorientierte Auswertungen, Geo-Dokumentation Großbauvorhaben – Niederösterreich. – Jahresendbericht 2008, Projekt N-C-063/2006–2008, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 15741-R, 139 S., Wien.
- PREY, S. (1949): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). – Festband zum Gedenken des Hundertjährigen Bestandes der Geologischen Bundesanstalt am 15. November 1949 sowie zur Feier der Vollendung des Wiederaufbaues des Hauptgebäudes am 12. Juni 1951. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **94** (1951), 93–165, Wien.
- PREY, S. (1965): Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (Fortsetzung). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1965**, 107–118, Wien.
- PREY, S. (1975): Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1975, 1–25, Wien.

- PREY, S. (1983): Die Deckschollen der Kahlenberger Decke von Hochrotherd und Wolfsgraben im Wienerwald. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1982**, 243–250, Wien.
- Рвокор, F.W. (1950): Geologie der Kalkalpen Flyschgrenze um St. Veit an der Gölsen. Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 103 S., Wien.
- RADINGER, A. (1994): Modellrechnungen am Ostrand der Böhmischen Masse. Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien, 82 S., Wien.
- RADINGER, A. (1996): Estimate of Salt Deposits in the Alpine Area by the Use of Gravimetry. Publikation der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, **373** (Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik, **14**), 73–78, Wien.
- RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R. & SCHROLL, E. (1995): Anorganische Geochemie mesozoischer Kohlen der Ostalpen (Österreich) = Inorganic Geochemistry of Mesozoic Coals from the Eastern Alps (Austria). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **18**, 121–133, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RÖMER, A., HÜBL, G. & ARNDT, R (2002): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten, Bericht 2001/2002. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG35/01, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 12677-R, 78 S., Wien.
- ROSENBERG, G. (1955): Einige Ergebnisse aus Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1955**, 197–212, Wien.
- RUPPRECHT, D. (2013): Facies and reservoir properties of deep water sandstones of the Altlengbach Formation. – Masterarbeit, Universität Wien, 60 S., Wien.
- RZEHAK, A. (1892): Die Fauna der Oncophora-Schichten M\u00e4hrens. Verhandlungen der Naturforschenden Vereinigung in Br\u00fcnn, 31, 142–192, Br\u00fcnn.
- SACHS, B., GUTDEUTSCH, R., ZYCH, D., SEIBERL, W. & STRAUSS, U. (1989): Die Kaumberganomalie in Niederösterreich – Versuch einer Interpretation zur Klärung des Verlaufes des subalpinen kristallinen Untergrundes. – Erdöl, Erdgas, Kohle, **105**, 501–504, Wien–Hamburg.
- SACHSENHOFER, R. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Österreichs. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 80, 1–45, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., BECHTEL, A., KUFFNER, T., RAINER, T., GRATZER, R., SAUER, R. & SPERL, H. (2006): Depositional environment and source potential of Jurassic coal-bearing sediments (Gresten Formation, Höflein gas/condensate field, Austria). – Petroleum Geoscience, 12, 99–114, Bath.
- SCHARBERT, H.G. (1962): Die Granulite der südlichen Böhmischen Masse. Geologische Rundschau, **52**, 112–123, Stuttgart.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P., RABEDER, J. & DÖBERL, G. (1998): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Projekt ÜLG 40/97). – Unveröffentlichter Bericht, 71 S., 1 Anhang in 2 Bänden, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. & WAGREICH, M. (2005): Micropaleontology of "Orbitolina Beds" of Lower Austria (Branderfleck Formation, Lower Cenomanian). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 145/1, 115–125, Wien.
- SCHMÖLZER, A. (1954): Zur Geochemie der Jodquellen Bad Halls. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 47, 99–120, Wien.
- SCHNABEL, W. (Red.) (1979): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 71 Ybbsitz, Lunz/See (5.6.1979–10.6.1979). – 82 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

