

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

47 Ried im Innkreis

Von CHRISTIAN RUPP

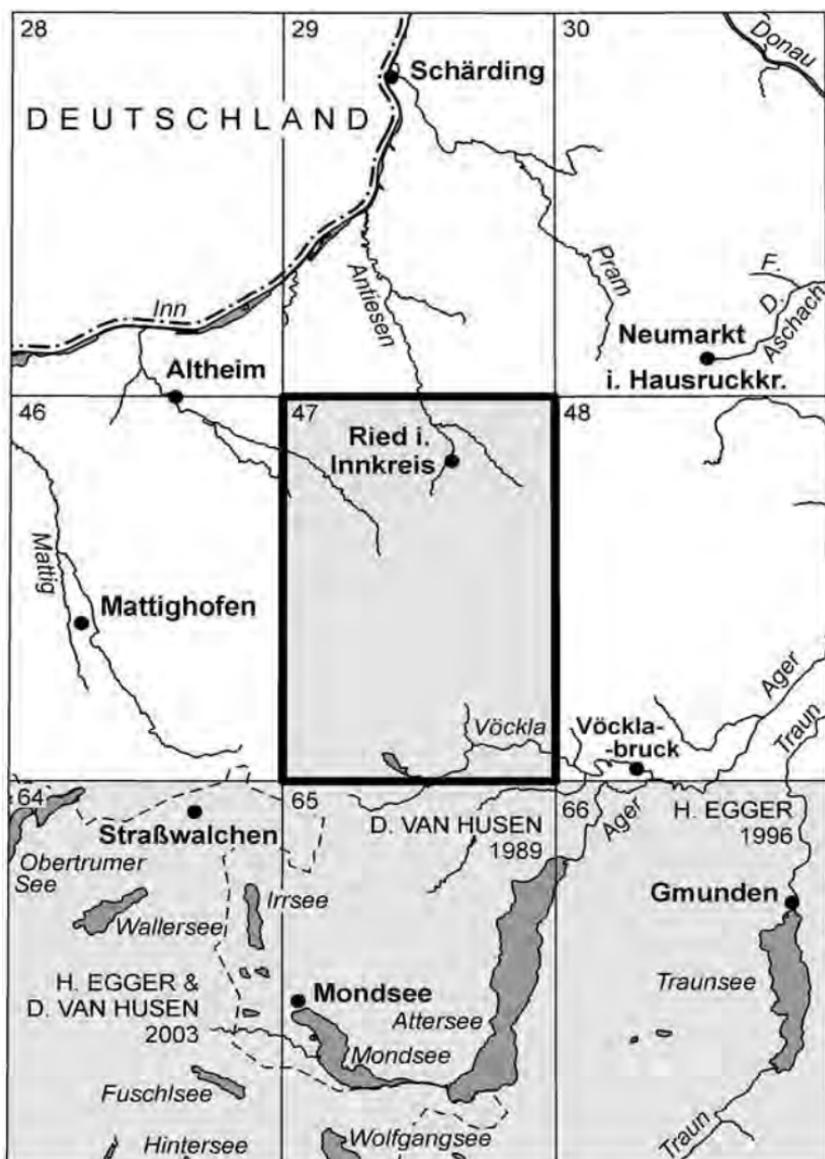
Mit Beiträgen von
THOMAS HOFMANN, BIRGIT JOCHUM,
SEBASTIAN PFLEIDERER, ALBERT SCHEDL, GOTTFRIED SCHINDLBAUER,
GERHARD SCHUBERT, PETER SLAPANSKY, NILS TILCH,
DIRK VAN HUSEN, LUDWIG WAGNER
& INGE WIMMER-FREY

26 Abbildungen, 7 Tabellen, 2 Farbtafeln



Wien 2008

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



47 Ried im Innkreis
 und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 2008)

Anschriften der Verfasser

Mag. THOMAS HOFMANN, Mag. BIRGIT JOCHUM,
Dr. SEBASTIAN PFLEIDERER, Dr. CHRISTIAN RUPP, Dr. ALBERT SCHEDL,
Dr. GERHARD SCHUBERT, Dr. PETER SLAPANSKY, Dr. NILS TILCH,
& Dr. INGE WIMMER-FREY

Geologische Bundesanstalt
Neulinggasse 38
A 1030 Wien

thomas.hofmann@geologie.ac.at, birgit.jochum@geologie.ac.at,
sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at, christian.rupp@geologie.ac.at,
albert.schedl@geologie.ac.at, gerhard.schubert@geologie.ac.at,
peter.slapansky@geologie.ac.at, nils.tilch@geologie.ac.at
inge.wimmer-frey@geologie.ac.at

GOTTFRIED SCHINDLBAUER
Amt der OÖ Landesregierung
Bahnhofplatz 1
A 4021 Linz
n.post@ooe.gv.at

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

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 978-3-85316-045-9

Redaktion: CHRISTIAN RUPP

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

Inhalt

Vorwort	4
1. Die Geologische Karte 1 : 50 000 Ried im Innkreis im Überblick (Ch. RUPP)	4
1.1. Geographischer Überblick	6
1.2. Geologischer Überblick	6
2. Erforschungsgeschichte (Ch. RUPP)	6
3. Erläuterungen zur Kartenlegende (Ch. RUPP, D. VAN HUSEN)	9
3.1. Innviertel-Gruppe	9
3.1.1. Unteres Ottnangium	10
3.1.2. Mittleres Ottnangium	20
3.2. Oberes Ottnangium	30
3.3. Pannonium	32
3.3.1. Hausruckviertel-Gruppe	33
3.4. Quartär	43
3.4.1. ?Plio-Pleistozän	44
3.4.2. Die klassischen Eiszeiten	46
3.4.2.1. Günz	47
3.4.2.2. Mindel	47
3.4.2.3. Riß	49
3.4.2.4. Würm	49
3.4.3. ?Plio-Pleistozän bis Holozän	50
3.4.4. Holozän	51
4. Geologischer Bau (Ch. RUPP, mit einem Beitrag von L. WAGNER)	52
4.1. Die oberösterreichische Molassezone	52
4.2. Der Untergrund des Molassebeckens	52
4.3. Die Molasse	54
5. Zur biostratigraphischen Abgrenzung des marinen Ottnangiums (Ch. RUPP)	56
6. Mineralische Rohstoffe (A. SCHEDL., S. PFLEIDERER, I. WIMMER-FREY)	57
6.1. Braunkohle	57
6.2. Steine und Erden, Industrieminerale	59
6.2.1. Tonrohstoffe	59
6.2.2. Kiessand	60
7. Kohlenwasserstoffe (L. WAGNER)	63
8. Hydrogeologie (G. SCHUBERT)	65
8.1. Grundwässer der ?pliozänen bis quartären Lockersedimente	66
8.2. Grundwässer der Hausruckviertel-Gruppe	66
8.3. Grundwässer der Innviertel-Gruppe	67
8.4. Thermalwasser im autochthonen Mesozoikum	70
9. Gravitative Massenbewegungen (N. TILCH)	72
9.1. Geologische und geomorphologische Landschaftsgenese	72
9.2. Geogene Voraussetzungen für Massenbewegungen	73
9.3. Massenbewegungen der Prozessgruppe 1	74
9.4. Massenbewegungen der Prozessgruppe 2	75
9.5. Anthropogen bedingte Ursachen und Faktoren	77
9.6. Abschätzung von Bereichen unterschiedlicher Rutschungsanfälligkeit	78
10. Geophysikalische Untersuchungen	79
10.1. Geoelektrische Messungen zur Kartierung quartärer Schotterablagerungen (B. JOCHUM)	79
10.2. Aeromagnetik und Gravimetrie (P. SLAPANSKY)	81
10.2.1. Aeromagnetik	81
10.2.2. Gravimetrie	82
10.3. Hubschrauber-geophysik (P. SLAPANSKY)	83
10.3.1. Elektromagnetik	83
10.3.2. Radiometrie	84
10.3.3. Magnetik	85
11. Geologische Naturdenkmale (Ch. RUPP, T. HOFMANN, G. SCHINDLBAUER)	85
12. Ausgesuchte Bohrungen auf Blatt 47 Ried	87
Literatur	91

Vorwort

Mit der Fertigstellung des Kartenblattes Ried im Innkreis erscheint nach Blatt Wels eine weitere geologische Karte über die oberösterreichische Molassezone in der Programmserie GÖK 50 der Geologischen Bundesanstalt. Die Herausgabe von geologischen Karten im Maßstab 1 : 50 000 stellt die wichtigste Aufgabe der Geologischen Landesaufnahme dar. Karten dieser Serie sind nicht nur für eine Anwendung in der Wissenschaft gedacht, sie wenden sich ebenso an Verwaltung und Wirtschaft und erfreuen sich in der Regel einer großen Beliebtheit. Wie alle neueren, digital erstellten Karten dieses Maßstabes ist auch das Blatt Ried im Innkreis unter der Internet-Adresse der Geologischen Bundesanstalt <http://www.geologie.ac.at> unter den Rubriken GBA-ONLINE/Geologische Karten online bzw. GEOKARTEN/Geologische Karten im Blattschnitt 1:50 000 aufrufbar.

Der Bearbeiter dieses Kartenblattes dankt allen MitarbeiterInnen und MitautorInnen, die durch ihren Einsatz die Erstellung dieser geologischen Karte und der beiliegenden Erläuterungen erst ermöglicht haben. Dank gebührt auch der Rohöl-Aufsuchungs AG für die Publikationsgenehmigung der hier verwendeten Bohrprofile.

Besonderer Dank gilt auch der lokalen Bevölkerung, welche den Aufnahmsarbeiten der Geologen offen gegenüber gestanden ist, sie mit Interesse verfolgt und im Fall des Falles auch tatkräftig unterstützt hat.

1. Die Geologische Karte 1 : 50 000 Ried im Innkreis im Überblick

(Christian RUPP)

Die geologische Karte 1 : 50 000 Blatt 47 Ried im Innkreis blickt auf eine lange Entstehungsgeschichte zurück. Schon seit 1983 bemühten sich die Geologen H. BRÜGGEMANN, S. CORIC, H.-G. KRENMAYR, D. MAYERHOFER, R. ROETZEL, CH. RUPP, S. SALVERMOSER, W. SKERIES, H. SPERL und D. VAN HUSEN, eine moderne, flächendeckende geologische Karte dieses Gebietes zu erstellen. Als reines Molasse-Kartenblatt stellte das Blatt Ried ganz besondere Anforderungen an die Bearbeiter. Natürliche Aufschlüsse sind im Alpenvorland auf Grund der sanften Topographie (im Unterschied zu alpinen Kartenblättern) eher die Ausnahme und von geringeren Dimensionen. Künstliche Aufschlüsse wie Schliergruben, in denen Sande und Mergel zur Meliorisierung der Ackerböden abgebaut wurden (REITER, 1989b), waren noch in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts in großer Zahl vorhanden. Seit der erfolgreichen Einführung des Kunstdüngers haben sie ihre Bedeutung verloren und sind zum großen Teil verfallen oder gar zugeschüttet. Neben den schlechten Aufschlussverhältnissen erschwerte ein weiterer Umstand die Aufnahmsarbeiten: In weiten Bereichen des Arbeitsgebietes werden die anstehenden Formationen zumeist durch mehr oder minder mächtige Umlagerungslehme überdeckt, welche die Morphologie verschleiern und ein Kartieren mittels „Lesesteinen“ in der Regel unmöglich machen. All diese Gegebenheiten zwangen die Geologen nicht nur zum intensiven Einsatz von Handbohrgeräten, auch Motorbohrungen mit den Bohrgeräten der Geologischen Bundesanstalt (Schneckenbohrungen) oder auch durch Fremdfirmen erstellt (Schnecken- und Kernbohrungen; RUPP, 1989a), wurden verstärkt zur Unterstützung der Kartie-

Abb. 1.

Stratigraphische Tabelle mit internationalen und regionalen Stufen, Paläomagnetische Chrons, Plankton-Foraminiferen-Zonen und Nannoplankton-Zonen.

Umgezeichnet nach PILLER et al. (2007).

rung durchgeführt. Bodengeophysikalische Messungen wurden vor allem zur Erfassung und Abgrenzung quartärer Kiese durchgeführt (JOCHUM & RUPP, 2007; JOCHUM, Kapitel 10.1). Alle diese Methoden erwiesen sich als unverzichtbar und sollten bei Kartierungsarbeiten in vergleichbaren Gebieten routinemäßig zum Einsatz kommen. Um die geologischen Gegebenheiten besser sichtbar zu machen, wurden Lehmdecken bis zu einer Mächtigkeit von 2m ignoriert, Lehmdecken >2m wurden in die geologische Karte eingezeichnet.

1.1. Geographischer Überblick

Das Gebiet des Kartenblattes 47 Ried im Innkreis liegt im oberösterreichischen Alpenvorland. Die Wasserscheide des Hausruck und Kobernauberwaldes trennt das Blatt in einen Nord- und einen Südtel. Der südliche Teil liegt im Hausruckviertel, der nördliche Teil im Innviertel. Der Großteil des Gebietes ist bis heute agrarisch geprägt, die größte Stadt Ried im Innkreis mit an die 12 000 Einwohnern und einer größeren Anzahl industrieller Niederlassungen (Fischer Ski, FACC etc.) beherbergt die wichtigsten Arbeitgeber der Region. Der historisch wichtige Bergbau (Hausruck-Kohle) im Raum Ampflwang ist seit der Schließung der WTK (Wolfsegg-Trauntaler Kohlenwerk) 1995 und der Auffassung des letzten, privat geführten Tagbaues bei Lukasberg (RUPP et al., 2007) Geschichte. Seither setzt die Region vermehrt auf Tourismus.

1.2. Geologischer Überblick

Das Blatt Ried im Innkreis ist ein reines Molasse-Kartenblatt, hat keine Anteile an den Alpen (und Voralpen) oder am Kristallin der Böhmisches Masse und liegt zu seiner Gänze im aus känozoischen („tertiären“ und „quartären“) Sedimenten aufgebauten Alpenvorland. Die ältesten, an der Oberfläche anstehenden Sedimente der ungestörten Molasse stellen die marinen Schichtglieder der Innviertel-Gruppe (s.u.) des unteren (und mittleren) Otnangium dar (Abb. 1). Bei der Neuaufnahme des Kartenblattes Ried konnte festgestellt werden, dass die Formationen des unteren Otnangiums (Vöckla-Formation, Atzbach-Formation, Otnang-Formation) nur in ihren Grenzbereichen miteinander verzahnen, wogegen die des mittleren Otnangiums (Reith-Formation, Ried-Formation, Mehrnbach-Formation, Braunau-Formation, Treubach-Formation) viel intensiver miteinander verzahnen und über einen längeren Zeitraum als unterschiedliche Faziesbereiche nebeneinander existierten (Abb. 1).

Über den Formationen der Innviertel-Gruppe wurden die brackischen Onco-phoraschichten des oberen Otnangiums abgelagert. Nach einer erosiven Phase im Zeitraum Karpatium–Sarmatium kamen die Sedimente der Kohleführenden Süßwasserschichten, genauer die der limnisch-fluviatilen Hausruckviertel-Gruppe (Kobernauberwald-Formation, Ampflwang-Formation mit Grimberg-Subformation und Pramquellen-Bank und Hausruck-Formation) aus dem Pannonium über den untermiozänen marinen bis brackischen Schichtgliedern zur Ablagerung. Die ?plio- pleistozänen Terrassenkiese N und S des Hausruck und Kobernauberwaldes, die Moränen im S des Kartenblattes und großflächige, pleistozän-holozäne Lehmdecken bedecken große Teile des Schlierhügellandes.

2. Erforschungsgeschichte

(Christian RUPP)

Dieser teils chronologisch, teils nach Themen geordnete Abriss der Erforschungsgeschichte legt seinen Schwerpunkt auf den Teil der Literatur, der für die Erstellung des Kartenblattes von Wichtigkeit war. Er ist keinesfalls vollständig, weitere Literatur ist in unten angeführten Arbeiten zu finden.

Obwohl im Hausruck bereits im 18. Jahrhundert aktiv nach Kohle gesucht wurde (STARKE, 1991), erfuhr die systematische Erforschung der geologischen Verhältnisse des damals durchwegs land- und forstwirtschaftlich geprägten Inn- und Hausruckviertels dadurch noch keine maßgeblichen Impulse (siehe Kapitel 6.1). Im 19. Jahrhundert erwachte langsam das wissenschaftliche Interesse an den Kohlelagerstätten des Hausruck (HINGENAU, 1856). Noch Mitte des 19. Jahrhunderts war mit Ausnahme der Hausruckkohle und des Schliers von Ott nang, von dessen Fossilreichtum in mehreren Publikationen berichtet wurde (REUSS, 1864; HOERNES, 1875 u.a.), recht wenig über die auf Blatt Ried anzutreffenden Gesteine bekannt (EHRlich, 1854); bemerkenswert ist die Erwähnung einiger Wirbel-

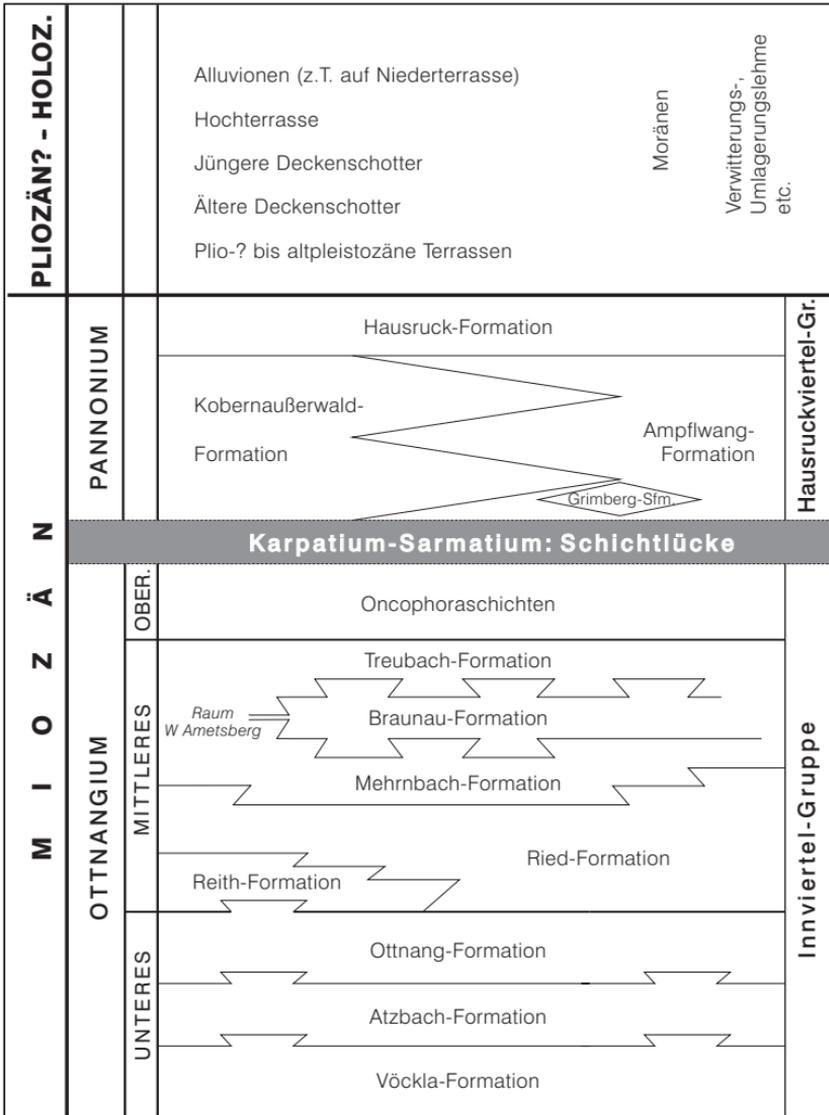


Abb. 2. Lithostratigraphische Tabelle zum Kartenblatt 47 Ried im Innkreis.

tierreste aus einer Schliergrube bei Mettmach (HAUER, 1868). Immerhin wird auch der die Hausruckkohlen überlagernde Hausruckschotter (Hausruck-Formation) bereits als tertiäre Ablagerung erkannt und in das Pliozän gestellt (COMMENDA, 1900). Die im Zuge der Neukartierung des Spezialblattes Ried – Vöcklabruck aufgenommenen Bohrprofile der Wolfsegg-Trauntaler Braunkohlen-Bergbau A.G. dokumentieren die zu Beginn des 20. Jahrhunderts weit ausgreifende Kohlexploration auf Blatt Ried (GÖTZINGER, 1925). Auch Zusammensetzung und Genese der Kohle wurde nun erstmals näher beleuchtet (HOFMANN, 1929). Die damals in Angriff genommene Neukartierung des Kartenblattes Ried – Vöcklabruck erbrachte mehrere Berichte (GÖTZINGER, 1925; 1935; 1938), aber keine flächendeckende geologische Karte. Eine umfangreiche Studie über die diversen miozänen bis pleistozänen Aufschotterungsniveaus im Inn- und Hausruckviertel wurde von GRAUL (1937) erstellt. KINZL (1927) publizierte u.a. wertvolle Hinweise zu der Pramquellen-Bank („Quarzitkonglomerat“) des Grimberges.

Die zur selben Zeit verstärkte Prospektion auf Erdöl und Erdgas im Inn- und Hausruckviertel ließ die Zahl der wissenschaftlichen Arbeiten über diesen Bereich Oberösterreichs sprunghaft ansteigen. Eine erste, grundlegende Differenzierung, vor allem der miozänen Schlierablagerungen in Sedimente mit *Rotalia*- („Zone mit *Rotalia*“), *Cibicides*- und *Robulus*-Faunen sowie in die Obere und Untere Haller Fauna wurde von PETERS (1936) durchgeführt. WIEBOLS (1939) erkannte den schüsselartigen Bau des Molassebeckens westlich von Linz mit seiner O–W-verlaufenden Beckenachse nördlich von Ried.

Der 2. Weltkrieg bedeutete nahezu das Ende der geologischen Kartierung, aber nicht das Ende für die gut angelaufene Prospektion in der oberösterreichischen Molassezone. Unmittelbar nach dem Krieg veröffentlichte BÜRGEL (1946) Ergebnisse seiner Feldforschungen. Er erkannte die Vöckla-Formation („Vöckla-Schlier“) als eigenständiges Schichtglied und nannte den von PETERS (1936) erkannten „Schlier mit *Rotalia*“ „Schichten von Ried“, deutete aber die Atzbach-Formation („Atzbacher Sande“, nach Friedl in PETERS, 1936), den überkommenen Vorstellungen GÖTZINGERS (1925) folgend, als *Oncophora*-Sande und konstruierte waghalsige Bruchsysteme und Schwellen zur Aufrechterhaltung dieses Konzeptes. BECKER (1948; 1949; 1950) erfasste die intensive Verzahnung von Kobernaußerwald-Formation („Kobernaußerwaldschotter“) und Ampflwang-Formation („Kohletonserie“) und unterschied zwischen der Kobernaußerwald-Formation und der Hausruck-Formation („Hausruckschotter“). Die Säugetierreste aus den Kiesen und Tonen des Hausruck und Kobernaußerwaldes, zusammengestellt von THENIUS (1951; 1952) als auch die Pollenfloren (KLAUS, 1952) ergaben ein obermiozänes bis unterpliozänes Alter (heute: Sarmat–Pannon) dieser Schichten.

Um 1950 startete die Rohöl-Gewinnungs AG intensive Prospektionstätigkeiten (Kartierung, Schussbohrungen, Seismik, Aufschlussbohrungen) im Raum der oberösterreichischen Molassezone. Aufbauend auf den Ergebnissen der Prospektion und einer Vielzahl vorangegangener Arbeiten gelang ABERER (1953; 1958) mit der Erstellung der ersten, detaillierten geologischen Karte der salzburgisch-oberösterreichischen Molassezone ein großer Wurf. Für einige Bereiche Oberösterreichs stellt sie bis heute die einzig verfügbare, flächendeckende geologische Karte dar und fließt noch immer in neue kompilatorische Kartenwerke ein.

Mit der Entdeckung der Ölfelder Puchkirchen und Ried (1956 und 1959) lief die Öl- und Gasprospektion in Oberösterreich auf Hochtouren. Diesem Umstand verdanken wir in der Folgezeit eine Vielzahl an Neuerkenntnissen auf Blatt Ried (BRAUMÜLLER, 1961; JANOSCHEK, 1961; KOLLMANN, 1966). Inspiriert durch diese Fortschritte wurden, zum Teil auf den Konzepten ABERERS (1958) basierend, die Schichtglieder der Molasse in neu geschaffene stratigraphische Einheiten gegliedert (PAPP et al., 1968).

Auch die Kohlegewinnung im Hausruck wurde intensiv vorangetrieben. POHL (1968) rekonstruierte Lage und Genese der Kohlenflöze, CZURDA (1978) be-

leuchtete die Kohlelagerstätten des Hausruck aus sedimentologischen Gesichtspunkten.

Aus den Kiesen der Kobernauberwald-Formation wurden neue Säugetierfunde bekannt (STEININGER, 1965; JENISCH & TICHY, 1977). Eine umfassende Studie der grobklastischen Sedimente des Hausruck und Kobernauberwaldes rekonstruierte u. a. die Schüttungsrichtungen der Schotterkörper (MACKENBACH, 1984).

Ab 1980 erwarbte auch das Interesse der Geologischen Bundesanstalt an dem Kartenblatt Ried wieder. Über die Rohstoffsuche (HEINRICH et al., 1981; HEINRICH, 1984; WIMMER-FREY, 2007) wurde auch die geologische Kartenblattaufnahme wieder in Angriff genommen (CORIC, 1998, 2001; KRENMAYR, 1995; MAYERHOFER, 1985, 1986; ROETZEL, 1985–1988; RUPP, 1985–2003; SALVERMOSER, 1991; SKERIES, 1993–1996; SPERL, 1984a; u. a.). Diese inspirierte wiederum zu einer Reihe von umfangreichen Detailstudien (FAUPL & ROETZEL, 1987; FAUPL et al., 1988; KRENMAYR, 1991; SALVERMOSER, 1999; SKERIES, 2007; UCHMAN & KRENMAYR, 1995; 2004).

Obwohl der Kohlebergbau im Hausruck seit 1995 nahezu zum Stillstand gekommen war, lieferten letzte Studien über die Hausruckkohle noch wertvolle Erkenntnisse (GRUBER & SACHSENHOFER, 1999; MASSELER & HOFMANN, 2005; MELLER, 2007).

Eine erste Zusammenfassung der Ergebnisse der Kartierung des Blattes Ried ist in RUPP & VAN HUSEN (2007) zu finden.

3. Erläuterungen zur Kartenlegende

(Christian RUPP, Dirk VAN HUSEN)

Die Grundeinheit der Lithostratigraphie ist die Formation (STEININGER & PILLER, 1999). Aufbauend auf eine erste Zusammenfassung der Ergebnisse der Kartierung des Blattes Ried im Innkreis (RUPP & VAN HUSEN, 2007) wird im Folgenden versucht, die vorhandenen Daten zu einer ausreichenden Definition der Gruppe und Formationen zusammenzustellen.

3.1. Innviertel-Gruppe

Die in PILLER et al. (2004) unter der Rubrik „Alpine Vortiefe – Oberösterreich und Salzburg“ im Untermiozän angeführte Innviertel-Gruppe ist eine Überführung der von R. JANOSCHEK und K. KOLLMANN (in: PAPP et al., 1968) eingeführten Innviertler Serie in das gültige stratigraphische Konzept (STEININGER & PILLER, 1999). Sie umfasste ursprünglich die Formationen des unteren Ottnangiums, die Vöckla-Formation („Vöcklaschichten“), Atzbach-Formation („Atzbacher Sande“), Ottnang-Formation („Ottnanger Schlier“) und die des mittleren Ottnangiums, die Ried-Formation („Rieder Schichten“), Mehrnbach-Formation („Mehrnbacher Sande“), Braunau-Formation („Braunauer Schlier“) und Treubach-Formation („Treubacher Sande“). Die Oncophoraschichten, in PAPP et al. (1968) in die Innviertler Serie miteinbezogen, finden auf Grund ihres brackischen Charakters keinen Platz in dieser Gruppe mariner Formationen des unteren und mittleren Ottnangiums, vielmehr sollte dieses Schichtglied mit den altersgleichen, ebenfalls brackischen Kirchberger Schichten und anderen Schichtgliedern der bayerischen Süßbrackwassermolasse (LEMCKE, 1988) in einer eigenen Gruppe zusammengefasst werden. Auf Grund ihrer geographischen und stratigraphischen Position werden folgende Formationen/Schichtglieder ebenfalls zur Innviertel-Gruppe gezählt: Reith-Formation (Sande von Reith, s.u.), Enzenkirchener Sande (ABERER, 1958), Plesching-Formation (ROETZEL in SCHNABEL et al., 2002) und Kletzenmarkt-Formation (= Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation; KRENMAYR, 1994). Der Robulusschlier sensu stricto (ABERER, 1958) und auch die Vorchdorf-Formation (RUPP in EGGER, 2007) schließen im Osten an die oben genannten

Formationen/Schichtglieder an und werden nicht zur Innviertel-Gruppe gerechnet. Die Wachtberg-Formation („Sand-Schotter-Gruppe“; WAGNER, 1998) wird auf Grund ihres möglicherweise stufenübergreifenden Charakters (Eggenburgium/Ottnangium; ABERER & BRAUMÜLLER, 1949) ebenfalls nicht zu dieser Gruppe gezählt.

3.1.1. Unteres Ottnangium

Die auf Blatt Ried angetroffenen Formationen des Unteren Ottnangiums sind im oberösterreichischen Molasseraum weit verbreitet und verzahnen im Gegensatz zu denen des Mittleren Ottnangiums nur randlich miteinander. Sämtliche Formationen sind von marinen Sedimenten aufgebaut. Werden besonders für die sandig ausgebildeten, stark gezeitenbeeinflussten Formationen (Vöckla-Formation, Atzbach-Formation, s. u.) Ablagerungstiefen von intertidal bis flach subtidal angegeben, weist der Fossilinhalt dieser Sedimente eher auf eine Bildung im tieferen Subtidal hin (RUPP & VAN HUSEN, 2007).

41 Vöckla-Formation

- **Alte Bezeichnung**
Vöcklaschichten.
- **Stratotypus**
Vöcklabrucker Schlierwand (RUPP et al., 2007).
- **Verbreitung**
Die von BÜRGL (1946) als Vöcklaschlier bezeichneten, von ABERER (1958) in Vöcklaschichten umbenannten untermiozänen Sedimente der Vöckla-Formation zwischen Vöcklamarkt und Lambach sind eine lokale Ausbildung des oberösterreichischen Schliers und vermitteln zwischen sandigen und pelitischen Sedimenten des unteren Ottnangiums. Die Formation verzahnt im Westen mit den unteren Abschnitten der Wachtberg-Formation („Sand-Schotter-Gruppe“) und im Osten, im Raum Lambach, mit dem Robulusschlier s. str. (KOHL & KRENMAYR, 1997) sowie westlich von Vorchdorf mit der Vorchdorf-Formation (EGGER, 2007). In Bohrungen ist die Vöckla-Formation nach Norden bis auf die ungefähre Höhe von Lohnsburg – Schildorn zu verfolgen, weiter nördlich geht sie in den Robulusschlier s. str. über (pers. Mitt. L. Wagner). Der Kontakt mit der Hall-Formation („Haller Schlier“) im Liegenden ist nur durch Bohrungen dokumentiert und ist durch die Grenze Eggenburgium/Ottnangium definiert (CICHA et al., 1998). Im Hangenden verzahnt sie mit der Atzbach-Formation (KRENMAYR, 1989). Ihre Mächtigkeit schwankt beträchtlich und wird mit bis weit über 400 m angegeben (RUPP & VAN HUSEN, 2007).
- **Lithologie und Fazies**
Die Vöckla-Formation wird von blaugrauen bis gelbgrauen, glimmerigen, wechselnd Glaukonit führenden, siltigen Fein- und Mittelsanden bis tonigen Sandsiltiten aufgebaut. Charakteristisch ist der lebhaft horizontale und vertikale Wechsel von pelitischen und sandigen Abschnitten. Generell nimmt der Sandanteil der Vöckla-Formation von W nach E bzw. vom Hangenden ins Liegende ab. Die schlecht sortierten und sehr kompakten, häufig verhärteten Sedimente fallen leicht gegen NNW ein.
Der aufgeschlossene, obere Abschnitt der Vöckla-Formation wird in mehrere Lithofaziestypen unterteilt. Wellig geschichtete Fein- bis Mittelsande in intensiver Wechsellagerung mit Peliten, häufig flaser- und linsengeschichtet, fallweise mit intern schräggeschichteten trog- und tafelförmigen Rinnen und unterschiedlich stark (bis vollständig) durchwühlt (Fazies C nach FAUPL & ROETZEL, 1987), herrschen vor. Fazies B (Fein- bis Mittelsande, tafelförmig schräggeschichtet, mit unterschiedlich mächtigen Pelitlagen, Mud drapes und Pelitklasten auf den Leebältern und geringer Bioturbation) ist untergeordnet vertreten, nur in Ausnahmefällen ist die massive Fazies A anzutreffen (KRENMAYR, 1991).

Die Paläoströmungsdaten ergeben für die Vöckla-Formation sowohl eine Flutstromrichtung (Hauptströmungsrichtung) nach ENE als auch eine (schwächere) Ebbstromrichtung, welche nach WNW zeigt (KRENMAYR, 1991).

◦ **Mineralogie**

Mineralogisch besteht die Vöckla-Formation aus Quarz, Feldspat (überwiegend Albit), Schichtsilikaten und Karbonaten. Tonmineralogisch sind Smectite neben Hellglimmer/Illit und Chlorit dominierend (pers. Mitt. I. Wimmer-Frey). Das Schwermineralspektrum der Vöckla-Formation ist von Granat, Epidot/Zoisit und Hornblenden dominiert, das Liefergebiet ist vornehmlich der alpine Bereich (FAUPL, ROHRlich & ROETZEL, 1988).

◦ **Fossilinhalt**

– **Spurenfossilien:** Die Vöckla-Formation weist häufig einen hohen Grad an Durchwühlung auf. Die sehr diverse Ichnofauna ist durch *Planolites* (*P. ?beverleyensis* BILLINGS), *Macaronichnus* (*M. segregatis* CLIFTON & TOMPSON), *Cylindrichnus* (*C. concentricus* TOOTS), *Rosselia* (*R. socialis* DAHMER), *Ophiomorpha* (*O. annulata* (KSIAZKIEWICZ), *O. nodosa* LUNDGREN), *Skolithos*, *Teichichnus* und *Alcyonidiopsis* vertreten. Die Spurenfossilassoziation von Sediment fressenden und filtrierenden Organismen wird der *Cruziana*-Ichnofazies zugeordnet (UCHMAN & KRENMAYR, 1995; 2004).

– **Nannoflora:** Eine der wenigen Analysen der Nannoflora der Vöckla-Formation zeigt folgendes Bild (pers. Mitt. J. Krhovsky): *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD, 1935) DEFLANDRE, 1947; *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930; *Reticulofenestra excavata* LEHOTAYOVA, 1975; *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971; *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948) ROTH, 1970; *Helicosphaera ampliamperta* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967; *H. scissura* MILLER, 1981; weiters viele umgelagerte Formen aus Kreide und Paläogen. Die Floren erlauben eine Einstufung in das Untermiozän (obere NN2–NN4).

– **Mikrofauna:** Die Mikrofauna der Vöckla-Formation ist mäßig dokumentiert. Die Foraminiferenfaunen (>125 µ) aus den pelitischen Abschnitten der Vöckla-Formation sind mäßig reich an Arten und Individuen. Das Benthos wird stark von der Artengruppe *Cibicidoides-Lobatula* (*Cibicidoides lolpjanicus* (MYATLYUK), *C. tenellus* (REUSS) und *Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB)) dominiert (um die 40%–50%), häufig vertreten sind weiters die Gattung *Ammonia* (*A. parkinsonia* (D'ORB.), *A. tepida* (CUSHM.)) und die Artengruppe *Elphidium crispum* (L.) – *E. macellum* (F. & M.) (5%–20%). Anteile von bis zu 5% erreichen noch *Bulimina elongata* D'ORB. und *Bolivina concinna* (KNIPSCHER & MARTIN). Arten wie *Lenticulina inornata* (D'ORB.), *Nonion commune* (D'ORB.), *Astrononion perfossum* (CLODIUS), *Melonis pompilioides* (F. & M.), *Charltonina tangentialis* (CLODIUS) und *Heterolepa dutemplei* (D'ORB.) sind dagegen in nur geringen Prozentsätzen von 1%–2% vertreten, aber beständig auftretende Elemente. Letztere sind besser erhalten als *Ammonia* und *Elphidium* und werden im Gegensatz zu diesen als autochthone Faunenelemente interpretiert. Das Plankton erreicht 40%–70% an der Gesamtfauna und ist für untermiozäne Verhältnisse recht artenreich. Häufig sind *Globigerina otnangensis* RÖGL und *G. praebulloides* BLOW, seltener sind *Cassigerinella* div. sp., *Tenuitellinata angustumbilicata* (BOLLI), *Globigerina steiningeri* RÖGL, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Paragloborotalia? acrostoma* (WEZEL) und *Globoquadrina langhiana* CITA & GELATI.

Andere Mikrofossilgruppen wie Ostrakoden (ZORN, 1995) sind in der Vöckla-Formation sehr selten vertreten.

– **Makrofauna:** Die wenigen, zumeist fragilen Makrofossilien der Vöckla-Formation sind oft in nestartiger Anreicherung innerhalb stark bioturbierter Sedimentpakete zu finden. Folgende Arten wurden erwähnt (BÜRGL, 1946; ABERER, 1958):

Anthozoa: *Discotrochus otnangensis* PROCHAZKA.

Bivalvia: *Nucula (Nucula) nucleus* (LINNAEUS), *Nuculana (Saccella) subfragilis* (HOERNES), *Spisula (Spisula) subtruncata* (DA COSTA), *Macoma (Psammacoma) elliptica otnangensis* (HOERNES), *Laternula (Laternula) fuchsi* (HOERNES), *Corbula (Caryocorbula) carinata* DUJARDIN, *Loripes (Loripes) dujardini* (DESHAYES), *Lucinoma wolffi* (HOERNES) und *Solenomya* sp.

Scaphopoda: *Antalis intermedium* (HOERNES), *Entalina tetragona karreri* (HOERNES).

Gastropoda: *Calliostoma otnangensis* (HOERNES), *Euspira helicina* (BROCCHI), *Nassarius schultzi* HARZHAUSER & KOWALKE, Turridae indet.

Cephalopoda: *Aturia aturi* BASTEROT.

Cirripedia: *Scalpellum pfeifferi* WEITHOFER.

◦ Stratigraphische Abgrenzung

Die Abgrenzung der Vöckla-Formation zu der Wachtberg-Formation, der Atzbach-Formation, der Robulusschlier und der Vorchdorf-Formation erfolgt auf lithologischer Basis. Die Grenze zur unterliegenden Hall-Formation ist durch die Eggenburgium/Otnangium-Grenze mikropaläontologisch mit dem Letztaufreten von *Lenticulina buergli* (WENGER) und dem Einsetzen von *Amphicoryna otnangensis* (TOULA) gut fassbar (RÖGL & RUPP, 1996).

◦ Interpretation

Die Vöckla-Formation ist in einem stark gezeitenbeeinflussten Meer, vermutlich im sublitoralen Bereich, abgelagert worden (RUPP & VAN HUSEN, 2007).

◦ Die Vöckla-Formation auf Blatt Ried

Auf Blatt Ried i. Innkreis steht die Vöckla-Formation im SE-Teil zwischen Vöcklamarkt und Jochling bei Timelkam an. Diese Aufschlüsse repräsentieren nur die obersten, stärker sandigen Abschnitte der Vöckla-Formation im Übergangsbereich zur Atzbach-Formation. Die Aufschlussverhältnisse sind eher schlecht, hervorzuheben wären die Aufschlüsse E Vöcklamarkt (BMN, 460540/318350), N Nindorf (461655/320150), Gries (462750/319990), Kappligen (463795/321205), W Pöring (465295/319920), W Mühlleiten (465245/321540), Dachswendau (466010/321020), S Oberthumberg (467225/320900) und Jochling (468205/320740). In diesen Aufschlüssen sowie in Gräben und Bachläufen sind meist graugelbe bis braungelbe, glimmerige Feinsande und Mittelsande in intensiver Wechsellagerung mit hellgrauen bis gelbgrauen oder blaugrauen, sandigen Silten aufgeschlossen.

Die 5–30 cm mächtigen Feinsandpakete sind teilweise intern ebenflächig schräggeschichtet, mit Pelitbelegen oder Pelitklasten auf den Schichtflächen, oder zeigen pelitisch ausgekleidete Rippeltäler (Flaserschichtung). Die Sandhorizonte können auch intensiv durchwühlt sein.

Die in Wechsellagerung mit den Sanden stehenden Silte können bis zu 30 cm mächtige Horizonte bilden, die aus mm- bis dm-dicken Einzellagen, getrennt durch Sandbestege oder Sandlinsen (Linsenschichtung), bestehen. Oft ist in den Peliten auch Rippelschichtung zu erkennen. Vereinzelt tritt der Sandanteil fast vollkommen zurück und es stehen mächtige, gelbgraue bis blaugraue, glimmerige, sandige Silte an. Die Pelite sind, getrennt durch wechselnd glaukonitische, manchmal Pflanzenhäcksel führende Sandbestege und Sandlinsen, im cm-Bereich ebenflächig bis wellig (Rippelschichtung) geschichtet. Mitunter sind nestartig angereicherte Molluskenbruchstücke zu beobachten. Im Hangenden gehen diese Sedimente über einen Verzahnungsbereich von ~10 m (KRENMAYR, 1989) in die grauen, glimmerigen Sande der Atzbach-Formation über. Eine klare Grenze zwischen den beiden Schichtgliedern zu ziehen, ist im Gelände kaum möglich (ROETZEL, 1985).

40 Atzbach-Formation

- Alte Bezeichnung
Atzbacher Sande.

- **Stratotypus**
Sandgrube Puchkirchen/Berg (RUPP et al., 2007); Abb. 3.
- **Verbreitung**
Die Atzbach-Formation, früher Atzbacher Sande (PETERS, 1936), zieht obertags von Zipf bis in den Raum Wels und verzahnt dort mit der Kletzenmarkt-Formation (KRENMAYR, 1994). Im Liegenden ist sie von der Vöckla-Formation im Westen und dem Robuluschlier s.str. im Osten begrenzt und verzahnt mit diesen, im Hangenden wird sie von der Ottngang-Formation überlagert, verzahnt auch mit ihr. Von den obertägigen Ausstrichen ausgehend lässt sich die Atzbach-Formation in Bohrungen gut bis in den Raum Kemating südwestlich Ried i. Innkreis verfolgen, weiter nördlich davon verliert sich dieser Sandkörper in geringmächtigen, nicht mehr eindeutig zuordenbaren Sandhorizonten im Ro-



Abb. 3.
Atzbach-Formation, Puchkirchen-Berg. Rechts unten: Schrägschichtungssets.
Balken: 10 cm.

bulusschlier s. str. (HEINRICH, 1984). Nach Westen scheint sie noch unter dem Kobernauberwald auszukeilen (HEISS et al., 2005). Die Atzbach-Formation, von ABERER (1958) noch als bis zu 80 m mächtig beschrieben, erreicht nach Bohrprofilen der Rohöl-Aufsuchungs-AG Mächtigkeiten bis über 180 m (RUPP & VAN HUSEN, 2007).

◦ **Lithologie und Fazies**

Die gelbgrauen bis braungelben, glimmerigen und wechselnd glaukonitischen, mäßig bis gut sortierten Fein- Mittel- und Grobsande (Quarzsande) der Atzbach-Formation weisen vereinzelt sogar fein- bis mittelkiesige Lagen auf. Pflanzenhäcksel und besonders Pelitklasten sind nicht selten. In den Sanden sind mm- bis dm-mächtige Lagen von schlecht sortierten, tonigen Sandsiltten (18–30% CaCO₃, als Tonmergel anzusprechen) in Form von Bottomsets, Flasern und Mud drapes in unterschiedlicher Häufigkeit eingeschaltet (FAUPL & ROETZEL, 1987; KRENMAYR, 1991; SCHLÄGER, 1988).

In der Atzbach-Formation ist eine Abfolge von Lithofaziestypen zu beobachten (Abb. 3). Der Übergangsbereich zu der liegenden Vöckla-Formation ist durch die (auch für die Vöckla-Formation typische) Fazies C gekennzeichnet. Die Hauptmasse der unteren Atzbach-Formation wird von der Fazies B (Fein- bis Mittelsande mit tafel-, keil- oder trogförmig schräggeschichteten Sets mit Mud drapes und Pelitklasten auf den Leeblättern; mit unterschiedlich mächtigen Pelitlagen) charakterisiert. Der obere Abschnitt der Atzbach-Formation hingegen ist von teils kiesigen Mittelsanden bis Feinsanden aufgebaut (massig bis tafel- und keilförmig schräggeschichtet, mit unterschiedlich mächtigen, pelitischen Bottomsets und mit Mud drapes und Pelitklasten auf den Leeblättern, manchmal mit massigen Pelitklastenlagen; Fazies A) (FAUPL & ROETZEL, 1987).

Die Paläoströmungsdaten aus der Atzbach-Formation zeigen eine breite Streuung. Eine Hauptströmungsrichtung zeigt nach ENE, untergeordnete Strömungsrichtungen weisen nach NW bzw. NNW. Asymmetrisch polymodale Verteilungen dieser Art sind typisch für Schrägschichtungsgefüge in gezeitenbeeinflussten Bereichen. Die Hauptströmungsrichtung entspricht dem Flutstrom, die schwächeren Nebenströmungsrichtungen dem Ebbstrom (FAUPL & ROETZEL, 1987).

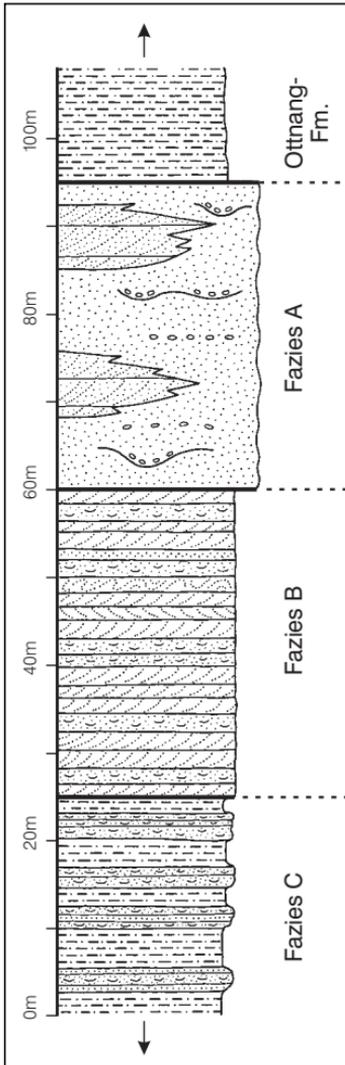


Abb. 4. Faziesschema der Atzbach-Formation auf Blatt Ried (nach FAUPL & ROETZEL, 1987).

◦ Mineralogie

Der Sand setzt sich aus Quarz und untergeordnet Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikaten zusammen. Tonmineralanalysen der Siltlagen erbrachten den Nachweis von Smectit, Hellglimmer/Illit und Chlorit (DECKERS, 1988; SCHLÄGER, 1988 und pers. Mitt. I. Wimmer-Frey).