- SCHNABEL, W. (1992): New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. – Cretaceous Research, 13, 405–419, London.
- SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 58 Baden. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W. (2013): 50 Jahre Forschung in der Flyschzone der Ostalpen 1960–2010: Was wissen wir nun und was bleibt offen. – In: GEBHARDT, H. (Red): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk 23.–27. September 2013, 38–42, Wien.
- SCHNABEL, W. (2017): Abschließender Bericht über die Kartierungsarbeiten in den Jahren 2010 - 2015 in der Flyschzone auf Blatt 56/St. Pölten. – Unveröff. Bericht, Wissenschaftliches Archiv der GBA, 17 S., Wien. (Signatur: A 19289-RA/56/2015)
- SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., KRENMAYR, H.G., MANDL, G.W., MATURA, A., NO-WOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – 2 BI., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G. & LINNER, M. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 55 Ober-Grafendorf. – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W., SCHWEIGL, J., GRÖSEL, K., KRENMAYR, H.G. & RUPP, C. (2013): Exkursion E3 Flysch- und Klippenzone, Rutschungen und Massenbewegungen in der Flyschzone der Blätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten. – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk 23.–27. September 2013, 270–312, Wien.
- SCHWAIGHOFER, B. & EPPENSTEINER, W. (Hrsg.) (2003): Gesteine Gewinnung & Verarbeitung. Mitteilungen IAG BOKU, Reihe: Nutzbare Gesteine von Niederösterreich und Burgenland, Projekt N-A-043, 91 S., Wien.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1981): Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raume Kirchberg/Pielach in Niederösterreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, 27, 39–86, Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1,000.000 (Isanomalen der Totalintensität, Epoche 1977.7). – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SEIBERL, W. & OBERLERCHER, G. (2001): Magnetische Karte 1:200.000 Isanomalen der Totalintensität (DT). – Molassezone Niederösterreich und angrenzende Gebiete, 1 BI., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation. – In: KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIŘIČEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete, 4–7, Wien.
- SEIBERL, W., KOVÁÓŠACSVÖLGY, S., ŠEFRA, J. & SZABÓ, Z. (2000): Magnetic Anomalies. In: Császár, G. (Ed.): Danubian Region Environmental Geology Programme DANREG – Explanatory Notes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 555–560, Wien.
- SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., JOCHUM, B., WINKLER, E., SUPPER, R., AHL, A., GÖTZL, G. & KRENMAYR, H.-G. (2003): Aerogeophysikalische Vermessung des Messgebiets Obergrafendorf. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt ÜLG-20/00-3, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 13307-R, 45 S., Wien.
- ŚLĄCZKA, A. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen in der Flysch- und Klippenzone auf Blatt 57 Neulengbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147**, 630–635, Wien.

- ŚLĄCZKA, A., GASINSKI, M., WESSELY, G. & WOJCIK-TABOL, P. (2016): Albian microfossils in the calcarenite limestone from Dopplerhütte and Tulbingerkogel quarries (Northern Zone of the Rhenodanubian Flysch Zone, eastern Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, 109/2, 160–165, Wien.
- SLAPANSKY, P., OBERLERCHER, G. & SEIBERL, W. (2001): Kompilierte geomagnetische Karte und strukturelle Interpretation. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLA-PANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 4–10, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SLAPANSKY, P., SCHATTAUER, I., AHL, A. & SCHUSTER, R. (2015): Geophysikalische Untersuchungen der Geologischen Bundesanstalt auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – In: SCHUSTER, R. & ILICKOVIC, T. (Red.): Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter GK50 ÖK103 Kindberg und ÖK135 Birkfeld, Mitterdorf im Mürztal, 21.–25.09.2015, 176–208, Wien.
- SPENGLER, E. (1928). Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentales. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 78, 53–144, Wien.
- STAUBWASSER, M. (1995): Zur Stratigraphie und Tektonik des Kalkalpen-Nordrandes südlich von St. Veit an der Gölsen (Niederösterreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 58 S., Kiel.
- STEINHAUSER, P., SEIBERL, W. MEURERS, B., ARIC, K., RUESS, D., HÖSCH, K. & LENHARDT, W. (1982): Montangeophysikalische Untersuchung im Raum Aussee (Geophysikalischer Forschungsbericht, 7). – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-019/80, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05499-R, 89 S., Wien.
- STEINHAUSER, P., MEURERS, B., ARIC, K., GRANSER, H., HÖSCH, K., KLINGER, G. & LENHARDT, W. (1985): Geophysikalische Detailuntersuchung der Schwereanomalie von Bad Aussee. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-019f/83 (Geophysikalischer Forschungsbericht, 18), GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06300-R, 31 S., Wien.
- STEINHAUSER, P., BIEDERMANN, A. & MEURERS, B. (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Dunkelsteiner Wald. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt N-C-0060/84 (Geophysikalischer Forschungsbericht, 31), GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 09702, 17 S., Wien.
- SUESS, F.E. (1905): Das Grundgebirge im Kartenblatte St. Pölten. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **54**, 389–416, Wien.
- SUESS, F.E. (1918): Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **11**, 71–128, Wien.
- SUPPER, R. (2011): Geoelektrische Messungen im Raum Unterradlberg (NÖ) 2011. Unveröffentlichter Bericht, GBA/Archiv der FA Geophysik, 10 S., Wien.
- SUPPER, R. & SCHATTAUER, I. (1995): Geophysikalische Messungen im Raum Wien–St. Pölten. In: HOFMANN, T. & HOMAYOUN, M.: Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkt auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in der niederösterreichischen Molassezone. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt NC-32/94, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 10522-R, 26 S., Wien.
- SUPPER, R., RÖMER, A., JOCHUM, B., ITA, A., BIEBER, G. & LÖWENSTEIN, A. (2008): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten, Jahresbericht 2007. – Unveröffentlichter Bericht, ÜLG-35/2007, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 15746-R, 133 S., Wien.
- SUPPER, R., RÖMER, A., JOCHUM, B., ITA, A., BIEBER, G. & LÖWENSTEIN, A. (2009): Bodengeophysikalische Messungen zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten. – Unveröffentlichter Bericht, ÜLG35/2008, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16258-R, 194 S., Wien.