Das Schwermineralspektrum der Atzbach-Formation wird von Granat, Epidot/Zoisit und Hornblenden dominiert, Turmalin, Rutil, Apatit, Staurolith und Disthen treten nur untergeordnet auf (FAUPL, ROHRICH & ROETZEL, 1988).

◦ Fossilinhalt

– Spurenfossilien: Die Atzbach-Formation ist nicht so intensiv durchwühlt wie die Vöckla-Formation. Beschrieben wurden die Spurengattungen *Planolithes* (*P. ?beverleyensis* BILLINGS), *Macaronichnus* (*M. segregatis* CLIFTON & TOMPSON), *Cylindrichnus* (*C. concentricus* HOWARD), *Rosselia* (*R. socialis* DAHMER), *Ophiomorpha* (*O. annulata* (KSIĄZKIEWICZ), *O. nodosa* LUNDGREN), *?Lapispira* (*?L. bispiralis* LANGE), *Skolithos*, *Bichordites* (*B. monastiriensis* PLAZIAT & MAHMOUDI), *Scolicia* und *Alcyonidiopsis* (UCHMAN & KRENMAYR, 1995, 2004).

– Mikrofauna: Mächtigere pelitische Einschaltungen in der Atzbach-Formation führen recht gut erhaltene Mikrofaunen, vor allem Foraminiferenfaunen. Seeigelstachel und Schwammspikel sind nicht selten, Ostrakoden sind nur vereinzelt zu finden.

Die Foraminiferenfaunen weisen einen recht hohen Planktonanteil (30% bis 50%) auf, das Benthos wird stark von der Artengruppe *Cibicidoidea-Lobatula* (*Cibicoides lolpianicus* (MYATLYUK), *C. tenellus* (REUSS) und *Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB)) dominiert (um die 40%–50%), häufig bis gängig sind *Lenticulina inomata* (D'ORB.), *Bulimina elongata* D'ORB., die Gattung *Ammonia* (*A. parkinsonia* (D'ORB.), *A. tepida* (CUSHM.)), die Artengruppe *Elphidium crispum* (L.) – *E. macellum* (F. & M.), *Elphidium subtypicum* PAPP, *Nonion commune* (D'ORB.), *Hanzawaia boueana* (D'ORB.) und *Charltonina tangentialis* (CLODIUS). Seltener sind *Spirorutilus carinatus* (D'ORB.), *Astacolus crepidulus* (F. & M.) und *Pullenia bulloides* (D'ORB.) zu finden, auch die Gattung *Melonis* (vor allem *M. pompilioides* (F. & M.)) ist ein beständiges, zumeist in geringen Prozentsätzen auftretendes Element der Atzbach-Formation (ROETZEL & RUPP, 1991; KRENMAYR, ROETZEL & RUPP, 1996; RUPP & HAUNOLD-JENKE, 2003).

Knochenfischreste (Otolithen) aus der Atzbach-Formation sind seltener (HEINRICH, 1984):

Myctophidae (Laternenfische): *Diaphus debilis* (KOKEN), *Diaphus austriacus* (KOKEN), *Diaphus* cf. *cahuzaci* STEURBAUT, *Diaphus* sp., *Myctophum* sp., *Symbolophorus* cf. *meridionalis* STEURBAUT, *Symbolophorus*? sp.

Macrouridae (Grenadierfische): *Coelorthynchus* aff. *toulai* (SCHUBERT), *Coelorthynchus* sp., *Bathygadus* sp.

Gadidae (Dorsche): *Palaeogadus* sp., *Raniceps*? sp.

Ophidiidae (Schlangenfische): *Hoplobrotula* sp.

– Makrofauna: Sehr selten treten kleine Einzelkorallen der Art *Discotrochus ottnangensis* (PROCHAZKA) auf (HEINRICH, 1984).

Die Molluskenfauna der Atzbach-Formation ist spärlich, zumeist werden nur kleinwüchsige, dünnchalige und schlecht erhaltene Schalen und Bruchstücke erwähnt (ROETZEL, 1985). Aus der Bohrung Kemating K 1 und umliegenden Bohrungen wurden aus der Atzbach-Formation folgende Mollusken bestimmt (HEINRICH, 1984):

Bivalvia: *Nucula* sp., *Corbula* (*Varicorbula*) cf. *gibba* (OLIVI), *Lucina* sp., *Cardium* sp. Scaphopoda: *Dentalium* sp.

Gastropoda: *Agapilia*? sp., *Littorina* aff. *sulcata* (MENKE), *Littorina* sp., *Gibbula* sp., *Calliostoma ottnangensis* (HOERNES), *Calliostoma* sp., *Paroxystele* sp., *Euspira helicina* (BROCCHI), Naticidae indet., *Amaea* cf. *subreticulata* (D'ORB.), *Nassarius pauli* (HOERNES), *Nassarius* sp., *Amalda* sp., *Ringicula auriculata* ssp.

Reste von *Chondrichthyes* (Knorpelfischen) aus der Atzbach-Formation sind nicht selten. Anzuführen sind: *Scaphanorhynchus lineatus* (PROBST), *Alopecias* sp., *Hexanchus* sp., *Odontaspis acutissima* (AGASSITZ), *Odontaspis rigida* (PROBST), *Odontaspis acutissima* (AGASSITZ), *Odontaspis* sp., *Carcharhinus* sp., *Sphyrna* sp., *Isistius triangulatus* (PROBST), *Pristiophorus* sp. und *Squatina* sp. sowie Haiwirbel (REITER, 1989a; BRZOBOHATY et al., 1990).

◦ Stratigraphische Abgrenzung

PETTERS (1936) unterschied die Sande der Atzbach-Formation („*Cibicides*-Faunen“) von der Ottnang-Formation und dem Robulusschlier s. str. („*Robulus*-Faunen“) auf Grund der Foraminiferenfaunen. Die Abgrenzung dieses markanten, untersten Sandhorizontes der ottnangischen Sedimente zu denen der Vöckla-Formation erfolgt auf lithologischer Basis.

◦ Interpretation

Die Sande der Atzbach-Formation wurden in einem subtidalen, stark gezeitenbeeinflussten Flachmeer abgelagert. Der Flutstrom dieses zumindest mesotidalen Meeres verfrachtete die Sedimente aus dem Delta der „Palão-Salzach“ (Wachtberg-Formation) mit Strömungsgeschwindigkeiten von rund 0,5 m/sek. ostwärts in das oberösterreichische Molassebecken (FAUPL & ROETZEL, 1987; FAUPL, ROHRlich & ROETZEL, 1988). Sedimentologische Analysen der Sande sprechen für Ablagerungstiefen von maximal 20 m (KRENMAYR et al., 1996). Mikro- und Makrofaunen der Atzbach-Formation lassen jedoch Zweifel an einem dermaßen flachen Lebensraum aufkommen (RUPP & VAN HUSEN, 2007).

◦ Die Atzbach-Formation auf Blatt Ried

Im Südostteil des Blattes ÖK 47 Ried, zwischen Zipf und Ampflwang, ist die Atzbach-Formation weit verbreitet. In einem von Haslau ENE nach Bruck ziehenden Streifen ist der hangende Abschnitt der Atzbach-Formation, die hochenergetische Rinnenfazies A, aufgeschlossen: massige, weitgehend strukturlose bis ebenflächig geschichtete, gelbgraue bis braungelbe, glimmerreiche und Glaukonit führende Mittel- bis Feinsande, von dünnen Grobsand- bis Feinkieslagen unterbrochen, mit Einlagerungen von inkohletem Pflanzendetritus und oft wirr gelagerten Pelitklasten (Schlierplatte). Eingeschaltet in diese Rinnenfazies sind schräggeschichtete, blaugraue, glimmerreiche Mittel- bis Grobsande mit Pelitklasten und Kohlelegerollen, anstehend im Bachbett zwischen Haslau und Neue Welt.

Südlich davon, von Zipf über Neukirchen und Kogl nach Puchkirchen, ist der liegende Abschnitt der Atzbach-Formation, die niedriger energetische Fazies B, entwickelt. Graugelbe bis gelbbraune, glimmerreiche, schräggeschichtete Fein- und Mittelsande, oft von Pelitlagen (mit Sandbestegen und Rippelschichtung) unterteilt (z.B. E Neukirchen), manchmal mit mächtigeren, pelitreichen und durchwühlten Horizonten (Raum Zipf), charakterisieren diese Fazies (ROETZEL, 1985; 1986).

Folgende Aufschlüsse bieten einen guten Einblick in die lithologische Ausbildung der Atzbach-Formation: Haslach (BMN 461455/322445), Haslau (462485/323495), Zipf N (462745/322660), Zipf-Dorf (463020/321785), Haslau-Neue Welt (463145/323895), E Dorf (463625/321800), Kogl (466574/322260), Puchkirchen-Berg (467515/322715) und Bruck (468500/326100).

39 Ottnang-Formation

◦ Alte Bezeichnung

Ottninger Schlier.

◦ Stratotypus

Otttang – Schanze (RUPP et al., 2007); Abb. 5.

◦ Verbreitung

Die Ottnang-Formation, als Ottninger Schlier bekannt, bedeckt weite Bereiche des Innviertels von Schärding bis Riedau sowie des Hausruckviertels von

Grieskirchen bis Frankenburg. Sie erreicht Mächtigkeiten von 80–100 m (KALTBEITZER, 1988) und wird im Liegenden von der Atzbach-Formation, Kletzenmarkt-Formation und der Plesching-Formation begrenzt und verzahnt im Grenzbereich auch mit diesen. Im Hangenden wird sie von der Ried-Formation und der Reith-Formation überlagert. Im Raum Andorf – Enzenkirchen verzahnt die Ottnang-Formation mit den Enzenkirchener Sanden und wird lokal von diesen auch überlagert (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).

◦ **Lithologie und Fazies**

Die Ottnang-Formation ist hauptsächlich von mittelgrauen bis blaugrauen, glimmerreichen, schlecht bis sehr schlecht sortierten, tonig-sandigen Silten bis Sandsiltten aufgebaut, untergeordnet treten siltige, schlecht sortierte Sande auf. Die Sedimente sind zumeist undeutlich geschichtet, häufig durch starke Verwühlung vollständig entschichtet und im Dezimeterbereich gebankt. Auf den Schichtflächen mit Feinsandbestegen tritt häufig Pflanzenhäcksel auf. Im Raum Grieskirchen, im Übergangsbereich zu der Atzbach-Formation und der Kletzenmarkt-Formation ist sie in Form von gut geschichteten Peliten mit zahlreichen fein- und auch mittelsandigen Laminae und Lagen ausgebildet (KOHL & KRENMAYR, 1997).

Mit einem durchschnittlichen Kalkgehalt von knapp 25% handelt es sich bei den Peliten um Tonmergel (KALTBEITZER, 1988).

◦ **Mineralogie**

Der Mineralbestand der Ottnang-Formation setzt sich aus Quarz, Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikaten zusammen, wobei die Schichtsilikate überwiegen. In der Fraktion $<2\mu$ ist Smectit neben Heliglimmer/Illit und Chlorit vorherrschend, Kaolinit fehlt (WIMMER-FREY, 2007).

Das Schwermineralspektrum ist vorwiegend stark von Granat geprägt, untergeordnet dominieren Epidot/Zoisit und Hornblende, gängig ist weiters Stauroolith, seltener Rutil, Disten, Zirkon und Turmalin (ARETIN, 1988a).



Abb. 5.

Ottang-Formation, Ottang – Schanze, gereinigter Aufschluss 2007.

Links unten: verwitterter Bereich mit typischer Bankung, vergrößert (Balken = 10cm).

◦ Fossilinhalt

Die Ottnang-Formation ist seit dem 19. Jahrhundert berühmt für ihren beachtlichen Arten- und auch Individuenreichtum (RUPP & VAN HUSEN, 2007).

– Spurenfossilien: Die oft starke Verwühlung der Ottnang-Formation ist vor allem auf Stopfstrukturen, verursacht durch Seeigel, zurückzuführen.

– Nannoflora: Die Nannoflora der Ottnang-Formation bietet folgendes Bild (pers. Mitt. J. Krhovský):

Coccolithus pelagicus (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930; *Reticulofenestra excavata* LEHOTAYOVA, 1975; *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971; *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948) ROTH, 1970; *Helicosphaera ampliamperta* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967; *H. scissura* MILLER, 1981; *H. kamptneri* (HAY & MOHLER, 1967) LOCKER, 1972; weiters viele umgelagerte Formen aus Kreide und Paläogen. Die Nannofloren ermöglichen eine Einstufung in das Untermiozän (obere NN2 – NN4).

– Mikrofauna: Die Ottnang-Formation führt eine reiche und diverse Mikrofauna (Abb. 6).

Häufige benthonische Foraminiferen sind: *Semivulvulina pectinata* (REUSS), *Sigmoilopsis ottnangensis* CÍCHA, ČTYROKA & ZAPLETALOVA, *Lenticulina inornata* (D'ORB.), *Amphicoryna ottnangensis* (TOULA), *Bulimina elongata* D'ORB., *Oridorsalis umbonatus* (REUSS), *Gyroidinoides parvus* (CUSHMAN & RENZ) und *Valvulineria complanata* (D'ORB.), *Cibicidoides lopianicus* (MYATLYUK), *C. tenellus* (REUSS), *Lobatula lobatula* (WALKER & JAKOB). Gängige Arten sind *Globocassidulina oblonga* (REUSS), *Fursenkoina acuta* D'ORB., *Nonion commune* D'ORB., *Astrononion perforosum* (CLODIUS), *Charltonina tangentialis* (CLODIUS), *Hanzawaia boueana* D'ORB. und *Ammonia parkinsonia* D'ORB.). Die Planktonraten schwanken sehr stark (von 15% bis über 60%), die häufigste planktonische Art ist *Globigerina ottnangiensis* RÖGL.

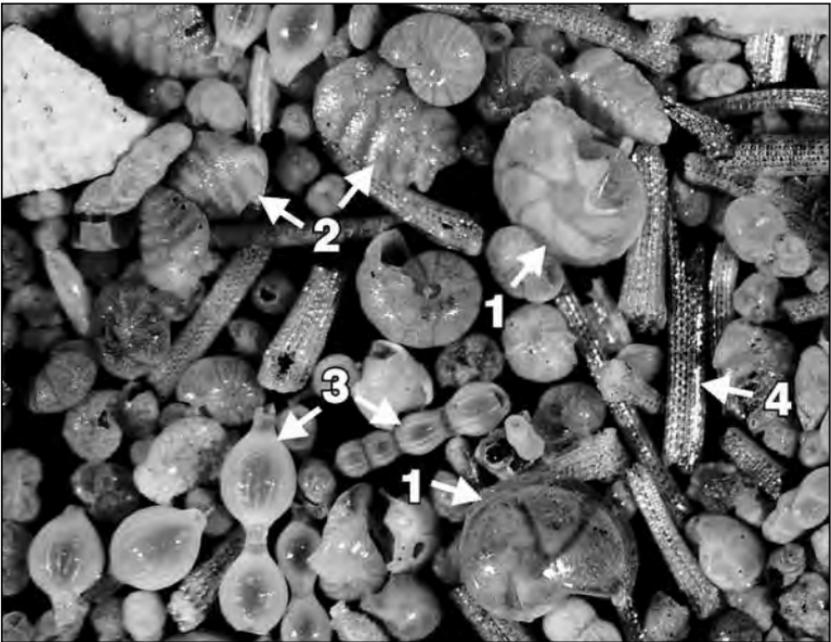


Abb. 6.

Mikrofauna der Ottnang-Formation (Ottnang – Schanze).

1 = *Lenticulina*; 2 = *Semivulvulina*; 3 = *Amphicoryna*; 4 = Seeigelstachel.

Ostracoda: Sie sind nicht allzu häufig; *Cytheridea ottnangensis* (TOULA), *Carinivalva neuhofensis* (WITT), *Olimfaluia* sp. A, *Pterygocythereis ceratoptera* (BOSQUET), *Costa* aff. *polytrema* (BRADY) und *Cytherella vulgata* RUGGIERI sind die gängigsten, weiters charakteristisch sind die Gattungen *Cytheropteron*, *Propontocypris* und *Loxococoncha* (ZORN, 1995).

Pisces (Otolithen): *Myctophum debile* KOKEN, *Myctophum splendidum* PROCHAZKA, *Otolithus (Myctophidarum) cf. mediterraneus* KOKEN, *Otolithus (Myctophidarum) kokeni* PROCHAZKA, *Sciaena* (?) *compacta* SCHUBERT, *Coelorhynchus toulai* SCHUBERT.

Weitere Mikrofossilien: Seeigelstachel, Schwammspikel und actinommiide Radiolarien sind in den Schlämmproben häufig zu finden. Diatomeen (hauptsächlich *Coscinodiscus* sp.) und Silicoflagellaten kommen seltener vor.

- Makrofauna: Anthozoa: *Discotrochus ottnangensis* PROCHAZKA, *Discotrochus hoelzli* KÜHN.

Bivalvia (häufige Arten): *Nucula (Nucula?) ehrlichi* HOERNES, *Yoldia (Cnesterium) longa* BELLARDI (= *Leda pellucidaeformis* HOERNES), *Solemya doederleini* MAYER, *Korobkoviya denudata* (REUSS), *Musculus? mojsvari* (HOERNES), *Lucinoma wolffi* (HOERNES), *Loripes (Loripes) dujardini* (DESHAYES), *Myrtea (Myrtea) spinifera* (MONTAGU) (= *Astarte neumayri* HOERNES), *Lucinoma borealis* LINNAEUS (= *Lucina ottnangensis* HOERNES), *Macoma (Psammacoma) elliptica ottnangensis* HOERNES, *Laternula fuchsi* HOERNES; weitere Arten: *Nucula (Nucula) mayeri* HÖRNES, *Nucula (Nucula) cf. placentina* LAMARCK, *Nuculana (Nuculana) hoernesi* (BELLARDI (= *Leda clavata* CALCARA), *Nuculana (Saccella) subfragilis* HOERNES, *Anadara (Anadara) diluvii* (LAMARCK), *Modiolus (Modiolus) foetterlei* HOERNES, *Atrina pectinata* (LINNAEUS), *Cubitostrea digitalina* (EICHWALD), *Thyasira (Thyasira) subangulata* (HOERNES), *Spisula (Spisula) subtruncata* (DA COSTA), *Corbula (Varicorbula) gibba* (OLIVI), *Cuspidaria (Cuspidaria) cuspidata* (OLIVI), *Cuspidaria (Cuspidaria) elengatissima* (HOERNES).

Scaphopoda: *Antalis intermedium* (HOERNES), *Entalina tetragona kareri* (HOERNES).

Gastropoda (häufige Arten): *Euspira helicina* (BROCCHI), *Semicassis neumayri* HOERNES, *Nassarius pauli* (HOERNES), *Nassarius schultzi* HARZHAUSER & KOWALKE, *Ancilla austriaca* HOERNES, *Marginella sturi* HOERNES, *Gemmula (Hemipleurotoma) annae* HOERNES & AUINGER; weitere Arten: *Calliostoma ottnangensis* HOERNES, *Calliostoma sturi* HOERNES, *Solariorbis woodi* HÖRNES, *Littorina aff. sulcata* (MENKE), *Amaea (Acrilla) hoernesi* PANTANELLI, *Xenophora deshayesi* MICHELOTTI, *Aporrhais cf. alata* EICHWALD, *Natica tigrina* DEFRANCE, *Sconsia ottnangensis* SACCO, *Ficus conditus* BRONGNIART, *Acamptochetus mitraeformis* BROCCHI, *Scalaspira haueri* HOERNES, *Latirus valenciennesi* GRATELOUP, *Sveltia suessi* HOERNES, *Surcula recticosta* BELLARDI, *Surcula dimidiata* BROCCHI, *Drillia spinescens* PARTSCH, *Drillia brusinae* HOERNES, *Drillia auingeri* HOERNES, *Gemmula (Hemipleurotoma) inermis* PARTSCH, *Crassipira crispata* JAN, *Asthenotoma festiva* HÖRNES, *Bathytoma cataphracta dertogranosa* SACCO, *Conus dujardini* DESHAYES, *Conus antediluvianus* BRUGUIERE, *Terebra fuchsi* HOERNES, *Turbonilla costellata* GRATELOUP, *Actaeon inflatus* BORSON.

Cephalopoda: *Aturia cf. aturi* BASTEROT (häufig).

Decapoda: *Randallia strouhali* BACHMAYER, *Geryon ottnangensis* BACHMAYER.

Echinoidea: *Brissopsis ottnangensis* HOERNES (häufig), *Schizaster laubei* HOERNES, *Schizaster grateloupi* SIMONDA.

Asteroidea: *Goniaster scrobiculatus* HELLER.

• Stratigraphische Abgrenzung

Die Ottnang-Formation wird von der Atzbach-Formation auf lithologischer Basis, von den hangenden, mittelottnangischen Formationen der Innviertel-Gruppe auch auf Grund der Foraminiferenfauna unterschieden.

• Interpretation

Die Pelite der Ottnang-Formation können als tiefneritische, abschnittsweise stark durchwühlte Schlammfazies im flachmarinen, euhalinen Beckenbereich interpretiert werden. Für diese Faziesinterpretation sprechen nicht nur die Lithofazies, sondern auch der Fauneninhalt mit vorwiegend grabenden Mollusken und vorherrschend benthonischer Foraminiferenfauna (RÖGL et al., 1973)

und stark schwankenden Planktonwerten bis über 60%. Eine ähnliche Einschätzung gibt WENGER (1987) für den vergleichbaren Neuhofener Mergel an. Auch die Ostrakodenfauna legt einen Ablagerungsbereich tiefer als 70 m nahe (ZORN, 1995).

Im Gegensatz zur Hall-Gruppe des Eggenburgiums, in der zeitweise noch auffällige turbiditische Sedimentationsbedingungen herrschten und die Fauna negativ beeinflussten (viele allochthone Elemente, verdünnte Mikrofauna, spezialisierte Sandschaler etc.), und der stark durch Gezeitenströmungen beeinflussten Vöckla-Formation wie auch der Atzbach-Formation, lassen die gut entwickelten und diversen Makro- und auch Mikrofaunen der Ottnang-Formation auf ruhigere, stabilere und für Fauna und Flora vorteilhaftere Bedingungen schließen.

◦ Die Ottnang-Formation auf Blatt Ried

Der Ottnang-Formation steht auf dem Südteil des Blattes Ried in der weiteren Umgebung von Frankenburg bis nach Hintersteining und im Raum Ampflwang an. Die meisten der früher so zahlreichen Schliergruben sind heute entweder zugeschüttet (z. B. Vordersteining) oder total verwachsen (z. B. Dorf bei Frankenburg). Im Raum Frankenburg ist die Ottnang-Formation vorwiegend in Bachläufen (NE Seibrigen, E Perschling, E Winteredt, S Unterfeizing, W Halt und E Hilprigen) und in wenigen alten Schliergruben (NE Seibrigen, E Dorf, W Oberedt, SE Schweinegg) aufgeschlossen. Es sind blaugraue, teils bräunliche, sandige Silte und glimmerige Feinsande, fallweise undeutlich ebenflächig, faser- und rippelgeschichtet, oft verwühlt, im dm-Bereich gebankt. Gegen das Hangende (S Unterfeizing) werden sie deutlich sandiger (KRENMAYR, 1995; ROETZEL, 1988). Im Raum Ampflwang sind braungraue, glimmerige, im mm-Bereich geschichtete Silte mit Feinsandlinsen und Bestegen in Schliergruben N Schmitzberg, N Lukasberg und W Wassenbach zu beobachten (ROETZEL, 1987). Nördlich des Hausruck, im Bachbett der Antiesen und ihrer Nebenbäche (W Wolfharting, W Reith, ESE Pumberg) stehen olivblaugraue, glimmerige, schlecht bis nicht geschichtete, gebankte Silte mit Feinsand-„Wolken“ (verwühlt), Molluskenresten, Pflanzenhäcksel und einer unterottnangischen Mikrofauna an. Die Ottnang-Formation tritt (mit ihrem hangendsten Anteil) auf dem Nordteil des Blattes Ried nur hier auf und wird bald von der mittelottnangischen Reith-Formation („Fofelsand“) überlagert (RUPP, 1992).

Auf Grund des schlechten Zustandes der meisten Schliergruben ist der einzig empfehlenswerte Aufschluss die Schanze bei Ottnang (BMN: 474940/329330) auf Blatt 48 Vöcklabruck.

3.1.2. Mittleres Ottnangium

Die auf Blatt Ried vertretenen Formationen des Mittleren Ottnangiums haben im Gegensatz zu den Formationen des Unteren Ottnangiums eine geringe Ausdehnung und sind auf das Innviertel beschränkt. Pelitisch als auch sandig ausgebildet, verzahnen sie intensiv miteinander und vermitteln den Eindruck kleinräumiger, über längere Zeiträume nebeneinander existierender Faziesbereiche von unterschiedlichen Energieniveaus. Besonders die sandigen Formationen (Reith-, Mehrnbach-, Treubach-Formation) sind nicht nivaubeständig (RUPP, 2003a) und scheinen manchmal ineinander überzugehen (siehe Braunau-Formation). Nördlich des Blattes Ried, im Raum westlich Senftenbach (ÖK 29), keilt (nach KRENMAYR & SCHNABEL, 2006; basierend auf den Kartierungsergebnissen von ABERER, 1953) die Mehrnbach-Formation nach Nordwesten aus und die Ried-Formation und die Braunau-Formation kommen nebeneinander zu liegen. Diese Darstellung der geologischen Verhältnisse muss nach einer kurzen Übersichtsbegehung (Februar 2008) in Zweifel gezogen werden. Die Mehrnbach-Formation ist vermutlich auch südlich von Weilbach ausgebildet, der unterliegende Schlier ist als Ried-Formation zu interpretieren und zieht von Weilbach weiter

nach Westen als bei KRENMAYR & SCHNABEL (2006) angenommen. Bis zu einer (dringend notwendigen) Neukartierung dieses Bereiches kann über die Ausdehnung der mittelottnangischen Formationen auf ÖK 29 Schärding keine Aussage getroffen werden. Entlang des Inns ist, wie auf Blatt Ried, eine Abfolge Ried-Formation, Mehrnbach-Formation, Braunau-Formation und Treubach-Formation, überlagert von den Oncophoraschichten, festzustellen (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006). Von einer rein heterochronen Abfolge muss jedoch auf Grund der abschnittsweise starken Verzahnung der einzelnen Formationen abgesehen werden (s.u.).

38 Reith-Formation

- **Alte Bezeichnung**
Sande von Reith, Fofelsand.
- **Stratotypus**
Prallhänge der Antiesen und Nebenbäche im Raum Reith – Wolfharting; BMN: 467540/332800.
- **Verbreitung**
Nördlich des Hausruckwaldes sind auf Blatt Ried von Leopoldshofstatt und Reith südlich von Eberschwang über Lungdorf bis nach St. Kollmann immer wieder mächtigere Fein- bis Mittelsande zu beobachten. Sie sind nicht niveaubeständig, ziehen vom Top der Ottnang-Formation (W Reith) nach Westen in die Ried-Formation hinein und verzahnen intensiv mit dieser. Die Reith-Formation ist bis zu 50 m mächtig und fällt leicht gegen N ein. Nachdem sie stratigraphisch eindeutig tiefer liegt als die bei Hochkuchl und Edthelm mit der Ried-Formation verzahnende und endgültig ausbeißende Mehrnbach-Formation, wurde sie als eigenständiges Schichtglied unter dem Namen Fofelsande (RUPP, 1985) ausgeschieden, später in Sande von Reith umbenannt (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) und jetzt als Reith-Formation geführt.
- **Lithologie und Fazies**
Es handelt sich um gelbbraune bis gelbgraue, glimmerige Feinsande (Quarzsande), untergeordnet Mittelsande, welche teils massig, teils schräg- bis kreuzgeschichtet ausgebildet sind, manchmal Flaserschichtung aufweisen und Zentimeter bis Dezimeter mächtige, wellig geschichtete Pelitlagen mit Linsenschichtung und auch Pelitklastenlagen führen.
- **Fossilinhalt**
In der direkt über der Ottnang-Formation liegenden Reith-Formation zwischen Hof und Pumberg südlich von Eberschwang ist in den Foraminiferenfaunen ein mehrfacher Wechsel von *Lenticulina*-Faunen zu *Ammonia*-Faunen zu beobachten, was als ein wiederholtes Vorstoßen und Zurückweichen der mittelottnangischen Seichtwasserfaunen, dominiert von *Ammonia*, gedeutet wird (RUPP, 1992). Die weiter westlich gelegenen Sande der Reith-Formation (Raum St. Kollmann) hingegen führen ausschließlich kleinwüchsige, durchwegs von *Ammonia* dominierte Mikrofaunen. Diese sind vergleichbar mit denen der Ried-Formation und dokumentieren klar das mittelottnangische Alter dieser Sande.
- **Stratigraphische Abgrenzung**
Sie sind auf Grund der von *Ammonia* dominierten Mikrofauna von der Ottnang-Formation abzugrenzen, ihre Unterscheidung von der Ried-Formation ist nur auf lithologischer Basis möglich.
- **Interpretation**
Die Reith-Formation wird ähnlich der Mehrnbach-Formation (s.u.) als gezeitenbeeinflusster Flachmeerbereich interpretiert.
- **Die Reith-Formation auf Blatt Ried**
Die Sande der Reith-Formation sind unter anderem W Wolfharting (BMN: 467555/332800), S Pumberg (466880/333420), NW Hof (467030/332050), S des Badesees bei Windischhub (464255/331280), im Raum Schwandt

(462425/332315) und Harthof (462440/331480) und E St. Kollmann (460255/331530) aufgeschlossen.

37 Ried-Formation

- **Alte Bezeichnung**
Rieder Schichten.
- **Stratotypus**
Ziegelgrube Eberschwang-Straß (RUPP et al., 2007); Abb. 7.
- **Verbreitung**
Die Ried-Formation baut von Lohnsburg im Südwesten und Haag am Hausruck im Südosten bis nach St. Martin im Innkreis im Norden das Schlierhügelland des Innviertels auf. Im Liegenden durch die Ottnang-Formation und zum Teil durch die Reith-Formation begrenzt (s.o.), verzahnt sie im Raum Lohnsburg und Mehrnbach mit der Mehrnbach-Formation und wird von dieser überlagert (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006).
- **Lithologie und Fazies**
Sie wird von wechselnd glimmerigen, blaugrauen oder hell olivgrauen bis olivgraubraunen Tonsilten bis tonigen Silten aufgebaut. Diese sind ebenflächig bis leicht wellig und mm-dünn geschichtet und im cm-Bereich gebankt. Feinsandbesteuge auf den Schichtflächen und damit verbundene Linsenschichtung sind häufig anzutreffen. Einzelne Wühlspuren sind nicht selten, stark durchwühlt oder gar durch Verwühlung entschichtet sind die Pelite der Ried-Formation aber kaum. Ihre maximale Mächtigkeit wird mit bis zu 100 m angegeben (ARETIN, 1988a), bewegt sich jedoch zumeist zwischen 60 m und 80 m. Ähnlich der Ottnang-Formation handelt es sich bei der Ried-Formation bei einem durchschnittlichen CaCO_3 -Gehalt von 24 % um Tonmergel (KALTBEITZER, 1988).
- **Mineralogie**
Der Mineralbestand der Ried-Formation setzt sich aus Quarz, Calcit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikaten zusammen. An Tonmineralen werden Smectit, Helglimmer/Illit und Chlorit genannt, Kaolinit fehlt (WIMMER-FREY, 2007). Das Schwermineralspektrum ist deutlich von Granat dominiert, daneben sind Epidot/Zoisit und Hornblende stark vertreten (ARETIN, 1988a).



Abb. 7.
Eberschwang-Straß.
1 = Ried-Formation; 2 = Liegendeschiefer der Ampflwang-Formation.
Links unten: Schichtung der Ried-Formation, Balken = 10 cm.

◦ Fossilinhalt

- Spurenfossilien: Der Ichnofauna der Ried-Formation wurde noch keine besondere Beachtung geschenkt. Beschrieben sind lediglich Stopfstrukturen von Seeigeln und Spuren vom Typ ?*Tisoa*, deren Verursacher vermutlich aus der Gruppe der Maldaniden (Polychaeta) stammen (RUPP et al., 1991a).
- Nannoflora: Aus dem Raum nördlich von Ried wurden neben umgelagerten Arten aus Kreide und Alttertiär die untermiozänen Arten *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930; *Reticulofenestra minuta* ROTH 1970; *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER 1969; *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967; *Calcidiscus tropicus* KAMPTNER, 1956; *Helicosphaera ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967; *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971; *Umbilicosphaera jafari* MÜLLER, 1974; *Dictyococcites* sp. und *Thoracosphaera* sp. beschrieben (CORIC, 2001).
- Mikrofauna (Abb. 8): Die typischen Foraminiferenfaunen der Ried-Formation sind gut erhalten, mäßig reich an Arten und Individuen und häufig kleinvüchsig. Eine detaillierte Bearbeitung steht noch aus. Vorläufige Ergebnisse zeigen, dass bei den benthonischen Foraminiferen *Ammonia parkinsonia* D'ORB.) zumeist die dominierende Art ist und auch verantwortlich für den Namen Rotalienschlier („*Rotalia*“ = *Ammonia*), wie die Ried-Formation auch bezeichnet wurde (ABERER, 1958), ist. Neben *Ammonia* sind *Bulimina elongata* D'ORB., *Cibicidoides lopjanicus* (MYATLYUK), *C. tenellus* (REUSS), *Lobatula lobatula* (WALKER & JAKOB), *Nonion commune* D'ORB.), *Aubignyna* sp., *Elphidium* div. sp. und *Elphidiella* div. sp. häufig. Bei den planktonischen Foraminiferen überwiegen *Globigerina praebulloides* BLOW und *G. ottnangensis* RÖGL. Das postulierte Aussterben von Arten wie *Sigmoilopsis ottnangensis* CICHA, CTYROKA & ZAPLETALOVA, *Bolivina scitula* HOFMANN oder *Amphicoryna ottnangensis* (TOULA) im unteren Ottnangium (WENGER, 1987) konnte im oberösterreichischen Raum nicht

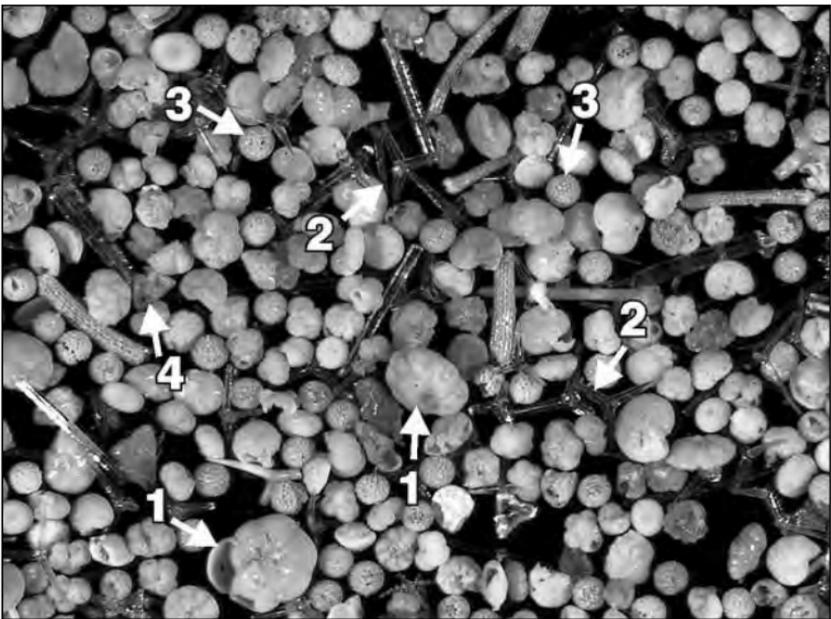


Abb. 8.

Mikrofauna der Ried-Formation (Eberschwang-Straß).

1 = *Ammonia* („*Rotalia*“); 2 = Schwammspikel; 3 = Radiolarien, 4 = Diatomeen.

nachvollzogen werden, sie kommen als einzelne Individuen, manchmal verzweigt, noch im mittleren Ottnangium vor.

Ostrakoden sind in der Ried-Formation nicht häufig, dennoch konnte eine stattliche Anzahl von Arten beschrieben werden. *Loxococoncha* aff. *delemontensis* OERTLI, *Cytheridea ottnangensis* (TOULA), *Cytheretta semiornata* (EGGER), *Hemicypridis dacica elegantior* (GOERLICH), *Grinioneis heidingeri* (REUSS), *Cushmanidea lithodomoides* (BOSQUET) sind die wichtigsten davon (ZORN, 1995).

Häufig sind kieselige Mikrofossilien wie Schwammspikel, actinomide Radiolarien, spongodiscide Radiolarien sowie eine besonders diverse und z. T. großwüchsige Diatomeenflora mit *Coscinodiscus* div. sp., *Actinoptychus* div. sp. und *Triceratium* sp. (RUPP et al., 1991a).

- Makrofauna: Die von ABERER (1958, S. 59, 60) publizierten Molluskenfaunen aus der Ried-Formation stammen aus der basalen Mehrnbach-Formation aus dem Raum Mettmach. Tatsächlich sind in der Ried-Formation Mollusken spärlich vertreten. Aus dem Aufschluss Eberschwang-Straß wurden folgende Mollusken bestimmt (RUPP et al., 1991a):
Bivalvia: *Nuculana (Saccella) fragilis* (CHEMNITZ), *Nuculana (Saccella) subfragilis* (HOERNES), *Laternula (Laternula) fuchsi* (HOERNES).
Scaphopoda: *Entalina tetragona karreri* (HOERNES).
Gastropoda: *Euspira helicina* (BROCCHI), *Natica tigrina* DEFRANCE, *Nassarius pauli* (HOERNES).

◦ Stratigraphische Abgrenzung

Durch das Nannoplankton der Ried-Formation ist lediglich eine altersmäßige Einstufung in das Unter Miozän (obere NN2–NN4) möglich. Sie kann aber wie alle anderen Formationen des mittleren Ottnangiums durch ihre von *Ammonia* dominierten Mikrofaunen von den meisten unterottnangischen Formationen abgegrenzt werden. Untereinander werden die mittelottnangischen Formationen auf Grund ihrer lithologischen Ausbildung unterschieden.

◦ Interpretation

Die Ried-Formation wurde in einem niedrigerenergetischen Faziesbereich eines Flachmeeres gebildet. Ähnlich den Blättermergeln in Bayern (WENGER, 1987) weisen die häufigen Gattungen *Ammonia*, *Bulimina*, *Nonion*, *Aubignyna*, *Elphidiella* und *Elphidium* für die Ried-Formation auf eine Ablagerungstiefe von 20 m bis 50 m hin. Auch die Ostrakodenfaunen mit den häufig auftretenden Gattungen *Loxococoncha* und *Cytheretta* machen eine Ablagerung in 10–30 m Tiefe unter normal marinen Bedingungen wahrscheinlich (ZORN, 1995). Die Sedimente sind vorwiegend in Suspension transportiert und in einem ruhigen, flachen Becken abgelagert worden (ARETIN, 1988a).

◦ Die Ried-Formation auf Blatt Ried

Die Schlierhügellandschaft des Nordost-Teils des Blattes Ried, von Waldzell und Eberschwang im Süden bis nach Auroldmünster und Peterskirchen im Norden, ist durch die Ried-Formation geprägt. War der Schlier in vergangenen Zeiten ein begehrter Kalklieferant zur Verbesserung der Böden (REITER, 1989b), hat er heute diese Funktion für die Landwirtschaft verloren. Aus diesem Grund sind seit der Mitte des 20. Jahrhunderts viele Schliergruben verfallen, verwachsen oder gar verfüllt und eingeebnet worden und der Wissenschaft als willkommene Aufschlüsse verloren gegangen. So sind neben den wenigen Ziegelgruben (s.u.) auf Blatt Ried vor allem die natürlichen Aufschlüsse in den Bachbetten und Prallhängen der Flüsse und ihrer Zubringer aufschlussreich. Immer wieder stehen entlang der Oberach (E Pramet, W Pattigham), der Breitsach (E Walling, E Putting, bei Anetsham), der Antiesen (W Greifenedt, S Auroldmünster) und der Osternach (Raum Peterskirchen) schwach wellig bis eben geschichtete, hell-olivgraue Pelite mit dünnen Feinsand- bis Siltlagen und/oder -linsen an (RUPP, 1985; 1989b; CORIC, 2001). Sie fallen im Raum Ried zumeist leicht (<5°) gegen N bzw. NW ein. Südlich Unteresebach steht an

der Südflanke des Baches stark zerrütteter Schlier an, was als Beleg für eine von BUCHROITHNER (1984) angenommene, E–W-verlaufende Störung gewertet werden könnte (RUPP, 1992). Die zum Teil laterale Verzahnung der Ried-Formation mit der Mehrnbach-Formation ist rund um den Hochkuchl (RUPP, 1989b), im Raum St. Thomas und östlich von Dürnberg (RUPP, 1996) sowie im Raum Untereitzing (RUPP, 2003b) gut ersichtlich.

Den besten Einblick in die lithologische Ausbildung der Ried-Formation bekommt man in den Ziegelgruben Eberschwang-Straß (BMN 465300/333070) und Langstadl bei Ried (463200/342040).

36 Mehrnbach-Formation

- **Alte Bezeichnung**
Mehrbacher Sande.
- **Stratotypus**
Sandgrube Magetsham, (RUPP et al., 2007).
- **Verbreitung**
Von ABERER (1958) wird die Mehrnbach-Formation unter der Bezeichnung Mehrbacher Sande als unterstes Schichtglied der „Glaukonitischen Serie“ („Mehrbacher Sande“, „Braunauer Schlier“ und „Treubacher Sande“) eingeführt. Sie tritt obertags von Mettmach über Mehrnbach bis NW Untereitzing auf. Untertags sinkt sie, faziell unterschiedlichst ausgeprägt und häufig in stärker pelitischer Ausbildung als obertags, gegen W überraschend stark ab (Raum Aspach; SALVERMOSER, 1997). Sie tritt N Altheim, entlang des Inn, wieder zu Tage und verzahnt in Bayern mit den Glaukonitsanden. Begrenzt wird sie im Liegenden von der Ried-Formation, im Hangenden von der Braunau-Formation, verzahnt aber auch lateral intensiv mit diesen und wird bis zu 80 m mächtig (ABERER, 1958).
- **Lithologie und Fazies**
Es handelt sich bei der Mehrnbach-Formation um hell olivgraue bis hellgraue, glimmerige, schlecht bis mäßig sortierte Fein- bis Mittelsande (Quarzsande) mit einem oft hohen Glaukonitgehalt. In der Mehrnbach-Formation sind die unterschiedlichsten Lithofaziestypen vertreten, wobei tafelförmig, keil- und trogförmig schräggeschichtete und massige Sande vorherrschen (Abb. 9). In pelitischeren Abschnitten sind häufig Flaser- und Linsenschichtung zu beobachten, vereinzelt sind mächtigere Pelitklastenhorizonte anzutreffen. Nach dem Fazieschema von FAUPL & ROETZEL (1987) sind sowohl die Lithofaziestypen A, B und auch C vertreten (SALVERMOSER, 1999). Einige Aufschlüsse zeigen eine hohe Durchwühlungsdichte, in anderen ist Bioturbation eher selten zu beobachten.
Paläoströmungsdaten zeigen ein bimodales Verteilungsmuster mit starker Asymmetrie, wobei die Strömungshaupttrichtung (Flutstrom) nach NE, die untergeordnete Strömungsrichtung (Ebbstrom) nach WNW weist. Die Strömungsgeschwindigkeit, berechnet aus granulometrischen Parametern, wird von SALVERMOSER (1999) mit Werten um 0,5 m/sek. angegeben.
- **Mineralogie**
Die Sande weisen hohe Anteile an Quarz und Schichtsilikaten auf, die Karbonatführung ist sehr unterschiedlich. Feldspäte (überwiegend Albit) liegen unter 10 Gew.-%. Die Tonfraktion führt vorrangig Smectit, gefolgt von Helglimmer/ Illit, Chlorit ist nur schwach vertreten (pers. Mitt. I. Wimmer-Frey). Die Schwermineralführung ist, ähnlich wie die der Atzbach-Formation, von Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende gekennzeichnet, Zirkon, Turmalin und Rutil treten nur untergeordnet auf. Als Liefergebiet bietet sich auch hier der alpine Raum an (SALVERMOSER, 1999).

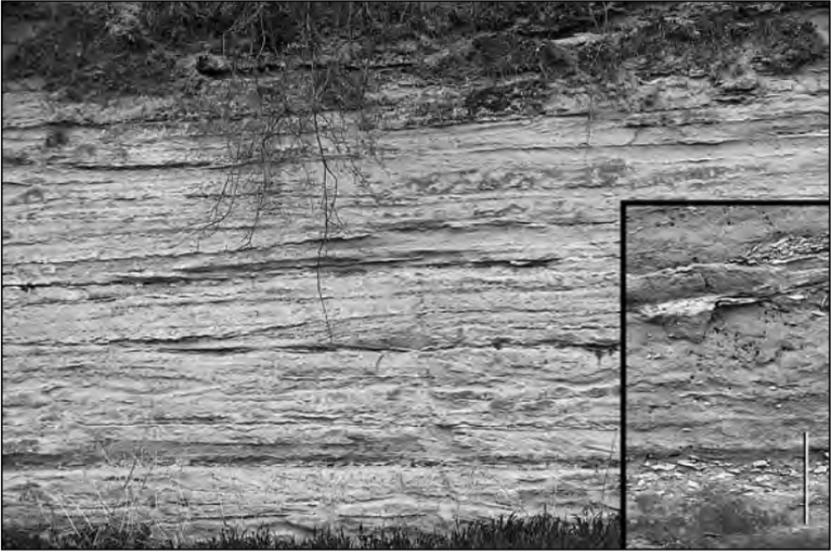


Abb. 9.
 Mehrnbach-Formation bei Gunzing.
 Rechts unten: Pelitklasten-Lage und Flaserschichtung im Feinsand (Balken: 10 cm).

◦ Fossilinhalt

- Spurenfossilien: Die Ichnofaunen der Mehrnbach-Formation sind bis heute noch nicht bearbeitet. Einzig Gänge von *Rosselia socialis* DAHMER wurden identifiziert (pers. Mitt. H.-G. KRENMAYR).
- Mikrofauna: Die Mikrofaunen aus den pelitischen Lagen der Mehrnbach-Formation sind meist schlecht erhalten, wenn nicht gar durch Lösung zerstört, und zeigen spärliche bis mäßig reiche Foraminiferenfaunen, dominiert von der Gattung *Ammonia*, gut vertreten sind auch die Gattungen *Bulimina*, *Nonion*, *Cibicidoides*, *Hanzawaia*, *Elphidium* und *Elphidiella*. Planktonische Foraminiferen sind im Unterschied zu den Mikrofaunen der Ried-Formation eher untergeordnet vertreten.
 Ostrakoden sind in der Regel selten, häufig hingegen findet man Seeigelstachel in den Schlammproben.
- Makrofauna: Einzig in der basalen Mehrnbach-Formation südöstlich von Mettmach, von ABERER als Grenze „Rieder Schichten“/„Mehrnbacher Sande“ beschrieben, wurden von R. SIEBER eine Vielzahl von Mollusken etc. bestimmt (ABERER, 1958):
 Bivalvia: *Anadara (Anadara) turonica* (DUJARDIN), *Cubitostrea digitalina* (EICHWALD), *Crassostrea gryphoides* (SCHLOTHEIM), *Anomia (Anomia) ephippium* BROCCHI in BRONN.
 Scaphopoda: *Entalina tetragona karrerii* (HOERNES).
 Gastropoda: *Terebralia bidendata* (DEFRANCE), *Turritella tricincta* SCHAFFER, *Turritella badensis* SACCO, *Protoma cathedralis* (BRONGNIART), *Euspira helicina* (BROCCHI), *Nassarius pauli* (HOERNES), *Columbella* sp., *Aquilofusus haueri* (HOERNES), *Sveltia suessi* (HOERNES), Turridae indet.
 Cirripedia: *Balanus* cf. *concauus* BRONN.
 Elasmobranchii (Haie): *Lamna* div. sp.
 Ebenfalls aus diesem Bereich wurden schon im 19. Jh. von HAUER (1868) Hai- und Rochenzähne sowie Reste von Delphinen, Seekühen und Schildkröten beschrieben.

- **Stratigraphische Abgrenzung**
Die Mehrnbach-Formation wird lithologisch von der Ried-Formation und der Braunau-Formation abgegrenzt und ist durch ihre Position, die Ried-Formation überlagernd, definiert.
- **Interpretation**
Als Ablagerungsraum bietet sich für die Mehrnbach-Formation ein vorwiegend von Gezeiten beeinflusster Flachmeerbereich an (SALVERMOSER, 1999). Diese Interpretation wird durch die oben beschriebene Mikro- und Makrofauna erhärtet.
- **Die Mehrnbach-Formation auf Blatt Ried**
Die Mehrnbach-Formation steht nördlich des Hausruck und Kobernauberwaldes an und zieht über Mettmach über Magetsham nach Mehrnbach und bis in den Raum von Untereitzing. Sie ist zumeist schlecht aufgeschlossen und ist noch in alten, zumeist stark verwachsenen Schliergebirgen zu finden (CORIC, 2001; SALVERMOSER, 1991; RUPP, 2003b). Östlich der Oberach ist sie von St. Thomas bis SE Hohenzell zu verfolgen und verzahnt dort und rund um den Hochkuchl in eindrucksvoller Weise mit der Ried-Formation (RUPP, 1989b; 1996). In diesen Bereichen konnte durch die geologische Kartierung nachgewiesen werden, dass die Mehrnbach-Formation, zumindest in ihren liegenden Anteilen, zur gleichen Zeit wie die Ried-Formation abgelagert wurde und die Vorstellung einer rein heterochronen Abfolge der mittelottnangischen Formationen falsch ist.
Die unterschiedlichen Ausbildungen der Mehrnbach-Formation sind noch in den Aufschlüssen Magetsham (BMN, 456530/336680), Gunzing (454580/337050), Mairing (454485/337375) und Rödts (458260/337590; 458450/338120) einzusehen.

35 Braunau-Formation

- **Alte Bezeichnung**
Braunauer Schlier.
- **Stratotypus**
Braunau, rechtes Innufer (BMN: 428373/347078 bis 428848/347207).
- **Abgrenzung**
Die marinen Pelite im Hangenden der Mehrnbach-Formation wurden von ABERER (1958) auf Grund der typischen Aufschlüsse am Inn bei Braunau Braunauer Schlier genannt, sie werden hier in Braunau-Formation umbenannt. Ihr ober-tägiges Hauptverbreitungsgebiet liegt in der näheren Umgebung von Aspach sowie am Fuße des Federnberger und des südlichen Rothenberger Höhenzugs sowie in der Umgebung des Geinberges westlich von Gurten (KRENNMAYR & SCHNABEL, 2006). Über der Mehrnbach-Formation abgelagert wird sie ihrerseits von der Treubach-Formation überlagert und verzahnt intensiv mit beiden. Gegen Osten scheint sie (W Ametsberg) nahezu auszuweichen (Abb. 2), gegen Westen taucht sie unter die Terrassen- und Moränenlandschaft des westlichen Innviertels und verzahnt mit der Wachtberg-Formation bzw. mit den Glaukonit-sanden in Bayern (ABERER, 1958). In Bohrungen aus der Umgebung von Treubach sind für die Braunau-Formation Mächtigkeiten bis 100 m angegeben.
- **Lithologie und Fazies**
Es handelt sich bei der Braunau-Formation um zumeist fein geschichtete, blaugraue bis hell olivgraue oder bräunliche, wechselnd glimmerige, im cm- bis dm-Bereich gebankte Pelite (schlecht sortierte, sandige Tonillite) mit glimmerigen Feinsandbestegen, -lagen und -linsen (Linsenschichtung). Sie sind in der Regel etwas gröber und unruhiger geschichtet als die Pelite der Ried-Formation. Im Liegenden, im Übergangsbereich zur Mehrnbach-Formation, sind dm-mächtige, teils schräggeschichtete Sandpakete eingeschaltet. Im Raum Kirchheim und Gurten werden die fein geschichteten Pelite gegen das Hangende

hin immer stärker bioturbat und gehen schließlich in einen hell olivgrauen, glimmerigen, siltig-tonigen, festen und stark bioturbaten Feinsand, teils mittelsandig, über (RUPP, 2003a).

◦ **Mineralogie**

Der Mineralbestand der Braunau-Formation ist ähnlich dem der Ried-Formation (Quarz, Calzit, Dolomit, Feldspat und Schichtsilikate. In der Fraktion $<2\mu$ dominiert Smectit, gefolgt von Hellglimmer/Illit und Chlorit; WIMMER-FREY, 2007).

◦ **Fossilinhalt**

– Mikrofauna: Die Mikrofauna der Braunau-Formation, von ABERER (1958) und RÖGL (in PAPP et al., 1970) als reich beschrieben, ist kleinwüchsig, gut erhalten aber in der Regel mäßig reich. Die Foraminiferenfaunen sind denen der Ried-Formation ähnlich. Sie werden stark von *Ammonia parkinsonia* D'ORB.) dominiert, daneben treten *Bolivina* div. sp., *Bulimina elongata* D'ORB., *Pappina* div. sp., *Cibicidoides* div. sp., *Nonion commune* D'ORB.), *Aubignyna* sp., *Elphidium* div. sp. und *Elphidiella* div. sp. und andere auf. Planktonische Foraminiferen sind in diesen Mikrofaunen untergeordnet vertreten. Andere Mikrofossilien wie Ostrokokoden sind selten, Seeigelstachel manchmal recht häufig.

– Makrofauna: Aus verschiedenen Schliergruben und Aufschlüssen entlang des Inn wurden aus der Braunau-Formation folgende Makrofossilien beschrieben (ABERER, 1958):

Bivalvia: *Nucula* (*Nucula*) *nucleus* (LINNAEUS), *Nuculana* (*Saccella*) *subfragilis* (HOERNES), *Nucula* (*Nucula*?) *ehrichi* HOERNES, *Yoldia* (*Cnesterium*) *longa* BELLARDI, *Ostrea* sp., *Solecurtus* sp., *Venus* (*Ventricoloidea*) *nux* (GMELIN) (= *Venus marginata* HOERNES), *Macoma* (*Psammacoma*) *elliptica ottnangensis* (HOERNES).

Scaphopoda: *Entalina tetragona karreri* (HOERNES).

Gastropoda: *Euspira helicina* (BROCCHI), *Nassarius schultzi* HARZHAUSER & KOWALKE, Turridae indet.

◦ **Stratigraphische Abgrenzung**

Die Braunau-Formation wird durch ihre Position innerhalb der Formationen des mittleren Ottnangiums definiert (s.u.).

◦ **Interpretation**

Wie die Ried-Formation und die Mehrnbach-Formation wurde auch die Braunau-Formation in einem marinen, flachneritischen Raum abgelagert.

◦ **Die Braunau-Formation auf Blatt Ried**

Auf dem Kartenblatt Ried ist die Braunau-Formation grundsätzlich sehr schlecht aufgeschlossen. Den vergleichsweise besten Einblick gewinnt man noch in den verfallenen Gruben entlang der Nordflanke der Waldzeller Ache im Raum Kraxenberg und Kirchheim im Innkreis (RUPP, 2003a). Die intensive Verzahnung von Mehrnbach-Formation und Braunau-Formation war besonders gut E Federnberg und E Ertlberg zu beobachten. Das postulierte Auskeilen der Braunau-Formation westlich des Feldweges Langdorf – Probenzing und W Ametsberg konnte vor allem durch Handbohrungen erfasst werden, in diesem Bereich scheinen Mehrnbach-Formation und Treubach-Formation ineinander überzugehen (RUPP, 2003b). Die sehr uneinheitlichen Mächtigkeiten der Braunau-Formation sowie die zu beobachtenden Verzahnungen vermitteln eher den Eindruck einer unbeständigen, pelitischen Einschaltung zwischen der Mehrnbach-Formation und der Treubach-Formation als den eines beständigen Schichtgliedes. Auf Grund der eher geringfügigen Unterschiede zu der Ried-Formation kann nur dort von Braunau-Formation gesprochen werden, wo die Mehrnbach-Formation sie von der Ried-Formation abtrennt.

Folgende Aufschlüsse bieten noch einen Einblick in die lithologische Ausbildung der Braunau-Formation auf Blatt Ried: Maierhof (BMN: 450220/339400), Gaiserding (450665/342055), Schacher (451220/341930) und Kirchheim (451840/341660).

34 Treubach-Formation

- **Alte Bezeichnung**
Treubacher Sande.
- **Stratotypus**
Sandgrube Fraham, ÖK 46 Mattighofen (BMN: 446070/339520).
- **Abgrenzung**
Die Treubach-Formation wurde von ABERER (1958) unter dem Namen „Treubacher Sande“ als oberstes Schichtglied der „Glaukonitischen Serie“ eingeführt. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt zwischen Aspach und Treubach, weiters ist sie rund um den Geinberg, den Eichberg, den Wagnerberg und den südlichen Rothenberg sowie am rechten Innufer südwestlich von Braunau aufgeschlossen (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006). Im Raum Trimmelkam wurden mit den „Grünsanden“ Äquivalente der Treubach-Formation erbohrt (ABERER, 1958). Sie werden im Liegenden durch die Braunau-Formation begrenzt und verzahnen stark mit dieser, im Hangenden liegen die brackischen Oncophora-schichten diskordant auf der Treubach-Formation (ABERER, 1958). Die größten Mächtigkeiten erreicht sie im Raum Gurten mit bis zu 50 m.
- **Lithologie und Fazies**
Die Sande der Treubach-Formation sind hell olivgraue bis gelblich-bräunliche, glimmerige, wechselnd glaukonitische, teils mittelsandige Feinsande (Quarzsande), mäßig sortiert, oft massig oder mit dünnen Pelitlagen und -flasern ausgebildet. Schrägschichtung und Rippelschichtung treten gegenüber der Mehrbach-Formation in den Hintergrund. Streckenweise sind die Sande stärker verwühlt, vereinzelt finden sich Rinnen, gefüllt mit Pelitklasten. Pflanzenhäcksellagen und Molluskenreste sind selten (RUPP, 2003a). Im Übergangsbereich zu der liegenden Braunau-Formation schalten sich immer mehr linsengeschichtete Pelitlagen ein, häufig aber sind die Sedimentstrukturen dieses Abschnittes durch Bioturbation zerstört (siehe Abschnitt Braunau-Formation).
- **Mineralogie**
Die Schwermineralführung der Treubach-Formation ist durch Epidot/Zoisit, Granat und Hornblende gekennzeichnet, Apatit tritt nur untergeordnet auf. Als Liefergebiet bietet sich auch hier der alpine Raum an (SALVERMOSER, 1999).
- **Fossilinhalt**
 - Mikrofauna: Die Mikrofauna der Treubach-Formation wurde von ABERER (1958) als „in gewissen Lagen die Artenreichste des gesamten Helvets“ beschrieben. Nach dem vorliegenden Probenmaterial kann dem nicht zugestimmt werden. Vielmehr ist sie vergleichbar mit der Mikrofauna der Braunau-Formation. Sie ist kleinwüchsig, die Foraminiferenfaunen werden stark von *Ammonia parkinsonia* D'ORB. dominiert, daneben treten *Bolivina* div. sp., *Bulimina elongata* D'ORB., *Pappina* div. sp., *Cibicidoides* div. sp., *Nonion commune* (D'ORB.), *Aubignyna* sp., *Elphidium* div. sp. und *Elphidiella* div. sp. und andere auf. Planktonische Foraminiferen sind in diesen Mikrofaunen untergeordnet vertreten. Andere Mikrofossilien wie Ostrakoden sind selten, Seeigelstachel hingegen recht häufig.
 - Makrofauna: An Makrofossilien wurden von ABERER (1958) nur wenige Mollusken beschrieben:
Bivalvia: *Nucula (Nucula) nucleus* (LINNAEUS), *Nuculana (Saccella) subfragilis* (HOERNES).
Gastropoda: *Euspira helicina* (BROCCHI).
- **Stratigraphische Abgrenzung**
Die Treubach-Formation wird innerhalb der Formationen des mittleren Ottnangiums durch ihre Position, die Braunau-Formation überlagernd, definiert.
- **Interpretation**
Die Sande der Treubach-Formation sind wie die anderen mittelottnangischen Formationen in einem flachen Meeresbecken gebildet worden. Mit ihnen endet

die Ablagerung mariner Sedimente im oberösterreichischen Raum. Dieser Teil des Molassebeckens wird allmählich von den marinen Sedimentationsräumen abgetrennt und durch die ständige Zufuhr von Süßwasser verbracket und schließlich ausgesüßt.

- **Die Treubach-Formation auf Blatt Ried**

Auf Blatt Ried stehen die Sande der Treubach-Formation im nordwestlichsten Teil des Blattes an und können nur mehr in wenigen, nicht vollständig verwachsenen Gruben im Raum Gurten und Außerguggenberg studiert werden (RUPP, 2003a; 2003b). Zur besseren Erfassung der mittelottnangischen Schichtglieder wurde auf dem Wagnerberg östlich von Gurten (Bohrung Ranzing) eine 84 m tiefe Kernbohrung abgeteuft, welche die Sande der Treubach-Formation in einer Mächtigkeit von 42 m antraf (RUPP, 1989a; siehe auch Kapitel 12: Ausgesuchte Bohrungen auf Blatt 47 Ried).

Folgende Aufschlüsse geben noch einen Eindruck der Ausbildung der Treubach-Formation: Buch (BMN: 451270/343010), SE Sachsenbuch (451140/343430; 450670/343840) und E Gurten (451920/344665).

3.2. Oberes Ottnangium

Mit dem Ende des Mittelottnangiums ist die marine Sedimentation in Oberösterreich beendet und es beginnt eine allmähliche Aussüßung und Verlandung des ehemaligen Meeres. Flüsse, dokumentiert durch grobe Sedimente wie die der Ortenburger Schotter (UNGER, 1997), schütten große Mengen von Sediment und Süßwasser in das Becken, füllen es mit feinen Sanden auf und reduzieren den Salzgehalt des Meerwassers allmählich.

33 Oncophoraschichten

Die im oberösterreichischen Raum obertags in nur wenigen erosiven Resten aufgeschlossenen Oncophoraschichten sind vor allem in Niederbayern gut dokumentiert (LEMCKE, 1988). Die notwendige Definition einer etwaigen Formation nach den international gültigen Regeln (STEININGER & PILLER, 1999) ist daher nur im bayerischen Raum sinnvoll.

Ende des 19. Jahrhunderts bezeichnete RZEHAKE (1893) die Schichten, die durch das Auftreten der Bivalvengattung *Oncophora* (= *Rzehakia*) charakterisiert wurden, als Oncophoraschichten. In Niederbayern treten sie in weiten Bereichen zu Tage und umfassen die unteren Oncophoraschichten mit Mehlsand, Schillhorizont und Glimmersand und die oberen Oncophoraschichten mit Aussüßungshorizont, Schillsand, Uniosand und Lakustrinen Schichten (SCHLICKUM & STRAUCH, 1968).

- **Abgrenzung**

Im Innviertel sind die Oncophoraschichten in Bohrungen weit verbreitet, obertags aber nur in kleinen, erosiven Resten aufgeschlossen. Diese entsprechen hauptsächlich den untersten Oncophoraschichten, den niederbayerischen Mehlsanden (ABERER, 1958). Das größte Vorkommen findet sich im Raum Treubach – Rossbach, gegen Süden werden sie von den Sedimenten der Süßwassermolasse und ?plio-pleistozänen Kiesen überlagert. Weitere Vorkommen finden sich an der Südflanke des Geinberges, rund um den Eichberg, den Wagnerberg und den südlichen Rothenberg. Weiters treten sie entlang des Inn zwischen Burghausen und Braunau zu Tage (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006). Erreichen die obertags aufgeschlossenen Oncophoraschichten Mächtigkeiten über 20 m (Raum Außerguggenberg), so werden in Bohrungen Mächtigkeiten bis an die 70 m angegeben.

- **Lithologie und Fazies**

Die obertags aufgeschlossenen Oncophoraschichten des Innviertels sind basal als braungraue, diffus geschichtete, manchmal flasergeschichtete, toni-

ge Silte ausgebildet. Über diesen geringmächtigen Silten liegen hellgelbbraune, glimmerige, stark siltige Feinsande, zumeist mm-dünn ebenflächig bis leicht wellig geschichtet. Sie werden im dm-Bereich von dünnen Pelitlagen unterbrochen und zeigen auch Flaser- und Rippelschichtung. Diese Sande werden gegen das Hangende zunehmend siltiger und sind dann diffuser geschichtet.

◦ **Mineralogie**

Die Oncophoraschichten führen in etwa gleich hohen Anteile von Quarz und Schichtsilikaten und sind Karbonat führend. Feldspäte (vorrangig Albit) sind in geringen Prozentsätzen nachgewiesen. In der Tonfraktion dominiert Smectit, gefolgt von Hellglimmer/Illit und Chlorit, Kaolinit liegt nur in Spuren vor (pers. Mitt. I. Wimmer-Frey).

Das Schwermineralspektrum ist durch Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende gekennzeichnet, daneben treten Apatit, Staurolith, Disten, Turmalin und Andalusit auf (SALVERMOSER, 1999).

◦ **Fossilinhalt**

– **Mikrofauna:** Wie bereits von CÍCHA et al. (1973) beschrieben, führen die untersten Oncophoraschichten, speziell die basalen Pelite, noch marine Mikrofaunen. Kleinwüchsige, durchaus autochthone Foraminiferenfaunen, dominiert von Elementen wie *Ammonia parkinsonia* (D'ORB.), *Aubignyna simplex* (EGGER), *Bolivina* cf. *scitula* HOFMANN und *Nonion commune* (D'ORB.) und mit selteneren Arten wie *Lagena striata* (D'ORB.), *Plectofrondicularia* sp., *Bulimina elongata* D'ORB., *Pappina primiformis* (PAPP & TURNOVSKY), *Angulogerina angulosa* (WILLIAMSON), *Globocassidulina oblonga* (REUSS) und planktonischen Foraminiferen (*Globigerina ottnangiensis* RÖGL, *G. praebulloides* BLOW und *Cassigerinella globulosa* (EGGER)) sind in den basalen Peliten zu finden, gegen das Hangende werden die Foraminiferenfaunen aber immer ärmerlicher.

Unter den Ostrakoden sind die Gattungen *Paracyprideis*, *Schuleridea*, *Pterygocythereis*, *Cuneocythere* und *Eucythere* vertreten. Große Exemplare von *Paracyprideis triebeli* GOERLICH sind bemerkenswert (ZORN, 1995).

Daneben treten noch Schwammspikel und Seeigelstachel in größerer Menge auf.

Pisces (Otolithen): An Fischresten wurden aus den basalen Peliten wenige Otolithen von *Gobius* cf. *vicinalis* KOKEN beschrieben (REICHENBACHER, 1993).

– **Makrofauna:** Immer wieder sind in den Oncophoraschichten vereinzelt oder gehäuft (in Muschelbrekzien) Mollusken zu finden (ABERER, 1958). Aus den obertags anstehenden Mehlsanden konnten nur wenige Arten bestimmt werden (ROETZEL et al., 1991b; MANDIC, 2006):

Gastropoda: *Euchilus* sp.

Bivalvia: *Rzehakia partschi* (MAYER), *Limnopagatia bavarica* (AMMON). Die Gehäuse liegen in den basalen Peliten gehäuft und zumeist doppelklappig, in „Todesstellung“ vor.

Bohrkernmaterial aus den höheren Oncophoraschichten des westlichen Innviertels erbrachte eine reichere Fauna (PAPP, 1955):

Gastropoda: *Melanopsis impressa impressa* KRAUSS, *Hydrobia* sp., ?*Ancylus* sp., *Planorbis* sp.

Bivalvia: *Unio eseri* KRAUSS, *Congeria amygdaloides* DUNKER, *Congeria subbasteroti* TOURNOUER, *Cardium kraussi* MAYER, *Cardium* cf. *jugatum* KRAUSS, *Limnopagatia bavarica* (AMMON), *Rzehakia partschi* (MAYER).

◦ **Stratigraphische Abgrenzung**

Die Oncophoraschichten werden durch die Assoziation von Brackwasserelementen, vergesellschaftet mit der Gattung *Rzehakia*, definiert.

◦ **Interpretation**

Die in den Mehlsanden auftretenden Molluskengattungen *Rzehakia* und *Limnopagatia* gelten als Sandbodenbewohner verhältnismäßig flacher (20–40 m), bra-

chalyhaliner (18–30‰) Gewässer, die Meeresgrundel *Gobius cf. vicinalis* ist eine marin-euryhaline Art der Küstengewässer. Der Großteil der Foraminiferen- und Ostrakodenfaunen allerdings spricht noch für flachmarine Verhältnisse. Der Zwergwuchs der Brackwassermuscheln könnte durch die relativ hohe und für sie ungünstige Salinität hervorgerufen worden sein. Das gehäufte Vorkommen von Bivalven in Todesstellung (schon von PAPP, 1955, als „Sterbelagen“ gedeutet) lässt auf immer wiederkehrende Krisen wie starke Salinitätsschwankungen oder kurzzeitigen Sauerstoffmangel schließen. Zweiteres ist in kleineren, geschlossenen Becken mit relativ hohen Sedimentationsraten und schlechter Durchmischung der Wassermassen sogar wahrscheinlich (REICHENBACHER, 1993; MANDIC, 2006). Insgesamt geben die Faunen aus den Mehlsanden das Bild eines flachen (20–40 m), anfänglich noch marinen, schlecht durchlüfteten Beckens, das allmählich brackischer wird. Dieser beobachtbare Übergang von flachmarinen zu brackischen Bedingungen lässt den Schluss zu, dass die postulierte Erosionsdiskordanz zwischen Treubacher Sanden und Oncophoraschichten (ABERER, 1958), wenn überhaupt vorhanden, keine bedeutende sein sollte.

Auf Grund der Funde von *Rzehakia partschi* (MAYER) ist nicht nur eine Verbindung des oberösterreichischen Oncophora-Beckens mit dem niederbayerischen Becken nachweisbar, sondern darüber hinaus auch eine Verbindung mit dem Kirchberger Becken in Schwaben/Oberbayern (REICHENBACHER, 1989).

◦ Die Oncophoraschichten auf Blatt Ried

Auf Blatt Ried trifft man die Oncophoraschichten nur im äußersten Nordwesten an. Rund um den Eichberg nördlich von Gurten konnten sie nur durch Handbohrungen verifiziert werden, eine total verwachsene Grube in den Oncophoraschichten, am Westhang des Eichberges gelegen und von ABERER (1958) erwähnt, liegt bereits außerhalb des Rieder Kartenblattes. Auch rund um den Wagnerberg sind sie denkbar schlecht aufgeschlossen, in der Bohrung Ranzing (siehe Treubach-Formation) konnten allerdings etwas über 2 m mächtige Oncophoraschichten erbohrt werden. Die besten Aufschlüsse waren rund um den südlichen Rothenberg (S Itzenthal, S und E Außerguggenberg) zu finden, wenngleich auch diese sehr stark verwachsen waren. In einer temporär freigeschobenen Grubenwand, die jetzt wieder rekultiviert ist, konnten in gelblich grauen bis bräunlichen Silten einige Abdrücke von *Rzehakia* und *Limnopageticia* ergraben werden (MANDIC, 2006), ebenso in einer jetzt wieder aufgefüllten Grube bei Außerguggenberg. Letztere Fundstellen waren neu und von ABERER (1958) nicht erfasst, hier konnte die Verbreitung der Oncophoraschichten ergänzt werden (RUPP, 2003a; 2003b). Dass unter den Federnberg-Kiesen der Grube im Buchholz, östlich von Kirchheim, auch noch ein kleines Relikt von Oncophoraschichten verborgen sein muss, beweist ein Exemplar von *Rzehakia*, welches der Grubenbesitzer aus dem Grubenboden geborgen hatte.

3.3. Pannonium

Nach dem völligen Aussüßen des oberösterreichischen Molassebeckens kommt es zur Ablagerung limnisch – fluviatiler Sedimente, die von ABERER (1958) als „Kohleführende Süßwasserschichten“ bezeichnet wurden. Die ältesten Abschnitte der „Kohleführenden Süßwasserschichten“ sind untertags im ehemaligen Kohlrevier Trimmelkam anzutreffen. Sie liegen diskordant, eingebettet in ein welliges Paläorelief (CZURDA, 1978), über den Sedimenten des Ottangiums und sind im Zeitraum Karpatium bis Badenum gebildet worden. Als etwas jünger (Sarmatium) werden die Munderfinger Schotter und Kohlen (und Äquivalente) eingestuft (PILLER et al., 2004). Den Munderfinger Schichten sehr ähnlich, jedoch bereits definitiv in das Pannonium zu stellen, sind die von MACKENBACH (1984) unter dem Begriff „Limnisch-fluviatile Serie“ zusammengefassten „Kobernaüßer-

waldschotter“ des Kobernaußerwaldes und die „Kohletonserie“ des Hausruck (RUPP & VAN HUSEN, 2007). Unter Einbeziehung weiterer Schichtglieder pannonischen Alters bilden sie den Grundstock der hier definierten Hausruckviertel-Gruppe.

3.3.1. Hausruckviertel-Gruppe

Die Hausruckviertel-Gruppe (Abb. 2) vereint mehrere hoch- und niedrigenergetische, limnisch fluviatile bis terrestrische Faziesbereiche vergleichbaren Alters (Pannonium), von denen einige intensiv miteinander verzahnen. Sämtliche, diese Gruppe aufbauenden Formationen, Subformationen etc. sind im Hausruck anzutreffen. Diese sind die Kobernaußerwald-Formation („Kobernaußerwaldschotter“) und die Ampflwang-Formation („Kohletonserie“) inklusive der Grimberg-Sfm. („Grimberg Kies“) und der Pramquellen-Bank („Quarzkonglomerat“) sowie die Hausruck-Formation („Hausruckschotter“).

Die Munderfingerringe Schotter sind stratigraphisch nur ungenügend eingestuft. Die wenigen Säugetierreste ermöglichen eine Einstufung in das Sarmat bis Pannon („jüngeres Miozän bis Pannon“ nach THENIUS, 1952) und auch die Pollenfloren aus der Kohle von Munderfingerring gestatten keine eindeutige Einstufung in das Sarmat (MAYER, 1956). Auf Grund der Schwermineralspektren werden sie von UNGER (1983) gemeinsam mit den „Kobernaußerwaldschottern“ etc. in einem Schüttungszyklus, dem der Lithozone L4, zusammengefasst und in das „obere Sarmat bis Pannon – tiefstes Pont“ gestellt. Desgleichen fasste BRÜGEL (1998) auf Grund sehr ähnlicher Geröllspektren und gemeinsamer „Leitgerölle“ die Munderfingerringe Schotter mit den Kobernaußerwaldschottern und den Hausruckschottern etc. in einem Schüttungszyklus zusammen. Aus diesen Gründen wurde in den geologischen Karten Salzburg 1 : 200 000 (BRAUNSTINGL, 2005) und Oberösterreich 1 : 200 000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) davon abgesehen, die Munderfingerringe Schotter von den „Kobernaußerwaldschottern“ (Kobernaußerwald-Formation) zu unterscheiden. Ob die Munderfingerringe Schotter jedoch tatsächlich gemeinsam mit der Kobernaußerwald-Formation in die Hausruckviertel-Gruppe gestellt werden können, kann hier auf Grund ungenügender Daten und des mangelhaften Bearbeitungsstandes nicht entschieden werden.

32 Kobernaußerwald-Formation

- **Alte Bezeichnung**
Kobernaußerwaldschotter.
- **Stratotypus**
Kiesgrube Schwarzmoos, s.u.
- **Verbreitung**

Der Kobernaußerwald wird hauptsächlich von der Kobernaußerwald-Formation aufgebaut (MACKENBACH, 1984). Die Grenze zu den Munderfingerringe Schottern im westlichsten Kobernaußerwald ist unklar. Im Süden ist sie an der Oberfläche von den Mindel-Endmoränen begrenzt, wobei W Vöcklamarkt unter den quartären Ablagerungen bereits die untermiozäne Vöckla-Formation ansteht und anzeigt, dass die Kobernaußerwald-Formation bereits entlang der Moränenfront erodiert wurde und nicht wesentlich unter das Quartär zieht. Im Norden tritt sie südlich der Linie Treubach – Lohnsburg – Feitzing auf, im Osten zieht sie sich westlich von Frankenburg nach Norden und verzahnt mit der dort immer stärker in den Vordergrund tretenden Ampflwang-Formation. Ihre östlichsten Ausläufer verlieren sich westlich der Haminger Höhe in der Amflwang-Formation. Ihre Unterkante liegt im Raum Maria Schmolln (Westlicher Kobernaußerwald) unter 500 m, im südlichen Kobernaußerwald bei 510–530 m (Siebererwald) und in ihrem nordöstlichsten Verbreitungsgebiet (Raum Feitzing bis

Oberfeitzing) bei 610 m SH. Maximale Mächtigkeiten von annähernd 200 m erreicht sie im zentralen Kobernauberwald.

◦ **Lithologie und Fazies**

Die grauen bis gelblich-braunen Kiese der Kobernauberwald-Formation sind Fein- bis Grobkiese in sandiger, seltener schluffig-toniger Matrix. Sie sind häufig horizontal- oder schräggeschichtet, vielfach intern dünne Sandlagen und -linsen sowie Diskontinuitätsflächen aufweisend. Die einzelnen Kieskörper sind oft durch deutliche, erosive Grenzen voneinander getrennt (KRENMAYR, 1995).

◦ **Mineralogie**

Das Geröllspektrum wird stark von Quarzgeröllen dominiert, untergeordnet sind Quarzite und Kristallingerölle vertreten. Im Vergleich zu den Munderfingger Schottern und der jüngeren Hausruck-Formation weist die Kobernauberwald-Formation den geringsten Gehalt an Kalkgeröllen auf (MACKENBACH, 1984; SKERIES, 1996). Das Schwermineralspektrum wird von den instabilen Mineralien Granat, Epidot/Zoisit und Hornblende dominiert, wobei Granat in der kiesigen Fazies stärker hervortritt, Epidot/Zoisit und Hornblende hingegen sind stärker in den sandigen Lagen vertreten. Isometrische Granatkörner scheinen in der hochenergetischen Kiesfazies leichter aus der Suspension auszufallen und abgelagert zu werden als die tafeligen Körner von Epidot und Hornblende. Die Tonmineralspektren aus den pelitischen Einschaltungen setzen sich zum großen Teil aus Kaolinit und Illit (MACKENBACH, 1984) zusammen.

◦ **Fossilinhalt**

– **Flora:** Die pelitischen, die Kieszüge der Kobernauberwald-Formation trennenden Zwischenlagen sind der Ampflwang-Formation zuzurechnen. Sie führen Blatt-, Frucht-, Blüten- und Pollenfloren, welche im Abschnitt Ampflwang-Formation besprochen werden.

– **Vertebraten:** Selten werden in den Kiesen Reste von Großsäugern wie von Pferden, Nashörnern und Elefanten (*Anchitherium aurelianense* (CUVIER), Rhinocerotidae indet., *Tetralophodon longirostris* (KAUP)) gefunden. Sie werden als charakteristische Faunenelemente des Pannonium beschrieben (JENISCH & TICHY, 1977; RABEDER, 1985; STEININGER, 1965; THENIUS, 1952).



Abb. 10.

Kobernauberwald-Formation, Kiesgrube Haberpoint.

Rechts unten: schräggeschichteter Kieskörper mit Sandlagen (Balken: 1 m).

- **Stratigraphische Abgrenzung**

Die Kobernauberwald-Formation wird auf Grund ihres Geröllspektrums von den Munderfinger Schottern und der Hausruck-Formation unterschieden. Sie unterscheidet sich von der mit ihr verzahnenden, altersgleichen Ampflwang-Formation auf Grund ihrer gröberen (kiesigen) Ausbildung. Die Kiese bilden Geländekanten und sind so in der Regel gut kartierbar.

- **Interpretation**

Die Kobernauberwald-Formation erweist sich als Ablagerungen eines mäandrierenden Fluss-Systems, dessen Sedimente stark mit den Stillwasser-, Moor- und Kohlesumpfablagerungen der Ampflwang-Formation verzahnen (RUPP & VAN HUSEN, 2007). Das Liefergebiet dieser fluviatilen Ablagerungen wird bis über das ostalpine Kristallin westlich des Tauernfensters zurückverfolgt (FRISCH et al., 1998; SKERIES, 2000). Nach Geröllanalysen scheint eine Schüttrichtung im heutigen Verbreitungsgebiet von S nach NNW bzw. NNE gesichert (MACKENBACH, 1984). Wirtschaftlich ist die Kobernauberwald-Formation neben ihrem Kies- und Sandreichtum vor allem als großer regionaler Grundwasserspeicher von Interesse (SCHUBERT, 2006; WIMMER, 1990).

- **Die Kobernauberwald-Formation auf Blatt Ried**

Die Kobernauberwald-Formation beherrscht das südöstliche Kartenblatt Ried im Innkreis. Von Großweiffendorf bis Fornach prägen die Kiese und die zwischengeschalteten Pelite der Ampflwang-Formation das Landschaftsbild und formen zuweilen eine eindrucksvolle Schichtstufenlandschaft. Im westlichen Hausruck, rund um den Guggenberg, sind mehrere, zumeist nicht konstant ausgebildete, Kieszüge entwickelt. Sie keilen gegen Osten allmählich aus, gegen Westen und Südwesten sind vor allem die oberen Kieszüge durchgängiger entwickelt und werden mächtiger. Manche lassen sich über viele Kilometer verfolgen, bis sie schließlich auskeilen und, leicht höhenversetzt, ein neuer Kieszug beginnt. Die östlichsten und die tieferen Kieszüge sind oft nur über kürzere Distanzen verfolgbar (KRENNMAYR, 1995; RUPP, 1986). Die Mächtigkeiten der Kieszüge schwanken beträchtlich und überschreiten nicht selten 20 m. Auch ihre Höhenlage ist nicht konstant, zuweilen gehen Kieszüge unterschiedlicher Niveaus ineinander über (RUPP, 1987).

Zahlreiche, zum Teil in Abbau befindliche Kiesgruben ermöglichen einen guten Einblick in die Ausbildung der Kobernauberwald-Formation. Stellvertretend für diese seien die Gruben bei Haberpoint (BMN: 456170/329900), Schwarzmoos (450940/325960) und Kogelholz (453860/319770) genannt.

31 Pramquellen-Bank

- **Alte Bezeichnung**

Quarzkonglomerat, Quarzitkonglomerat.

- **Stratotypus**

Pramquellen W Haag am Hausruck, ÖK 48 Vöcklabruck (BMN: 471230/338170).

- **Verbreitung**

Die Pramquellen-Bank, eine Untereinheit der Grimberg-Subformation. (s. u.), ist anstehend bis subanstehend im liegenden Bereich der Grimberg-Subformation im Raum nördlich von Frankenburg (ROETZEL, 1988), nordwestlich von Frankenburg, eingelagert in die basale Ampflwang-Formation (KRENNMAYR, 1995) und am Haager Rücken, an den Pramquellen westlich von Haag a. Hausruck (MACKENBACH, 1984; ARETIN, 1988a) anzutreffen. In Bohrungen der WTK (Wolfsegg-Trauntaler Kohlenwerk) wurde sie ebenfalls dokumentiert (MACKENBACH, 1984). Nördlich, aber auch südlich des Hausruck und des Kobernauberwaldes sind immer wieder große, umgelagerte Quarzkonglome-

ratblöcke in den Feldern zu finden, die mit großer Wahrscheinlichkeit der Pramquellenbank zuzuordnen sind (siehe Kapitel 11).

- **Lithologie und Fazies**

Die Pramquellen-Bank ist eine bis zu 2 m mächtige Bank von kieselig gebundenen Quarz- und Quarzitzeröllen (ROETZEL, 1988; ARETIN, 1988a), einzig POHL (1968) erwähnt ein Gneis-Geröll aus dem „Quarkonglomerat“. Auffallend sind die oft zu beobachtenden, großen Löcher in den Blöcken, die als Relikte eines Wurzelbodens interpretiert werden (ARETIN, 1988a).

- **Mineralogie**

Es handelt sich um eine Bank von Quarz- und Quarzitkiesen in kieseliger Matrix. Das Schwermineralspektrum ist von Staurolith und Zirkon dominiert, die verwitterungsanfälligen Schwerminerale (Granat, Hornblende, Epidot/Zoisit) sind durch saure, deszendente Wässer stark reduziert (ARETIN, 1988a).

- **Stratigraphische Abgrenzung**

Es existiert eine Vielzahl von in der Literatur aufgeführten Quarkonglomeraten aus der bayerischen und oberösterreichischen Molassezone. Eine Verbreitungskarte dieser Quarkonglomerate ist in KINZL (1927) zu finden. Das Quarkonglomerat des Pitzenbergschotters (bei Münzkirchen) ist der Pramquellen-Bank sehr ähnlich, wird aber mit den Pitzenbergschottern als älter (Baden-Sarmat, SALVERMOSER & WALSER, 1991) als die Pramquellenbank (Pannon) eingestuft. Aus diesem Grund können auch Blöcke der Pramquellen-Bank nur im Nahbereich zu der Grimberg-Subformation bzw. der Ampflwang-Formation als solche angesprochen werden, eine Zuordnung der vielen Blöcke in der weiteren Umgebung des Hausruck und Kobernaußerwaldes ist in vielen Fällen problematisch.

- **Interpretation**

Die Pramquellen-Bank ist als Rinnensediment im basalen Abschnitt der Grimberg-Subformation bzw. der Ampflwang-Formation zu interpretieren, das unmittelbar nach seiner Ablagerung durch saure, deszendente Wässer aus darüber entstandenen Mooren (Kohlemooren) verändert und verkieselt wurde (GRIMM, 1977).

- **Die Pramquellen-Bank auf Blatt Ried**

Auf Blatt Ried ist die Pramquellen-Bank, in großen Blöcken anstehend bis subanstehend, aus dem Raum nördlich und nordwestlich von Frankenburg beschrieben (ROETZEL, 1988, KRENMAYR, 1995). Daneben sind nördlich und südlich des Hausruck und des Kobernaußerwaldes immer wieder unterschiedlich große, zumeist umgelagerte Quarkonglomeratblöcke in den Feldern zu finden. Hingewiesen sei hier nur auf das Naturdenkmal „Mehrnbacher Vierziger“ an der Straße von Ried nach Mehrnbach (siehe Kapitel 11). Mit Ausnahme dieses Naturdenkmals wurden die meist kleineren und häufiger anzutreffenden, oft isoliert vorkommenden, möglicherweise auch weiter verfrachteten Blöcke nicht in die geologische Karte eingezeichnet.

30 Grimberg-Subformation

- **Alte Bezeichnung**

Grimbergkies.

- **Stratotypus**

Grube SE Hintersteining (BMN: 461750/328480).

- **Verbreitung**

Die Grimberg-Subformation, eine Subformation der Ampflwang-Formation (s. u.), ist eine grobklastische Einschaltung innerhalb der basalen Ampflwang-Formation (ROETZEL, 1988). Sie ist S des Hausruckkammes zwischen Frankenburg und Unterfeitzing in mehreren aufgelassenen Kiesgruben aufge-

geschlossen und bis zu 15 m mächtig. Ihre Unterkante liegt zwischen 570 m und 590 m SH.

- **Lithologie und Fazies**

Es sind grauweiße bis braungelbe, gut gerundete Mittel- bis Feinkiese in einer pelitreichen Sandmatrix. Mehrere dcm-mächtige Lagen und Linsen von hellgrauen bis gelblichen, massigen (?verwühlten) bis schräggeschichteten Grob- bis Feinsanden sind in diesen Kiesen häufig anzutreffen (ROETZEL, 1988).

- **Mineralogie**

Nach dem Geröllbestand handelt es sich bei den Kiesen der Grimberg-Subformation um Restschotter (Quarz- und Quarzitzerölle). Auch die Sande sind fast reine Quarzsande. Die pelitischen Anteile bestehen hauptsächlich aus Illit und Kaolinit. Das Schwermineralspektrum wird von Staurolith und Epidot/Zoisit dominiert (ARETIN, 1988b).

- **Stratigraphische Abgrenzung**

Jeglicher Fossilinhalt fehlt, die Grimberg-Subformation wird auf Grund ihrer größeren Ausbildung von der Ampflwang-Formation unterschieden.

- **Interpretation**

Sedimentpetrographische Untersuchungen ergeben eine nahezu vollständige Übereinstimmung von Schwermineral- und Tonmineralspektren der Grimberg-Subformation und der unteren Ampflwang-Formation („Liegendschichten“). Auch zeigen sowohl die Schwerminerale der „Liegendschichten“ als auch der Grimberg-Subformation eine deutliche deszendente Verwitterung (zunehmende Verwitterungsintensität vom Liegenden ins Hangende). Die groben Sedimente deuten auf eine Rinnenfazies innerhalb der basalen Ampflwang-Formation hin (ARETIN, 1988b).

- **Die Grimberg-Subformation auf Blatt Ried**

Die Grimberg-Subformation im engeren Sinn (unverfestigte Sande und Kiese, s. o.) ist ausschließlich auf Blatt Ried, im Raum N Frankenburg zu finden. Die zu dieser Sfm. gerechnete Pramquellen-Bank ist weiter verbreitet (s. o.).

29 Kohleflöz/Kohleflöz vermutet

Kohleflöze der Hausruckkohle treten auf Blatt Ried ausschließlich in der Ampflwang-Formation auf. Kohlenausbisse sind im Gelände nur selten zu beobachten. Zumeist ist die Kohle, wenn vorhanden, von Hangkriechen überronnen. Aus diesem Grund wurden auch die Kohlen als anstehend in die Karte eingezeichnet, die aus Bohrungen bekannt sind und knapp unter der Oberfläche anstehen. Weitere Informationen zur Hausruckkohle sind unter dem Punkt Ampflwang-Formation zu finden.

28 Ampflwang-Formation

- **Alte Bezeichnung**

Kohletonserie sensu lato.

- **Stratotypus**

Kohlestraßen-Exkursionspunkt Kalletsberg SSO Zell am Pettenfirst (WEBER & WEIDINGER, 2006), ÖK 48 Vöcklabruck (BMN 470790/325620).

- **Verbreitung**

Die Ampflwang-Formation in ihrer typischen Ausbildung (Liegendschichten, Kohletonserie s. str., Hangendtone) ist vor allem östlich der Linie Frankenburg – Pramet im Hausruck anzutreffen. Westlich dieser Linie verzahnt sie intensiv mit der Kobernauberwald-Formation und wird gegen W immer mehr von dieser ersetzt. Im Hausruck liegt sie diskordant auf dem zum Teil starken Relief der marinen Sedimente des Otnangium. Ihre Mächtigkeit schwankt auf Grund des beträchtlichen Reliefs des untermiozänen Untergrundes stark, höchste Werte erreicht sie im SE des Hausruck mit an die 60 m (WEBER & WEIDINGER, 2006).

Ihre Unterkante liegt im südlichen Hausruck (Raum Ampflwang, Zell am Pettenfirst) zwischen 580 m und 600 m, im nordöstlichen Hausruck (Haag am Hausruck) zumeist zwischen 600 m und 620 m SH.

◦ **Lithologie und Fazies**

Liegendschichten, Kohletonserie s. str. und Hangendtone sind kaum mehr in ausreichendem Maß aufgeschlossen, aus diesem Grund wird von einer Definition als Subformationen abgesehen und die traditionelle Bezeichnung verwendet.

Die Liegendschichten präsentieren sich in der Regel als weißliche bis graue, oft bräunlich bis ocker verfärbte, schlecht sortierte, wechselnd glimmerige, quarzreiche, zumeist massive Sande und Tone. Sie sind oft reich an Pflanzenhäcksel, fallweise sind in den tiefsten Abschnitten aufbereitete Schlierbrocken und stärkere Bioturbation beschrieben (ROETZEL, 1988).

Über den Liegendschichten liegt die Kohletonserie *sensu stricto*, welche die Braunkohle und ihre Zwischenmittel umfasst. Es werden drei Flözlagen unterschieden. Das durchschnittlich 2–3 m mächtige Unterflöz ist vor allem in den tieferen Mulden des südwestlichen Hausruck verbreitet. Das zumeist 2 m mächtige Mittelflöz und das bis 4 m mächtige Oberflöz sind nahezu im ganzen Hausruck anzutreffen, nur in Hochzonen des Untergrundes sind sie manchmal nicht ausgebildet (WEBER & WEIDINGER, 2006). Die Hausruckkohle wird als Weichbraunkohle klassifiziert. Man kann zwischen Durit (Moorkohle), Xylit (Glanzkohle), Fusit (Faserkohle) und Schwelkohle (Gelbkohle) unterscheiden (POHL, 1968). Die einzelnen Flöze werden von den so genannten „Zwischenmitteln“ voneinander getrennt. Diese sind hellgraue bis braune, manchmal sandige Tone bis Schluffe und teils massive, teils fein geschichtete, wechselnd glimmerige Sande.

Über dem Oberflöz liegen die Hangendtone. Es sind zumeist fette, graue bis graublau Töne, auch „Tegel“ genannt (POHL, 1968).

◦ **Mineralogie**

Das Schwermineralspektrum der Liegendschichten schwankt mit dem Grad der Verwitterung, wird aber generell von Staurolith und Epidot/Zoisit dominiert



Abb. 11.
Ampflwang-Formation, Tagbau Lukasberg (2006).

(ARETIN, 1988b), fallweise tritt auch Zirkon in den Vordergrund (KALTBEITZER, 1988). Sie sind quarzreich und der Feinanteil wird vor allem aus Kaolinit (kaolinisierter Chlorit), Smectit und Hellglimmer/Illit aufgebaut (WIMMER-FREY, 2007). Sie werden noch heute zu Feuerfestmaterial aufbereitet (WEBER & WEIDINGER, 2006).

Die nahezu kalkfreien Sedimente der Zwischenmittel und der Hangendtone unterscheiden sich deutlich von den Liegendsschichten. Sie sind sehr reich an Schichtsilikaten, Quarz und Feldspäte spielen eine untergeordnete Rolle. Das Tonmineralspektrum wird von Chlorit und Hellglimmer/Illit dominiert (WIMMER-FREY, 2007).

◦ **Fossilinhalt**

– **Flora:** Die xylithische Kohle des Hausruck wird vorwiegend aus Gymnospermen-Hölzern, genauer von Sequoien (Mammutbaum, *Taxodioxyton gypsa-ceum* (GÖPPERT)), *Taxodium* (Sumpfzypresse, *Taxodioxyton taxodii* GOTHAN) und Zypressenholz (*Cupressoxyton hausruckianus* HOFMANN) gebildet (MELLER, 2007). HOFMANN (1929) und CIVRAN et al. (1943) erwähnen jedoch auch das Vorkommen von Angiospermen in der Kohle. BECHTEL et al. (2003) fanden am Lukasberg sogar eine leichte Angiospermendominanz, sodass auf unterschiedliche Kohle bildende Vegetationstypen geschlossen werden kann. Interessant ist auch das Vorkommen von verkieselten Rhizomen des Königsfarns *Osmundites* (HOFMANN, 1929).