- TARI, G. (2008): Influence of the Bohemian Spur on the evolution of the Eastern Alps. Journal of Alpine Geology, **49**, 110–111, Wien.
- THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **119**, 75–81, Wien.
- TOLLMANN, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **58**, 103–207, Wien.
- TRAUSSNIGG, H. (1986): Geologischer Abschlussbericht der A-Bohrung Hof 1. Unveröffentlichter Bericht, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19070-R, ungezählte Seiten, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- TRAUTH, F. (1909): Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, 22, 142 S., Wien.
- TRAUTH, F. (1948): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1948**, 145–218, Wien.
- TRAUTWEIN, B., DUNKL, I. & FRISCH, W. (2001): Accretionary history of the Rhenodanubian flysch zone in the Eastern Alps – evidence from apatite fission-track geochronology. – International Journal of Earth Sciences, 90, 703–713, Berlin.
- UNTERSWEG, T. & HEINRICH, M. (2004): Voruntersuchungen des Bundes als Basis für überregionale und regionale Rohstoff-Vorsorgekonzepte (Lockergesteine) unter schwerpunktmäßiger Betrachtung des natürlichen Angebotes: Bericht über die Arbeiten im Projektjahr 2001 mit Schwerpunkt Steiermark. – Unveröffentlichter Bericht, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043/2001, GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 13281-R, 46 S., Wien.
- UNTERSWEG, T., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I. & LIPIARSKI, P. (2006): Voruntersuchungen des Bundes als Basis für überregionale und regionale Rohstoff-Vorsorgekonzepte (Lockergesteine) unter schwerpunktmäßiger Betrachtung des natürlichen Angebotes: Bericht über die Arbeiten für das Projektjahr 2003 mit Schwerpunkt Niederösterreich und Wien. – Unveröffentlichter Bericht, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043/F/2003, GBA/ Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 13803-R, 46 S., Wien.
- VELLMER, C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhmischen Masse in Niederösterreich. – Dissertation, Universität Göttingen, 111 S., Göttingen.
- VEREIN FÜR LANDESKUNDE VON NIEDERÖSTERREICH (1867–1882): Administrativkarte von Niederösterreich i. M. 1:28.800. Blatt 61 St. Pölten (1868). – 1 Bl., Wien (Kommissionsverlag von Artaria & Co).
- VETTERS, H. (1927): Über geologische Beobachtungen im Wiesenbachtale bei St. Veit a. d. Gölsen und einige Gedanken über den Bau der benachbarten Flyschzone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **77**, 265–278, Wien.
- VETTERS, H. (1937): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten: Die Formationen und Gesteine der Ostalpen und Vorlande und der angrenzenden Teile der Fränkisch-Schwäbischen Alb, des Böhmischen Massivs, der Karpathen und des Karstes. – 351 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WACHTEL, G. & WESSELY, G. (1981): Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 74/75, 137–165, Wien.