Seit den in RUPP et al. (1991b) aufgelisteten paläobotanischen Daten erfolgten einige neue bzw. weiterführende Untersuchungen an Pflanzenfossilien aus den Tagbaugebieten Hinterschlagen, Lukasberg, Wörmansedt 3, dem Ziegelwerk Eberschwang-Straß und Bohrkernen aus dem Bereich Lukasberg und Kalletsberg.

Aus einem tonigen Zwischenmittel im ehemaligen Tagbau Hinterschlagen, nördlich von Ampflwang, wurde eine Blattflora zusammen mit Funden von Wassernüssen beschrieben (KOVAR-EDER & WOJCICKI, 2001). Das Florenspektrum setzt sich zusammen aus *Tetraclinis salicornioides* (UNGER) Z. KVACEK, *Taxodium dubium* (STERNBERG) HEER, *Alnus menzelii* RANIECKA-BOROWSKA, *Alnus julianaeformis* (STERNBERG) Z. KVACEK & HOLY, *Alnus vel Betula* sp., *Quercus kubi-nyii* (KOVATS ex ETTINGSHAUSEN) CZEZCOTT, *Ulmus* sp., *Zelkova zelkovaefolia* (UNGER), *Salix hausruckenensis* KOVAR-EDER, *Trapa ungeri* WOJCICKI & KOVAR-EDER, *Trapa srodoniowa* WOJCICKI, *Acer tricuspdatum* BRONN. Die häufigsten Elemente sind *Taxodium* und *Salix*. In der reichen Samen- und Fruchtblora aus Hinterschlagen (MELLER, 2007) dominieren die Haloragaceae, *Proserpinaca reticulata* REID & REID und *Myriophyllum* spp. (ex gr. *praespdatum* NIKITIN) und stellen zusammen mit weiteren Wasser- und Sumpfpflanzen (*Ceratophyllum*, *Potamogeton*, *Nymphaea*, *Eoeyryale*, *Trapa*, *Sparganium*, *Brasenia*) mehr als 50 % aller Samen und Früchte. Die häufigste Gehölzpflanze ist *Swida*, ein Hartriegelgewächs, gefolgt von *Taxodium*, *Acer*, *Rubus*, *Nyssa* und *Cercidiphyllum*.

Im Tagbau Lukasberg kamen Samen und Früchte sowohl in der Kohle als auch in den Tonzwischenlagen vor (vgl. unten und MELLER, 2007). Es dominieren *Glyptostrobus*, *Microdiptera* und *Cladium*, Elemente eines Sumpfwaldes und einer Ried- bzw. Röhrichtvegetation. Ericaceae weisen außerdem auf lokal hochmoorartige Bedingungen hin.

Die Florenspektren aus den Bohrungen Lukasberg und Kalletsberg stimmen weitgehend überein, jedoch sind am Kalletsberg die Gehölzpflanzen mit *Sequoia*, *Actinidia*, *Alnus*, *Liriodendron*, *Broussonetia*, *Meliosma* und *Ampelopsis* diverser dokumentiert als in der Lukasberg-Bohrung und die Wasser- und Sumpfpflanzen seltener. Die Pollenspektren aus den Bohrkernproben (MASSELER & HOFMANN, 2005) erbrachten ein reiches Pollenspektrum und diverse Paly-nofaziestypen. Diese dokumentieren Sümpfe, flussbegleitende Überflutungsflächen und lakustrine Bereiche mit teils *Alnus*-, teils *Glyptostrobus*-dominierter Vegetation und auch diversen Elementen des mesophytischen Wal-

des (*Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Cathaya*, *Pinus*, *Glyptostrobus*, *Alnus*, *Ericaceae*, *Quercus*, *Trigonobalanopsis*, *Carya*, *Myrica*, *Nyssa*, *Ulmus*). Innerhalb der tonigen Zwischenmittel des Lukasberger Bohrkerns ist eine Abfolge von lakustrinen Bereichen über organische Sümpfe oder krautige Torfmoore hin zu Auwäldern (mit *Alnus* oder *Glyptostrobus*) mit klastischer Sedimentation festzustellen (MASSELTHER & HOFMANN, 2005). Die Kohlelagen dieses Bohrkerns deuten nach kohlenpetrographischen Daten (BECHTEL et al., 2003) auf ein relativ trockenes, saures Milieu mit reduzierter Bakterientätigkeit während der Kohlenbildung am Lukasberg hin. Dieses korreliert mit den palynologischen und karpologischen Daten, da auch die diversen Ericaceen zeitweise hochmoorartige Verhältnisse andeuten. Am Kalletsberg wurden dagegen nahezu neutrale Bedingungen mit einem hohen Grundwasserspiegel festgestellt (vgl. BECHTEL et al., 2003; MASSELTHER & HOFMANN, 2005; MELLER, 2007).

Die reiche Samen- und Fruchtblora aus den Liegendsschichten von Eberschwang-Straß enthält weniger Elemente der Wasser- und Sumpflvegetation als die Flora von Hinterschlagen und das Gehölzspektrum weist z. T. andere Elemente auf, z. B. *Asimia browni* THOMSON, *Trigonobalanopsis exacantha* (MAI) KVACEK & WALTHER und *Sequoia abietina* (BRONGNIART in CUVIER) KOBLOCH (MELLER, 2007).

Die Proben aus Wörmansedt 3 waren arm an Pflanzenfossilien. Neben Taxodiaceen-Zweigfragmenten kommen *Pinus*-Blüten sowie Samen bzw. Früchte von *Glyptostrobus*, *Nyssa*, *Ericaceae*, *Magnolia* und *Brasenia* vor (MELLER, 2007). Auch die sandigen und pelitischen Einschaltungen, die der Ampflwang-Formation zuzurechnen sind und die einzelnen Kieszüge der Kobernauberwald-Formation voneinander trennen, bergen immer wieder Blatt-, Frucht-, Blüten- und Pollenfloren. Aus Schneegattern, Großenreith und Lohnsburg wurden artenreiche Blattfloren beschrieben, die Reste von *Pinus* div. sp., *Platanus leucophylla* (UNGER) KNOBLOCH, *Fagus haidingeri* KOVATS emend. KNOBLOCH, *Quercus pseudocastanea* GÖPPERT, *Carpinus grandis* UNGER emend. HEER, *C. vindobonensis* BERGER emend. JUNG, *Ulmus carpinoides* GÖPPERT emend. MENZEL, *Juglans acuminata* A. BRAUN ex UNGER, *Trapa heeri* FRITSCH, *Acer* sp. und anderen Florenelemente lieferten (KOVAR-EDER, 1988).

- Vertebraten: Aus den Sedimenten der Ampflwang-Formation wurden nur wenige Säugetierreste beschrieben. Lediglich die beiden Gattungen *Hipparion* und *Chalicotherium* wurden aus den Zwischenmitteln erwähnt. Bezieht man aber die Funde aus der altersgleichen Kobernauberwald-Formation in die Betrachtung ein, ergibt sich ein umfassenderes Bild. Die von RABEDER (1985) zusammengestellte Fundliste aus der Hausruckviertel-Gruppe zählt die Großsäuger *Aceratherium* sp., *Chalicotherium* sp., *Anchitherium aurelianense* (CUVIER), *Hipparion primigenium* H. v. MEYER, *Dinotherium giganteum* KAUP und *Tetralopodon longirostris* (KAUP) auf.

o Stratigraphische Abgrenzung

Die Analyse der Pollenfloren der Bohrungen Lukasberg und Kalletsberg ermöglicht eine Einstufung der Ampflwang-Formation in das Obermiozän (oberes Sarmatium bis unteres/mittleres Pannonium; MASSELTHER & HOFMANN, 2005), während die Blatt- und Samenfloren nur eine ungefähre Einstufung in das Obermiozän ermöglichen (MELLER, 2007). Die Vertebratenreste hingegen ermöglichen eine Einstufung dieser Sedimente in das Pannonium. Außerdem wird betont, dass eine biostratigraphische Unterscheidung von Ampflwang-Formation und Hausruck-Formation auf Grund der Großsäugerreste nicht möglich ist (RABEDER, 1985).

o Interpretation

Die Ampflwang-Formation wurde in Altarmen und Seen, periodisch überfluteten Kohlesümpfen und Mooren am Rande eines mäandrierenden Fluss-Systems (Kobernauberwald-Formation) gebildet. Während die Kohleflöze zu trockeneren Zeiten gebildet wurden, stellen die Zwischenmittel feuchtere Perio-

den mit Überschwemmungsphasen und hohen Grundwasserständen dar. Häufig auftretende Holzkohle in den Flözen und auch in den Tonzwischenlagen weist auf Brände während trockenerer Perioden bzw. in trockeneren Bereichen hin. Eine anschauliche Rekonstruktion der unterschiedlichen Lebensräume ist in MELLER (2007) zu finden. Die Floren der mit der Kobernauberwald-Formation verzahrenden, westlichen Abschnitte der Ampflwang-Formation repräsentieren die Vegetation eines ausgedehnten Auwaldgebietes, jedoch ohne ausgesprochene Sumpfbiete (KOVAR-EDER, 1988: 64). Generell lässt das recht konstante Auftreten von Pollen der Gattung *Mastixia*, einer Wärme liebenden Pflanze, auf ein recht humides und warmes Klima zur Zeit der Kohlebildung schließen (MASSELER & HOFMANN, 2005). Nashörner, Elefanten und Pferde lebten in flussnahen, unterholzreichen Wäldern und nützten das reiche Angebot an Blättern, Knospen und Trieben. STEININGER et al. (1989) sehen die Kohlebildungen im Hausruckgebiet in direktem Zusammenhang mit der pannonischen Transgression in Ostösterreich.

- **Die Ampflwang-Formation auf Blatt Ried**

Nach dem intensiven Kohlebergbau während des 19. und 20. Jahrhunderts im Hausruckgebiet ist der Abbau der Kohle der Ampflwang-Formation eingestellt. Einzig in der Ziegelgrube Eberschwang-Straß sind noch die Liegendsande und Reste des Mittelflözes aufgeschlossen (MAYERHOFER, 1985; 465210/333020). Weitere Aufschlüsse sind sonst nur mehr in Bächen und Gräben, manchmal bei alten Stollenmundlöchern zu finden, so unter anderem im Raum Feitzing, Unterfeitzing und Windischhub (RUPP, 1985), im Raum St. Kollmann (RUPP, 1987), nordöstlich von Ampflwang (ROETZEL, 1987) und nordöstlich von Frankenburg (ROETZEL, 1988).

27 Hausruck-Formation

- **Alte Bezeichnung**

Hausruckschotter.

- **Stratotypus**

Kiesgrube Schernham (RUPP et al., 2007); Abb. 12.

- **Verbreitung**

Die Hausruck-Formation, früher Hausruckschotter (POHL, 1968), Hausruck-Kobernauberwald-Schotter (ABERER, 1958) oder Hausruck-Deckschotter (BECKER, 1948) stellt die jüngste Formation der Hausruckviertel-Gruppe dar. Sie liegt diskordant über der Kobernauberwald-Formation und der Ampflwang-Formation und zieht, den Kamm des Hausruck und Kobernauberwaldes aufbauend, von Frauschereck und der Wienerhöhe im Westen nach Wolfsegg und Haag a. Hausruck im Osten. Ihre Unterkante fällt nach ENE ein (W: ~680m, E: ~625m SH.) und deutet die Vollendung des in der Kobernauberwald-Formation begonnenen Umschwenkens der Schüttungsrichtung von WNW nach ENE (MACKENBACH 1984) an.

- **Lithologie und Fazies**

Es sind graue, zum Teil auch gelblich bis bräunlich verfärbte Fein- bis Grobkiese, deren Gerölle in einer grob- bis mittelsandigen Matrix eingebettet sind. Die Matrix ist fallweise karbonatisch verfestigt (bis zu 45% Karbonat; ARETIN, 1988a) und bildet dann konglomerierte Blöcke bis zu ganzen Wänden, die im unverfestigten Schotter stecken. Oberflächennahe Verwitterung und Lösungsvorgänge werden hierfür verantwortlich gemacht (MACKENBACH, 1984). Die Hausruck-Formation ist auf Blatt Ried im Normalfall schlecht geschichtet, die Lagerung der Gerölle erscheint in der sandigen Matrix (rund 70% Kies, >20% Sand) oft regellos. Fallweise sind Sandlagen und -linsen zu finden, die intern häufig Schrägschichtung erkennen lassen. Sehr selten sind dünne tonige Lagen und Flasern anzutreffen.



Abb. 12.
Hausruck-Formation, Kiesgrube Schernham.

◦ Mineralogie

Der Geröllbestand wird von Quarz- und Quarzitzeröllen dominiert, der Anteil an Kristallingeröllen ist ebenfalls beträchtlich, Kalkgerölle sind untergeordnet, aber stärker vertreten als in der Kobernauberwald-Formation (SKERIES, 1996). Die Gerölle erreichen oft Maximaldurchmesser von weit über 10 cm. Die Schwermineralspektren der sandigen Matrix weisen immer einen sehr hohen Anteil an Granat auf (er fällt auch bei höheren Strömungsgeschwindigkeiten auf Grund seiner höheren Dichte und kompakteren Kornform früher aus der Suspension aus), Epidot/Zoisit, Hornblende und fallweise auch Staurolith sind häufig (ARETIN, 1988a).

◦ Fossilinhalt

– Vertebraten: Säugetierreste aus der Hausruck-Formation sind schon seit dem 19. Jahrhundert bekannt (THENIUS, 1952). Funde von Großsäugern wie Huftieren (*Tapirus* sp., *Hippotherium primigenium* MEYER, *Hipparion gracile* (KAUP), *Dorcatherium naui* KAUP, *Korynochoerus palaeochoerus* (KAUP)), Nashörnern (*Dicerorhinus schleiermachi* (KAUP)) und Elefanten (*Tetralophodon longirostris* (KAUP), *T. longirostris* (KAUP)/*avernensis* (CR. & JOB.)) (RABEDER, 1985) wurden in neuester Zeit durch Funde von Kleinsäufern wie Pfeifhasen (*Prolagus oeningensis* (KÖNIG)) und Nagetieren (*Pliopetaurista bressana* MEIN, *Blackia miocenica* MEIN, *Hyllopetes hoeckarum* DE BRIUJN, *Pliopetes* cf. *hungaricus* KRETZOI, *Pseudocollimys steingeri* DAXNER-HÖCK, *Prospalax petteri* BACHMAYER & WILSON, *Eozapus intermedius* (BACHMAYER & WILSON), *Eomyops catalaunicus* (HARTENBERGER), *Paragrilurus werenfelsi* ENGESSER, *Trogontherium minutum* (v. MEYER), *Chalicomys jaegeri* KAUP etc.) (DAXNER-HÖCK, 2004) in hervorragender Weise ergänzt.

◦ Stratigraphische Abgrenzung

Ermöglichen die Großsäugerreste eine Einstufung in das Pannonium (RABEDER, 1985), so kann durch die Kleinsäugerfunde diese Einstufung noch auf den höheren Abschnitt der Säugetierzone MN10 (oberes Pannonium, Molluskenzone G, rund 9 Ma.) eingeschränkt werden (DAXNER-HÖCK, 2004).

◦ Interpretation

Die Kiese der Hausruck-Formation sind von einem nach ENE entwässernden Fluss-System mit relativ hohen Strömungsgeschwindigkeiten (Geröllgrößen,

Schwermineralspektren) abgelagert worden. Stillwasserbereiche, wie durch die Sande und Tone der Ampfwang-Formation überliefert, sind kaum dokumentiert. Die allochthone Vertebratenfauna spiegelt eine flussnahe Landschaft mit Alt- und Nebenarmen (Biber) sowie unterholzreichen Wäldern (mit vielen baumbewohnenden Säugern wie Flughörnchen und Schlafmäusen), durchbrochen von Lichtungen (Großsäuger), wider.

◦ **Die Hausruck-Formation auf Blatt Ried**

Die Hausruck-Formation bedeckt auf Blatt Ried den Kamm des Hausruck und des Kobernaußerwaldes. Sie hebt sich im Gelände zumeist durch eine Verteilung, häufig begleitet von einem Quellhorizont, von der unterliegenden Ampfwang-Formation ab. Ihre Unterkante liegt im Westen des Blattes bei rund 680 m, im Osten bei rund 640 m. Besonders im Hausruck, auf den Wasser stauenden Sedimenten der Ampfwang-Formation aufliegend, rutschen die Kiese, im Verband in Schollen abbrechend, an den Rändern oft stufenförmig ab (siehe Ausscheidung Nr. 6: Im Verband abgerutschte Hausruck- bzw. Kobernaußerwald-Formation). Sehr eindrucksvoll sind diese Rutschkörper rund um den Hofberg und den Göblberg zu beobachten (ROETZEL, 1988). Die Kiesgruben in der Hausruck-Formation auf Blatt Ried sind nur temporär genutzt und großteils verwachsen, so auch die Gruben am Hochkuchl bei Pattigham (z.B. BMN: 462830/335680). Einen besseren Einblick gewinnt man in den Gruben am benachbarten Blatt Vöcklabruck, wie in der Kiesgrube bei Schernham (470650/337380).

Ähnlich der Kobernaußerwald-Formation liegt die wirtschaftliche Bedeutung der Hausruck-Formation neben der Kiesgewinnung auch in ihrer Rolle als regionaler Grundwasserspeicher (SCHUBERT, 2006).

3.4. Quartär

Vorbemerkung

Die nach der Neuordnung des Tertiärs ausgelöste Debatte über den Status des Quartärs innerhalb des stratigraphischen Systems ist noch nicht abgeschlossen. Nicht zuletzt hat die unglückliche Grenzziehung zum Tertiär mit 1,8 Millionen Jahren (AGUIRRE & PISANI, 1985) dazu geführt, die Definition des Quartärs zu diskutieren. Dabei zeigte es sich, dass es aus Gründen der globalen Klimaentwicklung und ihrer Auswirkungen auf den terrestrischen Raum gute Gründe gibt, den Zeitumfang des Quartärs auf die letzten 2,6 Mill. J. auszudehnen (PARTRIDGE, 1997). Diese Gedanken werden, auf neueren Erkenntnissen basierend, bis in jüngste Zeit diskutiert (GIBBARD et al., 2005).

Eine Grenzziehung dieser Art erlaubt es nun, die grobklastischen, in ihren Sedimentstrukturen aber eindeutig kaltzeitlich geprägten Ablagerungen um Hausruck und Kobernaußerwald, welche bis jetzt unscharf in den Abschnitt Pliozän bis Pleistozän eingestuft wurden, mit Sicherheit dem Quartär zuzuordnen (Abb. 1). Um diesen älteren Abschnitt des Quartärs (2,6 Mill. Jahre bis ~0,8 Mill. Jahre) deutlich zu machen und auf die noch nicht abgeschlossene Diskussion hinzuweisen, wurde in der Legende der Begriff Pliozän mit einem Fragezeichen versehen.

Ausgangslage

Nach der Sedimentation der Schwemmkegel der Kobernaußerwald-Formation und der Hausruck-Formation im Vorland der Alpen setzte wahrscheinlich um die Wende Miozän/Pliozän die Zerschneidung dieser Kiese ein. Die von dem zentralen, W–E ziehenden Rücken ausgehenden Gerinne bündelten sich zu größeren, wobei sich bald drei Hauptabflussrichtungen, nach NW zum Inn, nach NE zur Donau und nach S zu Ager und Traun, ausbildeten. Die Kiesdecke des Hausruck- und Kobernaußerwaldes wurde dabei in fiederförmige, lang gestreckte Riedeln nördlich und südlich des zentralen Rückens zerlegt. Sie trennen auf Blatt Ried

die Einzugsgebiete der Mettmacher Ache, der Waldzeller Ache, der Oberach und der Antiesen im Norden von denen des Ampflwanger Baches, des Redelbaches, der Redl und des Schwemmbaches im Süden. Die Umlagerungsprodukte wurden entlang dieser Gerinne wieder in Form von Terrassen abgelagert, deren Reste heute weite Bereiche des Schlierhügellandes bedecken.

Eine Kartierung dieser Kieskörper sowie deren Verwitterungsdecken war auf Grund der äußerst schlechten Aufschlussverhältnisse vielfach nur mittels einer Vielzahl von Hand- und Motorbohrungen sowie dem Einsatz geophysikalischer Methoden (JOCHUM & RUPP, 2007) möglich.

3.4.1. ?Plio- Pleistozän

Viele der Kiesvorkommen nördlich und südlich des Hausruck und Kobernauberwaldes haben gemeinsam, dass ihre Basisflächen einerseits tiefer liegen als die der obermiozänen Kiese, andererseits aber deutlich über dem Niveau der Älteren Deckenschotter abgelagert wurden. Sie wurden von G. GÖTZINGER (1935; 1936) dem jüngeren Pliozän (später: Plio- bis Altpleistozän) zugeordnet. H. GRAUL (1937) unterteilte diese Reste in 3 Aufschüttungsniveaus, wobei er innerhalb der einzelnen Niveaus unterschiedliche Sockelhöhen zusammenfasste.

- 1) Geiersberg-Aufschüttung (Geiersberg-Schotter).
- 2) Federnberg-Aufschüttung (Federnberg-Schotter).
- 3) Aichberg-Geinberg-Aufschüttung (Aichberg-Geinberg-Schotter).

Gemeinsam ist ihnen, dass die meist nur 2–10 m mächtigen, sandigen, schlecht sortierten Fein- bis Grobkiese mit oft schlecht ausgeprägter Schichtung starke Verfärbung durch Verwitterung (rostbraun – gelb) mit häufigen Fe/Mn-Ausfällungshorizonten aufweisen. Sie bestehen zu >90 % aus Quarz- und Quarzitzeröllen. Dazu kommen noch vereinzelt Kristallingerölle, die oft stark verwittert als Geschiebeleichen vorliegen. Karbonate oder Sandsteine fehlen fast gänzlich. Die Geschiebeanalysen zeigen eine Zunahme der Quarz- und Quarzitzerölle zu den tieferen (jüngeren) Niveaus, die auf eine Anreicherung durch Verwitterung und Transportauslese zurückzuführen ist. Durch diese oftmalige Umlagerung sind die Kiese der untersten Niveaus, speziell im Süden, auf reine Quarz- und Quarzitkiese reduziert.

Neben der petrographischen Zusammensetzung unterscheiden sich diese Kiese auch deutlich durch die Sedimentstrukturen von denen in ihrem Liefergebiet. Sind die sandreichen Kiese der Kobernauberwald-Formation und der Hausruck-Formation Ablagerungen ruhig fließender mäandrierender Flüsse mit zeitweise deutlicher Schichtung und weit aushaltenden Sandbänken, so zeigen die Kiesvorkommen der drei Aufschüttungsniveaus klare Sedimentstrukturen eines braided river, wie sie für die rasche Akkumulation kaltzeitlicher Bäche und Flüsse typisch ist. Dies würde auf eine Sedimentation der drei Niveaus im Zeitraum nach rund 2,6 Millionen Jahre vor Heute (Gelasium, ab der Isotopenstufe 104) hindeuten, als bereits die raschen Klimaschwankungen im 100.000-Jahresrhythmus mit Kiesakkumulation und Lössbildung die Landschaftsgestaltung beeinflussten (SHACKLETON 1997; SHACKLETON et al., 1995).

26 Geiersberg-Schotter (nördlich des Hausruck, älteres Niveau)

Die Geiersberg-Schotter sind nur mehr in kleinen, erosiven Resten von Taiskirchen bis Gurten anzutreffen (GRAUL, 1937). Auf Blatt Ried stehen sie rund um Geiersberg an (Unterkante zw. 550 m und 540 m SH.), wo sie nur mehr in verwachsenen, sporadisch geöffneten Kiesgruben zu finden sind. Im Raum Außerguggenberg (RUPP, 2003b) können in einer Kiesgrube noch rostbraune Kiese (Quarz-, Quarzitzerölle vorherrschend, Kristallingerölle nicht selten) mit mächtigeren Sandlagen eingesehen werden (BMN: 454320/344840), hier liegt ihre

Unterkante zwischen 510 m und 530 m SH. Ihre recht uneinheitliche Unterkante beweisen die Geiersberg-Schotter südwestlich von Ried (beim Gasthof zur Alm, Unterkante zwischen 560 m und 570 m SH.), wo inmitten der nördlichen Schotterkuppe, in einer verwachsenen Kiesgrube, der miozäne Untergrund (Mehrbach-Formation) freigelegt wurde. Eine weitere, kleine Kieskuppe, nordwestlich von Pramberg, wird auch den Geiersberg-Schottern zugeordnet (CORIC, 1998; Unterkante um 530 m SH.). Die Schotter dieses Niveaus werden im Gegensatz zu den jüngeren Schotterniveaus nie von mächtigeren Lehmdecken (>1 m) überlagert.

25 Federnberg-Schotter (nördlich des Hausruck, mittleres Niveau)

Die Federnberg-Schotter sind weiter und über größere Flächen verbreitet als die Geiersberg-Schotter. Sie ziehen von Andorf im Nordosten über Taiskirchen in den Raum Ried sowie im Raum Gurten bis Weilbach (GRAUL, 1937). Auf Blatt Ried ist das weitaus größte Verbreitungsgebiet dieses Kiesniveaus auf dem Federnberger Rücken zu finden. Dort sind sie auch noch z. B. in der Kiesgrube südlich von Weinberg (BMN: 341440/345620; Abb. 13) als rostig braune, schlecht bis nicht geschichtete, sandige Quarzkiese mit „Pechschotterlagen“ (durch Fe/Mn-Ausfällung schwärzlich verfärbte Kieslagen) und geringmächtigen Sandlinsen bis -lagen einzusehen. Der Geröllbestand wird stark von Quarz- und Quarzitzeröllen dominiert, untergeordnet finden sich Kristallingerölle, Kalkgerölle sind äußerst selten. Sie bedecken weiters noch kleinere Bereiche der Hochfläche bei Aschbrechting westlich von Geiersberg, den Höhenrücken des Wagnerberges und den Eichberg bei Gurten (RUPP, 2003a). Am Federnberger Rücken und der Aschbrechtinger Hochfläche sind sie teilweise von mächtigeren Lehmdecken überlagert. Neben diesen größeren, geschlossenen Vorkommen wurden noch einige isolierte Schotterkuppen (so z. B. nördlich und südwestlich von Ried, im Raum Eberschwang, südlich und südwestlich von Pramet und östlich von Mettmach) mit Vorbehalt in dieses Niveau eingestuft.



Abb. 13.
Federnberg-Schotter, Kiesgrube Weinberg.

24 Aichberg-Geinberg-Schotter (nördlich des Hausruck, jüngeres Niveau)

Die Aichberg-Geinberg-Schotter haben ihr Hauptverbreitungsgebiet zwischen Mauerkirchen und Geinberg und östlich von Ried (GRAUL, 1937). Auf Blatt Ried bauen sie große Teile der Hochfläche zwischen Geiersberg und Peterskirchen (Manhartsberger Deponie, BMN: 466100/342950), den Kraxenberger Höhenrücken, die Hochfläche östlich von Sachsenbuch (RUPP, 2003a) und den Höhenrücken zwischen Stanxroith und Scherwolling östlich von Mettmach auf. Lithologisch sind sie den Federnberg-Schottern sehr ähnlich, das Geröllspektrum ist noch stärker von Quarz- und Quarzitzeröllen dominiert. Auch sie werden oft von mächtigeren Lehmdecken überlagert. Geoelektrische Tiefensondierungen auf der Aschbrechtinger Hochfläche zeigen auch für die Aichberg-Geinberg-Schotter (wie für die Federnberg-Schotter) eine teilweise recht uneinheitliche Unterkante (NIESNER et al., 1993). Neben diesen großflächigen Vorkommen wird diesem Niveau noch eine Vielzahl von kleinen, isolierten Kiesvorkommen auf dem Nordteil des Kartenblattes zugeordnet.

23 Kiese des ?Plio-/Pleistozäns im Allgemeinen (südlich des Hausruck)

Südlich des Hausruck sind mehrere Niveaus von Kiesen des älteren Quartärs zu unterscheiden. Eine direkte Korrelation mit den Niveaus nördlich des Hausruck und Kobernauberwaldes ist jedoch auf Grund der geographischen Distanz und fehlender Verbindungen nicht sinnvoll. Die stratigraphische Einstufung dieser Kiese auf Blatt Ried wie auf Blatt Vöcklabruck in das Praegünz gründet sich vor allem auf deren tiefgründige Verwitterung und intensive, gelbliche bis rötlich-braune Verfärbung des gesamten Kieskörpers (KRENNMAYR, 1989).

Auf Blatt Ried finden sich diese ?plio-/pleistozänen Terrassenreste als isolierte Schotterkuppen entlang des Puchkirchener Höhenrückens zwischen Ampflwang und Timelkam (ROETZEL, 1985), nördlich von Arnberg und um Ragereck und Pollhammeredt (ROETZEL, 1986) sowie zwischen Märzigen und Niederriegl östlich von Frankenburg. Aber auch das Aufschotterungsniveau von Innerhörsteig und Arbing, das sich in kleinen Kiesflecken nach Wiederhals nordwestlich von Frankenburg bis nördlich von Oberedt zieht, scheint auf Grund der Höhenlage und der gelblich-braunen Verwitterungsfarben kein Deckenschotterniveau (Günz-Mindel) zu sein und wird hier (im Unterschied zu ABERER, 1958) zu diesen altquartären Kiesen gezählt.

22 Quarzreicher Kies (Prae-Günz)

Am südlichen Rand des Kartenblattes, unter den Sedimenten der Mindel-Endmoräne nördlich und östlich von Pfaffing, aber vor allem östlich von Vöcklamarkt, besonders im Raum Hehenberg, stehen quarzreiche Kiese, oft reich an schluffig-sandiger Matrix, rötlich bis bräunlich verfärbt, an. Der Anteil an Quarz- und Quarzitzeröllen ist besonders hoch (>90%), Kristallingerölle sind sehr selten und Gerölle aus dem Kalkalpin fehlen völlig. Sie werden im Raum Rutzenmoos östlich von Lenzing (ÖK 66, Gmunden) von den Älteren Deckenschottern überlagert (VAN HUSEN in EGGER, 2007) und sind daher älter als letztere (Praegünz). Diese Kiese stellen die wenigen Meter mächtigen Reste einer einst weit verbreiteten Schotterflur, gebildet aus umgelagertem Material der Kobernauberwald-Formation und der Hausruck-Formation, dar (SPERL, 1984b). Zu sehen sind sie u. a. noch in der großteils verwaschenen Schliergrube bei Gries (BMN, 462750/319990).

3.4.2. Die klassischen Eiszeiten

Glaziale Sedimente sind auf den Südrand des Kartenblattes beschränkt (SPERL, 1984b). Hier reichten die Gletscherzungen des Irrsee-Lobus des Traungletschers zur Mindel-Eiszeit im Westen, im Raum Bergham – Forstern, bis an

den Kobernauber Wald heran. Im östlichen Teil stieß der Attersee-Lobus über St. Georgen (St. Georgener Lobus) mit einer breiten Zunge weit nach Norden vor und formte ein weitgespanntes Zungenbecken (Danzenreith – Pfaffing – Bierbaum) aus (SPERL, 1984b). Am Nordrand des Zungenbeckens überfuhr die Gletscherzunge noch leicht die nach Süden abfallenden Ausläufer des Kobernauberwaldes und bedeckte die Sedimente der Vöckla-Formation und der Atzbach-Formation mit Moränenablagerungen.

Durch diesen Gletschervorstoß wurde die W–E-verlaufende Rinne der Vöckla am Nordrand der Flyschzone (FLÖGL, 1970), in die der westliche Redlbach einmündete, verlegt und der Lauf der Vöckla wahrscheinlich über ein Gletschertor nach Norden umgelenkt, wo sie sich mit dem östlichen Redlbach vereinigte. Durch die Erosion ist dann das steilwandige Kastental südlich Redl und später die steile südliche Flanke des Vöcklatales bis Timelkam geformt worden (RUPP & VAN HUSEN, 2007).

Dominierten bis dahin die quarz- und quarzitreichen Kiese die Fracht der Bäche so brachten die weit ausgreifenden Gletscherzungen der Mindeleiszeit plötzlich Flysch- und Kalkgeschiebe in das Entwässerungsnetz der Vöckla ein. So überlagern Vorstoßschotter und teilweise auch Moränen des Mindels die quarzreichen Kiese, die dabei auch aufgearbeitet werden und neben den durchwegs groben, schlecht gerundeten Flysch- und Kalkgeröllen (Blöcke bis $\sim 0,5\text{m}^3$) im Liegenden häufig auftreten (SPERL, 1984b).

Weiter nördlich in den Tälern entwickelten sich parallel dazu in den Eiszeiten durch die jeweils starke Klimaverschlechterung eigene Terrassenkörper (VAN HUSEN, 2000), die teilweise noch erhalten sind. Südlich des Hausruck- und Kobernauberwaldes wurden diese Terrassenreste in ihrer Höhenlage mit den bekannten, östlich (Raum Vöcklabruck) und südlich (Raum Danzenreith; SPERL, 1984b) gelegenen Vorkommen parallelisiert, am Nordteil des Kartenblattes wurden sie über ihre Verbindung mit der Terrassenlandschaft entlang des Inns den einzelnen Eiszeiten zugeordnet.

3.4.2.1. Günz

21 Ältere Deckenschotter (Günz)

Die Älteren Deckenschotter sind auf dem Südteil des Blattes Ried nur durch zwei kleinere Vorkommen bei Frankenburg und einem bei Unteredt, welche in ihrer Höhenlage zwischen altquartären Kiesen und denen der Jüngeren Deckenschotter liegen, vertreten. Weiter verbreitet sind sie nördlich des Hausruck- und Kobernauberwaldes. Da ziehen sie von Geinberg in das Gurtenbachtal und das Tal der Waldzeller Ache und bedecken größere Flächen südlich von Gurten (Holzering) und den Rücken zwischen Maierhof, Steinberg und Katzenberg (RUPP, 2003a). Ältere Deckenschotter ziehen auch in das Schaubachtal bis nach Schildorn, im Antiesental sind sie von Emprechting über Hof bis nach Eberschwang vor allem an den Osthängen anzutreffen (RUPP, 2003b). Nur die größeren Vorkommen am Nordwest-Teil des Kartenblattes sind von mächtigeren Lößlehmdecken überlagert. Die alten Kiesgruben in diesem Niveau (z. B.: nordwestlich von Käfermühl) sind verfallen und verwachsen, vereinzelt konnte aber noch festgestellt werden, dass es sich um Quarz- und Quarzitschotter mit wechselnden Anteilen von Kristallingeröllen und ganz wenigen Kalkgeröllen handelt, die als frisch umgelagerte Gerölle aus dem Hausruck- und Kobernauberwald zu beziehen sind.

3.4.2.2. Mindel

20 Vorstoßschotter (Mindel)

Am Südrand des Kartenblattes, zwischen Forstern und Vöcklamarkt, sind unter den Mindel-End- und Grundmoränen immer wieder die Sedimente der Mindel-Vorstoßschotter anzutreffen (z. B.: alte Kiesgrube westlich von Danzenreith;

SPEL, 1984a). Die häufig konglomerierten, relativ gut sortierten und schluffarmen Kiese der Mindel-Vorstößschotter führen viele schlecht gerundete Flyschgerölle, etwas weniger (aber besser gerundete) Kalkgerölle und selten gut gerundete Quarz- Kristallingerölle. Letztere erlauben eine Abgrenzung zu den hangenden Moränen, während die Flysch- und Kalkgerölle eine Unterscheidung von den älteren Ablagerungen erlauben (SPEL, 1984b).

19 Grundmoräne (Mindel)

Am Südrand des Kartenblattes bauen die Mindel-Grundmoränen im Rücken (südlich) der Mindel-Endmoränen die Landschaft auf (Raum Forstern und Bergsham, nördlich von Danzenreith und nördlich und östlich von Vöcklamarkt). Es sind stark schluffig-sandige, ungeschichtete und nicht sortierte Sedimente mit Flysch- und Kalkgeröllen unterschiedlichster Größe, die oft Kritzungen aufweisen. In einer alten Kiesgrube östlich von Röth (BMN, 457950/317990) sowie im Graben bei Landberg (460690/318800) und hinter einer Garage nördlich von Vöcklamarkt (461545/319485) können diese Sedimente noch gut eingesehen werden, in der Regel zeugen aber nur noch feuchte Wiesen von den hoch verdichteten, wasserstauenden Mindel-Grundmoränen (SPEL, 1984b).

18 Endmoräne (Mindel), mit Wallform

Die bis zu 15 m mächtigen Mindel-Endmoränen stechen von Forstern im Westen bis nach Bierbaum im Osten markant aus der Landschaft hervor. Sie weisen einen geringeren Feinanteil (Schluff, Sand) als die Grundmoräne auf und lassen manchmal eine beginnende Schichtung erkennen. Verglichen mit den anderen glazialen Sedimenten des Mindel führen sie mehr schlecht gerundete und z. T. sehr große Gerölle (Kalke, Dolomite, Mergelstein, Sandstein; RUPP & VAN HUSEN, 2007). Die Sedimente der Mindel-Endmoräne sind in einigen alten Gruben einzusehen, so auch in der Grube südlich von Redl (BMN 462240/320650).

17 Jüngere Deckenschotter (Mindel)

Die aus dem glazialen Bereich geschütteten, den Mindel-Endmoränen vorgelagerten und häufig konglomerierten Jüngeren Deckenschotter nordöstlich von Haidach, um Fischham, nordöstlich von Unterheikerding und nördlich von Kobberg weisen hauptsächlich mäßig bis gut gerundete Gerölle aus dem Kalkalpin und dem Flysch auf. Sie stellen Bereiche des den Moränen vorgelagerten Sanders im Übergang zur Terrasse dar, der sein Material aus den Endmoränen bezieht.

Dem gegenüber bestehen die aus dem Hausruck und Kobernauberwald geschütteten Jüngeren Deckenschotter aus mehrfach umgelagertem Material der Hausruckviertel-Gruppe (wechselnd sandige Quarz- und Quarzitschotter mit geringeren Anteilen von Kristallingeröllen und kaum frischen Kalkgeröllen). Südlich des Hausruck sind sie im Raum Frankenburg und nördlich von Puchkirchen anzutreffen, wo sie in ihrer Höhenlage mit den weiter östlich liegenden Vorkommen westlich von Ungenach (KRENMAYR & SCHNABEL, 2007) korreliert wurden. Einzig das Vorkommen bei Saxigen weist einen deutlichen Anteil an mäßig gerundeten Kalk- und Flyschgeröllen auf, die während des Rückstaus der Redl aus den südlich liegenden Endmoränen bezogen werden können.

Auf dem nördlichen Kartenblatt sind Jüngere Deckenschotter entlang des Tales der Waldzeller Ache bis Magetsham und entlang des Neundlinger Baches bis Großweifendorf zu finden. Südlich von Ried ziehen sie entlang des Oberacher Tals bis nach Ecklham (RUPP, 1996). Ebenso sind sie im Antiesental von Aurolzminster bis Hohenzell anzutreffen (CORIC, 1998). Sie sind wie die Älteren Deckenschotter oft von mächtigeren Lehmdecken überlagert. Eine der wenigen, noch in Betrieb befindlichen Gruben in diesem Niveau ist die Kiesgrube W Kirchheim im Innkreis (BMN, 450235/340960).

3.4.2.3. Riß

16: Endmoräne des Maximalstandes (Riß), mit Wallform

Am südöstlichen Blattrand, im Raum Bierbaum, wurde während der Riß-Eiszeit die nur wenige Meter mächtige Endmoräne des Riß-Maximalstandes, meist auf einer Hochterrasse, abgelagert (SPERL, 1984a). Südlich von Koberg (BMN, 468150/317790) finden sich in einer verwachsenen Kiesgrube bis zu 40 cm große, zumeist schlecht gerundete Blöcke aus Kalkalpin- und Flyschmaterial, sehr selten treten auch kleinere, gut bis sehr gut gerundete Quarz- bzw. Kristallingerölle auf. In Baugruben in der näheren Umgebung wurden in diesem Endmoränenmaterial auch gekritzte Geschiebe entdeckt (SPERL, 1984b).

15 Hochterrasse (südlich der Vöckla zum Teil mit Moränenmaterial des Maximalstandes bedeckt; Riß)

Die Hochterrasse von Unterheikerding, auf der die oben erwähnte Endmoräne des Maximalstandes liegt, besteht aus mäßig bis gut gerundeten Kalkalpin- und Flyschgeröllen sowie aus, aus dem Untergrund (Quarzreicher Kies) stammenden, gut gerundeten Quarz- Kristallingeröllen. Sie weist südlich der Endmoräne des Maximalstandes eine gering mächtige Bedeckung durch grundmoränenähnliches Material auf (SPERL, 1984a).

Im Gegensatz dazu sind die Hochterrassen nördlich des Hausruck und Kobernauberwaldes wiederum Quarz- und Quarzitschotter mit wenig Kristallin- und fast keinen Kalkgeröllen. Häufig weisen die Kiese viel Feinanteil (Schluff, Sand) auf. Sie sind vor allem entlang des Gurtenbaches (RUPP, 2003a), der Waldzeller Ache, der Mettmacher Ache und im Raum Ried ausgebildet (CORIC, 2001). Diese Sedimente wurden hauptsächlich morphologisch sowie durch Hand- und Motorbohrungen erfasst, brauchbare Aufschlüsse in den Sedimenten der Hochterrasse auf Blatt Ried sind sehr selten und zumeist von temporärer Natur (RUPP, 2003a).

3.4.2.4. Würm

14 Niederterrasse (Würm)

Die meisten größeren Bäche und Flüsse (Mettmacher Ache, Waldzeller Ache, Antiesen, Oberach, Redl, Redlbach, Ampflwanger Bach, Vöckla) fließen im Arbeitsgebiet mehr oder weniger auf dem Niveau der Niederterrasse, erst außerhalb des Kartenblattes schneiden sie sich, ausgehend von den großen Flüssen wie Inn und Ager, in rückschneidender Erosion in die Niederterrasse ein und bilden auskartierbare, holozäne Talsohlen. Auf Blatt Ried sind (nach Beobachtungen im Gelände und der Auswertung einer Vielzahl von Schussbohrungen) die obersten Meter der heutigen Talfüllung (über der eigentlichen Niederterrasse) oft besonders feinkörnig ausgebildet. Sie werden als rezente Überflutungssedimente gedeutet und den Alluvionen (s. u.) zugerechnet.

Einzig im Vöcklatal scheinen keine mächtigeren Alluvionen zur Ablageung gekommen zu sein, wie in alten Kiesgruben im Niveau der Niederterrasse festgestellt werden konnte. Da die Vöckla nicht aus einem Zungenbecken eines nach dem Ende des Würm abschmelzenden Gletschers gespeist wurde (wie z. B. die Ager vom Zungenbecken des heutigen Attersees), scheint sie im anbrechenden Holozän eine vergleichsweise geringe Wasserschüttung aufgewiesen und nur wenig Alluvionenmaterial abgelagert zu haben.

Da eine Differenzierung von würmzeitlichen Terrassen und den darüber liegenden holozänen Sedimenten auf Blatt Ried nur in Einzelfällen (Aufschlüsse, Bohrungen) getroffen werden kann, aber keinesfalls über größere Flächen möglich ist, konnte im Vöcklatal die Niederterrasse nur schematisch von den Alluvionen abgegrenzt werden.

13 Löß, Lößlehm, mehr als 2 m Lössbedeckung über Kiesterrassen unterschiedlichsten Alters

Bedeckungen von Löß oder Lößlehm (s.u.) >2m auf Kiesterrassen unterschiedlichsten Alters wurden in der Karte eingetragen, geringere Bedeckung ignoriert.

12 Löß, Lößlehm aus verschiedenen Eiszeiten

Die vielerorts über Terrassenkiesen aus dem ?Plio-Pleistozän angetroffenen, schluffigen Deckschichten werden auf primär äolisch transportierte Löss zurückgeführt, welche nachträglich oft verschwemmt (Schwemmlöss) und umgelagert wurden und in Folge verwitterten. Feine sandige Lagen und Linsen wie einzelne Gerölle waren verhältnismäßig häufig zu beobachten. Typische, kalkreiche und fossilführende Löss konnten im Arbeitsgebiet nicht nachgewiesen werden, sind aber auf Grund der schlechten Aufschlussverhältnisse auch nicht auszuschließen.

Diese kalkfreien tonigen Schluffe werden noch heute in der Ziegelgrube Neundling abgebaut (WIMMER-FREY, 2007).

3.4.3. ?Plio-Pleistozän bis Holozän

11 Umlagerungslehme über Kiesterrassen

Umlagerungslehme (s.u.) mit Mächtigkeiten >2m, die Terrassen überlagern und verschleiern, wurden gesondert in die Karte eingetragen, um die darunter liegenden Terrassen hervorzuheben.

10 Umlagerungslehm, stark kiesführend

Die Zusammensetzung der Umlagerungslehme (s.u.) ist sehr heterogen und abhängig vom jeweiligen Liefergebiet. Eine Unterscheidung von stark kiesführenden Umlagerungslehmen und schwach bis nicht kiesführenden Umlagerungslehmen (9) hat sich als praktikabel erwiesen.

9 Umlagerungslehm

Durch wiederholtes Auftauen und Gefrieren sowie durch ständige Durchnäsung verwittern die an der Oberfläche anstehenden, schwach bis nicht verfestigten Sedimente des Neogens und neigen schon bei geringen Hangneigungen zur Ausbildung von Fließerden, Bodenkriechen etc. Vor allem die eiszeitliche Gelifluktion (Abfließen von wassergesättigtem Bodenmaterial über Permafrost) im Periglazial mobilisierte große Schutt- und Erdmassen. Auch im Holozän kann die Bildung von solifluidal verlagerten Erdmassen auf wasserstauenden Gesteinen wie Kohle oder Schlier nicht ausgeschlossen werden. Besonders die in der Ampflwang-Formation immer wieder beobachteten Buckelwiesen (s.u.) sind ein bis heute aktives Phänomen und führen bei weiterer Umlagerung zur Bildung strukturloser Umlagerungslehme. Im Allgemeinen aber wird die Bildung holozäner Umlagerungslehme auf Grund des gemäßigteren Klimas von geringerer Bedeutung gewesen sein. In den letzten Jahrhunderten ist es daneben zu stärkeren Umlagerungen der obersten Erdschichten durch menschlichen Einfluss (Ackerbau etc.) gekommen, deren Produkte kaum von den natürlichen Umlagerungen unterschieden und ebenfalls nur als Umlagerungslehme angesprochen werden können.

Wie eine Vielzahl von Hand- und Motorbohrungen belegen, werden weite Flächen des Kartenblattes Ried von bis zu 10 m mächtigen Umlagerungslehmen bedeckt, Lehmdecken <2m wurden nicht in die Geologische Karte einbezogen.

8 Zerrspalte

Im Unterschied zu den Abrisskanten (s. u.) deuten Zerrspalten auf ein Zerreißen großer, im Verband befindlicher Gesteinskörper hin. Vereinzelt wurden sie, bis über 1 m breit, am Kamm des Hausruck beobachtet. Einzelne Wurzelstöcke von noch nicht abgestorbenen Fichten, deren Wurzeln noch mit beiden Abrisskanten einer Zerrspalte Verbindung hatten (SO Gölblberg), schränken das Alter dieser Phänomene auf wenige Jahrzehnte ein.

7 Abrisskante

Entsteht durch das Abreißen und Abgleiten von überschaubar großen Blöcken und Schollen aus dem Gesteinsverband (siehe 6: Im Verband abgerutschte Schotter der Hausruck- bzw. Kobernauberwald-Formation).

6 Im Verband abgerutschte Hausruck- bzw. Kobernauberwald-Formation

Die häufig konglomerierten Kiese der Hausruck- und Kobernauberwald-Formation tendieren, auf den wasserstauenden Tonen der Ampflwang-Formation liegend, besonders am Rand des Kieskörpers zum blockweisen Abgleiten. Diese abgeglittenen Schollen liegen mit ihrer Unterkante deutlich tiefer als die anstehende Formation und bilden in der Landschaft eindrucksvolle Stufen mit bis zu 500 m langen Abrißkanten (ROETZEL, 1987). Weite Bereiche der Hausruck-Formation rund um den Hofberg und den Gölblberg, am Südhang des Hausruck, werden von diesen abgerutschten Kieskörpern gesäumt.

Kleine, in der Karte nicht darstellbare Vorkommen wurden mit einem einfachen, braun gefüllten Dreieck gekennzeichnet.

5 Kriechhang, Buckelwiesen etc.

Besonders die Tone der Ampflwang-Formation gleiten oberflächlich, bei guter Durchnässung, häufig in Form kleiner Schollen oder Rutschmassen hangabwärts und formen so genannte Buckelwiesen. Gebiete im Hausruck und Kobernauberwald, die durch dieses Phänomen besonders geprägt wurden, sind durch die entsprechende Übersignatur ausgewiesen.

3.4.4. Holozän

4 Schwemmfächer

Im Einmündungsbereich vieler Bachläufe in weite Verebnungen (z.B.: Talauen) konnte die Geröllfracht des Baches nicht abgeführt werden und bildet kegelförmige Ablagerungen.

3 Moor, Anmoor

Anmoore (Stauwasser Böden mit einem hohen Anteil unzersetzter organischer Masse) als auch echte Moore (von Torfmoosen aufgebaut) sind auf Blatt Ried vor allem in den Talauen (Redlbach) anzutreffen.

2 Talaue

Die rezenten Talböden (Talaue) sind die jüngsten, postglazialen Ablagerungen der Flüsse und Bäche. Sie beinhalten Rinnen- und Überflutungssedimente. Ihre Sedimentfracht ist abhängig vom Liefergebiet und dementsprechend heterogen. Auf Blatt Ried verläuft der rezente Talboden der größeren Flüsse (Antiesen, Oberach, Redlbach, Vöckla, Waldzeller Ache) weitgehend im Niveau der würmzeitlichen Niederterrasse, er überlagert diese mit seinen mehrere Meter mächtigen, häufig schluffig-sandigen Sedimenten. Erst außerhalb des Kartenblattes schneiden sich die Flüsse in rückschneidender Erosion in die Niederterrasse ein,

so z. B. die Vöckla knapp vor ihrer Einmündung in die Ager (RUPP & VAN HUSEN, 2007). Scheint die Vöckla nach dem Ende des Würm nur mehr wenig Sediment aus dem ehemals periglazialen Raum geschüttet zu haben (s. o.), sind die Gerinne aus dem Hausruck und Kobernaußerwald offenbar in der Lage, auf Grund ihrer relativ hohen Reliefenergie die weichen und leicht verwitterbaren, zum Teil feinkörnigen Molassesedimente stark zu erodieren und mächtigere Sedimentpakete auf der Niederterrasse abzulagern.

Dass solche mächtigeren, holozänen Ablagerungen direkt auf der Niederterrasse keine Seltenheit sind, beweisen subfossile (holozäne) Eichenstämme, die bei Wartberg im oberösterreichischen Kremstal unter mehreren Metern holozäner Sedimente, die ihrerseits noch nicht eingeschnitten auf der Niederterrasse liegen, gefunden wurden (KOHL, 2000).

1 Halde, anthropogene Aufschüttung

Diese Signatur weist sowohl die durch den Kohleabbau des 19. und 20. Jahrhunderts entstandenen Kohlehalden im Bereich der alten Stollen als auch die großflächigen Verebnungen und Aufschüttungen im Bereich großer Gruben, stillgelegter Tagbauten und Tourismuseinrichtungen (z. B.: Raum Ampflwang) aus.

4. Geologischer Bau

(Christian RUPP, mit einem Beitrag von Ludwig WAGNER)

4.1. Die oberösterreichische Molassezone

Die Molassezone ist ein asymmetrisches Vorlandbecken zwischen dem Kristallin der Böhmisches Masse im Norden und den Alpen im Süden, entstanden durch die nordgerichtete Aufschiebung der Alpen auf die Europäische Platte. Während der Pyrenäischen Phase im Obereozän wurde die Überschiebung der Flyschzone und des Helvetikums durch den alpinen Deckenstapel eingeleitet und nördlich davon die Restgeosynklinale des Molassetroges angelegt (TOLLMANN, 1986). Ihre Entstehung wird bereits im Obereozän durch turbiditische, von Süden nach Norden geschüttete Sedimente (Katzenloch-Schichten; HAGN, 1978) angekündigt. Aufgebaut wird sie vor allem aus Sedimenten des Oligozäns und Miozäns (s. u.). Tektonisch können die Sedimente der Molassezone in eine autochthone (Bildungsraum ist heutige Position), allochthone (Bildungsraum ist nicht heutige Position) und parautochthone Molasse (autochthone Gesteine mit ihrem Untergrund verlagert) unterteilt werden (STEININGER et al., 1986). Das Blatt Ried hat mit Ausnahme eines kleinen, nur in Bohrungen dokumentierten, distalen Teils der Schuppenmolasse (siehe Tafel 2) nur Anteil an der Autochthonen Molasse.

4.2. Der Untergrund des Molassebeckens

(Abb. 14)

Über den kristallinen Gesteinen (variszisches Kristallin des praealpidischen Südrandes von Europa; KRENMAYR & SCHNABEL, 2006), dem ältesten Stockwerk des Molasseuntergrundes, sind neben wenigen, vermutlich paläozoischen Resten vor allem die Sedimente des autochthonen Mesozoikums (Jura, Kreide) anzutreffen.

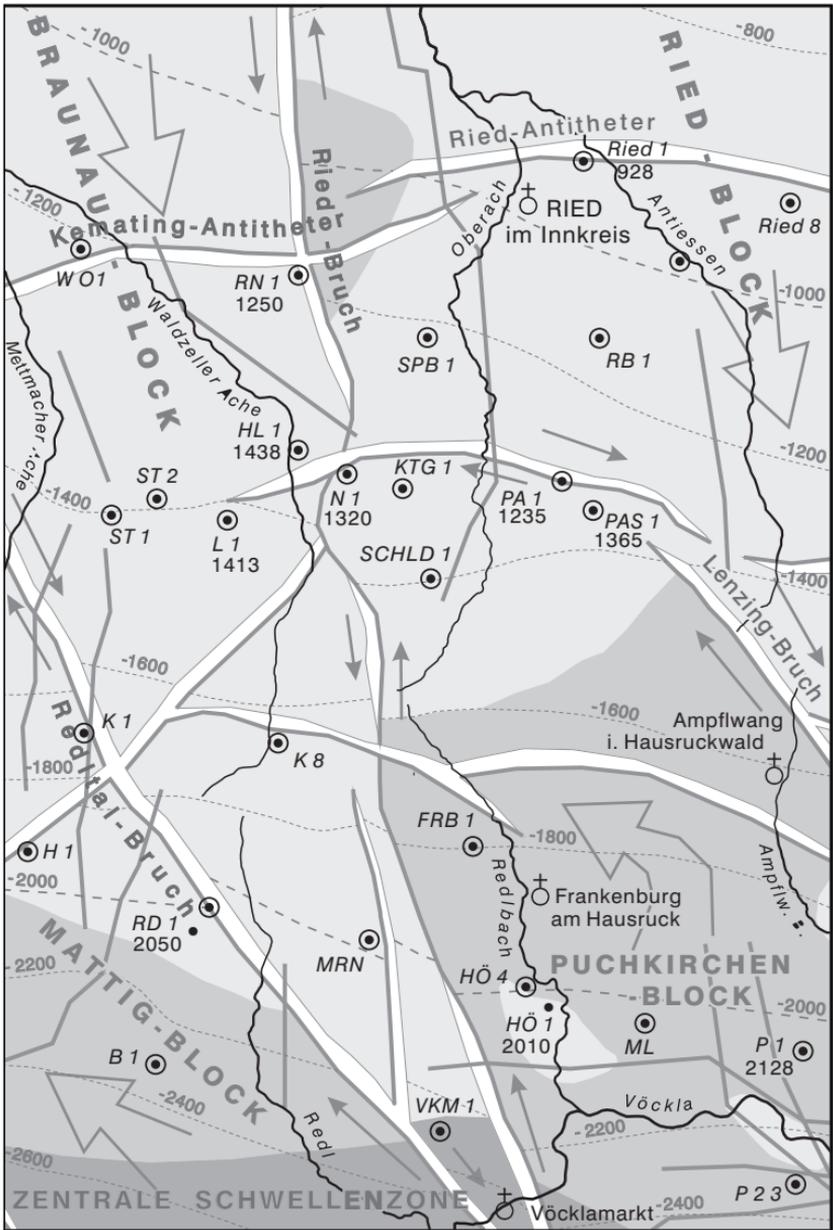
Im Jura beginnt die Schichtfolge mit limnisch-fluviatilen bis flach marinen Sedimenten (Sande, Tone, Kohle) der Grestener Gruppe aus dem mittleren Dogger.

Abb. 14.

Der Untergrund der Molasse auf Blatt Ried. Tektonik, Bruch- und Blockstrukturen.

Autor: L. WAGNER, verändert nach KRÖLL et al. (2006a).

KM = Kristallin; J = Jura; K = Kreide.



	Oberkreide		
	Jura, Malm und Dogger i. Allg.		ML Ausgewählte Tiefbohrung der RAG
	Kristallin der Böhmisches Masse	Ried 1 928	Tiefbohrung, bei -928m AN Molassebasis erreicht
	Verwerfung		Blattverschiebung
	Blockverschiebung		

Darüber wurden im oberen Dogger die Hornstein führenden Kalke der Höflein-Formation abgelagert. Im oberen Jura verflachte das Jura-Meer und es kam zur Bildung von Riff-Kalken und den lagunären Dolomiten und Kalken der Purbeck-Formation.

In der Unterkreide wurden die jurassischen Sedimente weiträumig erodiert und verkarstet. In diese zerklüftete Oberfläche der Jura-Gesteine eingeschwemmt, blieben die ältesten Gesteine der Oberkreide, die fluviatile, grobsandige Schutzfels-Formation (Cenoman), erhalten. In der Folge stieß noch im Cenoman die marine Oberkreide mit Tonmergeln oder Glaukonitsandsteinen (Regensburg-Formation) nach Norden vor. Im Zeitabschnitt Turon–Campan kamen vor allem Tonmergel und Sandsteine tieferer Meeresbereiche, zum Teil mit einer reichen Mikrofauna (Globotruncanen-Mergel, -Sandsteine) zur Ablagerung.

Im Paläogen zog sich das Tethysmeer nach Süden zurück und weite Bereiche des ehemaligen Kreidemeeres wurden tiefgründig erodiert. Entlang eines Streifens zwischen Hochburg und Aurach wurden die Sedimente von Kreide und Jura bis auf das Kristallin abgetragen. Dieser Zentralschwelle genannte, schmale Streifen von freigelegtem Kristallin bildet nun die Molassebasis am Südrand des Kartenblattes Ried (WAGNER, 1998; KRÖLL et al., 2006 a).

4.3. Die Molasse

(Abb. 15)

Nach der langen Erosionsphase im älteren Paläogen stieß das Meer im Ober-eozän aus dem Bereich der Tethys wieder nach Norden vor. Während südlich der Zentralschwelle Nummulitensandstein, Discocyclinenmergel etc. in die Sedimente des tiefen Beckens (Globigerinen-Mergel) überleiten, wurden nördlich der Zentralschwelle küstennahe Lagunensedimente (Cerithien-Schichten, Sandsteinstufe, Lithothamnienkalk) abgelagert (WAGNER, 1998; RASSER et al., 1999). Die tektonische Entwicklung (Pyrenäische Phase), aber auch der klimatische Wandel an der Wende Eozän/Oligozän (deutliche Abkühlung der Oberflächenwässer der Ozeane, polare Vereisung; ZACHOS et al., 2001) veränderten die paläogeographische und paläoökologische Situation grundlegend.

Im Unteroligozän (Kiscellium) begann die eigentliche Entwicklung der Molasse als ein marines Becken mit der eigenständigen Faunen- und Florenentwicklung der Paratethys (DOHMANN, 1991). Nördlich der Alpenfront war in relativ kurzer Zeit ein tiefes, teilweise isoliertes Becken mit kaltem (borealem) Tiefenwasser und warmen (mediterranen) Oberflächenwasser, entstanden. In diesem Becken mit gut stratifizierten Wassermassen bildeten sich bei zunehmend anoxischem Tiefenwasser die Sedimente der Schöneck-Formation („Latdorf-Fischschiefer“), einem der wichtigsten Erdöl-Muttergesteine der oberösterreichischen Molassezone. Weiter fortschreitende Isolation des Beckens und eine verringerte Salinität des Oberflächenwassers durch verstärkten Süßwassereintrag verursachten Blüten von euryhalinen Nannoplankton-Arten, deren Skelette die Dynow-Formation („Heller Mergelkalk“) zum großen Teil aufbauen (SCHULZ et al., 2004). Die nachfolgende zyklische Verringerung der Süßwasserzufuhr und anschließende Normalisierung des Salzgehaltes des Oberflächenwassers (SCHULZ, 2003) sowie ein zunehmender Sedimenteintrag führten im oberen Kiscellium zur Bildung der Egerding-Formation („Bändermergel“). Nach der vollkommenen Normalisierung der Verhältnisse, im Zeitraum oberstes Kiscelliums bis Egerium, kam es zur Bildung mehrerer pelitischer Formationen, der Zupfing-Formation („Rupel-Tonmergel“ p.p., „Älterer Schlier“ p.p., „Puchkirchener Serie“ p.p.), der Eferding-Formation („Rupel-Tonmergel“ p.p., „Älterer Schlier“ p.p., „Puchkirchener Serie“ p.p.) und der Ebelsberg-Formation („Rupel-Tonmergel“ p.p., „Älterer Schlier“ p.p., „Puchkirchener Serie“ p.p.). Während im nördlichen Teil des Beckens im Egerium die feinklastische Sedimentation vorherrschte, entwickelte sich zur selben

M I O Z Ä N	PANNONIUM	Hausruckviertel-Gruppe	
	KARPAT. BIS SARMAT.	Munderfing Schotter Trimmelkammer Schichten	
	OTTNANGIUM	Oncophoraschichten	Innviertel-Gruppe
	EGGENBURGIUM	Lukasedt-Formation Lindach-Formation	Vorchdorf-Formation Hall-Formation
	EGERIUM	Obere Puchkirchen-Formation Untere Puchkirchen-Formation	Eferding-Formation Ebeisberg-Formation Linz-Melk-Formation Pielach-Formation
	OLIGOZÄN	KISCELLIUM	Zupfing-Formation Eggerding-Formation Dynow-Formation Schöneck-Formation

Abb. 15. Stratigraphische Tabelle mit den wichtigsten Formationen der oberösterreichischen Molassezone.

Zeit im Süden, nördlich an die aktive Front des Alpenköpers und der Allochthonen Molasse anschließend und ungefähr bis zur Linie Steyr – Burghausen nach Norden ausgreifend, die Puchkirchen-Formation („Puchkirchener Serie“; WAGNER, 1998). Sie wurde von Rutschmassen, Schuttströmen, Turbititen, Contouriten etc. gebildet, die vor allem vom aktiven Schelf der Alpenfront in das über tausend Meter tiefe Becken geschüttet wurden. Im tiefen Becken wurde in den letzten Jahren ein Tiefwasserkanal rekonstruiert, der, entlang der Beckenachse mäandrierend, die überschüssigen Sedimentmassen aus dem bayerischen Molassebecken ebenso wie die vom Schelf der Alpenfront aufnahm, über das Becken

verteilte und nach Osten abtransportierte (HUBBARD et al., 2005; DE RUIG & HUBBARD, 2006). Die Bildung der Sedimente der Puchkirchen-Formation hielt bis in das unterste Eggenburgium an (RÖGL & RUPP, 1996).

Am nördlichen Molasserand, auf dem Kristallin der Böhmisches Masse, wurden die limnisch-fluviatilen Schluffe und Tone der Pielach-Formation („Pielacher Teigel“; mittleres Kiscellium bis unteres Egerium) sowie die randlich marinen Sande der Linz-Melk-Formation („Linzer Sande“, „Melker Sande“; oberes Kiscellium bis Egerium) gebildet.

Im Eggenburgium kam im oberösterreichischen Raum die Nordaufschiebung des Alpenkörpers zum Stillstand. Trotz eines Meeresspiegelanstiegs und einer damit verbundenen Transgression, die an der Wende Eggenburgium/Ottnangium das bayerisch-oberösterreichische Molassebecken über einen schmalen Meeresarm mit dem Rhone-Becken verband (BIEG, 2005), wurde ab diesem Zeitpunkt das oberösterreichische Molassebecken langsam aufgefüllt und verflachte allmählich. Die turbiditische Sedimentation nahm merklich ab, wenn auch die Lindach-Formation aus dem unteren Eggenburgium noch deutlich turbiditisch entwickelt ist. Während die Sedimentzufuhr aus dem sich stabilisierenden südlichen Schelf und aus Bayern (Paläo-Inn) abnahm, wurde über die auf den Raum nördlich Salzburg beschränkte Lukasedt-Formation, von ROETZEL et al. (1991a) als distale Ablagerungen eines Fan-Deltas beschrieben, verstärkt Sediment in das Molassebecken eingeschüttet (HINSCH, 2008). Die siltig-feinsandigen Tonmergel mit Sand(stein)lagen der Hall-Formation („Haller Schlier“) sind die charakteristischsten Sedimente des Eggenburgiums der oberösterreichischen Molassezone. Auffällig ist ihre nördliche Verbreitungsgrenze entlang der Linie Oberndorf – St. Martin – Griefßkirchen – Enns (BRAUMÜLLER, 1961). Die Sedimente des Eggenburgiums nördlich dieser Linie wurden im Ottnangium erodiert, umgelagerte Fossilien aus dieser Stufe in der Plesching-Formation von Plesching und Prambachkirchen („Phosphoritsande“) zeugen noch von ehemals vorhandenen Sedimenten des Eggenburgiums auf dem Kristallin der Böhmisches Masse (STEININGER, 1969).

Im Ottnangium, vielleicht schon im obersten Eggenburgium (ABERER, 1958), entwickelten sich über der Lukasedt-Formation die Kiese, Sande und Pelite der Wachtberg-Formation („Sand-Schotter-Gruppe“). Dieses nun deutlich ausgebildete, proximale Fan-Delta der „Ur-Salzach“ schüttete seine Sedimente in das bereits ziemlich flache Becken des Ottnang-Meeres und Gezeitenströmungen verteilten diese im Becken. Die Umstellung von vorwiegend turbiditisch-contouritischen zu tidalen Beckensedimenten, vermutlich in der Hall-Formation bereits begonnen, war im Ottnangium, begünstigt durch die Meeresverbindung zum Rhone-Becken (s. o.) vollendet. Im Zuge der Ablagerung der Formationen der Innviertel-Gruppe (siehe Kapitel 3) verflachte das Ottnang-See immer mehr. Im oberen Ottnangium zerfiel die Paratethys in mehrere Teilbecken, welche schnell verbrackten (Bildung der Oncophoraschichten) und in Folge aussüßten (PAPP et al., 1973). Ab diesem Zeitpunkt kam es in der oberösterreichischen Molassezone zu keinen weiteren marinen Ingressionen und es entstanden die limnisch-fluviatilen Formationen der Oberen Süßwassermolasse (z. B.: Hausruckviertel-Gruppe) sowie die glazialen und postglazialen Ablagerungen des ?Plio-Pleistozäns und des Holozäns (PILLER et al., 2004; siehe auch Kapitel 3).

5. Zur biostratigraphischen Abgrenzung des marinen Ottnangiums

(Christian RUPP)

Mehrere Fossilgruppen finden Verwendung, um das marine Ottnangium von dem unterliegenden Eggenburgium abzugrenzen:

Foraminiferen mit stratigraphischem Leitwert für das Ottnangium sind *Amphicoelina ottnangensis* (TOULA), *Bolivina matejkai* (CICHA & ZAPLETALOVA) und *Bolivina scitula* HOFMANN (CICHA et al., 1998; WENGER, 1987).

Ostrakoden mit Leitfossilcharakter für das Ottnangium haben *Cytheridea ottnangensis* (TOULA) und *Carinivalva neuhofensis* (WITT) (ZORN, 1995).

Unter den aus dem Ottnangium beschriebenen Mollusken erscheint ein großer Teil auf diese Stufe beschränkt zu sein (RUPP & VAN HUSEN, 2007). In neuerer Zeit wurden Mollusken (*Nassarius janseni* HARZHAUSER & KOWALKE = *Hinia subquadrangularis* (non MICHELOTTI) und *Nassarius pauli* (HOERNES)) aus der Lukasedt-Formation („Geröllmergel“) von Lukasedt bei Oberndorf (TRAUB, 1948), die von ROETZEL et al. (1991a) zur Hall-Gruppe (Eggenburgium) gerechnet wurden, bestimmt. Alle anderen Faunenelemente als umgelagert interpretierend, wurde einzig auf Grund der beiden *Nassarius*-Arten, die in älteren Arbeiten nur aus ottnangiischen Sedimenten beschrieben wurden, der „Geröllmergel“ in das Ottnangium gestellt (BARTHELT-LUDWIG, 1994). An der stratigraphischen Einstufung der „Geröllmergel“ auf Grund von Foraminiferen und Mollusken (ROETZEL et al., 1991) muss festgehalten werden, da speziell die als Leitform für das Eggenburgium geltende planktonische Gastropodenart *Clio triplicata* AUDENIO (ZORN, 1999) auf Grund ihres zarten Gehäuses nicht umgelagert sein kann. Vielmehr scheint das seltene Auftreten bestimmbarer Reste von *Nassarius* in den untermiozänen Schlierablagerungen verantwortlich für die lückenhafte Kenntnis der stratigraphischen Reichweite dieser und vieler anderer Molluskenarten zu sein.

6. Mineralische Rohstoffe

(Albert SCHEDL, Sebastian PFLEIDERER & Inge WIMMER-FREY)

6.1. Braunkohle

Die Braunkohlengewinnung im Hausruck stellt bei weitem die bedeutendste historische Nutzung von mineralischen Rohstoffen im Bereich des Kartenblattes 47 dar. Das sogenannte Hausruckrevier, das zweitgrößte Braunkohlenrevier in Österreich, besteht aus einer Vielzahl kleinerer und größerer Bergbaue, die auf einem Lagerstättenareal von rund 80 km² über die beiden Kartenblätter 47 und 48 verteilt sind. Seit dem Bau der Bahnlinie Attnang – Ried besteht eine Unterteilung des Hausruckreviers in ein Ost- bzw. Westrevier, wobei der überwiegende Teil des Westreviers auf dem Kartenblatt 47 liegt.

Das Westrevier umfasst auf Kartenblatt 47 folgende untertägig bzw. tagbaumäßig erschlossene Abbaubereiche (SCHEDL et al., 2000):

- Reiser
- Noxberg
- Pramet
- Enzinger
- Illing
- Greifeneder
- Hamingfeld
- Heißler-Stollen/Tagbau Heißler
- Prokopifeld
- Aschegg
- Tagbau Wörmansedt 1–3
- Margarethenfeld
- Überacker (Nordfeld, Südfeld)
- Tagbau Lukasberg 1–2
- Schmitzberg (Nordfeld, Südfeld)
- Waclaviczekfeld
- Tagbau Innerleiten 1–3

Feitzing
Hintersteining
Unterfeitzing

Außerhalb des eigentlichen Hausruckreviers befinden sich noch vier weitere Kleinstabbaue in Sallach, Außerhögerstein, Ozigen-Edt und Kohleck.

Im Hausruckwald wurde nach ersten Kohlenfunden im Jahr 1760 bereits seit 1785 Braunkohle abgebaut. Diese ersten Bergbaue befanden sich vor allem im Gebiet des späteren Ostreviers, während der systematische Abbau im Westrevier erst später einsetzte. In den ersten Jahrzehnten des 19. Jahrhunderts entstanden im westlichen Hausruckrevier eine Reihe kleinerer Gruben mit vorwiegend bäuerlichen Besitzern, die jedoch zumeist keine lange Betriebsdauer hatten. Mit dem Zukauf der Bergbaue im Revier Innviertel (Frankenburg, Ampflwang, Hausruckedt, Stranzing) durch die 1855 gegründete Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks- und Eisenbahngesellschaft konnte 1870 fast das gesamte Hausruckrevier in einer Gesellschaft vereinigt werden (STARKE, 1991).

Im Zuge der Anbindung von Ampflwang an die Westbahn und der Errichtung des Dampfkraftwerkes Timelkam wurde der Bergbaubetrieb um Ampflwang 1924–1927 zu einer Großanlage ausgebaut. Sowohl der Obertage- als auch der Untertagebetrieb wurde modernisiert. Nach den wirtschaftlichen Schwierigkeiten im Jahr 1927 ging die Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks AG (WTK) in den vollständigen Besitz des Landes Oberösterreich über. 1946 erfolgte schließlich die Verstaatlichung des Hausruck-Kohlenbergbaues. Der Nachkriegsbergbau konzentrierte sich vor allem auf das Gebiet des Westreviers um Ampflwang mit den Abbaubetrieben Schmitzberg, Hinterschlagen, Überacker, Hamingerfeld und Waclaviczekfeld. Alle Betriebe im Ostrevier wurden infolge der weitgehenden Auskohlung bis Anfang der 70-er Jahre geschlossen. Die letzte Betriebsphase des Bergbaues ab 1985 brachte auch abbautechnische Veränderungen mit sich, da die Gewinnung der Kohle im Westrevier in zunehmendem Maße im Tagbau (Tagbaue Wörmansedt, Innerleiten und Lukasberg) erfolgte.

Die WTK war jahrelang der zweitgrößte Kohlenproduzent in Österreich. Die Maximalförderung erreichte der Betrieb in den Jahren 1955, 1963 und 1964 mit Jahresproduktionen von über einer Million Tonnen. Aufgrund der weitgehenden Auskohlung, des Auslaufens von Abnahmeverträgen, aber auch der Tatsache, dass die Gesteinskosten der Kohle über den Weltmarktpreisen lagen, ging die 210-jährige Geschichte des Hausruck-Kohlenbergbaues mit der Liquidierung des Untertagebetriebes im Mai 1995 zu Ende. Im letzten vollen Betriebsjahr 1994 wurden insgesamt 183.000 t Kohle gefördert (davon 50 % im Tagebau). Bis zum Konkurs der Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks-GesmbH Anfang 2007 wurde am Lukasberg noch in geringen Mengen (bis 10.000 t/Jahr) Hausbrandkohle tagbaumäßig abgebaut und zu Briketts verarbeitet. Von 1947 bis 2007 betrug die Gesamtförderung im Hausruckrevier rund 32,6 Mio. t Braunkohle.

Die unterpannonen Braunkohlen (Legendennummer 29) des Hausrucks sind an die Sande und Tone der Ampflwang-Formation („Kohle führende Süßwasserschichten“, 28) gebunden, die sich zwischen marinen Schliersedimenten bzw. Oncophorasanden im Liegenden und der mächtigen Konglomeratplatte der Hausruck-Formation (27) im Hangenden befinden. Die bis über 60 m mächtigen Sedimente der Ampflwang-Formation mit drei bauwürdigen Flözhorizonten liegen diskordant auf dem Erosionsrelief des Untergrundes auf, wobei die Flözmächtigkeit in Abhängigkeit vom Liegendrelief variiert. Der basale Anteil dieser Schichten besteht aus Liegendsanden und -tonen. Das Unterflöz mit Mächtigkeiten bis zu 3 m gelangte offensichtlich nur im südwestlichsten Bereich des Hausrucks zur Ablagerung (POHL, 1968). Durch tonige Zwischenmittel wird es in eine Liegend- und Hangendbank unterteilt. Zwischen dem Unterflöz und dem Mittelflöz liegen geringmächtige, fossilfreie Tone mit geringem Quarzsand-Glimmergehalt. Mittel- und Oberflöz haben Mächtigkeiten bis zu 4 m und treten im gesamten Hausruckrevier auf. Beide Flöze werden durch eine bis zu 20 m mächtige

Abfolge sandiger Tone getrennt. Liegendton und Zwischenmittelton wurden im Braunkohlenbergbau zeitweilig für die keramische Industrie selektiv gefördert.

Das Oberflöz ist im benachbarten Kartenblatt 48 im Gebiet von Kohlgrub, Bergern und Gschwendt besonders gut entwickelt. Im Bereich des Kartenblattes 47 ist das Oberflöz hingegen häufig durch Zwischenmitteln gespalten und durch Einlagerung von Brandschiefern und kohlenführenden Tonen von meist schlechterer Qualität (WEBER & WEISS, 1983). Den Abschluss der Schichtfolge innerhalb der Ampflwang-Formation bilden bis zu 10 m mächtige Hangendtone, die von bis zu 200 m mächtigen Hausruckschottern überlagert werden.

Die Flöze sind meist sölilig bis leicht geneigt gelagert. Sie fallen von Nordosten nach Südwesten mit etwa 5° ein. Im Osten (Kartenblatt 48) sind die Flöze im Allgemeinen geringmächtiger und rein, im Südwesten (Kartenblatt 47) deutlich mächtiger, aber durch Zwischenmittel aufgespalten.

Die Verbreitung der Kohle führenden Süßwasserschichten wird bereits morphologisch durch die Steilstufen bildenden Hausruckschotter verdeutlicht. Das Hausruckrevier ist durch Erosionstäler in N–S-verlaufende bewaldete Höhenrücken gegliedert, die größtenteils flözführend sind. Die Erosionstäler sind bis zum Schlieruntergrund eingeschnitten, so dass ein wesentlicher Teil der Flöze mit abgetragen wurde. Die gesamte, sölilig lagernde Flözfolge liegt über der Talsohle, wodurch die Kohle zwar untertägig, jedoch ohne aufwendigen Schachtbau gewonnen werden konnte (WEBER & WEISS, 1983). In Bereichen mit geringer Überlagerungshöhe war auch eine tagbaumäßige Gewinnung möglich.

Die Hausruckkohle ist eine stückige Weichbraunkohle mit einem Heizwert (roh) von ca. 12.000 kJ/kg, bis zu 40% Wassergehalt und bis 10% Asche (GROISS, 1989). Die vorwiegend für Kraftwerke und Fernheizkraftwerke abgegebene Braunkohle zeichnet sich darüber hinaus durch einen extrem niedrigen Schwefelgehalt aus. Die Vitrititätsreflexion beträgt 0,20–0,25 % Rr. Kohlenpetrographisch konnte durch W. POHL (1968) Mattkohle, Gelb-(Schwel)-Kohle, Glanzkohle (Xylit) sowie Faserkohle unterschieden werden, wobei Mattkohle der Hauptbestand der Flöze darstellt.

6.2. Steine & Erden, Industriemineralien

6.2.1. Tonrohstoffe

Die Pelite der Ried-Formation („Rieder Schichten“) und die quartären Deckschichten werden als Tonrohstoffe erfolgreich in der Ziegelherstellung eingesetzt (WIMMER-FREY, 2007). Derzeit wird im Ziegelwerk Danreiter in Tumeltsham und im Ziegelwerk Eberschwang in Straß aufgehendes Mauerwerk produziert. Beide Ziegelwerke bestehen bereits seit Ende des 19. Jhdts.

Die Ried-Formation (37) und ihre hangenden verlehnten Anteile, die dabei zur Verarbeitung gelangen, liegen im Konzentrationsdreieck nach WINKLER (1954) mit den Parametern $<2 \mu\text{m}$, $2\text{--}20 \mu\text{m}$ und $>20 \mu\text{m}$ mehrheitlich im gut verarbeitbaren Bereich. Sie eignen sich aufgrund ihrer Korngrößenzusammensetzung für die Produktion von Vollsteinen, Gittersteinen, dünnwandigen Deckensteinen und z. T. auch für Dachziegel.

Mineralogisch weist die Ried-Formation hohe Karbonatanteile auf, die sich beim Brand günstig auf Scherbenfestigkeit, Brennschwindung und die Rohdichte des Scherbens auswirken, sofern sie feinkörnig und gut verteilt sind (STEIN, 1982). Ein unerwünschter Nebeneffekt ist die damit verbundene Aufhellung des Scherbens, der den ästhetischen Kriterien eines traditionellen Ziegelrots nicht entspricht, sich jedoch durch eine gezielte Mischung mit ihren verlehnten Anteilen bzw. mit karbonatfreien Decklehen vermeiden bzw. vermindern lässt.

Weiters wurden aufgrund der Karbonatführung die Ried-Formation und auch die Ottnang-Formation („Ottninger Schlier“, 39) als kostengünstiger Karbonatdünger zur Bodenverbesserung in der Landwirtschaft eingesetzt und bis nach dem 2. Weltkrieg in zahlreichen kleineren und größeren Gruben abgebaut.

Von den quartären Deckschichten eignen sich die karbonatfreien Decklehme auf den Jüngeren Deckenschottern (17) für die Ziegelherstellung. Sie wurden bis vor ca. 30 Jahren im Ziegelwerk Neundling neben Mauerziegeln auch zu Dachziegeln verarbeitet. Derzeit werden sie gemeinsam mit den Peliten der Ried-Formation im Ziegelwerk Eberschwang-Straß in der Produktion von aufgehendem Mauerwerk verwendet.

Die Tone und Sande der Ampflwang-Formation („Kohletonserie“, 28) sind weit über die grobkeramische Eignung hinaus einsetzbar. Die Wolfsegg-Traunthaler Kohlenwerks-A.G. vertrieb als Nebenprodukte der Kohleförderung die unterschiedlichsten Tonhandelssorten, wie in einem Tonsortenverzeichnis aus dem Jahre 1951 nachzulesen ist (WTK, 1951).

Eine genaue Bestandsaufnahme sowie eine ausführliche Charakterisierung ihrer Verbreitung und ihrer Qualitäten wurde von HEINRICH et al. (1981, 1984) durchgeführt und im Detail die Problematik ihrer Nutzung und Verwertung abgehandelt. Das Hauptaugenmerk lag dabei auf den Sedimenten der Liegendschichten, die im Liegenden der „Kohletonserie s. str.“ (Kohleflöze und Zwischenmittel) anzutreffen sind.

Die Liegendschichten weisen eine hohe Feuerfestigkeit auf (HEINRICH et al. 1984) und wurden bis vor kurzem noch als Form- und Klebsande für die Herstellung von feuerfesten Stampfmassen gewonnen. In einer stratigraphisch ähnlichen Position werden sie heute noch bei Wolfharting abgebaut und beim Bahnhof Hausruck zu Feuerfestmaterial aufbereitet (WEBER & WEIDINGER, 2006).

6.2.2. Kiessand

Datengrundlage

Als Datengrundlage zur folgenden Statistik der Kiessandabbaue auf ÖK Blatt 47 Ried im Innkreis dienen das Archiv und die Abbaudatenbank der FA Rohstoffgeologie. Der Stand beider Datenquellen wurde im Sommer 2006 durch Geländebegehungen und digitale Erfassung aktualisiert. Die Daten umfassen Name und geographische Lage des Abbaus, Art des Aufschlusses, stratigraphische Zuordnung der abgebauten Schichten, lithologische Beschreibung und rohstoffkundliche Klassifizierung des Materials, Angaben zum betrieblichen Status (aktiv/außer Betrieb/rekultiviert) und zur Größe des Abbaus, zur regionalen Bedeutung für die Versorgung des Umlandes, sowie zur Verwendung des Materials als Baurohstoff.

Durch das geographische Verschneiden der Abbaudaten mit der geologischen Karte ergeben sich einerseits Möglichkeiten der Datenüberprüfung und -korrektur hinsichtlich der geologischen Information, andererseits können rohstoffbetriebliche Angaben spezifisch für die einzelnen geologischen Einheiten statistisch ausgewertet werden. Das Verschneiden wird von einem geographischen Informationssystem automatisch durchgeführt, bedarf jedoch fallweise der händischen Nachbearbeitung, da die geologische Karte nur die Situation an der Oberfläche darstellt. Auf Blatt 47 Ried im Innkreis fallen einige Abbaupunkte in auskartierte Einheiten, die dem abgebauten Material nicht entsprechen. Beispielsweise liegen manche Kiessandabbaue in Gebieten, in denen die Karte Überlagerungslehm ausweist, während das darunterliegende, grobkörnige Sediment abgebaut wird. In diesen Fällen wird den Abbauen die korrekte geologische Einheit soweit möglich manuell zugewiesen.

Statistik

Die beschriebenen Datenquellen weisen auf ÖK Blatt 47 Ried im Innkreis insgesamt 267 Kiessandabbaue vor, die sich überwiegend in den Schottern der Kobernauberwald-Formation (32, Pannonium), gefolgt von quarzreichen Kiesen des ?Plio-/Pleistozäns (23 bis 26), etwas seltener auch in den Schottern der Hausruck-Formation (27, Pannonium) befinden. Die abgebauten Sande stam-

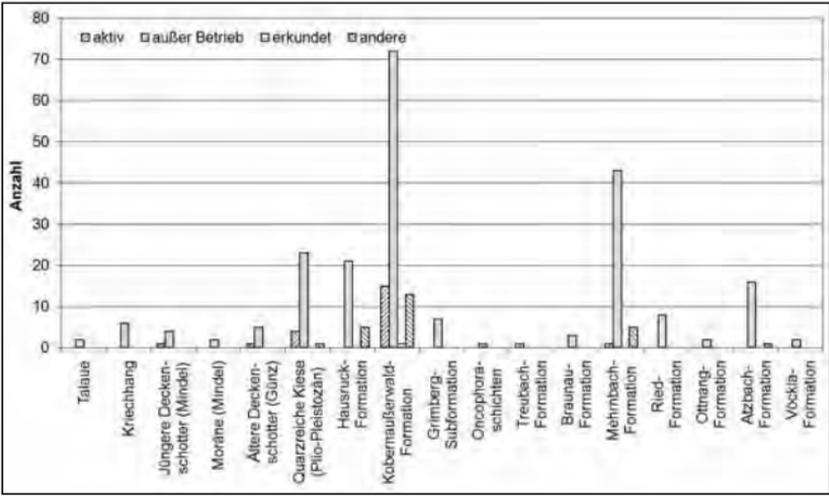


Abb. 16. Betriebsstatus der Kiessandabbaue je nach geologischer Einheit.

men hauptsächlich aus den Schichten der Mehrnbach-Formation (36 Ottnangium), seltener aus der Atzbach-Formation (40 Ottnangium). Diese Verteilung wird in Abb. 16 deutlich, welche die Kies- und Sandabbaue je nach Betriebsstatus auf die verschiedenen geologischen Schichten aufteilt. Insbesondere die 2006 noch in Betrieb stehenden Abbaue (aktiv) konzentrieren sich auf die genannten Einheiten, ehemals aktive Abbaue kommen zusätzlich im Grimbergkies (= Grimberg-Subformation; 30 Pannonium) und in den Älteren und Jüngeren Deckenschottern (21 und 17) vor. Insgesamt waren 2006 weniger als 9% der erfassten Abbaue noch aktiv, über 80% bereits außer Betrieb.

Angaben über die relative Größe der Abbaue sind lediglich bei 40% der Datensätze vorhanden, was nur die Abschätzung eines Trends anstatt statistisch abgesicherter Aussagen zulässt. Dennoch zeigt sich in den Daten ein ähnliches Verteilungsmuster wie beim Betriebsstatus mit großen bis mittelgroßen Abbaue

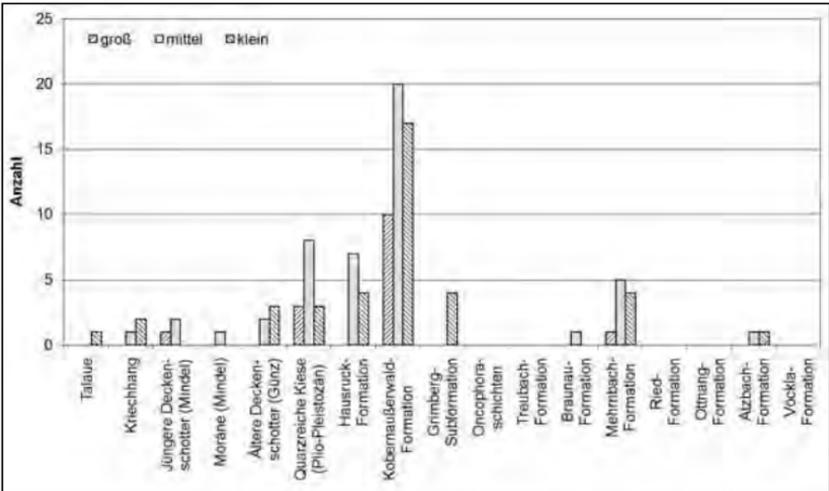


Abb. 17. Relative Größe der Kiessandabbaue.

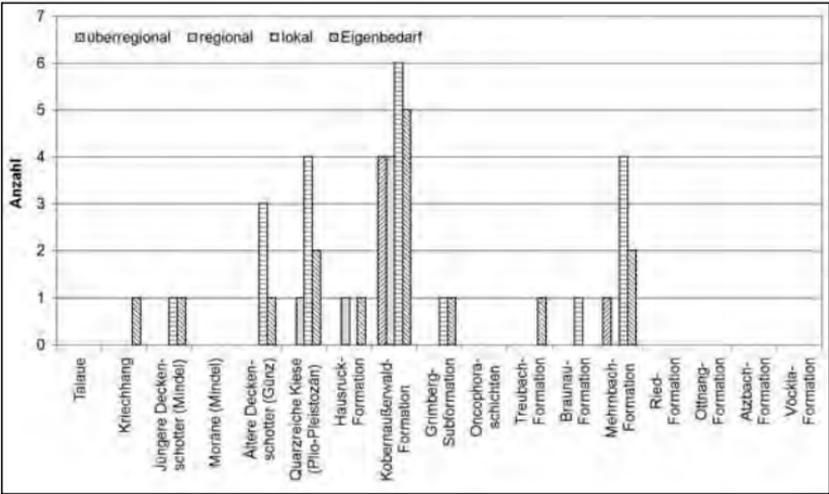


Abb. 18. Relative Bedeutung der Kiessandabbaue für die Versorgung des Umlandes.

von Kiessand überwiegend in den Kieszügen der Kobernaußerwald-Formation (32), gefolgt von den quarzreichen Kiesen des Plio-Pleistozäns (23 bis 26) und den Kiesen der Hausruck-Formation (27), wenige auch in den Jüngeren Deckenschottern (17), vgl. Abb. 17. Kleinere Abbaue finden sich zusätzlich in der Grimberg-Subformation (30) und in den Älteren Deckenschottern (21). Große bis mittelgroße Sandabbaue treten wiederum in der Mehrnbach-Formation (36, Ottmangium) auf.

Eine ähnliche Häufigkeitsverteilung zeigt die relative Bedeutung der Kiessandabbaue für die Versorgung des Umlandes (Abb. 18). Überregionale Bedeutung erreichen dabei ausschließlich Abbaue innerhalb der Kobernaußerwald-Formation (32, Kiessand) und der Mehrnbach-Formation (36, Sandabbaue), regional bedeutend werden in seltenen Fällen auch die quarzreichen Kiese des Plio-Pleistozäns (23 bis 26) und die der Hausruck-Formation (27). Hauptsächlich wird

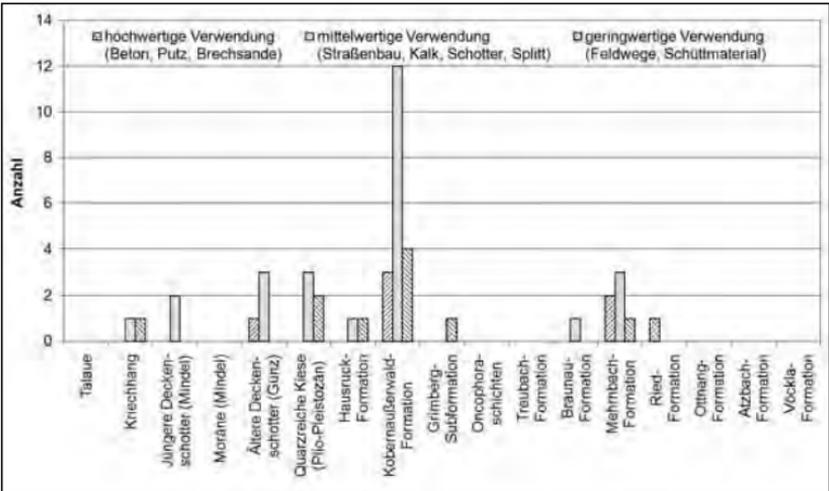


Abb. 19. Verwendung der Kiessande.

(bzw. wurde) jedoch in sämtlichen geologischen Einheiten für den lokalen oder Eigenbedarf produziert. Angaben über die relative Bedeutung der Abbaue finden sich in circa 17 % der Daten, also ist die Auswertung wiederum lediglich als Trend zu verstehen.

Hinsichtlich der Verwendung der Kiessande werden in Abb. 19 drei Kategorien unterschieden. Betonkiese und Zuschlagstoffe, Putz und Brechsande werden als hochwertige Baurohstoffe, Splitt und Straßenbau-Schotter als mittelwertige Rohstoffe und Kiese, die zum Bau von Feldwegen oder als Schüttmaterial genutzt werden, als geringwertige Rohstoffe klassifiziert. Wie bei den vorigen Abbildungen überragen die Kiessande der Kobernauberwald-Formation (32) die übrigen Einheiten, gefolgt von den quarzreichen Kiesen des ?Plio-Pleistozäns (23 bis 26) und den Älteren Deckenschottern (21). Bei den Sanden stellt die Mehrnbach-Formation (36) das qualitativ hochwertigste Baumaterial. Die Aussagekraft ist bei 16% ausgefüllter Datensätze allerdings eingeschränkt.

Geologische Bedeutung

Aus den statistischen Auswertungen von Anzahl, Status, Größe und regionaler Bedeutung der Abbaue zeigt sich eindeutig, dass die Kiessande der Kobernauberwald-Formation (32) heute die rohstoffwirtschaftlich wichtigste geologische Einheit darstellen. Darin liegen der Großteil der Abbaue, die meisten (15) aktiven Anlagen, die größten Betriebe und die für die regionale Versorgung wichtigsten Produzenten. Hinsichtlich der Qualität des Materials finden die Kiessande der Kobernauberwald-Formation auch die höchstwertige Verwendung als Baurohstoff.

An zweiter Stelle sind die quarzreichen Kiese des ?Plio-Pleistozäns (23 bis 26) von untergeordneter und eher historischer Bedeutung für den Kiesabbau. Bei den Sandvorkommen stellen die Sande der Mehrnbach-Formation (36) rohstoffwirtschaftlich die wichtigste geologische Einheit dar, wobei derzeit allerdings nur ein aktiver Abbau existiert. Zweitrangig für den Sandabbau sind die Sande der Atzbach-Formation (40), deren Vorkommen heute nicht mehr genutzt werden.

Regional befindet sich der Großteil der aktiven Kiessandabbaue der Kobernauberwald-Formation (32) westlich und südlich von Lohnsburg unterhalb des Steiglbergs, und in den Vorkommen westlich und nördlich von Frankenburg. Ein bedeutender Abbau liegt südlich des Steiglbergs bei Schwarzmoos. Die quarzreichen Kiese des ?Plio-Pleistozäns (23 bis 26) werden aktiv vor allem im Nordwesten des Kartenblattes beidseitig der Waldzeller Ache und nördlich des Gurtenbaches abgebaut. Sandgewinnung in der Mehrnbach-Formation (36) fand nördlich von Lohnsburg statt, aktiv betrieben wird ein Abbau 3 km südlich von Mehrnbach.