- WAGNER, L.R. (1996): Die tektonisch-stratigraphische Entwicklung der Molasse und deren Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg. – In: Egger, H., HOFMANN, T. & RUPP, C. (Red.): Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs. Wandertagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 1996. – Exkursionsführer der ÖGG, 16, 36–65, Wien.
- WAGNER, L.R. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – In: MASCLE, A., PUIGDEFÄBREGAS, C., LUTERBACHER, H.-P. & FERNÄNDEZ, M. (Eds.): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. – Geological Society Special Publications, **134**, 339–369, London.
- WAGREICH, M. (1986): Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld (Oberkreide; niederösterreichische Kalkvoralpen). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **32**, 19–38, Wien.
- WAGREICH, M. (2003): Lithostratigraphie und Sedimentologie der Branderfleck-Formation (Cenomanium) in den niederösterreichischen Kalkvoralpen. – In: PILLER, W.E. (Ed.): Stratigraphia Austriaca. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **16**, 151– 164, Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- WAGREICH, M. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen in der Gosau-Gruppe auf Blatt 56 St. Pölten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **150**, 520–521, Wien.
- WAGREICH, M. (2012): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in der Buntmergelserie auf Blatt 56 St. Pölten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 231, Wien.
- WAGREICH, M. (2013): Stratigrafie und Lithofazies der Branderfleck-Formation und der Gosau-Gruppe (Oberkreide) von Lilienfeld (ÖK 56 St. Pölten). – In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 20–37, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WAGREICH, M., ILICKOVIC, T., POPOVIC, A., PORPACZY, C., STEINBRENER, J. & WESSELY, G. (2011): Biostratigraphy and sedimentology of Campanian deep-water sections (Nierental Formation, Gosau Group) in Lower Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, **104**, 108–121, Wien.
- WAGREICH, M., PFERSMANN, C., AUBRECHT, R. & PLASIENKA, D. (2012): The westernmost end of the Pieniny Klippen belt in Austria – the St. Veit Klippenzone and its correlation into the Carpathians. – In: Jozsa, S., REHAKOVA, D. & VOJTKO, R. (Eds.): Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians, Abstract Book, 53, Bratislava.
- WALDMANN, L. (1939): Bericht für 1938 von Priv.-Dozenten Dr. Leo Waldmann über Begehungen auf den Blättern Hollabrunn, Horn, Krems, St. Pölten, Ybbs, Enns – Steyr, Kaplitz – Freistadt und Krumau – Wallern. – Verhandlungen der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, **1939**, 89–94, Wien.
- WALLBRECHER, E., BRANDMAYR, M., HANDLER, R., LOIZENBAUER, J., MADERBACHER, F. & PLATZER, R. (1993): Konjugierte Scherzonen in der südlichen Böhmischen Masse: Variszische und Alpidische kinematische Entwicklung. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **138**, 237–252, Wien.
- WESSELY, G. (2006): Niederösterreich Geologie der österreichischen Bundesländer. 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WESSELY, G. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 56 St. Pölten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 148, 626–627, Wien.
- WESSELY, G. (2010): Geologische Spaziergänge Geopfad Ramsau. 48 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WIESENEDER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G. (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. – Geologische Rundschau, 65, 512–525, Stuttgart.

- WIMMER-FREY, I., ĆORIĆ, S., PERESSON, M. & RABEDER, J. (2013): Mineralogische und korngrößenmäßige Untersuchungen an quartären und miozänen Sedimenten auf den Kartenblättern 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten. In: GEBHARDT, H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 138–141, Wien.
- WINKLER, W., VAN STUJJVENBERG, J. & CARON, C. (1985): Wägital-Flysch et autres flyschs penniniques en Suisse Centrale: Stratigraphie, sedimentologie et comparaisons. – Eclogae Geologicae Helvetiae, 78, 1–22, Basel.
- ZÜNDEL, F.A. (1907): Talgeschichtliche Studien im unteren Traisengebiet (Niederösterreich). Geographischer Jahresbericht aus Österreich, 5, 1–64, Wien.
- ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) Publikation, **303**, 14 S., Wien.
- ZYCH, D. (1988): 30 Jahre Gravimetermessungen der OMV Aktiengesellschaft in Österreich und ihre geologisch-geophysikalische Interpretation. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, 9, 155–175, Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2001a): Schwerekarte (Isanomalen der Bouguerschwere) 1:200.000. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSE-LY, G. & ZYCH, D.: Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2001b): Das Schwerefeld der niederösterreichischen Molasse. In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete, 11–17, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006): Schwerekarte. In: KRÖLL, A., MEURERS, B., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich, 8–14, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Tafeln