In den 80-er Jahren erfolgte im Innkreis wie auch allgemein im Bundesland Oberösterreich eine Strukturveränderung durch den Übergang von vielen kleinen, lokalen Kiessandproduzenten zu wenigen, sehr großen Betrieben mit überregionaler Bedeutung. Diese wirtschaftliche Entwicklung bedeutete besonders für Abbaugruben in den Älteren und Jüngeren Deckenschottern (21 und 17) und in der Hausruck-Formation (27) das Ende des aktiven Betriebs. Viele dieser Abbaue werden allerdings bei Bedarf sporadisch wieder in Betrieb genommen, meist zur Deckung des Eigenbedarfs.

7. Kohlenwasserstoffe

(Ludwig WAGNER)

Die Förderung von Kohlenwasserstoffen beginnt in Oberösterreich im 19. Jahrhundert durch erste Zufallsfunde. So wurde im Jahre 1891 durch eine Bohrung auf artesisches Wasser die erste Gaslagerstätte in Oberösterreich bei Wels entdeckt. Auch beim Abteufen einer Bohrung für das Kohlebergwerk Wolfsegg-Trauntal

Abb. 20.
Die Kohlenwasserstofffelder auf
Blatt Ried.

kam es 1894 zu einem Gas-
ausbruch in einer Tiefe von
349 m. 1906 wurde in Leop-
rechting bei Taufkirchen an
der Pram bei einer Wasser-
bohrung Schweröl erbohrt.
Dieses Öl wurde zwischen
1946 und 1952 durch Aufhei-
zen mit Dampf produziert.

Auf Blatt 47 Ried liegen die
meisten in Oberösterreich er-

schlossenen Kohlenwasserstoff-Lagerstätten (Abb. 20). Im Jahre 1955 wurde
der Rohöl-Aufsuchungs AG (RAG) die erste Konzession in Oberösterreich ver-
liehen. Als erste Tiefbohrung wurde im selben Jahr die Aufschlussbohrung Puch-
kirchen 1 (P 1) abgeteuft und wurde im Obereozän ölfündig. Das Öl in P 1 wurde
aus Sandsteinen eines Gezeitenkanals gefördert. Die benachbarten Bohrungen
haben diese Sande nicht mehr Öl führend angetroffen, stattdessen wurden an-
dere Öl führende, marine wie fluviatile Sande des Eozäns erschlossen. Die näch-
sten drei Öllagerstätten in Oberösterreich mit Ölführung in eozänen Sedimenten
wurden durch die Aufschlussbohrungen Steindlberg 1 (1958), Ried 1 (1959) und
Kohleck 1 (1960) ebenfalls ganz oder teilweise auf Blatt Ried erbohrt. 1979 wur-
de mit Kemating die größte Öllagerstätte auf Blatt Ried in Produktion genommen.
Kemating fördert wie die kleine Lagerstätte Hörgersteig (1981) aus marinen
Sandsteinen im Unteren Lithothamnienkalk des Eozän und cenomanen Sand-
steinen. Redltal (1986) erbrachte nur eine geringe Ölförderung aus Glaukonit-
sandsteinen des Cenoman.

Als Erdölmuttergesteine in der oberösterreichischen Molassezone haben sich
der Fischschiefer der Schöneck-Formation und zum geringeren Teil die darüber
liegenden Bändermergel der Eggerding-Formation erwiesen. Diese Gesteine er-
reichen erst südlich des Kartenblattes, unter den Flyschdecken, die Grenze ab
der Erdöl generiert werden kann.

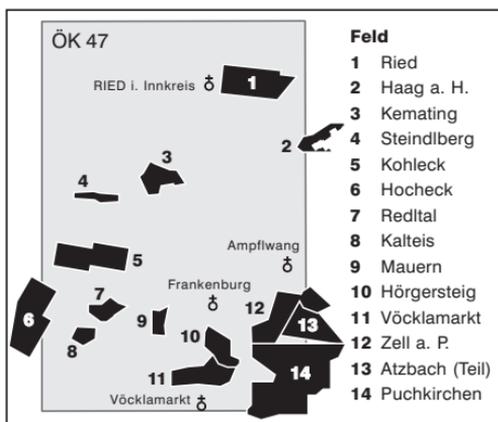


Tabelle 1.

Ölfelder auf Blatt Ried im Innkreis.

O1 = unter 50 000 t; O2 = 50 000–500 000 t; O3 = 500 000–5 000 000 t.

Bohrung	Fund- jahr	Produktions- beginn	aufge- lassen	Formation	Größe
PUCHKIRCHEN	1956	1956		Obereozän	O2
STEINDLBERG	1958	1959	1965	Obereozän	O1
RIED	1959	1959		Obereozän	O3
KHOLECK	1960	1960		Obereozän	O2
KEMATING	1979	1979		Obereozän & Cenoman	O3
HÖRGERSTEIG	1981	1981		Obereozän & Cenoman	O1
REDLTAL	1986	1986	1987	Cenoman	O1

Tabelle 2.

Gasfelder auf Blatt Ried im Innkreis.

G1 = unter 50 Mio m³, G2 = 50–500 Mio m³; G3 = 500–5000 Mio m³.

Bohrung	Fund-jahr	Produktionsbeginn	aufge-lassen	Formation	Größe
PUCHKIRCHEN	1957	1969		Hall- & Puchkirchen-Formation	G3
ATZBACH	1971	1971		Hall- & Puchkirchen-Formation	2x G2
HOHECK	1973	1973	2001	Puchkirchen-Formation	G2
KALTEIS	1975	1984	1991	Puchkirchen-Formation	G1
ZELL/PETTENFIRST	1978	1979		Puchkirchen-Formation	G3
HAAG	1981	1983		Hall-Formation	G1
MAUERN	1985	1989		Hall-Formation	G2
HÖRGERSTEIG S	1985	1985		Puchkirchen-Formation	G2
REDLTAL	1986	1986		Hall- & Puchkirchen-Formation	G1
VÖCKLAMARKT	1989	1991		Hall-Formation	G2
VÖCKLAMARKT Ost	1996	1997		Hall- & Puchkirchen-Formation	G1

Das Öl wurde in den nach Norden ansteigenden Speichergesteinen, vorwiegend an antithetischen (d.h. nach N einfallenden) Brüchen und teilweise in Kombination mit einer Vermergelung oder dem Auskeilen der porösen Lagen, gefangen.

Aus den Sandsteinen und Konglomeraten der autochthonen Hall-Formation und der Puchkirchen-Formation konnten in den ganz oder zum Teil auf dem Blatt Ried liegenden Produktionsfeldern Puchkirchen, Atzbach, Hocheck, Kalteis, Zell am Pettenfirst, Haag, Hörgersteig S, Redltal, Mauern und Vöcklamarkt mit Vöcklamarkt Ost Erdaslagerstätten erschlossen werden. Im Gegensatz zum Öl wurde das Gas und das begleitende Kondensat (Ligroin) von Bakterien erzeugt. Das Gas wurde an Hochzonen an den Auskeilungsrändern der Sandsteine und Konglomerate gefangen.

8. Hydrogeologie

(Gerhard SCHUBERT)

Auf Blatt 47 Ried im Innkreis sind im Prinzip vier Grundwasserstockwerke zu unterscheiden, auf die im Folgenden näher eingegangen wird:

- 1) Grundwässer in den ?pliozänen bis quartären Sedimenten.
- 2) Grundwässer in den Kiesen der Hausruckviertel-Gruppe (limnisch-fluviatile Sedimente des Pannoniums).
- 3) Grundwässer in den Sanden der Innviertel-Gruppe (marine Sedimente des Unteren und Mittleren Ottnangiums).
- 4) Thermalwasser im autochthonen Mesozoikum.

Jene Angaben zu Wassererschließungen, bei denen als Zitat die Postzahl genannt wird, stammen aus den Wasserbüchern der Bezirke Ried im Innkreis (beginnend mit 412) und Vöcklabruck (beginnend mit 417).

8.1. Grundwässer der ?pliozänen bis quartären Lockersedimente

Generell wird das Kartenblatt von Sedimenten des Ottnangiums und Pannoniums geprägt. Im Süden und entlang der größeren Gerinne sind daneben auch ausgedehnte Körper aus ?pliozänen bis quartären Lockersedimenten ausgebildet (siehe geologische Karte). Prinzipiell ist für die darin enthaltenen Kiese eine hohe Durchlässigkeit zu erwarten, während die feinklastikreichen Sedimente wie Moränen oder Lehm als Stauer einzustufen sind.

Der ergiebigste Grundwasserkörper befindet sich in der entlang der Vöckla verlaufenden Vöcklarinne, einer mit Niederterrassenschotter erfüllten Furche im Schlier. Nach VOHRZYKA (1973) erreicht hier die Grundwassermächtigkeit bis zu 20 m. Der Grundwasserdurchfluss beträgt annähernd 180 l/s. Nach den Unterlagen zu Postzahl 417/3690 ist für die Sedimentfüllung der Vöcklarinne ein Kf-Wert um 2×10^{-3} bis 3×10^{-3} m/s zu erwarten. Die größten Wassergewinnungsanlagen der Vöcklarinne liegen knapp außerhalb des Kartenblattes in Timelkam. Die Höchstwasserentnahmemenge der Brunnen der Energie AG in Timelkam beträgt 70 l/s (Postzahl 417/1481). Der Brunnen 2 der Wasserversorgung der Gemeinde Timelkam kann aus der Vöcklarinne 16 l/s fördern (Postzahl 417/1572).

In Pfaffing (etwa 1,5 km nördlich Vöcklamarkt) entspringt im Verbreitungsgebiet einer Mindel-Grundmoräne die Grabenbachquelle. Zu ihre liegen Schüttungsmessungen zwischen 20 bis 57 l/s vor (Postzahl 417/2649). Sie wird für die Trinkwasserversorgung der Gemeinden Pfaffing und Vöcklamarkt genutzt. Es ist zu erwarten, dass das hier austretende Grundwasser aus dem quarzreichen Prägünz-Kies im Liegenden der Mindel-Moränen stammt, da für letztere und für die Vöckla-Formation im Liegenden des Kiesel eine geringe Durchlässigkeit zu erwarten ist.

8.2. Grundwässer der Hausruckviertel-Gruppe

Innerhalb der Hausruckviertel-Gruppe (Pannonium) sind die Hausruck-Formation (Fein- bis Grobkiese in grob- bis mittelsandiger Matrix) und die Kobernauberwald-Formation (Fein- bis Grobkiese mit sandiger, seltener schluffig-toniger Matrix) die bedeutendsten Grundwasserleiter. Die die Hausruck-Formation unterlagernde und mit der Kobernauberwald-Formation wechsellagernde bzw. verzahnde Ampflwang-Formation ist hingegen in der Regel als Stauer zu bewerten. Dies äußert sich in den zahlreichen, zumeist kleinen Quellen, die an der Basis der Hausruck-Formation – diese bildet die Kämmen des Hausrucks – und an der Basis der Schotterbänke der Kobernauberwald-Formation austreten. Häufig sind dabei die kompetenteren Kiese auf der Ampflwang-Formation abgerutscht. (siehe Geologische Karte). Umfangreiche Quellaufnahmen liegen im Kobernauberwald von WIMMER (1990) und im Hausruckgebiet von SCHRAMM (1989) vor.

Das Grundwasser in den Kiesen der Hausruckviertel-Gruppe wird von einigen zentralen Wasserversorgungen genutzt. Die Höchstwasserentnahmemengen der Brunnen Wörmansedt I und II der Wasserversorgung Ampflwang (Postzahl 417/1164) betragen 5 und 4,5 l/s. Das Wasser wird aus der Hausruck-Formation gefördert. In der Gemeinde Redleiten erschließt der rund 90 m tiefe Brunnen Redltal der Wasserversorgung Frankenburg am Hausruck Grundwasser in der Kobernauberwald-Formation und eventuell auch in darunterliegenden älteren Kiesen (Postzahl 417/1292). Die Höchstwasserentnahmemenge des Brunnens Redltal beträgt 13,03 l/s. Bei einem Pumpversuch wurden Kf-Werte zwischen

$5,5 \times 10^{-5}$ und $9,4 \times 10^{-5}$ m/s ermittelt. Die Gießerquelle in der Gemeinde Hausruck tritt aus geklüfteter Kohle der Ampflwang-Formation aus. Ihre mittlere Schüttung beträgt 7,5 l/s (Postzahl 417/3443).

Durch den über 200 Jahre währenden Kohlebergbau im Hausruck kam es öfters zum Einsickern von Grundwasser der Hausruck-Formation in die ansonsten wasserstauende, Kohle führende Ampflwang-Formation, was zur Bildung von Stollenquellen führte. Für diese sind hohe Eisen- und Mangengehalte typisch (GROSS, 1989). Die Wasserhaltung im Bergbau führte lokal zu einer quantitativen Verschlechterung des Grundwassers in der Hausruck-Formation. Beispielsweise ging im Zuge der Berbbautätigkeit die Fördermenge des Senkbrunnens Innerleiten der Wasserversorgung Ampflwang stark zurück (Postzahl 417/1164).

8.3. Grundwässer der Innviertel-Gruppe

Innerhalb der Innviertel-Gruppe sind die Atzbach-Formation (Fein- bis Mittelsande, z. T. grobsandig, z. T. mit siltigen Tonmergelzwischenlagen und -klasten, Unteres Ottangium), die mit der Ried-Formation verzahnende Reith-Formation (Fein- bis Mittelsande mit siltigen Tonmergelzwischenlagen und -klasten, Mittleres Ottangium) und die Mehrnbach-Formation (Fein- bis Mittelsande mit siltigen Tonmergelzwischenlagen und -klasten, Mittleres Ottangium) die bedeutendsten Grundwasserleiter. Bezüglich der Verbreitung und der Mächtigkeit dieser Formationen sei in der geologischen Teil der vorliegenden Erläuterungen verwiesen. Durchlässigkeitswerte zu den genannten Sanden gibt es nur wenige. Ein Pumpversuch in der Versuchsbohrung Mehrnbach III ergab für die Mehrnbach-Formation einen Kf-Wert von $7,2 \times 10^{-5}$ m/s (Postzahl 412/0978). INGERLE (1981) gibt für den Hallenbadbrunnen in Mehrnbach – dieser 400 m tiefen Brunnen erschließt Grundwasser in den Sanden der Atzbach-Formation – einen mittleren Kf-Wert von $1,6 \times 10^{-7}$ m/s an. Der Kf-Wert der Atzbach-Formation liegt nach GROSS (1996) zumeist zwischen 10^{-5} und 10^{-6} m/s.

Da die Sande der Innviertel-Gruppe von pelitreichen, wasserstauenden Formationen derselbigen, wie der Ottang-, Ried- und Braunau-Formation, überlagert werden bzw. mit diesen verzahnen, ist für diese sandigen Grundwasserleiter das Auftreten von gespannten und artesisch gespannten Wässern typisch (Tafel 1). Die Ergiebigkeit der einzelnen Brunnen ist zumeist nur gering. GOLDBRUNNER (1987) gibt für die (mangels Sperr- bzw. Drosselungsvorrichtung) ständig frei ausfließenden artesischen Brunnen des oberösterreichischen Alpenvorlandes – zu den Brunnen mit unterflur gespannten Wässern liegen oftmals keine Fördermengen vor – eine mittlere Schüttung von $5,8 \text{ m}^3$ pro Tag an (das sind etwa 0,07 l/s). Aufgrund der hohen Anzahl dieser Brunnen ergeben sich für das oberösterreichische Alpenvorland in Summe etwa 7517 m^3 pro Tag bzw. 96,7 l/s, die ungenutzt in den Vorfluter abfließen.

Den Wasserbüchern der Bezirke Vöcklabruck und Ried im Innkreis ist zu entnehmen, dass aus den Sanden der Innviertel-Gruppe auch einige größere Versorgungsanlagen ihr Wasser beziehen. So wurde für die Brunnen der Brauerei Zipf (Postzahl 417/1311), die ihr Wasser aus der Atzbach- und der darunterliegenden Vöckla-Formation fördern, eine Höchstentnahmemenge im Ausmaß von 32,5 l/s wasserrechtlich festgelegt. Der Tiefbrunnen Rabelsberg der WV Ampflwang (Postzahl 417/1164) kann aus der Atzbach-Formation rund 10 l/s fördern. Die Brunnen Mehrnbach I und II und der Brunnen St. Thomas (dieser wurde über einer Quelle errichtet) der Energie Ried GmbH (Postzahl 412/0978) liegen im Verbreitungsgebiet der Mehrnbach-Formation. Im Jahr 2000 wurden aus den Brunnen Mehrnbach I und II gemeinsam etwa 13 l/s und aus dem Brunnen St. Thomas etwa 17 l/s gefördert. Die drei Brunnen der Molkereigenossenschaft Ried in Neuhofen im Innkreis (Postzahl 412/1285) fördern gespanntes Wasser aus „Sandschlier“ (vermutlich Sandeinschaltungen in der Ried-Formation), das zwi-

schen 8,6 und 13,2 m, 11,2 und 17,1 m bzw. 7,6 und 11,2 m u. GOK erschlossen wurde. Als zu erwartende Dauerentnahmemenge werden 14 l/s angegeben.

Aufgrund der lokal großen wasserwirtschaftlichen Bedeutung der Grundwasser in den Sanden der Innviertel-Gruppe wurde vor wenigen Jahren die Studie „Wasserwirtschaftliche Vorrangflächen gegenüber Sandabbau“ durchgeführt (HEISS et al., 2003).

Eine repräsentative Zusammenstellung von hydrochemischen und isotopehydrologischen Analysen der gespannten bis artesisch gespannten Grundwasser der Innviertel-Gruppe ist in GOLDBRUNNER (1988) enthalten. Im Raum zwischen Hausruck und Inn unterscheidet er aufgrund der Hydrochemie und der Tritiumgehalte 3 Gruppen von Wässern (in den Tabellen 3 und 4 sind Analysen zu Blatt 47 Ried im Innkreis wiedergegeben, in Abbildung 21 wird die Herkunft dieser Wässer dargestellt):

Die Wässer der Gruppe 1 entstammen zumeist seichten Bohrungen. Sie haben in der Regel Sauerstoff gelöst und sind einem Calcium-(Magnesium)-Bicarbonat-Typ zuzurechnen. Die signifikanten Tritiumgehalte weisen auf lokale Systeme mit geringer Verweilzeit hin. Auch die Deuterium und ^{18}O -Werte unterscheiden sich nicht wesentlich vom seichten Grundwasser. Diese Wässer sind aufgrund der geringen Verweilzeit (unter 50 Jahren) nicht als Tiefengrundwasser zu bezeichnen.

Die Wässer der Gruppe 2 sind nach GOLDBRUNNER (1988) aufgrund der vernachlässigbaren Tritiumgehalte bereits als echte Tiefengrundwässer einzustufen. Chemisch gesehen handelt es sich um Calcium-Magnesium-Natrium- bzw. Natrium-Calcium-Magnesium-Bicarbonatwässer.

Die Wässer der Gruppe 3 stellen die höchst entwickelten und damit die ältesten Wässer der Innviertel-Gruppe dar. Es handelt sich dabei um an Calcit und Dolomit übersättigte Natrium-Bicarbonat-Wässer. Das Zurücktreten des Ca^{+2} - und Mg^{+2} -Gehalts zugunsten von Na^+ führt GOLDBRUNNER (1988) auf den Kationenaustausch mit Tonmineralen zurück.

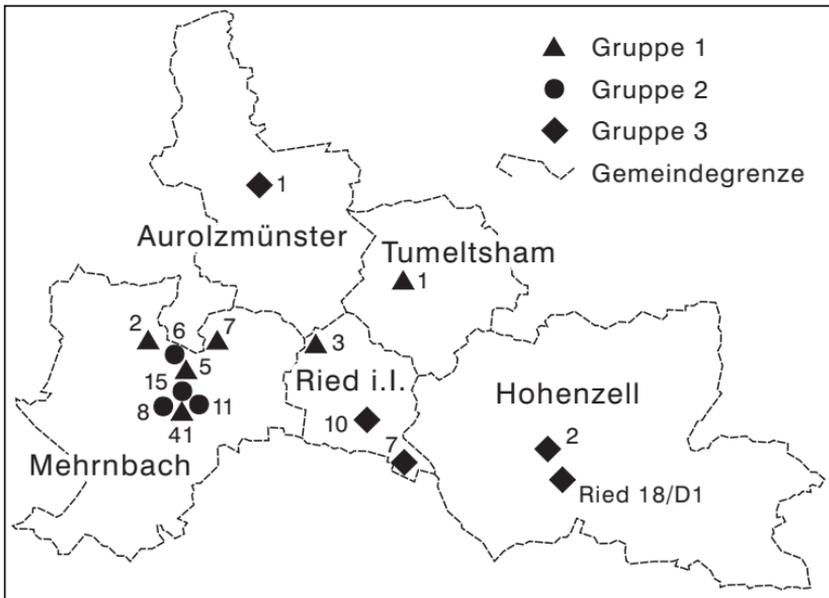


Abb. 21.

Probenahmestellen der in den Tabellen 3 und 4 angeführten Analysen. Aus GOLDBRUNNER (1988, leicht verändert).

Tabelle 3.

Hydrochemische Feld- und Laborparameter und Isotopenanalysen (^3H , δD und $\delta^{18}\text{O}$) von Grundwässern der Innviertel-Gruppe auf ÖK50-Blatt 47 Ried im Innkreis nach GOLDBRUNNER (1988). Die Lage der Probenahmestellen ist Abbildung 21 zu entnehmen. Bei den Wässern der Gruppe 2 und 3 handelt es sich um Tiefengrundwässer.

Bezeichnung	Tiefe der Bohrung (m)	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	3H (TU)	δD ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Lf (μScm^{-1} bei 25°C)	(mg/l)						Cl ⁻	log pco ₂ (atm)	
										Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	HCO ₃ ⁻			SO ₄ ²⁻
Mehrbach 2	150	—	7,70	—	—	27,5 ± 2,8	-75,0	-10,42	337	3	1,2	46	14,2	—	195	19	1	-2,48
Mehrbach 5	60	—	7,40	—	—	96,9 ± 1,7	-74,9	-10,08	521	4	2,4	81	17,5	—	329	11	2	-1,95
Mehrbach 7	47	—	6,90	—	—	94,5 ± 7,8	-72,9	-10,80	893	14	12,5	133	26,5	—	494	67	21	-1,29
Mehrbach 11	36	—	7,50	—	—	11,4 ± 4,4	-74,0	-10,57	385	3	0,8	50	18,7	—	238	11	2	-2,19
Mehrbach 41	63	—	7,70	—	—	2,8 ± 2,3	-74,2	-10,26	301	3	0,8	48	14,2	—	201	16	1	-2,46
Ried 3	30	10,1	7,38	+96	0,2	26,7 ± 2,4	-71,1	9,85	596	7	1,4	98	24,6	<0,01	401	25	5	-1,80
Ried 4	25	—	7,30	—	—	14,2 ± 2,8	-71,2	-9,91	629	7	1,6	100	20,2	—	372	25	9	-1,80
Tumeltsham 1	38	—	7,30	—	—	28,5 ± 2,8	-72,5	-10,07	592	5	1,6	90	22,0	—	348	31	4	-1,83
Mehrbach 6	75	—	7,80	—	—	0,8 ± 1,8	-74,5	-10,52	308	4	1,2	34	16,3	—	189	13	1	-2,58
Mehrbach 8	90	12,8	7,95	+42	0	0,1 ± 0,4	-74,8	-10,54	344	7	1,6	37	18,8	—	214	10	<1	-2,68
Mehrbach 15	85	12,6	7,81	+82	0,2	1,8 ± 0,7	-73,8	-10,28	330	7	1,4	37	18,8	0,28	214	10	<1	-2,62
Auroldzünster	370	12,4	8,83	-30	0,1	—	—	—	798	192	2,0	4	1,4	4,50	522	1	15	-3,19
Hohenzell 2	498	—	8,70	—	—	—	-85,3	-12,05	459	130	2,0	4	1,2	—	348	3	11	-3,13
Ried 7	330	14,4	8,65	-53	0	0 ± 1,4	-86,5	-11,67	406	86	2,2	5	2,2	4,80	272	1	<1	-3,45
Ried 10	400	16,3	8,66	-33	0	2,0 ± 1,0	-84,0	-11,90	593	137	3,5	4	2,1	5,60	384	1	<1	-3,22
Ried 18/D1	347	13,8	8,89	-104	0,1	0 ± 2,9	-86,2	-11,89	—	102	1,9	3	0,95	4,80	299	0	15	-3,48

Tabelle. 4.

¹⁴C- und ¹³C-Werte von gespannten Grundwässern der Innviertel-Gruppe auf ÖK50-Blatt 47 Ried im Innkreis (Messungen durch das Institut für Hydrologie der GSF in München) nach GOLDBRUNNER (1988).

Die Lage der Probenahmepunkte ist der Tafel 1 zu entnehmen.

Probenbezeichnung	Gruppe	¹⁴ C pmc	¹³ C δ ‰ PDB
Mehrnbach 15	2	18,4 ± 1,5	-10,38
Ried 7	3	≤0,7	- 4,58

Die Sulfatgehalte nehmen von Gruppe 1 zu Gruppe 3 systematisch ab, was GOLDBRUNNER (1988) durch sulfatreduzierende Vorgänge erklärt. In den meisten Wässern der Gruppe 2 und 3 lassen sich keine signifikanten ¹⁴C-Gehalte mehr feststellen, da das Wasser reichlich ¹⁴C-freies Karbonat aus dem Sediment gelöst hat. Die Proben der Gruppe 3 und zahlreiche Proben der Gruppe 2 weisen gegenüber den gegenwärtigen Bedingungen deutlich erniedrigte ¹⁸O- und Deuterium-Gehalte auf. Dies deutet GOLDBRUNNER, (1988) als Hinweis auf einen Anteil an eiszeitlichem Wasser, da sich seither an der Einzugsgebietshöhe nichts Wesentliches geändert hat.

Nach GOLDBRUNNER (1988) lassen im Raum Hausruck – Inn die Potentiale der gespannten und artesisch gespannten Grundwässer der Innviertel-Gruppe ein deutliches NW-gerichtetes Gefälle der Grundwasserdruckfläche vom Hausruck- und Kobernauberwald ausgehend in Richtung Inn erkennen. In einzelnen Bereichen überlagern die grobklastischen Sedimente der Hausruck-Gruppe die Mehrnbach-Formation, sodass hier GOLDBRUNNER (1988) einen Wasserzustrom in die Innviertel-Gruppe erwartet. Als Vorflut für diese Grundwässer fungiert nach GOLDBRUNNER (1988) der Inn, wobei das Potentialminimum im Raum Braunau zu finden ist. GROISS (1996) hält im Hausruck eine derartige, direkte Alimentation der Innviertel-Gruppe aus der Hausruck-Formation über die Ampflwang-Formation aufgrund der geringen Durchlässigkeit letzterer für unwahrscheinlich bzw. unbedeutend.

Aufgrund der Tiefe der in Tabelle 3 unter Gruppe 3 angegebenen Brunnen ist zu erwarten, dass diese Grundwasser in Ausläufern der Atzbach-Formation erschließen, während die der Gruppe 1 und 2 zumeist Grundwasser aus der Mehrnbach-Formation fördern.

8.4. Thermalwasser im autochthonen Mesozoikum

Im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken ist in der autochthonen mesozoischen Bedeckung des Kristallins der Böhmisches Masse im Liegenden der Molassesedimente ein ausgedehnter Thermalwasseraquifer entwickelt, der bis in den Raum Ried im Innkreis reicht (siehe Abbildung 22). Die nächstgelegenen Thermalwassererschließungen liegen in Altheim, Geinberg und Haag am Hausruck (siehe Tafel 1).

Der Thermalwasseraquifer umfasst den oberen, verkarsteten Anteil der Malmkalke (die Nettomächtigkeit des verkarsteten Anteils beträgt 40 bis 240 m). An den Malmkarst ist über weite Flächen der darüberfolgende, 10 bis zu 40 m mächtigen klüftig-poröse Cenoman-Sandstein hydraulisch gekoppelt. Die Malmkalke und bereichsweise auch die Kreideablagerungen stehen in der Fränkischen Alb obertage an und tauchen gegen Südosten unter die mächtigen Sedimente der Molassezone ab. Gegen Osten sind am Aufbau des Thermalwasseraquifers auch Sande der Molassezone (insbesondere Linzer Sande) beteiligt und bilden dort den Thermalwasseraquifer bis in sein Ausströmgebiet in die Donau bei Eferding (Abbildung 23).

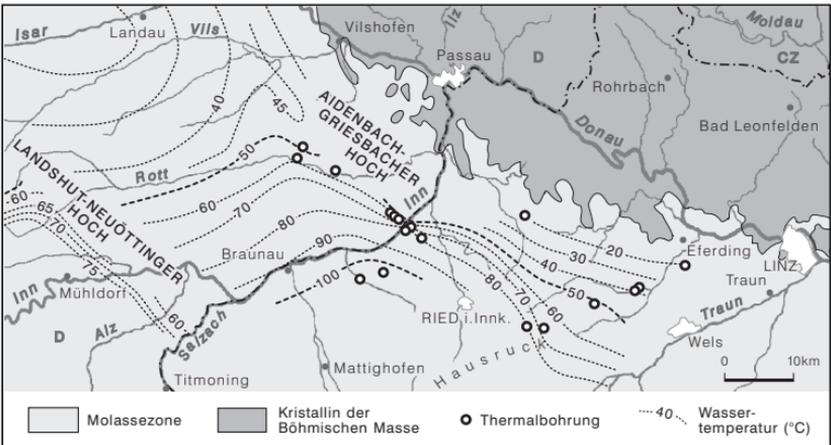


Abb. 22. Wassertemperatur im Malm des autochthonen Mesozoikums nach BMLF und Amt der OÖ Landesregierung (1999); die Isolinien sind die Thermalwassertemperatur in °C. Die Punkte stellen die Thermalwassernutzungen dar.

In Hinblick auf eine nachhaltige Nutzung des Thermalwassers wurden in den 90iger Jahren die Grundwasserverhältnisse des Thermalwasseraquifers in einem bayerisch-österreichischen Projekt detailliert untersucht und ein Grundwasserströmungsmodell erstellt (SCHULER & GÖDECKE, 1999; BMLF & Amt der OÖ Landesregierung, 1999). Nach dieser Studie erfolgt die Grundwasserneubildung durch Sickerwasser im Umfeld der Fränkischen Alb (ca. 260 l/s) und durch Grundwasserzuflüsse aus dem Neuöttinger Hoch (ca. 30 l/s), dem Bayerischen Wald (ca. 190 l/s) und dem Sauwald (ca. 340 l/s). Im Westen ist aufgrund des artesischen Drucks im Isar-, Donau- und Inntal eine Aussickerung von ca. 180 l/s zu erwarten. Im Osten, im Raum Eferding, sickern der Donau ca. 490 l/s zu. Die gesamte Thermalwassernutzung beträgt etwa 150 l/s. Bezüglich hydrochemischer und isotopenhydrologischer Analysen des Thermalwassers sei auf GOLD-BRUNNER (1988) verwiesen.

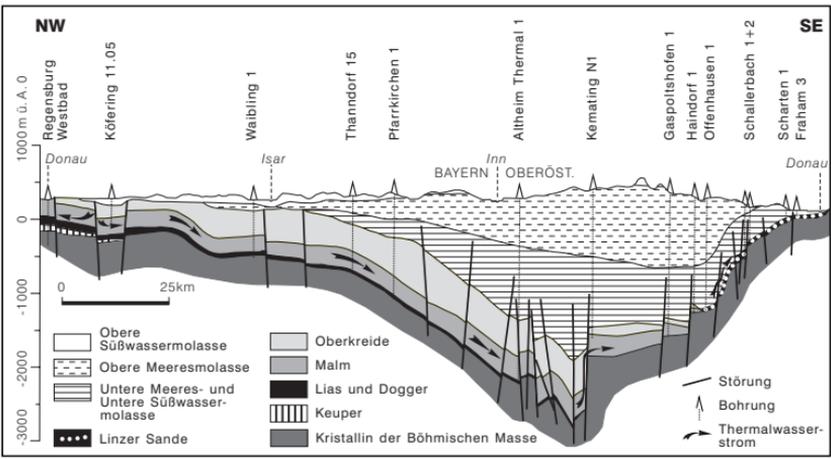


Abb. 23. Schematischer geologischer Schnitt durch den Thermalwasseraquifer nach BMLF und Amt der OÖ Landesregierung (1999).

9. Gravitative Massenbewegungen

(Nils TILCH)

Als gravitative Massenbewegungen werden im Folgenden all jene exogenen geomorphologischen Abtragungsprozesse verstanden, die folgenden Einschränkungskriterien genügen:

Es handelt sich dabei um bruchlose und/oder bruchhafte, hangabwärts gerichtete, schwerkraftbedingte Verlagerungen von Festgesteinsmassen und/oder Lockergesteinsmassen, bei welchen Wasser, Eis und Luft als Transportmedium vernachlässigt werden können. Diese Prozesse sind überwiegend als natürlicher Bestandteil der geomorphologischen Ausgleichprozesse im Zuge des Auf- und Abbaus der Gebirge zu verstehen. Die Ursachen für Massenbewegungen sind sehr vielfältig und komplex, ebenso wie die Bewegungen auslösenden und steuernden Faktoren. Vor allem die geologischen Verhältnisse (Lithologie und Anisotropie des geologischen Untergrundes = räumliche Variabilität der Materialeigenschaften) sowie die geomorphologische Landschaftsgenese (und das resultierende Relief = Reliefenergie) sind ursächliche natürliche Voraussetzungen, die einen Hang für Massenbewegungen disponieren (geogene Grunddisposition). Erst im Zusammenspiel mit raum-zeitlich variablen Klima- und Witterungsfaktoren ergeben sich dann die standortspezifisch sehr unterschiedlichen vorbereitenden und auslösenden Prozesssysteme (z. B. Verwitterungsstatus → Durchfeuchtung → Aufweichung und Materialversagen; z. B. hydrogeologische Gebirgseigenschaften → Hanghydrologie → Porenwasser(über)druck).

Im Bereich des Kartenblattes Ried im Innkreis lassen sich aufgrund der Dimensionierung, Dauerhaftigkeit der unterschiedlichen Phänomenologie und der prozessbedingenden Faktoren folgende Massenbewegungsbereiche und -typen grundsätzlich voneinander unterscheiden:

- 1) Alte, sich über sehr lange Zeiträume progressiv entwickelnde und partiell latent in Bewegung befindliche großräumige Massenbewegungsbereiche (Prozessgruppe 1). Diese sind überwiegend an natürliche, geogen bedingte Voraussetzungen und bewegungsauslösende Faktoren gebunden. Das Landschaftsbild wird durch die resultierende Phänomenologie dauerhaft und maßgeblich geprägt (Legendeneinheiten 5 bis 8).
- 2) Rezente, progressiv oder spontan auftretende, kleiner dimensionierte und flachgründige Massenbewegungsbereiche (Prozessgruppe 2), die vornehmlich entlang der mittelsteilen Hänge der Umrahmung des Hausruck und des Kobernauber Waldes, aber auch innerhalb der Prozessgruppe 1 als sekundäre Massenbewegungen auftreten können. Aufgrund der Spontaneität und häufig siedlungsnahen Lage resultieren durch diese Prozessgruppe immer wieder Schäden an Bauwerken (Häuser, Infrastrukturbauten). Diese Prozessgruppe ist auf der vorliegenden Geologischen Karte nicht im Detail dargestellt, da die Prozessräume für den Darstellungsmaßstab zu klein dimensioniert sind und/oder die resultierende Phänomenologie, beispielsweise aufgrund von Sanierungsmaßnahmen, nur vorübergehend erkennbar ist.

Neben den ursächlichen geologischen und geomorphologischen Voraussetzungen wird im Folgenden auch die Phänomenologie der im Kartenbereich vorkommenden signifikanten Prozessgruppen sowie die jeweils Prozesse auslösenden und steuernden Faktoren zusammenfassend erläutert.

9.1. Geologische und geomorphologische Landschaftsgenese

Nach Ablagerung der Sedimente der marinen-brackischen Innviertel-Gruppe (Ottományium) folgte eine Abtragungsphase (Karpantium–Sarmatium), aus der dann eine im allgemeinen tendenziell nach Süden abfallende, aber flachwellige, in Mulden und Kuppen gegliederte Landoberfläche hervorging („Schliersockel“).

Auf diesen Schliersockel sedimentierten die limnisch-fluviatilen Sedimente des Pannoniums (Hausruckviertel-Gruppe). Im östlichen Kartenbereich bestehen diese Sedimente im Liegenden aus einer tonig-siltig-sandigen Wechsellagerung (Ampflwang-Formation, 28) mit eingeschalteten, in der Vergangenheit abbauwürdigen Kohleflözen (29), während diese in Richtung Westen zunehmend mit den kiesig-sandigen Sedimenten der Kobernauberwald-Formation (32) lateral verzahnen. Im Hangenden folgen die kiesigen, partiell verfestigten und/oder sandigen Schotter der Hausruck-Formation (27).

Im Zuge der Sedimentation der Ampflwang-Formation wurde das ehemalige Schlierrelief im Osten nur etwas ausgeglichen, in dem in Richtung der Muldentiefenlagen zunehmend mächtige feinklastische Sedimentfolgen abgelagert und Kohleflöze gebildet wurden (POHL, 1968). So weisen auch die nachfolgend sedimentierten Schotter und Sande der Hausruck-Formation im Bereich der Muldenlagen des Schliersockels größere Mächtigkeiten auf.

Im Gegensatz dazu wurde das Schlierrelief im Westen durch die Ablagerung der grobklastischen Sedimente der Kobernauberwald-Formation schneller ausgeglichen. Dies erklärt auch, warum die Kohleflöze dort nicht so mächtig ausgebildet sind.

Im Verlauf der vornehmlich im Pleistozän stattfindenden Erosionsphase bildete sich das heutige Relief heraus. Es resultierte eine markante Schichtstufenlandschaft. Im Bereich des Hausrucks ist diese durch steile Oberhänge (Schichtstufen) im Ausstrichbereich der relativ erosions- und verwitterungsresistenten Hausruck-Formation und andererseits durch talwärts zunehmend flache Hänge im Ausstrichbereich der relativ erosions- und verwitterungsanfälligen Gesteine der Ampflwang-Formation sowie der Innviertel-Gruppe (Schliersockel) gekennzeichnet. Im Gegensatz zum Hausruck ist im Kobernauber Wald der Ampflwang-Formation wiederholt die Kobernauberwald-Formation zwischengeschaltet, so dass dort eine getreppte Hangmorphologie vorliegt.

Besonders in den Tälern südlich des Hausrucks und Kobernauber Waldes bilden die Formationen der Innviertel-Gruppe großflächig die Schichtstufenfüße, da diese dort aufgrund des tiefen pleistozänen Erosionsniveaus der Vöckla freigelegt wurden.

Insgesamt ergibt sich so für den Hausruck und den Kobernauber Wald der für Schichtstufenlandschaften typische Kontext „hart auf weich“, der gekennzeichnet ist durch relativ verwitterungs- und erosionsresistente, eher bruchhaft verformbare und wasserdurchlässige Schichtstufenbildner, relativ verwitterungs- und erosionsanfällige, eher duktil verformbare und relativ wasserundurchlässige Sockelbildner.

Vor allem im Osten ist der Zusammenhang von heutigem Landschaftsbild und den Untergrundstrukturen mit einer „Reliefumkehr“ zu umschreiben. So sind die ehemaligen Mulden des Schlierreliefs und die darin besonders mächtig abgelagerte, verwitterungs- und erosionsbeständige Hausruck-Formation im Allgemeinen als Hochlagen (Schichtstufenflächen und -köpfe) ausgebildet (WIEDEN, 1950).

9.2. Geogene Voraussetzungen für Massenbewegungen

Nach GROISS (1989), SKERIES (1993), WIMMER (1990) und JESCHKE et al. (1993) sind die Gesteine der Hausruck-Formation gute Grundwasserleiter (vgl. Kap. 8). Vor allem aufgrund der geringeren Durchlässigkeit der unterlagernden Ampflwang-Formation und der tonig-mergeligen Formationen der Innviertel-Gruppe (Braunau-, Ried-, Otttang- und Vöckla-Formation) fließt das infiltrierende Niederschlagswasser bevorzugt entlang der Neigung der Stauhorizonte unterirdisch lateral ab. So ist im hangenden Ausstrichbereich der Ampflwang-Formation häufig ein deutlicher Quellhorizont ausgebildet, sofern die Quellwäs-

ser nicht durch Hangsedimente (Umlagerungslehme: 9, 10) abfließen können und weiter talwärts in Form von Hangquellen in Erscheinung treten. Im Bereich des Hausrucks wird das unterirdische Abflussgeschehen bedeutsam durch das Relief des Schliersockels modifiziert, in dem es in den Mulden zur unterirdischen Abflusskonzentration kommt. Dies erklärt auch, warum Grundwassereinzugsgebiete zumeist nicht mit den topographischen Einzugsgebieten identisch sind (WIMMER, 1990) und vor allem im Ausstrichbereich der Schliermulden eine hohe Quelledichte vorliegt und Feuchtfächen verbreitet sind. Demzufolge sind dort auch die tonig-mergeligen, veränderlich festen Gesteinspartien der Ampflwang-Formation und jene der Innviertel-Gruppe stark durchfeuchtet und aufgeweicht.

Letzteres liegt vor allem im hohen Anteil quellfähiger Tonminerale (WIMMER-FREY, 2007) begründet, was sich in Form einer Veränderung der Konsistenz und Herabsetzung der Kohäsion auswirkt. So konnten beispielsweise JESCHKE et al. (1993) feststellen, dass die tonig-mergeligen Lagen der Ampflwang- und Ottanang-Formation hohe Smektitgehalte (mehr als 50% der Tonminerale) aufweisen.

Darüber hinaus ist gerade in den Muldenbereichen des Schliersockels die Auflast aufgrund der dort besonders mächtigen Hausruck-Formation groß. Dies würde erklären, warum in der Vergangenheit vor allem dort die Gesteine der Hausruck-Formation großflächig in Bewegung waren (Prozessgruppe 1). Ausdrück dieser Vorgänge, die sicher auch durch die rückschreitende fluviale Erosion während des Pleistozäns verstärkt wurden, ist das zerlappte Erscheinungsbild des Hausrucks, besonders im Umfeld des Göblberges zwischen Ampflwang und Frankenburg (WIEDEN, 1950). Ein weiteres Beispiel ist der Hochkuchl südlich Ried, der sich heute als weit vorgelagertes Relikt des Verlaufs des ehemaligen Schichtstufenbildners (Zeugenberg) morphologisch markant von der flachwelligen Landschaft der Innviertel-Gruppe abhebt.

9.3. Massenbewegungen der Prozessgruppe 1

Die geogenen und morphologischen Voraussetzungen entlang der Schichtstufen des Hausrucks und Kobernaußer Waldes, mit ihrer für Schichtstufen typischen Formationsabfolge „hart auf weich“, haben nicht zuletzt aufgrund der daraus resultierenden hydrogeologischen Verhältnisse dazu geführt, dass weite Bereiche durch progressiv und komplex ablaufende Massenbewegungen gekennzeichnet sind. Insbesondere entlang der Schichtstufen des südlichen Hausruck, wo die relativ wasserundurchlässige Ampflwang-Formation am Schichtstufenhang ausstreicht, kommt dies großflächig durch zahlreiche morphologische Phänomene zum Ausdruck, besonders an der Südwestflanke des Hofberges (vgl. Abb. 24), der Westflanke des Göblberges und den Flanken des Rothauptberges:

Die Hauptabrisssbereiche (7) sind zumeist in den steilen Schichtstufenhängen der Hausruck-Formation anzusiedeln. Talwärts folgen oft, bereichsweise weit den Hang hinunter reichend, hangparallel orientierte und morphologisch markante Schotterkuppen. Aufgrund der ungleichsinnig rotierten Schichtflächengefüge (ROETZEL, 1988) bereits benachbarter Kuppen, sind diese als das Resultat von im Verband befindlicher, entsprechend der räumlich variablen Hangbeschaffenheit ungleichsinnig abdriftender, episodisch auch abrutschender Schotterkörper zu verstehen. Häufig haben die höher gelegenen Schotterkuppen sehr steile talseitige Flanken, die als sekundäre Abrisskanten für tiefer liegende, abgedriftete Schotterkörper gedeutet werden können. Weiter talwärts folgen häufig Hangbereiche, die durch in Richtung des Hanggefälles orientierte Kuppen und Zungen gegliedert ist. Hierbei handelt es sich vornehmlich um lose, partiell feinteilreiche Schuttmassen, die ebenso wie die dort talwärts folgenden Umlagerungslehme (9) auf vornehmlich periglaziale, kriechende bis fließende Umlagerungsprozesse (Gelifluktion) zurückzuführen sind.



Abb. 24.

Südwestflanke des Hofberges (nördlich von Frankenburg) mit unruhiger Hangmorphologie aufgrund von Massenbewegungen der Prozessgruppe 1.

Ein weiteres eindrucksvolles Beispiel für diese Prozessgruppe ist der als nördlicher Zeugenberg der Schichtstufe vorgelagerte Hochkuchl (E Pattigham), dessen Kuppe großteils aus stark zerglittenen Hausruckschottern besteht (RUPP, 1989b).

Frische Zerrspalten in einigen Bereichen der Schichtstufe zeigen an, dass diese recht alten und komplexen Massenbewegungsbereiche nicht nur in der Vergangenheit in Bewegung waren. Beispiele hierfür finden sich im Bereich Badstuben und an der Westseite des Göblberges, was die progressive Schichtstufenentwicklung unterstreicht. Vermutlich reichen diese Zerrstrukturen in die Tiefe zumindest bis in die Ampflwang-Formation hinein, wo die obersten Hauptbewegungsbahnen (Kriech- oder Rutschhorizonte) anzusiedeln wären.

Auch im Bereich des Kobernauber Waldes sind die Hänge in der Nähe zu höher gelegenen Schotterzügen von schollenartig zerlegten Schotterkörpern überzogen (KRENMAYR, 1995). Dieses Phänomen prägt vor allem die Talschlüsse der westlichen Seitentäler des Redlbaches. Dort befinden sich unterhalb von steilen Abrissnischen auch größere zusammenhängende Gleitmassen.

9.4. Massenbewegungen der Prozessgruppe 2

Aufgrund der feinkörnigen Lithologie der Ampflwang-Formation und Teilen der Innviertel-Gruppe (v.a. Vöckla-, Otnang-, Ried- und Braunau-Formation) sind tonig-lehmige, sand- und kiesarme Hangsedimente in Form von periglazialen Fließerden (Umlagerungslehme, 9) weit verbreitet. Im Nahbereich des Ausstrichs der Hausruck-Formation oder der Massenbewegungen der Prozessgruppe 1 sind jedoch auch sehr hohe Sand- und Kiesanteile festzustellen (10), was die räumliche Heterogenität der lithologischen Zusammensetzung der Umlagerungslehme unterstreicht.