**Abb. I:** Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 7,5 mm) zeigt feinkörnigen resorbierten Granat [Grt], nadelige Sillimanit-Aggregate [Sil] sowie Biotit [Bt], Plagioklas und Quarz in einem Paragneis (93) von der Felsleiten südöstlich Wernersdorf. Diese Paragenese weist auf eine Phase hochtemperierter Rekristallisation (Foto: MANFRED LINNER).

Abb. II: Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 9,4 mm) zeigt grobkörnigen Granat [Grt] in einer Grundmasse aus überwiegend Kalifeldspat [Kfs], Quarz und nur wenig Plagioklas [PI] in einem leukokraten Migmatit aus Orthogneis (91) vom Kalbling südöstlich Obermamau. Dieser Mineralbestand charakterisiert das Neosom, den geschmolzenen Teil des Migmatits (Foto: MANFRED LINNER).



**Abb. I:** Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 7,5 mm) zeigt magmatisch zonierten Klinopyroxen [Cpx] als Relikt in einer Paragenese aus Amphibol [Am] und Plagioklas [PI] in einem Pyroxenamphibolit (90) vom Kalbling südöstlich Obermamau. Geradlinige Korngrenzen und Tripelpunkte zeigen eine sehr hochtemperierte metamorphe Gleichgewichtstextur (Foto: MANFRED LINNER). **Abb. II:** Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 7,5 mm; gekreuzte Polarisatoren) zeigt Granat [Grt] mit Kelyphit aus vorwiegend Orthopyroxen [Opx] in einem Serpentinit (89) vom Ödfeld westlich Obermamau. Feinste Aggregate aus Chalcedon wurden aus SIO<sub>2</sub>-haltigen Lösungen am ultrabasischen Serpentinit als dichte Kruste abgeschieden (Foto: MANFRED LINNER).



Abb. I: Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 3,75 mm) zeigt sehr feinkörnigen Granat [Grt] in Kontakt mit Kyanit [Ky] und Biotit [Bt] umgeben von mesoperthitischem Alkalifeldspat und Quarz in einem Granulit (88) nördlich von Obermamau. Diese Paragenese entstammt dem Höhepunkt der Hochdruck- und Hochtemperaturmetamorphose (Foto: MANFRED LINNER).

Abb. II: Das Dünnschliffbild (Bildbreite: 3,75 mm; gekreuzte Polarisatoren) zeigt Alkalifeldspat [Afs] mit zwei Entmischungen in Form von Plagioklas-Flecken [PI] und feinsten Albit-Spindeln [Ab] in einem Granulit (88) nördlich von Obermamau. Die Entmischung von Plagioklas belegt ehemaligen ternären Feldspat im Granulit, woraus die sehr hohe Temperatur (1.000° C) der Metamorphose abgeleitet wurde (Foto: MANFRED LINNER).



Die vorgosauischen Schichtfolgen der kalkalpinen Decken auf Kartenblatt St. Pölten (Entwurf: GODFRID WESSELY).







Zusammensetzung der Schwermineralspektren der Formationen der Gosau von Lilienfeld (Ap: Apatit, bA: blaue Amphibole, Ctd: Chloritoid, Cr: Chromspinell, R: Rutil, Tu: Turmalin, Zr: Zirkon; Entwurf: MICHAEL WAGREICH).

165



Kartenausschnitt des Gebietes um Lilienfeld aus der ersten Geologischen Landesaufnahme , Umgebungen von Lilienfeld' (HERTLE, 1864) im Originalmaßstab 1:28.800; unter anderem mit detaillierten Eintragungen der Stollenmundlöcher.



Mächtigkeiten der quartären Bedeckung im südlichen St. Pöltener Becken. Sehr gut erkennbar an den großen Kiesmächtigkeiten ist der Verlauf der Rinne (nach HAUER, 1993).

Falttafel 1