Vor allem in den Bereichen feinkörniger Umlagerungslehme (9), aber auch in Abhängigkeit anderer standortspezifischer Verhältnisse (z. B. Hangmorphologie und Hydrogeologie), resultierten in den vergangenen Jahrzehnten vielerorts flachgründige Massenbewegungen, durch die teilweise beträchtliche Schäden an Häusern und Infrastrukturbauten entstanden waren. Aufgrund der beobachtbaren Phänomenologie und ableitbaren Prozessdynamik lassen sich folgende Prozessstypen unterscheiden:

- Langsame, stets latent und/oder episodisch in Bewegung befindliche Massenbewegungen (Kriechhang, 5). Diese äußern sich in Form von Buckelhängen mit Bodenwalzen und -wellen, Säbelwuchs der Bäume. Ein Indiz dafür, dass die Hangsedimente fortwährend kriechend und partiell episodisch rutschend in Bewegung sind, ist, dass landwirtschaftlich genutzte Hänge regelmäßig im Abstand weniger Jahre begradigt werden müssen (KRENNMAYR, 1995). Häufig befinden sich diese Massenbewegungen im Umfeld von Grundwasserquellen, was den ursächlichen Zusammenhang von grundwasserstauenden Horizonten und unterirdischer Abflusskonzentration, Durchfeuchtung und einhergehender Aufweichung aufgrund quellfähiger Tonminerale verdeutlicht. Eindrückliche Beispiele sind vor allem im Ausstrichbereich der Ampflwang-Formation im Kobernauber Wald im Umfeld von Hobelsberg und Hörndl, insbesondere im Umfeld der Siedlungen Röth und Schlag, sowie im Ausstrichbereich von Ampflwang- und Ottnang-Formation entlang der Schichtstufensockel des Hausrucks, insbesondere nordöstlich Frankenburg im Tal des Renigenbaches, zu finden.

- Spontane, rutschende, gegebenenfalls sekundär fließende Massenbewegungen, die vor allem nach oder im Zuge von Niederschlagsereignissen, bevorzugt zu Zeiten dauerhafter feuchter Witterung und somit hoher Gebietsfeuchte, auftreten. Dieser Massenbewegungstyp ist zumeist durch konvexe Oberflächengeometrie im Rutsch- bzw. Akkumulationsbereich, intern bucklig und wulstförmig, und konkave Abrissnischen erkennbar.

Ein bekanntes Beispiel sind jene Rutschungen, durch welche im Frühjahr 1979 im Bereich der Gemeinde Renigen (NE Frankenburg) gewaltige Lockersedimentmassen großflächig in vier separaten Rutscharealen in langsame und stetige Bewegung gerieten, so dass bereits nach wenigen Wochen eine Fläche von 0,6 km² erfasst war (WEBER, 1984). Mehrere Anwesen wurden dadurch derart beschädigt, dass sie wegen akuter Einsturzgefahr abgetragen werden mussten. Nicht zuletzt aufgrund von Luftbildauswertungen konnte eindeutig aufgezeigt werden, dass die betroffenen Bereiche alte Rutschgebiete waren (GROISS, 1989), und diese im räumlichen wie auch im ursächlichen Kontext zu den alten komplexen Massenbewegungen der Prozessgruppe 1 zu verstehen sind. Dies zeigt, dass die alten komplexen Massenbewegungsbereiche grundsätzlich labile Gebiete sind, deren progressive Entwicklung sich in Form von Sekundärrutschungen dramatisch auf Gebäude und Infrastrukturen auswirken kann. Weiterführende umfangreiche Untersuchungen (z. B. WEBER, 1984; JESCHKE et al., 1993) haben zu dem Ergebnis geführt, dass diese Rutschungen das Resultat eines komplexen Wirkungsgefüges verschiedenster bewegungsvorbereitender und -auslösender Faktoren und Prozesse sind oder sein können (z. B. räumlich variable lithologische Zusammensetzung, Ionenaustausch, Quellfähigkeit der Tonminerale, Redoxpotentiale).

Eine weitere Ursache könnte aber auch sein, dass sich die hydrogeologischen Verhältnisse (z. B. Gebirgsdurchlässigkeit, Erstreckung und Dimensionierung des Grundwassereinzugsgebietes, dominante Fließpfade und -richtungen) episodisch oder progressiv zumindest bereichsweise geändert hatten. So zeigen beispielsweise die relativ jungen Zerspalten oberhalb dieser Rutschungen im Bereich des Schichtstufenkopfes an, dass die Entwicklung der alten, progressiv entstandenen Massenbewegungen zumindest partiell noch nicht abgeschlossen ist.

Andere Schaden verursachende Rutschungen ereigneten sich in den letzten Jahrzehnten u. a. im Ausstrichbereich der Ampflwang-Formation in den Siedlungen Halt (NE Frankenburg), Loixigen, Schlag (W Frankenburg) und Fornach (NW Vöcklamarkt), sowie im Bereich der mindelzeitlichen Grundmoräne in der Siedlung Landberg (NW Vöcklamarkt).

Überwiegend sind durch diese Prozessgruppe bislang aber nur Flurschäden entstanden, so beispielsweise im Gebiet südlich von Illing (MAYERHOFER, 1986), wo im regenreichen Sommer 1985 durch einige sehr kleinflächige Rutschungen der Grenzbereich von Innviertel-Gruppe und Ampflwang-Formation angrissen wurde. Eine vollständige Erfassung aller spontan auftretenden Ereignisse dieses Massenbewegungstyps ist, nicht zuletzt aufgrund der vergänglichen flachgründigen Phänomenologie, nicht möglich, da im Abstand von wenigen Jahren wiederholt flächendeckende Erkundungen notwendig wären.

9.5. Anthropogen bedingte Ursachen und Faktoren

Das Gleichgewicht natürlicher Prozesssysteme kann in vielfältiger Weise durch Eingriffe des Menschen (z. B. im Zuge von Bergbau, Besiedlung, Forst- und Landwirtschaft) gestört werden, indem beispielsweise in das hangstatische sowie hydrogeologische und hydrologische System eingegriffen wird. Besonders in jenen Gebieten, die ohnehin aufgrund ungünstiger geogener Voraussetzungen zur Hochwasserentstehung und zu Massenbewegungen neigen, können bereits durch kleine anthropogene Eingriffe Prozessketten ausgelöst werden, die sich in Form eines erhöhten Gefahrenpotenzials oder beträchtlichen resultierenden Schäden bemerkbar machen. Im Folgenden soll auf jene Zusammenhänge hingewiesen werden, die sich auf Basis der Erkundungen und Recherchen als signifikant für den Bereich des vorliegenden Kartenblattes ergeben haben. Hierbei liegt ein besonderes Augenmerk auf den möglichen Einfluss anthropogener Ursachen und Faktoren:

Vor allem entlang vieler Bachläufe im Bereich der Schichtstufensockel wird durch Erosion und dadurch ausgelöste Massenbewegungen (Ufernachbrüche) ein bedeutsames Geschiebevolumen bereitgestellt. Beispiele hierfür sind der Renigenbach NE Frankenburg, der linke Zubringer der Vöckla bei Nindorf sowie der linke Zubringer des Haselbaches bei Unterfeitzing (N Frankenburg). Auch wenn sich diese zumeist als tief erodierte Bachabschnitte (Gräben) in rutschungsanfälligen Formationen (z. B. Ampflwang-, Ottnang-, Vöckla-Formation) mit überwiegend feinkörnigen Umlagerungslehmen befinden, so sind sicher auch anthropogene Faktoren als Ursache für die Tiefen- und Seitenerosion bedeutsam. So ist beispielsweise festzustellen, dass in den Fällen des Renigenbaches und des o.a. Zubringers der Vöckla die Anteile von Versiegelungsflächen (Straßen, Häuser) sehr groß sind, und so auch beträchtlich zur Abflusskonzentration, Abflussdynamik und fluviatilen Erosion beitragen. Unterhalb der Versiegelungsflächen entstehen deshalb immer wieder Uferanrisse, die sich im Verlauf eines Ereignisses progressiv zu recht großvolumigen Ufernachbrüchen ausdehnen können.

Vor allem im Bereich relativ steiler Hangbereiche, wo zumeist die forstwirtschaftliche Nutzung überwiegt, sind zahlreiche Hanganschnitte durch Forstwege und -Straßen vorhanden. Besonders im Umfeld von Quellen hat dies in der Vergangenheit häufiger zu Stabilitätsproblemen geführt, so dass die Wege von Zeit zu Zeit wieder neu hergestellt oder neu aufgefahen werden mussten. Eindrucksvolle Beispiele sind entlang des Schichtstufenhanges der Vöckla-Formation (Südhang des Vöcklatales) zwischen Langwies und Baumgärtling zu finden.

In einzelnen Fällen wurden auch durch die Untertageabbautätigkeit der Kohleflöze direkt oder indirekt Massenbewegungen ausgelöst. So kam es beispielsweise im Jahre 1984 an der Straße Innerleiten – Ackersberg innerhalb eines al-

ten progressiven Massenbewegungsbereiches (Prozessgruppe 1) zu Rutschungen (WEBER, 1984). Diese wurden durch Bodensenkungen im Gefolge des Kohleabbaus hangabwärts der Straße verursacht.

9.6. Abschätzung von Bereichen unterschiedlicher Rutschungsanfälligkeit

Vor allem die Schichtstufenhänge im Grenzbereich von Hausruck-Formation, Ampflwang-Formation und Schliersockel sind aufgrund der für Schichtstufen typischen Konstellationen von „hart auf weich“ und „durchlässig auf undurchlässig“ großflächig in labilem Zustand und deshalb generell als rutschungsanfällig zu betrachten (JESCHKE et al., 1993; MALECKI & HOFMANN, 2002; SCHÄFFER, 1983). Darüber hinaus ergeben sich für diesen Bereich je nach den einerseits räumlich variablen geologisch-mineralogischen Voraussetzungen (Lithologie, Tonmineralogie, Hydrogeologie, vgl. Tab. 5), andererseits der jeweiligen Bewirtschaftungsform (z.B. Wald, Weide) sowie der Art und Intensität technischer Eingriffe (z. B. Straßen) partiell unterschiedliche Rutschungsanfälligkeiten.

Immer wieder und vielerorts im Ausstrichbereich der tonig-mergeligen Schlier-Formationen der Innviertel-Gruppe auftretende Kleinrutschungen (Prozess-

Tabelle 5.

Einschätzung der relativen Wasserempfindlichkeit, relativen Standfestigkeit und relativen Rutschungsanfälligkeit verschiedener geologischer Einheiten bzw. Formationen im Bereich von Blatt 47 Ried im Innkreis (nach SCHÄFFER, 1983, verändert und ergänzt).

Leg.-Nr.	Geologische Einheit/Formation	Geotechnische Bezeichnung	Relative Wasserempfindlichkeit	Relative Rutschungsanfälligkeit
27	Hausruck-Formation	Locker- bis Festgestein (räumlich variabel)	Keine	Unterlagerung von Ampflwang-Formation verursacht Nachbrüchigkeit
28	Ampflwang-Formation	Veränderlich festes Gestein	Sehr hoch	Mäßig bis sehr hoch, je nach hydrogeologischer Situation
30	Kobernauber Formation	Locker- bis Festgestein (räumlich variabel)	Keine	Neigung zu Rutschungen im Verzahnungsbereich mit Ampflwang-Formation
31	Grimberg-Subformation	Lockergestein	Keine	Sehr gering
33	Oncophoraschichten	Lockergestein	Hoch	Hoch, je nach hydrogeologischer Situation
34 36 38 40	Sandige Schlier-Formationen (Treubach-, Mehrnbach-, Reith-, Atzbach-Formation)	Lockergestein bis veränderlich festes Gestein	Gering bis hoch, je nach Tonmineralogie	Gering bis hoch, je nach Feinanteil und hydrogeologischer Situation
35 37 39 41	Tonig-mergelige Schlierformationen (Braunau-, Ried-, Otttang-, Vöckla-Formation)	Veränderlich festes Gestein	Hoch bis sehr hoch, je nach Tonmineralogie	Mäßig bis sehr hoch, je nach hydrogeologischer Situation

gruppe 2) dokumentieren, dass es sich hier ebenfalls um relativ rutschungsanfällige Bereiche handelt.

Für all diese rutschgefährdeten Bereiche wird empfohlen, bei allen bautechnischen Eingriffen und bei Eingriffen in den Wasserhaushalt die komplexen Prozesssysteme ganzheitlich zu betrachten, und somit auch die geotechnischen und hydrogeologischen Folgeprozesse und daraus resultierende Gefahrenpotentiale einzubeziehen. So tragen beispielsweise in einigen Einzugsgebieten neben der spezifischen Abflussbildung und -charakteristik auch Massenbewegungen zur Wildbachcharakteristik bei.

10. Geophysikalische Untersuchungen

10.1 Geoelektrische Messungen zur Kartierung quartärer Schotterablagerungen

(Birgit JOCHUM)

Schon nach kurzer Zeit war den Bearbeitern des Kartenblattes 47 Ried im Innkreis klar, dass in diesem äußerst schlecht aufgeschlossenen Gebiet mit herkömmlichen Kartierungsmethoden („mente et malleo“) kein flächendeckendes Kartenblatt erstellt werden kann. Die Schaffung künstlicher Aufschlüsse mittels Hand- und Motorbohrungen scheiterte besonders oft in kiesigen Sedimenten. Daneben waren vor allem durch Geländeform und/oder Kiesstreu in den Äckern und Wiesen angedeutete Terrassen mit den herkömmlichen Kartierungsmethoden nur schwer abgrenzbar. Der Einsatz geophysikalischer Methoden schien geeignet, um diesen Schwierigkeiten zu begegnen.

Der Fragenkatalog der kartierenden Quartärgeologie zielte daher nicht nur auf Teufendetails oder Mächtigkeitsbestimmungen, sondern auch auf laterale Abgrenzungen von geologischen Einheiten ab. Bezüglich Teufen bzw. Mächtigkeiten lag der Wunsch des kartierenden Quartärgeologen meist zwischen 10 und 15 m unter GOK.

Die Untersuchungen wurden in zwei Kampagnen durchgeführt.

In den Jahren 1988 und 1989 wurden im Hausruckgebiet 38 Profile mit insgesamt 300 geoelektrischen Sondierungspunkten (Einzelmessungen) vermessen zur Ermittlung von repräsentativen Werten für den spezifischen elektrischen Widerstand der einzelnen geologischen Einheiten (SCHNEIDERBAUER, 1993; Tab. 6). Diese Einzelmessungen flossen in die Kartierung ein, wurden aber nicht gesondert in Profilen dargestellt wie die später durchgeführten Multielektrodenmessungen (Abb. 25).

In der Folge wurden in den Jahren 2000–2006 (RÖMER et al., 2001; 2003; 2004; 2006) 25 Profile mit der wesentlich vorteilhafteren Multielektrodengeoelek-

Tabelle 6.
Ergebnis der geoelektrischen Sondierungen (Schneiderbauer, 1993).

Geologische Einheit	Widerstand (Ohmm)
Ried-Formation	35 ± 12
Solifluktion der Ried-Fm.	50 ± 8
Vöckla-Fm.	45 ± 8
Atzbach-Fm.	130 ± 20
Mehrnbach-Fm.	160 ± 70
Sande der Ampflwang-Fm.	65 ± 13
Schotter	150 - 2500

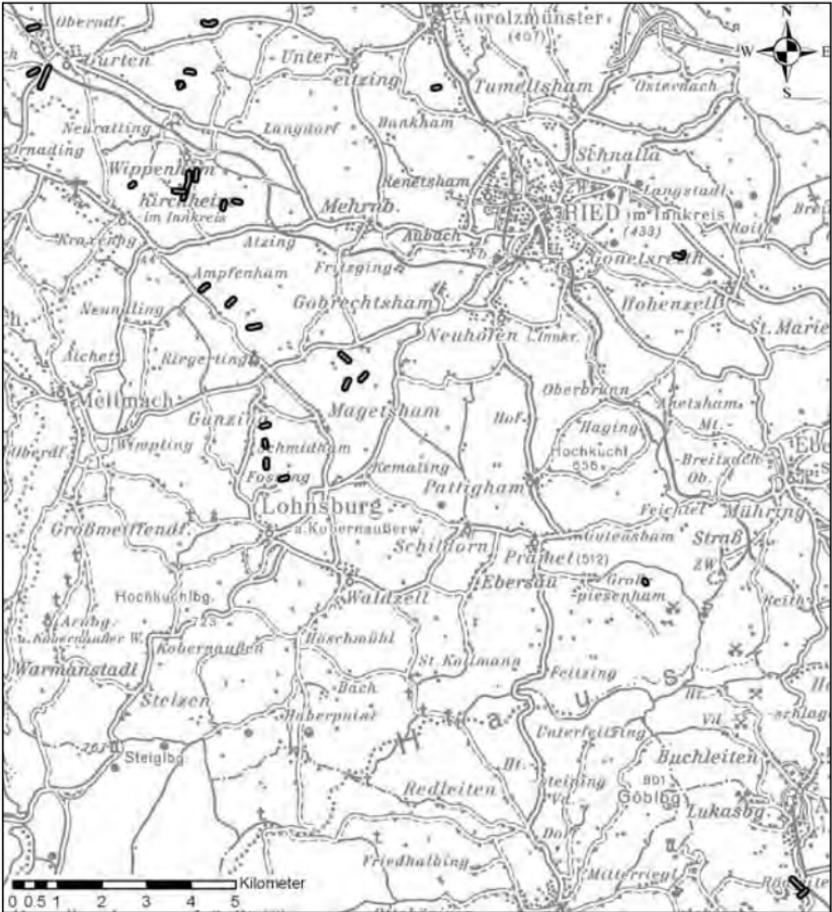


Abb. 25.
Lage der geoelektrischen Profile der 2. Kampagne, gemessen 2000–2006.

trik gemessen sowie weitere 4 Profile mit Ohmmapper 2001 (siehe Abbildung 25). Der Schwerpunkt der Messungen lag in der Region Gurten – Arolzmünster – Ried i. Innkreis – Lohsburg, einzelne Messungen fanden bei Ampflwang im Hausruck und Großpriesenham statt.

Ziele dieser flankierenden geophysikalischen Maßnahmen waren somit:

- Eine Unterscheidung von oberflächennahen geologischen Einheiten bzw. die Auskartierung von eiszeitlichen Terrassenresten.
- Zusatzinformation zu den isolierten Terrassenresten, um diese zu parallelisieren und zu interpretieren.
- Unterscheidung zwischen autochthonen Schottern und umgelagerten Hangschottern.
- Angaben über die Mächtigkeit von „quartären“ Lehmdecken und Deckenschottern.
- Informationen über die flächige Erstreckung der Schotterdecken, Abgrenzung zu den liegenden „tertiären“ Gesteinen und die Erfassung möglicher Ausbisse eines Schliersockels.

Als vorteilhafteste Messmethode wurde die Multielektrodengeoelektrik erkannt und zur Erfassung der geologischen Verhältnisse herangezogen.

Eine detaillierte Darstellung und Interpretation der geoelektrischen Profile ist in den ÜLG-35 Berichten der Geologischen Bundesanstalt (siehe Literaturliste) zu finden.

Schlussfolgerung Bodengeophysik

Die exaktere Kartierung der Terrassenreste im Raum Ried durch die geoelektrischen Messungen führte zu einer wesentlichen Verdeutlichung der geologischen Verhältnisse. Die Ergebnisse bestätigten, dass diese Methode auch geeignet ist, zuverlässige Angaben über Mächtigkeiten von abbauwürdigen Gesteinskörpern zu geben. Es konnten folgende zusätzliche Schlussfolgerungen zur Unterstützung der geologischen Kartierung gezogen werden:

- Der Formationswiderstand des sandig kiesigen Materials variiert, bedingt durch seine verschiedenen Lehm- und Kiesanteile, relativ stark. Eine scharfe Abgrenzung zum hangenden sandig/schluffigen Material ist nicht immer eindeutig;
- Eine getrennte Ansprache des tonig-/ feinschluffigen Materials sowie der schluffig/sandigen Einheiten ist dagegen möglich

10.2. Aeromagnetik und Gravimetrie

(Peter SLAPANSKY)

Flächendeckende geophysikalische Untersuchungen auf Kartenblatt 47 Ried im Innkreis liegen einerseits in Form der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ; HEINZ et al., 1987, SEIBERL, 1991) vor, andererseits in Form gravimetrischer Untersuchungen, die hauptsächlich im Zuge der Kohlenwasserstoffexploration der OMV (ZYCH, 1988) und der gravimetrischen Landesaufnahme (1978 bis 1996), wie auch verschiedener anderer Detailuntersuchungen durchgeführt wurden (ZYCH & MEURERS, 2006b).

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

10.2.1. Aeromagnetik

Die Aufnahmen zur Aeromagnetik von Österreich AMVÖ wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das als Sonde unter einem Tragflächenflugzeug mitgeführt wurde, durchgeführt. Die Befliegung erfolgte im Gebiet von ÖK 47 Ried im Innkreis in einer Höhe von 1000 m über Adria Null mit Messprofilabständen von etwa 2 km. Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1987) und GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987).

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

Das Muster der magnetischen Anomalien ist im betrachteten Bereich äußerst homogen. Das Blatt 47 Ried im Innkreis liegt an der Nord-Flanke des Minimums der regional wirksamen Berchtesgadener Anomalie. Die Werte der Anomalie der

magnetischen Totalintensität auf Kartenblatt 47 bewegen sich zwischen 0 bis -5 nT im Norden und $<-30\text{ nT}$ im Süden des Kartenblatts, feldfortgesetzt auf einen Horizont 1600 m über Adria Null (MOTSCHKA et al., 2006).

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

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

10.2.2. Gravimetrie

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

Eine Übersicht über Durchschnittswerte der Gesteinsdichten für die tektonischen Einheiten im Bereich des Kartenblatts 47 Ried im Innkreis, sowie auch dessen tieferen Untergrund ist in der Tabelle 7 angegeben.

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

Die Isanomalien der Bouguerschwere zeigen einen generellen Trend der Abnahme der Werte zwischen $<-80\text{ mgal}$ im NE und $>-100\text{ mgal}$ im SW des Blattes 47 Ried im Innkreis, wobei diesen generellen Trend überprägende, lokale positive und negative Anomalien auftreten. Der regionale Trend spiegelt die Abnahme der Bouguerschwere vom regionalen Maximum der Böhmisches Masse hin zum regionalen Minimum des Tauernfenster wider (BEV, 2006; MEURERS & RUESS, 2007).

Tabelle 7.

Durchschnittswerte der Gesteinsdichten für die großtektonischen Einheiten im Bereich des Kartenblatts 47 Ried im Innkreis, sowie dessen Untergrund, nach ZACH & MEURERS (2006b).

geologische Einheit	Dichte [g cm^{-3}]
Molasse	2,40
Flysch	2,55
Autochthones Mesozoikum	2,75
Kristallin der Böhmisches Masse	2,80 (2,60 bis 2,90)

Das Kartenblatt 47 Ried im Innkreis liegt im Bereich einer regionalen negativen gravimetrischen Anomalie, die sich im Raum Braunau am Inn – Vöcklamarkt erstreckt, und die bei Vöcklamarkt mit <-100 mgal am deutlichsten in Erscheinung tritt. Ihre Ursache wird in einem Kristallinbecken mit mächtiger Jura- und Kreideauf Lagerung gesehen (NACHTMANN & WAGNER, 1987). Sie nimmt etwa die westliche Hälfte des Blattes ein (ZYCH & MEURERS, 2006 a). Die NE- und E-Begrenzung ist durch eine markante Isoliniencharung gekennzeichnet. Dieser Ostrand ist auch als tektonisches Element in der Strukturkarte der Molassebasis (KRÖLL et al., 2006b) deutlich ausgeprägt. Die westliche Grenze der Anomalie an der Flanke einer positiven Anomalie Braunau – Mattighofen ist nicht so markant wie die östliche (ZYCH & MEURERS, 2006a; 2006b). Südlich folgt eine jurassische Hochzone mit leicht erhöhten Schwerewerten. Zusätzlich zu diesen regionalen Elementen treten lokale Anomalien mit mehr oder weniger ausgeprägtem Charakter auf (ZYCH & MEURERS, 2006a; 2006b).

10.3. Hubschraubergeophysik

Im Jahr 1990 durchgeführte hubschraubergeophysikalische Messungen (Messgebiet „Hausruck“, SEIBERL & PIRKL, 1991) erfassen etwa ein Drittel des Kartenblattes, und zwar den zentralen östlichen Bereich mit der nördlichen Begrenzung südlich von Ried im Innkreis (Hochwert 340 000), der südlichen Begrenzung südlich von Frankenburg (Hochwert 324 000), und der westlichen Begrenzung etwa an der Linie Pramegg – Gobrechtsham (Rechtswert 459 000, alles bezogen auf M31, BMN). Gegen Osten reicht das Hubschraubermessgebiet deutlich über das Blatt 47 hinaus. Die Flughöhe sollte möglichst konstant 80 m über Grund liegen und der Messprofilabstand etwa 200 m betragen.

Es wurden elektromagnetische Messungen mittels elektromagnetischem Mehrfachspulensystem (in zwei Frequenzen, 3600 Hz und 900 Hz, für unterschiedliche Eindringtiefen der Messungen), radiometrische Messungen mittels Gammastrahlenspektrometer (Gesamtstrahlung und Gehalte der Elemente Kalium, Uran und Thorium), sowie magnetische Messungen mittels Protonenpräzessionsmagnetometer (magnetische Totalintensität) durchgeführt. Detaillierte Informationen zu den Messgeräten, zur praktischen Durchführung der Messungen und zur Auswertung der Daten finden sich bei SEIBERL & PIRKL (1991).

10.3.1. Elektromagnetik

Ausgehend vom Modell eines homogenen Halbraums unter einer hochohmigen Deckschicht wurden die Verteilungen des scheinbaren spezifischen Widerstandes und der scheinbaren Tiefe dargestellt. Die Messungen erfolgen nach dem Prinzip der elektromagnetischen Induktion. Man verfolgt die Ausbreitung eines elektromagnetischen Feldes, das von einer künstlichen Quelle mit einer spezifischen Frequenz erzeugt wird, und untersucht die Veränderungen dieses Feldes, die durch unterschiedlich leitende Körper im Untergrund hervorgerufen werden. Durch die Art der Veränderungen können dann Rückschlüsse auf die Widerstandsverteilung unter der Erdoberfläche gezogen werden.

Ganz allgemein weisen trockene Sande und Kiese hohe elektrische Widerstandswerte auf, Schluff- und Tonserien jedoch geringe, eine erhöhte Wasserführung erniedrigt die Widerstandswerte beträchtlich.

Für das Messgebiet auf Blatt Ried im Innkreis können folgende Schlüsse gezogen werden (nach SEIBERL & PIRKL, 1991): Es zeichnen sich die Schotter der Hausruck-Formation durch einen relativ hohen spezifischen Widerstand aus. Teilweise weist die Widerstandsverteilung in diesem Bereich auf komplexere geologische Verhältnisse hin. Dies könnte entweder auf die Untergrund-Reliefsituation, unverritzte Kohlführung oder hydrogeologische Faktoren zurückgeführt werden. Gewisse auffällige Anomalien SW von Ampflwang (Lukasberg – Inner-

leiten) und NE der Hamingerhöhe könnten möglicherweise vom damals aktiven Bergbau verursacht worden sein. Gut sind die unterschiedlichen Faziesbereiche der Ampflwang-Formation der Kobernaußwald-Formation westlich des Guggenberges widergegeben. Auch lassen sich geringmächtigere Schotterfluren und -reste wie z.B. die Schotter N von Frankenburg oder die Schotterkuppe des Hochkuchl südlich von Ried abgrenzen. Innerhalb der Schlier-Formationen zeichnet sich die Zunahme der tonigen Anteile Richtung Norden durch eine entsprechende regionale Abnahme des scheinbaren spezifischen Widerstandes zum Nordrand des Vermessungsgebietes ab. In diesem Zusammenhang sind die Sande der Atzbach-Formation zu erwähnen, die sich flächenhaft durch höhere Widerstände südlich des Hausruck auszeichnen.

Die geologische Situation wird jedoch flächenhaft durch Auflockerung der hangenden Serien über den abgebauten Kohleflözen stark gestört, wobei es zu massiven Änderungen der Wasserwegsamkeiten kommt. Interpretationsüberlegungen müssen die hydrologische Situation zum Befliegungszeitpunkt (Anfang April bis Mitte Mai 1990) berücksichtigen.

Äquivalent gilt dies für Interpretationen der scheinbaren Tiefe, wobei für jede lokale Situation immer überprüft werden muss, ob die Voraussetzungen für die Interpretation eines überdeckten homogenen Halbraums (die Modellannahmen gelten nur für den Fall einer Deckschicht mit sehr hohem Widerstand) auch tatsächlich gegeben sind.

10.3.2. Radiometrie

Aufgrund ihrer Gammastrahlung können die Gehalte natürlich radioaktiver Elemente (Kalium, Uran, Thorium) an der Geländeoberfläche ermittelt werden. Die Strahlung wird für jedes dieser Elemente aufgrund der spezifischen Energien des radioaktiven Zerfalls (K bestimmt aus ^{40}K , U bestimmt aus dem radiogenen Tochterprodukt ^{214}Bi , Th bestimmt aus dem radiogenen Tochterprodukt ^{208}Tl) separat registriert. Es können mit dieser Methode Ergebnisse sowohl für anstehende Gesteine und Sedimente als auch für völlig aufschlussfreie, vegetationsbedeckte Areale gleichermaßen ermittelt werden. Dichte Vegetation (z.B. Wald mit Kronenschluss) und/oder hoher Wassergehalt wirken sich jedoch in Erniedrigung der Messwerte aus. Es muss daher immer auch die Vegetation und die Bodenfeuchte im Messbereich auf mögliche Einflüsse überprüft werden.

Die wichtigsten Kaliumminerale im vorliegenden Gebiet sind kaliumhaltige Tonminerale, detritische Glimmer (Muskowit, Biotit) und Kalifeldspat. Uran und Thorium sind überwiegend an akzessorische Schwerminerale (Zirkon, Monazit, Titanit, Orthit, Xenotim etc.), die in detritischen Schwermineralfraktionen von Sedimentgesteinen angereichert sein können, gebunden.

Die Messergebnisse der Radiometrie sind als in Äquivalente umgerechnete Werte für Kalium (angegeben in % K), Uran und Thorium (in ppm U und ppm Th), als Verhältnisse (U/Th, U/K, Th/K) dieser Elemente sowie in Form der Dosisleistung dargestellt.

Für das Messgebiet auf Blatt Ried im Innkreis ergibt sich folgende Interpretation der wesentlichsten Ergebnisse (nach SEIBERL & PIRKL, 1991):

Der maximale Kaliumgehalt beträgt um 3% K. Im Schlier schwankt der Kaliumgehalt von etwa 1,8 bis 3%. Die jungen Bedeckungen der Hausruck- und der Kobernaußwald-Formation weisen Gehalte an Kalium bis maximal 1% K auf.

Uran weist Maxima von 5 ppm U auf. Der Urangehalt des Schliers zeigt ein heterogenes Bild, wohingegen die Schotter der Hausruck-Formation und der östlichen Kobernaußwald-Formation nur sehr geringe Gehalte an Uran aufweisen.

Für Thorium liegen die Maxima bei 10 ppm Th. Die größten Konzentrationen des Thoriums treten im Schlier im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes auf. Insgesamt zeigt der Thoriumgehalt eine Zunahme von S nach N entsprechend der Zunahme der tonigen Anteile des Schliers. Ähnlich wie beim

Uran sind die Gehalte an Thorium in der Hausruck- und der östlichen Kobernauberwald-Formation extrem niedrig (teilweise <3 ppm Th).

Verhältnisse U/Th, U/K, Th/K: Die auffälligste Anomalie in allen drei Verhältnissen, vor allem aber im U/Th-Verhältnis, ist im Bereich nordwestlich des Göblberges zu finden, wo die tonig-sandige Ampflwang-Formation mit den Kiesen der Kobernauberwald-Formation verzahnt. Der Zusammenhang des Verteilungsmusters der errechneten und dargestellten Elementverhältnisse mit mineralogischen Verhältnissen (Schwermineralgehalte/ Korngrößenverteilung) ist im Detail erst zu untersuchen.

Dosisleistung: Die für den Strahlenschutz relevanten Werte der Dosisleistung liegen im gesamten untersuchten Bereich auf Blatt Ried im Innkreis zwischen 0,2 und 0,7 mSv/Jahr, somit deutlich unter dem empfohlenen Grenzwert von 1 mSv/Jahr.

10.3.3. Magnetik

Der in der Karte (SEIBERL & PIRKL, 1991) dargestellte Parameter sind die Isanomalien der magnetischen Totalintensität (ΔT). Aufgrund der deutlich geringeren Flughöhe sind die Ergebnisse wesentlich detaillierter als die der AMVÖ. Trotzdem sind im Messgebiet „Hausruck“ erwartungsgemäß kaum nennenswerte Details zu erkennen. Das Anomalienmuster wird durch das nördliche Minimum der überregionalen Berchtesgadener Anomalie geprägt (siehe Abschnitt 10.2.1). Kleine lokale Maxima bei Frankenburg und bei Ampflwang sind sehr wahrscheinlich anthropogen. Eine lokale, breite, nur wenige nT starke Anomalie E des Kartenblatts Ried erfasst gerade noch den NE Teil des Kartenblatts. Sie dürfte ihre Ursache im Untergrund des Molassebeckens haben (SEIBERL & PIRKL, 1991).

11. Geologische Naturdenkmale

Christian RUPP, Thomas HOFMANN
& Gottfried SCHINDLBAUER)

Naturdenkmal „Mehrnbacher Vierziger“

an der Straße Ried – Mehrnbach

(BMN 458930/340930)

Rund um den Hausruck und Kobernauberwald sind immer wieder, verstreut auf Äckern und im Wald, Quarzkonglomerat-Blöcke von unterschiedlichster Größe anzutreffen. So wurde bei der Kartierung der Mehrnbacher Umgebung ein eindrucksvolles Exemplar angetroffen, welches Teil des Fundamentes eines Hauses in Mehrnbach ist. Eingebettet in den sandigen Lehm, der in Mehrnbach oft mehrere Meter mächtig wird, ist dieser glatt geschliffene Quarzkonglomeratblock, an die 4 m lang und 2 m hoch, noch im Keller dieses Hauses zu bewundern.

Lithologisch handelt es sich bei diesen grauen bis bräunlichen Quarzkonglomerat-Blöcken um kieselig gebundene und verfestigte Quarz- und Quarzitzeröle. Sie gleichen dem Quarzkonglomerat der Pramquellenbank (siehe Kapitel 3) und werden auch mit diesem in Zusammenhang gebracht. Da ein weiterer Transport solcher großer Blöcke in diesem Gebiet (nördlich der nördlichen Endmoränen der Alpengletscher) ausgeschlossen werden kann, weisen die „Mehrnbacher Vierziger“ auf eine ursprünglich viel größere Ausdehnung des Konglomerates der Pramquellenbank hin, als ihr aktuelles, relikartiges Verbreitungsgebiet vermuten lässt. Je weiter man sich vom heutigen Verbreitungsgebiet entfernt, umso unsicherer wird eine Zuordnung der Quarzkonglomerat-Blöcke zum Konglomerat der Pramquellenbank. Im nördlichen Innviertel und in Bayern sind häufig sehr ähnliche Quarzkonglomerat-Blöcke anzutreffen, die sehr wahrscheinlich von den



Abb. 26.
Das Naturdenkmal „Mehrnbacher Vierziger“.

ebenfalls früher weit verbreiteten Quarzkonglomerat-Lagen des Pitzenberg-schotters bei Münzkirchen und des Quarzrestschotters in Ostniederbayern abzuleiten sind. Diese sind jedoch älter (Mittelmiozän; SALVERMOSER & WALSER, 1991) als das Quarzkonglomerat der Pramquellenbank (Obermiozän, siehe Kapitel 3).

Der Name „Mehrnbacher Vierziger“, „Zwanziger“ oder „Dreißiger“ wurde von der Anzahl der Bausteine, die aus diesen Blöcken gewonnen wurden, abgeleitet. Ein anderer Name, nämlich „Schwitzer“, bezieht sich auf den Umstand, dass sich auf den großen, glatten Blöcken leicht die Luftfeuchtigkeit niederschlägt (KINZL, 1927).

Bei der bäuerlichen Bevölkerung verhasst – behinderten sie doch die Arbeit am Feld und beschädigten häufig Pflüge und anderes landwirtschaftliches Gerät – wurde ihre Existenz früher oft dem Teufel zugeschrieben. Im zwanzigsten Jahrhundert wurden große Blöcke zunehmend durch Sprengung zerstört und die Bruchstücke aus den Äckern entfernt. Verwendung fanden die „Mehrnbacher Vierziger“ als Baustein (Fundamentsteine etc.), sie wurden aber auch als Zierstein bei der Errichtung von Denkmälern (KINZL, 1927) verwendet (z.B. Eberschwang). Heute sind handlichere Stücke beliebte Ziersteine für Alpengärten.

Im Zuge der Neutrassierung der Umfahrungsstraße von Ried im Innkreis wurde zwischen Mehrnbach und Ried ein ca. 5×5×2 m großer und ca. 80 Tonnen schwerer Quarzkonglomerat-Block freigelegt (HORMANN, 2000). Trotz der Häufigkeit dieser Blöcke im Raum Ried bot sich dieser Block auf Grund seiner nahezu einmaligen Größe als Ausstellungsstück an. Entgegen der ersten Absicht, diesen Block als Schauobjekt an einem Rastplatz der damals noch in Planung befindlichen Innkreis-Autobahn aufzustellen, entschied das Amt der Oberösterreichischen Landesregierung im Jahr 1986 per Bescheid, das Quarzkonglomerat als Naturdenkmal an seiner Fundstelle zu belassen (Abb. 25). Heute ist es als Naturdenkmal Nr. 119 mit der Bezeichnung „Mehrnbacher 40er“ im Naturschutzbuch der Oberösterreichischen Landesregierung vermerkt (SCHINDLBAUER & KAPL, 2006).

12. Ausgesuchte Bohrungen auf Blatt 47 Ried

Mit Ausnahme der Bohrung 24 (Geologische Bundesanstalt) wurden alle hier angeführten Bohrungen von der Rohöl-Aufsuchungs-AG abgeteuft. Verwendet wurden die alten, bei der Rohöl-AG gebräuchlichen Schichtglied-Bezeichnungen (z. B.: Innviertler Serie). Die aktuellen Formationsbezeichnungen und deren Umfang sind in den Kapiteln 3 bzw. 6 zu finden (ET = Endteufe).

Bohrung 1 — Frankenburg 01

BMN: 460664/326698; SH: 554 m

0– 4 m: Quartär

4– 575 m: Ottnangium (Innviertler Serie)

1575–1322 m: Eggenburgium (Haller Serie)

1322–1887 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)

1887–2103 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie; ET)

Bohrung 2 — Helmerding 01

BMN: 456735/335684; SH.: 486 m

0– 4 m: Quartär

4– 631 m: Ottnangium (Innviertler Serie)

631–1109 m: Eggenburgium (Haller Serie)

1109–1329 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)

1329–1658 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)

1658–1875 m: Kiscellium

1875–1913 m: Obereozän

1913–2488 m: Oberkreide

2488–2761 m: Jura

2761–2785 m: Kristallin (ET)

Bohrung 3 — Hocheck 01

BMN: 450 676/326563; SH.: 641 m

0– 4 m: Quartär

4– 165 m: Pannonium (Kohleführende Süßwasserschichten)

165– 751 m: Ottnangium (Innviertler Serie)

751–1463 m: Eggenburgium (Haller Serie)

1463–2016 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie; ET)

Bohrung 4 — Hörgersteig 02

BMN: 461844/323449; SH.: 500 m

0– 9 m: Quartär

9– 531 m: Ottnangium (Innviertler Serie)

531–1214 m: Eggenburgium (Haller Serie)

1214–1885 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)

1885–2295 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)

2295–2505 m: Kiscellium

2505–2554 m: Obereozän

2554–2582 m: Jura (ET)

Bohrung 5 — Hörgersteig Süd 3

BMN: 464521/322625, SH.: 519 m

0– 504 m: Ottnangium (Innviertler Serie)

1504–1210 m: Eggenburgium (Haller Serie)

1210–1908 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)

1908–2302 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie; ET)

Bohrung 6 — Kalteis 02

BMN: 453553/321725, SH.: 720 m

- 0– 1 m: Quartär
- 1– 246 m: Pannonium (Kohleführende Süßwasserschichten)
- 246– 652 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 1652–1454 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1454–2196 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
- 2196–2750 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie; ET)

Bohrung 7 — Kemating 04

BMN: 459101/334820, SH.: 547 m

- 0– 2 m: Quartär
- 2– 645 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 645–1181 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1181–1392 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
- 1392–1672 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)
- 1672–1850 m: Kiscellium
- 1850–1888 m: Obereozän
- 1888–1933 m: Oberkreide (ET)

Bohrung 8 — Kohleck 04

BMN: 456278/329035, SH.: 592 m

- 0– 46 m: Pannonium (Kohleführende Süßwasserschichten)
- 46– 727 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 727–1303 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1303–1837 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
- 1837–2215 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)
- 2215–2380 m: Kiscellium
- 2380–2425 m: Obereozän
- 2425–2440 m: Oberkreide (ET)

Bohrung 9 — Kohleck 09

BMN: 451941/329274, SH.: 754 m

- 1110–1247 m: Pannonium (Kohleführende Süßwasserschichten)
- 247– 918 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 918–1521 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1521–1950 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
- 1950–2237 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)
- 2237–2434 m: Kiscellium
- 2434–2503 m: Obereozän
- 2503–2721 m: Oberkreide
- 2721–3070 m: Jura
- 3070–3104 m: Kristallin (ET)

Bohrung 10 — Mauern 01

BMN: 458332/324558, SH.: 638 m

- 0– 90 m: Pannonium (Kohleführende Süßwasserschichten)
- 90– 729 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 1729–1429 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1429–2063 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
- 2063–2448 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)
- 2448–2617 m: Kiscellium
- 2617–2700 m: Obereozän
- 2700–2821 m: Oberkreide
- 2821–3176 m: Jura
- 3176–3202 m: Kristallin (ET)

Bohrung 11 – Pattigham 01

BMN: 462642/334990, SH.: 574 m

- 1110– 12 m: Quartär
- 12– 617 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 617–1182 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1182–1394 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
- 1394–1622 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)
- 1622–1876 m: Kiscellium
- 1876–1909 m: Obereozän
- 1909–1929 m: Oberkreide (ET)

Bohrung 12 – Puchkirchen 15

BMN: 467911/319020, SH.: 456 m

- 0– 14 m: Quartär
- 1114– 360 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 360–1055 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1055–1168 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie; ET)

Bohrung 13 – Puchkirchen 26

BMN: 468057/322029, SH.: 558 m

- 1110– 2 m: Quartär
- 1112– 552 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 552–1191 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1191–1922 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
- 1922–2450 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)
- 2450–2612 m: Kiscellium
- 2612–2650 m: Obereozän
- 2650–2678 m: Oberkreide
- 2678–2720 m: Jura (ET)

Bohrung 14 – Redlital 03

BMN: 454730/325290, SH.: 674 m

- 0– 164 m: Pannonium (Kohleführende Süßwasserschichten)
- 1164– 779 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 1779–1454 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1454–2079 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchner Serie)
- 2079–2422 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchner Serie; ET)

Bohrung 15 – Rettenbrunn 01

BMN: 463466/338205, SH.: 468 m

- 0–1562 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 562– 981 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1981–1043 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie; ET)

Bohrung 16 – Ried 08

BMN: 467779/341319, SH.: 490 m

- 0– 2 m: Quartär
- 2– 513 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 513– 667 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 667– 941 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
- 1941–1159 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)
- 1159–1413 m: Kiscellium
- 1413–1415 m: Obereozän
- 1415–1448 m: Oberkreide

Bohrung 17 – Ried 18

BMN: 465302/339972, SH.: 468 m

- 0– 7 m: Quartär
- 7– 507 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 507– 796 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 796– 991 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
- 1991–1217 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)
- 1217–1490 m: Kiscellium
- 1490–1494 m: Obereozän
- 1494–1510 m: Oberkreide

Bohrung 18 – Ried 19

BMN: 463145/342257, SH.: 448 m

- 0– 2 m: Quartär
- 2– 515 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 515– 690 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 690– 882 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
- 882–1203 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)
- 1203–1378 m: Kiscellium
- 1378–1393 m: Obereozän
- 1393–1544 m: Oberkreide
- 1544–1567 m: Jura (ET)

Bohrung 19 – Schildorn 01

BMN: 459720/332746, SH.: 538 m

- 0– 2 m: Quartär
- 2– 601 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 601–1217 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1217–1350 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie; ET)

Bohrung 20 – Spiessberg 01

BMN: 459636/338241, SH.: 474 m

- 0– 573 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 573– 987 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1987–1061 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie; ET)

Bohrung 21 – Steindlberg 01

BMN: 452547/334236, SH.: 540 m

- 0– 4 m: Quartär
- 4– 18 m: Pannonium (Kohleführende Süßwasserschichten)
- 18– 690 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 1690–1226 m: Eggenburgium (Haller Serie)
- 1226–1508 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
- 1508–1721 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)
- 1721–1909 m: Kiscellium
- 1909–1937 m: Obereozän
- 1937–1475 m: Oberkreide
- 1475–2779 m: Jura
- 2779–2804 m: Kristallin (ET)

Bohrung 22 – Vöcklamarkt 01

BMN: 459930/320192, SH.: 573 m

- 0– 55 m: Quartär
- 55–1539 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
- 539–1232 m: Eggenburgium (Haller Serie)

1232–2031 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie)
2031–2242 m: Unteres Egerium (Untere Puchkirchener Serie)
2242–2584 m: Schuppenzone (verschuppte Puchkirchener Serie; ET)

Bohrung 23 – Wildenau O 1

BMN: 451836/340262, SH.: 438 m

0– 12 m: Quartär
12– 550 m: Ottnangium (Innviertler Serie)
550–1028 m: Eggenburgium (Haller Serie)
1028–1100 m: Oberes Egerium (Obere Puchkirchener Serie; ET)

Bohrung 24 – Kartierungsbohrung Ranzing bei Gurten

(OC4b/14; RUPP, 1989a)

BMN: 452680/344340; SH.: 486 m

0,00– 1,80 m: Quartär (Oberpliozänschotter)
1,80– 3,90 m: Oncophoraschichten (Oberes Ottnangium.
3,90–46,00 m: Treubach-Formation (Mittleres Ottnangium.
46,00–66,85 m: Braunau-Formation (Mittleres Ottnangium.
66,85–84,00 m: Mehrnbach-Formation (Mittleres Ottnangium; ET).

Literatur

- ABERER, F. (1953): Geologische Karte der Forschungsgebiete Salzburg – Braunau – Ried mit Benützung älterer und neuerer Aufnahmen von ABEL, O., BECKER, H., BÜRL, H., FERENCZY, ST., TRAUB, F., WEINBERGER, L., WIEBOLS, J. – Unpublizierte Geologische Karte, Wien (Geol. B.-A.).
- ABERER, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23–93, 1 Krt., Wien.
- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E. (1949): Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg – Jb. Geol. B.-A., **92** (1947), 129–145, Wien.
- AGUIRRE, E. & PISANI, G. (1985): The Pliocene-Pleistocene boundary. – Episodes, **8**, 116–120.
- ARETIN, G. (1988a): Geologische Kartierung des Gebietes um den Haager Rücken im nördlichen Hausruck, Oberösterreich. – Dipl.-Arb. Inst. f. Allg. u. Ang. Geologie, Ludwig-Maximilians-Univ., 1. Teil, 85 S., München.
- ARETIN, G. (1988b): Schwermineral-Untersuchungen in den Liegendschichten der Kohlen-Ton-Serie im Hausruck, Oberösterreich. – Dipl.-Arb. Inst. f. Allg. u. Ang. Geologie, Ludwig-Maximilians-Univ., 2. Teil, 79 S., München.
- BARTHELT-LUDWIG, D. (1994): Bemerkungen zur Stratigraphie und Genese der Sand-Schotter-Gruppe und ihrer basalen Schichten (Ottnangien, Oberösterreich). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **34**, 35–45, München.
- BECHTEL, A., GRUBER, B., SACHSENHOFER, R.F., GRATZER, R., LUECKE, A. & PÜTTMANN, W. (2003): Depositional environment of the Late Miocene Hausruck lignite (Alpine Foreland basin): insights from petrography, organic geochemistry, and stable carbon isotopes. – Int. Journ. Coal Geology, **53**, 153–180, Amsterdam.
- BECKER, H. (1948): Bericht (1947) über geologische Untersuchungen im westlichen Hausruck und im östlichen Kobernauber Wald (Bl. Ried – Vöcklabruck). – Verh. Geol. B.-A., **1948**, 42–45, Wien.
- BECKER, H. (1949): Bericht (1948) über geologische Untersuchungen im Hausruckgebiet und im Kobernauber Wald (Bl. Ried – Vöcklabruck und Bl. Mattighofen). – Verh. Geol. B.-A., **1949**, 29–32, Wien.
- BECKER, H. (1950): Bericht (1949) zur Geologie des westlichen Hausrucks im Raume nördlich Frankenburg (Bl. Ried – Vöcklabruck). – Verh. Geol. B.-A., **1950/51**, 44–48, Wien.
- BERKA, R. & SCHUBERT, G. (2006): Trinkbare Tiefgrundwässer in Österreich. – Unpubl. Bericht, Wien (Geol. B.-A.).
- BEV – Bundesamt f. Eich- u. Vermessungswesen & IMG – Inst. f. Meteor. u. Geophys. d. Univ. Wien (2006): Österreichische Schwerekarte. – Wien.

- BIEG, U. (2005): Palaeoceanographic modeling in global and regional scale – An example from the Burdigalian Seaway, Upper Marine Molasse (Early Miocene), – Diss. Uni. Tübingen, 108 S., <http://w210.ub.uni-tuebingen.de/dbt/volltexte/2005/2132/> (2. 6. 2008).
- BMLF & Amt der OÖ Landesregierung (Hrsg.; 1999): Thermalwasservorkommen im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken. Hydrogeologisches Modell und Thermalwasser-Strömungsmodell. Kurzbericht. – Wien.
- BRÄUMÜLLER, E. (1961): Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – Erdöl-Z., **77/11**, 509–520, Wien-Hamburg.
- BRAUNSTINGL, R. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1 : 200 000. – Wien (Geol. B.-A.).
- BRÜGEL, A. (1998): Provenances of alluvial conglomerates from the Eastalpine Foreland: Oligo-/Miocene denudation history and drainage evolution of the Eastern Alps. – Tübinger Geowiss. Arb., **A 40**, 168 S., Tübingen.
- BRZOBHATY, R., HEINRICH, M. & ROETZEL, R. (1990): New studies of the Otoliths from the marine Otnangian (Lower Miocene, Upper Austria). – In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 245–249, 1 fig., 2 tab., UUG, Prag.
- BUCHROITHNER, F. (1984): Karte der Landsat-Bildlineamente von Österreich 1:500.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- BÜRGL, H. (1946): Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers. – Verh. Geol. B.-A., **1946/10–12**, 123–151, Wien.
- CICHA, I., RÖGL, F., CTYROKA, I., ZAPLETALOVA, I. & PAPP, A. (1973): Die Foraminiferen des Otnangian. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J. (1973): M2 Otnangian. Die Innviertler, Salgotarjaner, Bantapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **3**, 841 S., Bratislava.
- CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, Ch. & CTYROKA, J. (1998): Oligocene – Miocene Foraminifera of the Central Paratethys. – Abh. Senckenbg. Naturforsch. Ges., 549–325, 61 Figs., 3 Tab., 79 Pls., Frankfurt a. M.
- CIVRAN, G., GRUBER, R., HOFMANN, E., MÜLLER, W. J., SIEGL, W. & PETRASCHECK, W. (1943): Chemische und petrographische Untersuchungen an der Braunkohle des Hausrucks in Oberdonau. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. 1, **152**, 177–242, Wien.
- COMMENDQA, H. (1900): Materialien zur Geognosie Oberösterreichs: Ein Beitrag für die Landeskunde in Einzeldarstellungen. – Jahresber. Mus. Francisco Carolinum, **58**, 272 S., Linz.
- CORIC, S. (1998): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **141/3**, 254–255, Wien.
- CORIC, S. (2001): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **143/3**, 348–349, Wien.
- CZURDA, K. (1978): Sedimentologische Analyse und Ablagerungsmodell der miozänen Kohlemulden der oberösterreichischen Molasse. – Jb. Geol. B.-A., **121/1**, 123–154, Wien.
- DAXNER-HÖCK, G. (2004): *Pseudocollimys steiningeri* nov. gen. nov. spec. (Cricetidae, Rodentia, Mammalia) aus dem Ober-Miozän der Molassezone Oberösterreichs. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **246**, 1–13, Frankfurt a., M.
- DECKERS, S. (1988): Kartierung in der Molassezone Oberösterreichs im Bereich des östlichen Hausruck (Kartenblatt 48 Vöcklabruck). – Dipl.-Arb. Inst. f. Allg. u. Ang. Geologie, Ludwig-Maximilians-Univ., 111 S., München.
- DE RUIG, M.J. & HUBBARD, S.M. (2006): Seismic facies and reservoir characteristics of a deep-marine channel belt in the Molasse foreland basin, Puchkirchen Formation, Austria. – AAPG Bull., **90/5**, 735–752.
- DOHMANN, L. (1991): Unteroligozäne Fischeschiefer im Molassebecken. – Unveröff. Diss. Ludwig-Maximilians-Universität, 365 S., München.
- EGGER, H. (2007): Erläuterungen zu Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S., Wien (Geol. B.-A.).
- EHRlich, C. (1854): Geognostische Wanderungen im Gebiet der nördlichen Alpen. Ein specieller Beitrag zur Kenntniss Oberösterreich's – 144 S., 50 Fig., 4 Taf., Linz.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1987): Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Otnangian) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jb. Geol. B.-A., **130/4**, 415–447, 30 Abb., 3 Tab., Wien.
- FAUPL, P., ROHRlich, V. & ROETZEL, R. (1988): Provenance of the Otnangian Sands as Revealed by Statistical Analysis of their Heavy Mineral Content (Austrian Molasse Zone, Upper Austria and Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **131/1**, 11–20, 5 figs., 5 tabs., Wien.
- FLÖGL, H. (1969/70): Wasserwirtschaftliches Grundsatzgutachten Vöckla-Ager-Traun mit Karten 1:50.000. – Hsg. Amt ö. Landesreg., Abt. Wasserbau – Hydrographischer Dienst Linz.

- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, **297**, 1–15, Amsterdam.
- GIBBARD, P.L., SMITH, A.G., ZALASIEWICZ, J.A., BARRY, T.L., CANTRILL, D., COE, A.L., COPE, J. C.W., GALE, A.S., GREGORY, F.J., POWELL, J.H., RAWSON, P.F., STONE, P. & WATERS, C. N. (2005): What status for the Quaternary? – *Boreas*, **34**, 1–6. Oslo.
- GOLDBRUNNER, J. E. (1987): Endbericht „Hydrogeologische Untersuchungen artesischer Wässer im oberösterreichischen Alpenvorland“. Detailprogramm 1985, Teil V. HÖ 17. – Unpubl. Bericht zu Projekt OA 008a/85, Institut für Geothermie und Hydrogeologie der Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.
- GOLDBRUNNER, J. E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – *Steir. Beitr. Hydrogeologie*, **39**, 5–94, Graz.
- GÖTZINGER, G. (1925): Studien in den Kohlegebieten des westlichen Oberösterreich. – *Jb. Geol. B.-A.*, **74** (1924), 197–229, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1935): Bericht über außerplanmäßige Aufnahmen auf Blatt Ried – Vöcklabruck (Neuaufnahme). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1935**, 1–3, 45–46, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1936): Exkursion in den Hausruck. – *Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich*, 105–110, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1938): Bericht über außerplanmäßige Aufnahmen auf Blatt Ried – Vöcklabruck (4751) (Neuaufnahme). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1938**, 75–78, Wien.
- GRAUL, H. (1937): Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, **30**, 179–259, München.
- GRIMM, W. D. (1977): Das obermiozäne Quarzkonglomerat in Ostniederbayern ist kein Astroblem. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **6**, 373–384.
- GROISS, R. (1989): Geologie und Kohlebergbau im Hausruck (Oberösterreichische Molasse). – *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **11**, S. 167–178, 3 Abb., Wien.
- GRUBER, W. & SACHSENHOFER, R. F. (1999): Petrographische Untersuchungen an der Kohle des Hausrucks. – *Bericht für die WTK-GmbH. Inst. Geowiss. Leoben*.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). – *Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien*, 32 S.
- HAGN, H. (1978): Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenloch-Schichten, Priabon). – *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol.*, **18**, 167–235, München.
- HAUER, F. (1868): Fossilien von Mettmach bei Ried (Oberösterreich). – *Verh. Geol. Reichsanst.*, **1868**, 387, Wien.
- HEINRICH, M., ZEZULA, G., BRÜGGEMANN, H., GROISS, R. & PESTAL, G. (1981): Feuerfestsande und Feuerfestone im Hausruck. – *Unveröff. Endbericht 1980 Proj. OA 1b/1980*, 27 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- HEINRICH, M. (1984): Fazielle Untersuchungen im Otnangien des Innviertel in Hinblick auf seine Kohlehöflichkeit. – *Unveröff. Endbericht Proj. OA 5e/1983*, 163 S., Wien (*Geol. B.-A.*).
- HEINRICH, M., BRÜGGEMANN, H., GOTTSCHLING, H. & GROISS, R. (1984): Erfassung der Ton- und Sandvorkommen im Hausruck, O.Ö.: Endbericht 1981 und 1982 für die Proj. OA 1d/1981 und OA 1d/1982, 48 S., – *Unveröff. Endbericht 1981 u. 1982 Proj. OA 1b 1981*, 1–82, *Geol. B.-A.*, Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Oberösterreich. – *Bericht Projekt OC-1c/84*, 15 S., Wien (*Geol. B.-A.*).
- HEISS, G., JUNG, M., METZ, A. & SPENGLINGWIMMER, R. (2003): Wasserwirtschaftliche Vorrangflächen gegenüber Sandabbau (WWVF Sande). – *Unpubl. Bericht ARC Seibersdorf research GmbH*.
- HEISS, G., JUNG, M., METZ, A. & SPENGLINGWIMMER, R. (2005): Die Grundwasservorkommen innerhalb der tertiären Sande der oberösterreichischen Molassezone. *Technischer Endbericht*. – *Amt OÖ Landesreg., Wasserwirtschaft*, 1–53, Linz.
- HINGENAU, O., Freiherr v. (1856): *Sitzungsber.*, *Jb. Geol. B.-A.*, **1856**, 164–165, Wien.
- HINSCH, R. (2008): Continued internal and external research efforts of RAG: New insights for the geological evolution of the Molasse Basin of Austria. – *Oil & Gas Europ. Mag.*, **2008/3**, 138–143, Hamburg – Wien.
- HOERNES, R. (1875): Die Fauna des Schliers von Otnang. – *Jb. Geol. Reichsanst.*, **25/4**, 333–400, Wien.
- HOFMANN, E. (1929): Paläobotanische Untersuchungen über das Kohlenvorkommen im Hausruck. – *Mitt. Geol. Ges.*, **20** (1927), 1–28, Wien.
- HOFMANN, Th. (2000): GAIA's Sterne: Ausflüge in die geologische Vergangenheit Österreichs. – *Grüne Reihe, BMUJF*, **12**, Graz (Austria-Medien-Service-Verlag).

- HUBBARD, S.M., DE RUIG, M.J. & GRAHAM, S.A. (2005): Utilizing outcrop analogs to improve subsurface mapping of natural gas-bearing strata in the Puchkirchen Formation, Molasse Basin, Upper Austria. – *Austr. J. Earth Sci.*, **98**, 52–66, Wien.
- INGERLE, K. (1981): Grundwassererschließung im Raum Ried im Innkreis. – Unpubl. Bericht, Innsbruck.
- JANOSCHEK, R. (1961): Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. – *Erdöl-Z.*, **77/5**, 161–175, Wien – Hamburg.
- JENISCH, V. & TICHY, G. (1977): Neue Funde von Mastodonten-Molaren aus den Schottern des südlichen Kobernaußer Waldes (Oberösterreich). – *Jb. Oö. Mus. Ver.*, **122/1**, 193–200, Linz.
- JESCHKE, H.P., PIRKL, H., HEINRICH, M., KLEIN, P. & LIPIARSKI, P. (1993): Erhebung und Bewertung des Mineralrohstoff- und Georisikopotentials des Hausrucks in Bezug auf dessen Gesamt-Naturraumpotential. – Unveröff. Projektbericht, 36 S., Wien (Geol. B.-A.).
- JOCHUM, B. & RUPP, Ch. (2007): Geoelektrische Messungen auf ÖK-Blatt 47 Ried im Innkreis – zur Kartierung quartärer Schotterablagerungen. – Arbeitstagung d. Geol. B.-A. 2007, 73–112, Wien (Geol. B.-A.).
- KALTBEITZER, J. (1988): Geologische, sedimentpetrographische und hydrogeologische Untersuchungen im Hausruckgebiet östlich von Eberschwang. – Dipl.-Arb. Inst. f. Allg. u. Ang. Geologie, Ludwig-Maximilians-Univ., 81 S., München.
- KINZL, H. (1927): Über die Verbreitung der Quarzitkonglomerate im westlichen Oberösterreich und im angrenzenden Bayern. – *Jb. Geol. B.-A.*, **77**, 233–263, Wien.
- KLAUS, W. (1952): Bemerkungen zur Palynologie der Hausruckkohlen. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **89/9**, 69–77, Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. Abriss einer Quartärgeologie von Oberösterreich. – Schriftenreihe OÖ. Musealver., Ges. Landeskunde, **17**, 487 S., Linz.
- KOHL, H. & KRENMAYR, H.-G. (1997): Erläuterungen zu Blatt 49 Wels. – 77 S., Wien (Geol. B.-A.).
- KOLLMANN, K. (1966): Die Mächtigkeitsverteilung der Ablagerungen des Obereozäns und tiefen Rupels als Grundlage für eine Rekonstruktion der frühen Baugeschichte des Ölfeldes Ried (Molassezone Oberösterreich). – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **82/5**, 175–185, Wien – Hamburg.
- KOVAR-EDER, J. (1988): Obermiozäne (Pannone) Floren aus der Molassezone Österreichs. – *Beiträge Paläont. Österr.*, **14**, 19–121, Wien.
- KOVAR-EDER, J. & WOJCICKI, J.J. (2001): A Late Miocene (Pannonian) Flora from Hinterschlaggen, Hausruck Lignite Area, Upper Austria, Austria. – *Acta Paleobot.*, **41/2**, 221–251, Krakow.
- KRENMAYR, H.-G. (1989): Beiträge zum Quartär und Tertiär im Gebiet der Ager und Vöckla zwischen Vöcklamarkt und Attnang-Puchheim (O.Ö.). – Dipl. Arb. Univ. Wien, 113 S., Wien.
- KRENMAYR, H.-G. (1991): Sedimentologische Untersuchungen der Vöcklaschichten (Innviertler Gruppe, Otnangien) in der oberösterreichischen Molassezone im Gebiet der Vöckla und der Ager. – *Jb. Geol. B.-A.*, **134/1**, 83–100, 14 Abb., Wien.
- KRENMAYR, H.-G. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 49 Wels. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137/3**, 446–448, Wien.
- KRENMAYR, H.-G. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – *Jb. Geol. B.-A.*, **138/3**, 484–485, Wien.
- KRENMAYR, ROETZEL & RUPP (1996): Stop 2: Puchkirchen-Berg. – In: KRENMAYR, H.-G. & ROETZEL, R. (1996): Exkursionsführer, 11. Sedimentologentreffen, Exkursion B2, Oligozäne und miozäne Becken- und Gezeitensedimente in der Molassezone Oberösterreichs, *Berichte der Geol. B.-A.*, **33**, 43 S., 17 Abb., Wien.
- KRENMAYR, H.-G. & SCHNABEL, W. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1 : 200 000. – Wien (Geol. B.-A.).
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006 a): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich. – 24 S., Wien (Geol. B.-A.).
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006 b): Strukturkarte der Molassebasis.- Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich 1 : 200 000; – Wien (Geol. B.-A.).
- LEMCKE, K. (1988): Geologie von Bayern. 1: Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. Erdgeschichte-Bau-Bodenschätze. – 175 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- LORENZ, W. & GWOSDZ, W. (1997): Bewertungskriterien für Industriemineralie, Steine und Erden. Teil 1: Tone. – *Geol. Jb.*, Reihe H, **2**, 3–108, Hannover.
- MACKENBACH, R. (1984): Jungtertiäre Entwässerungsrichtungen zwischen Passau und Hausruck (O.Österreich). – *Geol. Inst. Univ. Köln, Sonderveröff.* **55**, 175 S., 45 Abb., 2 Tab., Anhang (Tab. 1–5), Köln.

- MALECKI, G. & HOFMANN, Th. (2002): Übersicht und Ergebnisdarstellung der Rostoffsicherungsprojekte der Jahre 1986 bis 1998. – Archiv für Lagerstättenforschung, **22**, 27–28, Wien.
- MANDIC, O. (2006): Mollusken des oberösterreichischen Ober-Ottnangiums – die Evaluierung. – Unveröff. Projektber., 3 S., Wien (Geol. B.-A.).
- MASSELTER, T. & HOFMANN, Ch.-Ch. (2005): Palynology and palynofacies of Miocene coal-bearing (clastic) sediments of the Hausruck area (Austria). – Geobios, **38**, 127–138.
- MAYER, B. L. (1956): Mikrofloristische Untersuchungen an jungtertiären Braunkohlen im östlichen Bayern. – Geologica Bavarica, **25**, 100–128, München.
- MAYERHOFER, D. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 249, Wien.
- MAYERHOFER, D. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Tertiär im Raum Eberschwang – Ampflwang auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 393–394, Wien.
- MELLER, B. (2007): Beiträge zur Fazies der kohleführenden obermiozänen Sedimente des Hausrucks (Molassebecken, Oberösterreich) aus paläobotanisch-paläoökologischen Untersuchungen. – Arbeitstagung d. Geol. B.-A. 2007, 73–112, Wien (Geol. B.-A.).
- MEURERS, B. & RUESS, D. (2007): Compilation of a new Bouguer gravity data base in Austria. – Vermessung & Geoinformation, **2007/2**, 90–94, 5 Figs., Wien.
- MOTSCHKA, K. & SLAPANSKY, P. (2006): Kompilierte geomagnetische Karte und strukturelle Interpretation. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich, 4–8, Wien (Geol. B.-A.).
- MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2006): Magnetische Karte – Isanomalien der Totalintensität (?T). Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich 1:200 000. – Wien (Geol. B.-A.).
- NACHTMANN, W. & WAGNER, L. (1987): Mesozoic and Early Tertiary evolution of the Alpine foreland in Upper Austria and Salzburg, Austria. – Tectonophysics, **137**, 61–76, Amsterdam.
- NIESNER, E., SCHMID, Ch. & WEBER, F. (1993): Auswertungsprobleme bei Pliozänschottern in der Molassezone Oberösterreichs. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **16**, 41–70, Wien.
- PAPP, A. (1955): Bemerkungen über Vorkommen und Variabilität der Bivalvengattung *Onco-phora*. – Verh. Geol. B.-A., **1955/2**, 120–133, Wien.
- PAPP, A., GRILL, R., JANOSCHEK, R., KAPOUNEK, J., KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., 9–27, Wien.
- PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F.F. (1970): Führer zur Paratethys-Exkursion 1970 in die Neogen-Gebiete Österreichs. – 57 S., Paläont. Inst. Univ. Wien.
- PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J. (1973): M2 Ottnangien. Die Innviertler, Salgotarjaner, Bantapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **3**, 841 S., Bratislava.
- PARTRIDGE, T.C. (Ed.) (1997): The Plio-Pleistocene Boundary. – Quaternary International, **40**, Elsevier.
- PETTERS, V. (1936): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. – Petroleum, **32/5**, 10–12, Berlin – Wien.
- PILLER, W. E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolge). – Wien (Österr. Akad. Wiss. u. Österr. Strat. Komm.).
- PILLER, W. E., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2007): Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions. – Stratigraphy, **4**, 151–168.
- POHL, W. (1968): Zur Geologie und Paläogeographie der Kohlenmulden des Hausruck (Oberösterreich). – Dissertationen Univ. Wien, 17, 70 S., Wien (Verlag Notring).
- RABEDER, G. (1985): Die Säugetiere des Pannonien. – In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Eds.): M6 – Pannonien (Slavonien und Serbien), Serie Chronostratigraphie und Neostatotypen, 440–463, Budapest (Akad. Kiado).
- RASSER, M.W., LESS, G. & BADI-BEKE, M. (1999): Biostratigraphy and facies of the Late Eocene in the Upper Austrian Molasse Zone with special reference to the Larger Foraminifera. – Abh. Geol. B.-A., **56/2**, 679–698, Wien.
- REICHENBACHER, B. (1989): Feinstratigraphische Gliederung der Kirchberger Schichten (Unter-Miozän) an der Typuslokalität Illerkirchberg bei Ulm. – Geol. Bavarica, **94**, 135–177, München.

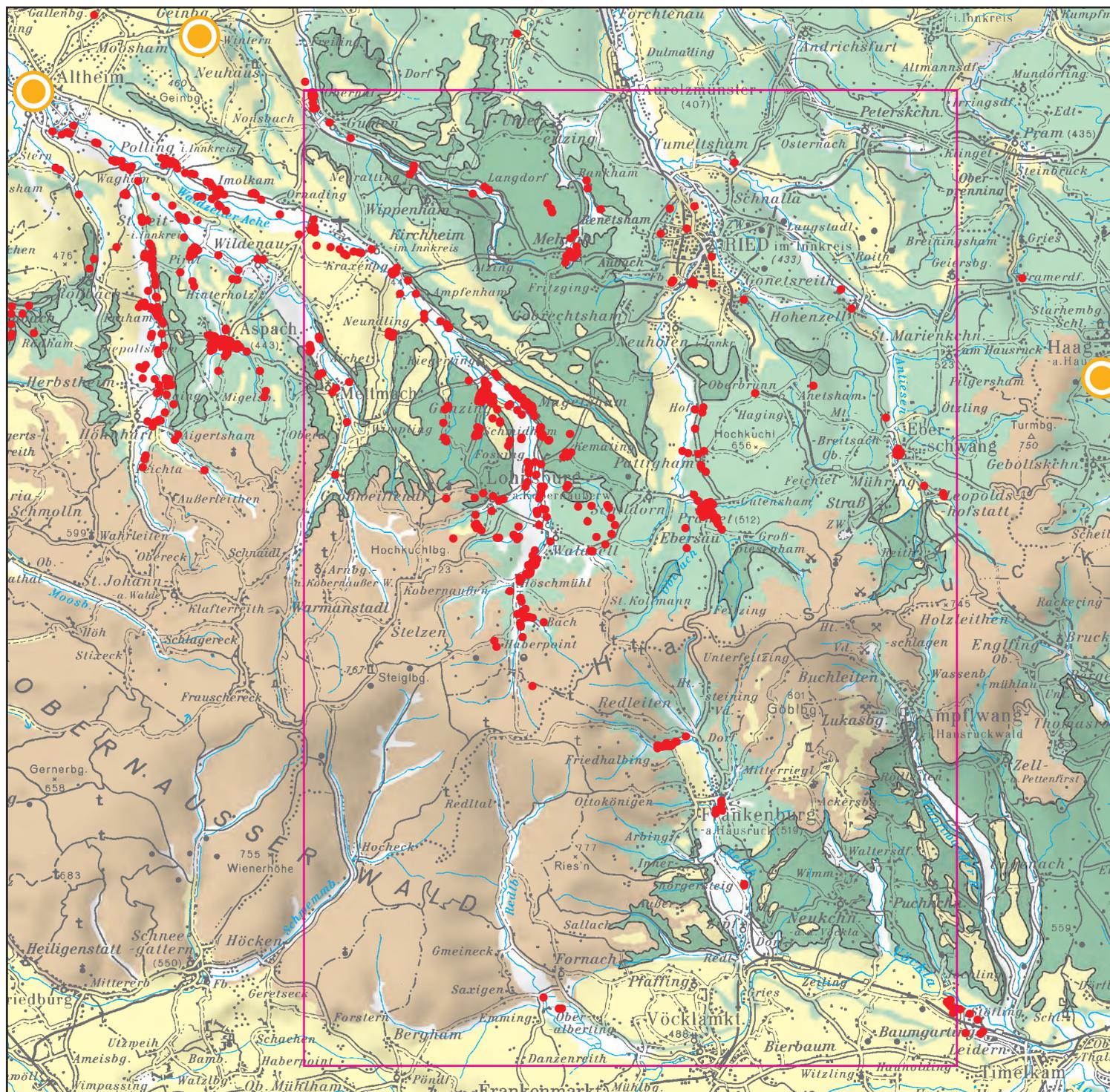
- REICHENBACHER, B. (1993): Mikrofaunen, Paläogeographie und Biostratigraphie der miozänen Brack- und Süßwassermolasse in der westlichen Paratethys unter besonderer Berücksichtigung der Fisch-Otolithen. – *Senckenbergiana lethaea*, **73/2**, 227–267, Frankfurt am Main.
- REITER, E. (1989a): Ein kleiner Beitrag zu Fossilvorkommen und zur geologisch-paläontologischen Literatur der Oberösterreichischen Molasse. – *Naturwiss. Samml. Kremsmünster*, *Ber. Anselm Desing Verein*, **16**, 2–31, Kremsmünster.
- REITER, E. (1989b): Das Naturdenkmal „Ottngang“ zwischen Wolfsegg und Ottngang am Hausruck. – *Oberösterr. Heimatblätter*, **43/3**, Linz.
- REUSS, A.E. (1864): Foraminiferen des Schliers von Ottngang. – *Verh. Geol. Reichsanst.*, **1864**, 20–21. – In: *Jb. Geol. Reichsanst.*, **14**, Wien.
- ROETZEL, R. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Puchkirchen – Neukirchen/Vöckla auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128/2**, 249–250, Wien.
- ROETZEL, R. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Neukirchen/Vöckla – Frankenburg auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129/2**, 394–395, Wien.
- ROETZEL, R. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Puchkirchen – Ampflwang auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/3**, 258–259, Wien.
- ROETZEL, R. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär nördlich und östlich von Frankenburg auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/3**, 403–404, Wien.
- ROETZEL, R., RUPP, Ch. & STEININGER, F.F. (1991a): E/1: Lukasedt-Dreimühlen. – In: ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.) (1991): *Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken.* – 216 S., Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- ROETZEL, R., REICHENBACHER, B. & RUPP, Ch. (1991b): E/3: Rödham. – In: ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.; 1991): *Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken.* – 216 S., Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- ROETZEL, R. & RUPP, Ch. (1991): E/6: Ottngang, Sandgrube Fischer. – In: ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.) (1991): *Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken.* – 216 S., Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- RÖGL, F. & RUPP, Ch. (1996): Stratigraphie in der Molassezone Oberösterreichs. – In: EGGER, H., HOFMANN, Th. & RUPP, Ch. (Eds., 1996): *Ein Querschnitt durch die Geologie Oberösterreichs, Wandertagung Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer*, **16**, 1–121, 49 Abb., Wien.
- RÖGL, F., SCHULZ, O. & HÖLZL, O. (1973): *Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe.* – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: *M2 Ottngangien. Die Innviertler, Salgotarjaner, Bantapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation, Chronostratigraphie und Neostratotypen*, **3**, 140–196, Bratislava.
- RÖMER, A., HÜBL, G., ARNDT, R. (2001): *Bodengeophysikalische Messung zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten.* ÜLG35 Bericht 2000/2001, Fachabt. Geophysik. – Wien (Geol. B.-A.).
- RÖMER, A., ARNDT, R., SUPPER, R., JOCHUM, B. (2003): *Bodengeophysikalische Messung zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten.* ÜLG35 Bericht 2002/2003, Fachabt. Geophysik. – Wien (Geol. B.-A.).
- RÖMER, A., ARNDT, R., SUPPER, R., JOCHUM, B. (2004): *Bodengeophysikalische Messung zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten.* ÜLG35 Bericht 2003/2004, Fachabt. Geophysik. – Wien (Geol. B.-A.).
- RÖMER, A., SUPPER, R., JOCHUM, B., BIEBER, G. & ARNDT, R. (2006): *Bodengeophysikalische Messung zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten.* ÜLG35 Bericht 2005/2006, Fachabt. Geophysik. – Wien (Geol. B.-A.).
- RUPP, Ch. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär des Gebietes Feitzing und Pramet auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128/2**, 250, Wien.
- RUPP, Ch. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Hausruck südlich St. Kollmann auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129/2**, 395, Wien.
- RUPP, Ch. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Hausruckgebietes (Raum St. Kollmann und Ecklham. auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **130/3**, 259–260, Wien.

- RUPP, Ch. (1989a): Flachbohrungen im Raum Ried im Innkreis als Ergänzung zur Geologischen Kartenblattaufnahme. – Unveröff. Projektber. Geolog. B.-A., Proj. OC4b, 8 S., Wien.
- RUPP, Ch. (1989b): Bericht 1987/88 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Raumes Pattigham – Schildorn auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **132/3**, 538–539, Wien.
- RUPP, Ch. (1992): Bericht 1990 und 1991 über geologische Aufnahmen im Raum Eberschwang auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **135/3**, 680–681, Wien.
- RUPP, Ch. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **139/3**, 302, Wien.
- RUPP, Ch. (2003a): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Raum Kirchheim im Innkreis und Gurten auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **143/3**, 349–350, Wien.
- RUPP, Ch. (2003b): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Raum zwischen Außerguggenberg und Untereitzing auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **143/3**, 408–409, Wien.
- RUPP, Ch. & HAUNOLD-YENKE, Y. (2003): Untermiozäne Foraminiferenfaunen aus dem oberösterreichischen Zentralraum. – Jb. Geol. B.-A., **143/2**, 227–302, Wien.
- RUPP, Ch., ROETZEL, R. & STOJASPAL, F. (1991a): E/4: Strass-Eberschwang. – In: ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken. – 216 S., Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- RUPP, Ch., ROETZEL, R., EDER-KOVAR, J., MELLER, B. & ZATTER, R. (1991b): E/5: Ampflwang, Tagbau Wörmannsedt. – In: ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Wiener Becken, Eisenstädter Becken, 216 S., Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- RUPP, Ch., ROETZEL, R. & STOJASPAL, F. (1996): Stop 9: Strass-Eberschwang. – In: KRENMAYR, H.-G. & ROETZEL, R. (1996): Exkursionsführer, 11. Sedimentologentreffen, Exkursion B2, Oligozäne und miozäne Becken- und Gezeitsedimente in der Molassezone Oberösterreichs. – Berichte Geol. B.-A., **33**, 43 S., 17 Abb., Wien.
- RUPP, Ch., ROETZEL, R., KRENMAYR, H.-G. & VAN HUSEN, D. (2007): Übersicht über die Geologie von Blatt Ried. – In: EGGER, H. & RUPP, Ch.: Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. Arbeitstagung d. Geol. B.-A. 2007, 227–246, Wien (Geol. B.-A.).
- RUPP, Ch. & VAN HUSEN, D. (2007): Zur Geologie des Kartenblattes Ried im Innkreis. – In: EGGER, H. & RUPP, Ch.: Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. Arbeitstagung d. Geol. B.-A. 2007, 73–112, Wien (Geol. B.-A.).
- RZEHA, A. (1893): Die Fauna der Oncophora-Schichten Mährens. – Verh. Naturf. Ver. Brünn, **31**, 142–192, Brno.
- SALVERMOSER, S. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen des Gebietes um Mehrnbach auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **134/3**, 465, Wien.
- SALVERMOSER, S. (1997): Zur Sedimentologie subtidaler, gezeitenbeeinflusster Sande in der Oberen Meeresmolasse (Ottangium) von Niederbayern und Oberösterreich. – Inaug.-Diss., Ludwig-Max.-Univ. München, 157 S., München.
- SALVERMOSER, S. (1999): Zur Sedimentologie gezeitenbeeinflusster Sande in der Oberen Meeresmolasse und Süßbrackwassermolasse (Ottangium) von Niederbayern und Oberösterreich. – Münchner Geol. Hefte, **A26**, 179 S., München.
- SALVERMOSER, S. & WALSER, W. (1991): Lithostratigraphische Untersuchungen an jungtertiären Molassesedimenten am Nordrand der Taufkirchener Bucht (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **134/1**, 135–147, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1983): Die Manuskriptkarte der Geotechnischen Karte von Oberösterreich 1:200 000 (mit Stichwortabelle). – Arbeitstagung der Geol. B.-A. in Gmunden, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P., GROISS, R., THINSCHMIDT, A., RABEDER, J. & KURKA, M. (2000): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet (Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/98). – Unveröff. Ber., 166 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHINDLBAUER, G. & KAPL, S. (2006): Geologische Naturdenkmale – Geschichte aus Stein. – Informativ, 43, 12–14, Naturschutzbund Oberösterr., Linz (05.05.2008: http://www.land-oberoesterreich.gv.at/cps/rde/xchg/SID-3DCFCFC3-1993078A/ooe/hs.xml/informativ_DEU_HTML.htm).
- SCHLÄGER, A. (1988): Geologische Aufnahme des Hausruckgebietes nördlich von Ottang/Oberösterreich. – Dipl.-Arb. Inst. f. Allg. u. Ang. Geologie, Ludwig-Maximilians-Univ., 96 S., München.

- SCHLICKUM, W.R. & STRAUCH, F. (1968): Der Aussüßungs- und Verlandungsprozess im Bereich der Brackwassermolasse Niederbayerns. – Mitt. Bayer. Staatsslng. Paläont. hist. Geol., **8**, 327–391, München.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Legende und kurze Erläuterungen zur geologischen Karte von Niederösterreich 1 : 200 000 – 47 S., Wien (Geol. B.-A.).
- SCHNEIDERBAUER, K. (1993): Anwendung geoelektrischer Oberflächenmeßverfahren zur stratigraphischen Klassifizierung von Lockergestein am Beispiel des Meßgebietes Hausruck. – Diplomarbeit, Universität Wien.
- SCHRAMM, U. (1989): Geohydrologische Untersuchung im Hausruck (Oberösterreich). – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg 197 S., Salzburg.
- SCHUBERT, G. (2006): Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte von Österreich 1 : 500 000. – 3–21, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHULER, G. & GÖDECKE, H. J. (1999): Projekt-Nr: H501.0636. Detailmodell zur Bilanzierung der Thermalwasservorkommen im niederbayerisch-oberösterreichischen Molassebecken. Endbericht. Teil I: Hydrogeologisches Modell. – Unpubl. Bericht, Landesamtes für Wasserwirtschaft und BMLFUW, Augsburg.
- SCHULZ, H.-M. (2003): Die westliche Zentral-Paratethys an der Wende Eozän/Oligozän. – Clausthaler Geowiss. Abh., **3**, 130 S., Clausthal-Zellerfeld.
- SCHULZ, H.-M., BECHTEL, A., RAINER, T., SACHSENHOFER, R.F. & STRUCK, U. (2004): Paleocyanography of the western Central Paratethys during Early Oligocene nannoplankton zone NP23 in the Austrian Molasse Basin. – Geol. Carpath., **55/4**, 311–323, Bratislava.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1 : 1,000 000 (Isanomalien der Totalintensität). – Wien (Geol. B.-A.).
- SEIBERL, W. & PIRKL, H. (1991): Aero-geophysikalische Vermessung im Bereich des Hausruck. – Bericht ÜLG-20/90–1, 42 S., Wien (Geol. B.-A.).
- SHACKLETON, N.J. (1997): The deep sea sediment record and the Pliocene-Pleistocene Boundary. – Quaternary International, **40**, 33–35.
- SHACKLETON, N.J., HALL, M.A. & PATE, D. (1995): Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. – Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Res., **138**, 337–355.
- SKERIES, W. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in der obermiozänen Molasse auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **136/3**, 562–563, Wien.
- SKERIES, W. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in der miozänen bis pliozänen Molasse des zentralen Kobernauber Waldes auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, 443–444, Wien.
- SKERIES, W. (1995): Bericht 1994 über schotterpetrographische Untersuchungen in der obermiozänen und pliozänen Molasse im östlichen Kobernauber Wald auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **138/3**, 568–570, Wien.
- SKERIES, W. (1996): Bericht 1995 über schotterpetrographische Untersuchungen in der miozänen und pliozänen Molasse im Kobernauber Wald auf den Blättern 46 Mattighofen und 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **139/3**, 378–379, Wien.
- SKERIES, W. (2000): Gesteinsgesellschaften in jungtertiären Konglomeraten des Kobernauber- und Hausruck Wald (Österreich) und ihre Verteilung als Ergebnis der Hebung des alpinen Liefergebietes. – Terra Nostra, **2000/1**, 108, Köln.
- SKERIES, W. (2007): Lokale Hebungen in den zentralen und nördlichen Ost-Alpen während des Mittel- und Jungmiozäns, abgelesen aus Geröllen im Kobernauber Wald (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **245/2**, 219–237, Stuttgart.
- SPEHL, H. (1984a): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 47 Ried im Innkreis. – Jb. Geol. B.-A., **127/2**, 209–210, Wien.
- SPEHL, H. (1984b): Geologie und Sedimentologie des Quartärs im Attergau/O.Ö. – Formalnaturwiss. Diss., Univ. Wien, 251 S., Wien.
- STARKE, K. (1991): Kohlenbergbau im oberösterreichischen Hausruck: Frühzeit 1760 – 1872. – Materialien zur Arbeiterbewegung, Bd. **54**, 418 S., Wien – Zürich (Europa-Verlag).
- STEIN, V. (1982): Die Rohstoffe der Ziegelindustrie. – In BENDER, W. & HÄNDLE, F. (Hrsg.): Handbuch für die Ziegelindustrie, Bauverlag GmbH, 73–94, Wiesbaden und Berlin.
- STEININGER, F. (1965): Ein bemerkenswerter Fund von *Mastodon (Bunolophodon) longirostris* KAUP 1832 (Proboscidea, Mammalia) aus dem Unterpliozän (Pannon) des Hausruck-Kobernauberwald-Gebietes in Oberösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **108**, 195–212, Wien.
- STEININGER, F. (1969): Das Tertiär des Linzer Raumes. – In: PODZEIT, W. & STEININGER, F. (Red.), STADTMUSEUM LINZ und OÖ LANDESMUSEUM (Hrsg): Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes, Kat. Nr. **64**, 35–53, Linz.

- STEININGER, F. F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1986): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. – *Giorn. Geol.*, **48/1–2**, 285–297, Bologna.
- STEININGER, F.F., RÖGL, F. HOCHULI, P. & MÜLLER, C. (1989): Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits – a case history. – *Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, Abt. 1, 197 (1988–1989), 5–10, Wien.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **209**, 1–19, Frankfurt am Main.
- THENIUS, E. (1951): Über die Sichtung und Bearbeitung der jungtertiären Säugetierreste aus dem Hausruck und Kobernauffer Wald (Oberösterreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1950/51**, 56–58, Wien.
- THENIUS, E. (1952): Die Säugetierreste aus dem Jungtertiär des Hausruck und des Kobernaufferwaldes (O.-Österr.) und die Altersstellung der Fundschichten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **95**, 119–144, Wien.
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich, Band 3, Gesamtübersicht. – 718 S., Wien (Verlag Franz Deuticke).
- TRAUB, F. (1948): Beitrag zur Kenntnis der miocänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzburg unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerats. – *N. Jb. Min. Geol. Paläont., Mh.*, **1945–48**, Abt. B, 53–71, Stuttgart.
- UCHMAN, A. & KRENMAYR, H.-G. (1995): Trace fossils from Lower Miocene (Ottangian) molasse deposits of Upper Austria. – *Paläont. Z.*, **69/3–4**, 503–524, Stuttgart.
- UCHMAN, A. & KRENMAYR, H.-G. (2004): Trace Fossils, Ichnofabrics and Sedimentary Facies in the Shallow Marine Lower Miocene Molasse of Upper Austria. – *Jb. Geol. B.-A.*, **144/2**, 233–251, Wien.
- UNGER, H. J. (1983): Versuch einer Neugliederung der Oberen Süßwassermolasse. – *Geol. Jb.*, **A 67**, 5–35, Hannover.
- UNGER, H. J. (1997): Der Ortenburger Schotter am Nordrand der ostbayerischen Molasse. – *Geol. Bavarica*, **102**, 361–392, München.
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, 135–156, Wien.
- VOHRZYKA, K. (1973): Hydrogeologie von Oberösterreich – 80 S., Amt Oberösterr. Landesregierung, Linz.
- WAGNER, L. R. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – In: MASCLE, A., PUIGDEFABREGAS, C., LUTHERBACHER, H.P. & FERNANDEZ, M. (Eds.): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **134**, 339–369.
- WEBER, L. (1984): (mit einem Beitrag von HEINZ, H.): Feststellung der Ursachen der Hangrutschungen im Bereich Renigen/Hausruck, O.Ö. – In: Grundlagen der Rohstoffversorgung, **7**, Geotechnik und Sicherheit im Bergbau – Wasser u. Bergbau, Seminar in Bad Aussee vom 9.–11. Mai 1983, Wien (BMHGI).
- WEBER, F. & WEIDINGER, J.T. (2006): Die geologische Geschichte des Hausruck und seiner Kohle. – In: KUISLE, A.: Kohle und Dampf – oberösterreichische Landesausstellung Ampflwang 2006, 35–48, Linz.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. – *Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **4**, 1–317, Wien.
- WENGER, W.F. (1987): Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung. – *Zitteliana*, **16**, 173–340, 28 Abb., 22 Taf., München.
- WIEBOLS, J. (1939): Aufnahmebericht: Das Tertiär westlich von Linz. – *Verh. Zweigst. Wien, Reichsstelle Bodenforsch.*, 94–96, Wien.
- WIEDEN, A. (1950): Der geologische Aufbau des Hausruckgebirges und seine gebirgsmechanischen Erscheinungen. – *Dissertation Mont. Hochschule Leoben*, 44 S., Leoben.
- WIMMER, H. (1990): Umweltgeohydrologie und Hydrogeochemie des Kobernaufferwaldes und seiner Umrahmung. – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 503 S., Salzburg.
- WIMMER-FREY, I. (2007): Ziegelrohstoffe auf Kartenblatt Ried. – In: EGGER, H. & RUPP, Ch.: Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. Arbeitstagung d. Geol. B.-A. 2007, 73–112, Wien (Geol. B.-A.).
- WINKLER, H.G.F. (1954): Bedeutung der Korngrößenverteilung und des Mineralbestandes von Tonen für die Herstellung grobkeramischer Erzeugnisse. – *Ber. Dt. Keram. Ges.*, **31**, 337–343, Bonn.

- WOLFSEGG-TRAUNTHALER KOHLENWERKS A.G. (1951): Wolfsegger Tone. – Tonsortenverzeichnis der WTK, Wien.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. (2001): Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. – *Science*, **292**, 686-693.
- ZORN, I. (1995): Preliminary report on the ostracodes from the Ottnangien (Early Miocene) of Upper Austria. – In: RIHA, J. (Ed.): Ostracoda and Biostratigraphy. Proc. twelfth Int. Symp. Ostracoda Prague/Czech Rep. (26–30 July 1994), Rotterdam – Brookfield (Balkema).
- ZORN, I. (1999): Planctonic gastropods (pteropods) from the Miocene of the Carpathian Foredeep and the Zdanice Unit in Moravia (Czech Republic). – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 723–738, Wien.
- ZYCH, D. (1988): 30 Jahre Gravimetermessungen der OMV Aktiengesellschaft in Österreich und ihre geologisch-geophysikalische Interpretation. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **9**, 155–175, 18 Abb., 3 Taf.; Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006a): Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich 1 : 200 000: Schwerekarte (Isanomalien der Bouguerschwere) – Wien (Geol. B.-A.).
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006b): Schwerekarte. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLACHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich, 8–14, Wien (Geol. B.-A.).



Brunnen mit gespanntem und artesisch gespanntem Wässern und Thermalwassererschließungen

im Umfeld des ÖK50-Blattes 47 Ried im Innkreis.

Nach Goldbrunner (1987) und Schubert (2003); Geologie vereinfacht nach Krenmayr & Schnabel (2006). Der rote Rahmen markiert den Umriss des Kartenblattes.

-  Alluvium
-  Pliozän und Pleistozän
-  Hausruckviertel-Gruppe (Pannon)
-  Pelite der Innviertel-Gruppe (Ottang), im Hausruck auch Ampfelwang-Formation (Pannon)
-  Sande der Innviertel-Gruppe (Ottang)
-  Brunnen mit gespanntem oder artesisch gespanntem Grundwasser
-  Thermalwassererschließung im autochthonen Mesozoikum

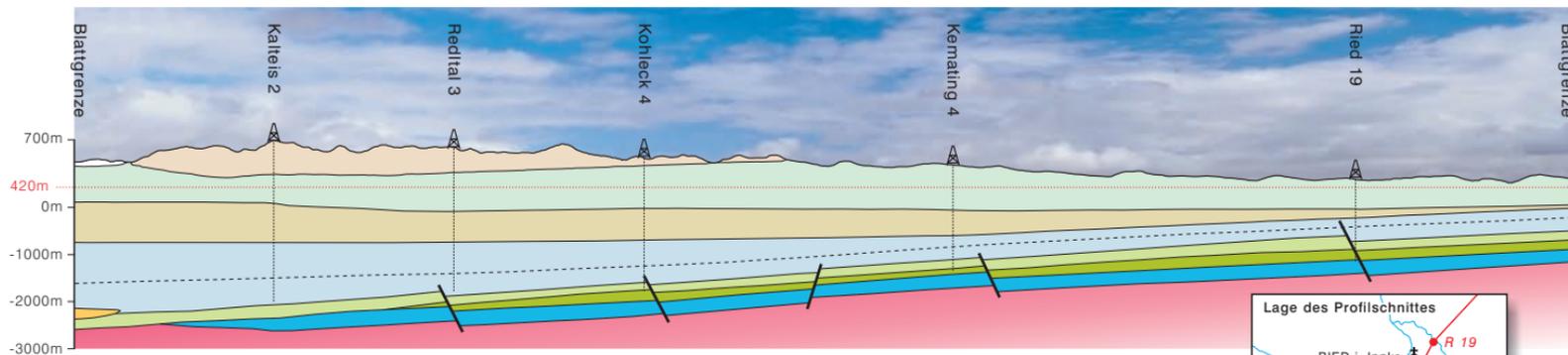


S

Profilschnitt Blatt Ried im Innkreis

N

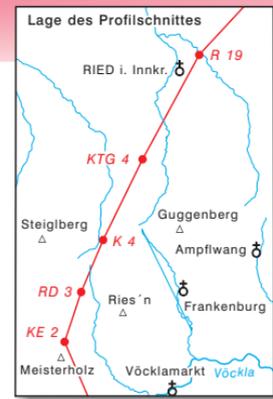
Oberfläche (420m-720m) 3-fach überhöht



- | | | | |
|------------|------------------------|-----------------|----------------|
| Quartär | Eggenburgium | Schuppenmolasse | Jura |
| Pannonium | Egerium | Kiscellium | Kristallin |
| Ottnangium | Oligozän-Miozän Grenze | Kreide | Bruch, Störung |



Bohrung



Erläuterungen 47 Ried **Tafel 2**