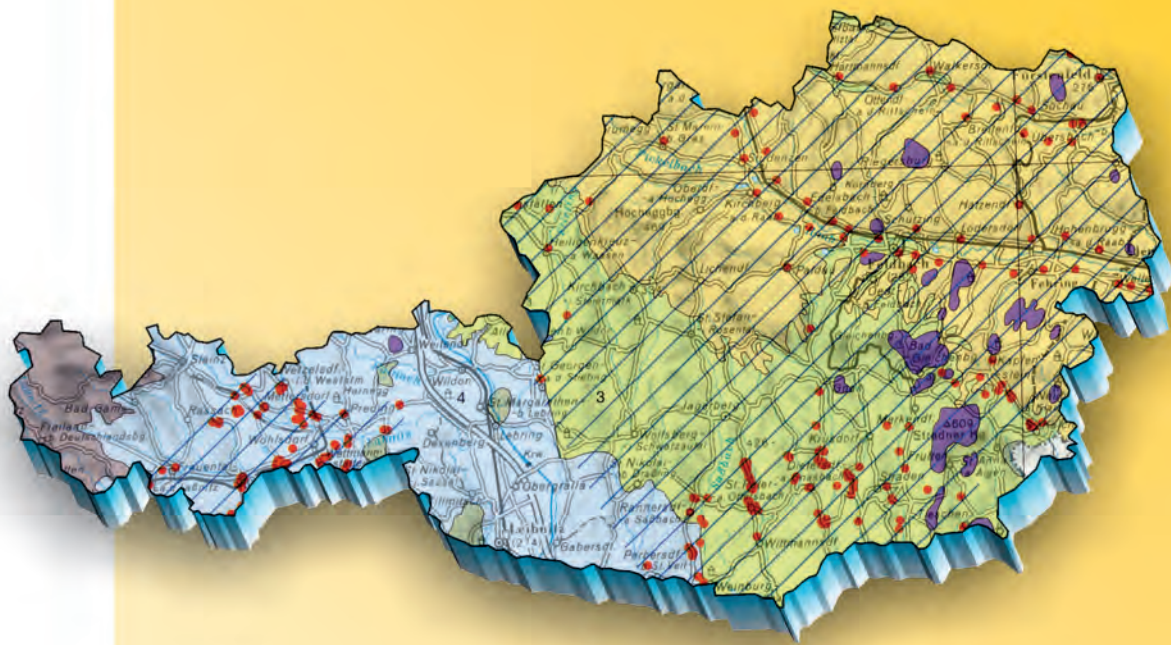


TRINKBARE TIEFENGRUNDWÄSSER IN ÖSTERREICH

GERHARD SCHUBERT (Red.)

ABHANDLUNGEN

BAND 64
2015



Geologische Bundesanstalt



TRINKBARE TIEFENGRUNDWÄSSER IN ÖSTERREICH
GERHARD SCHUBERT (Red.)

ABHANDLUNGEN

BAND 64
2015

Geologische Bundesanstalt

Anschriften der Autoren

Rudolf PHILIPPITSCH
Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft
Abteilung IV/3: Nationale und internationale Wasserwirtschaft
Marxergasse 2, 1030 Wien
rudolf.philippitsch@bmlfuw.gv.at

Gerhard SCHUBERT
Geologische Bundesanstalt
Neulinggasse 38, 1030 Wien
gerhard.schubert@geologie.ac.at

Rudolf BERKA
Geologische Bundesanstalt
Neulinggasse 38, 1030 Wien
rudolf.berka@geologie.ac.at

Friedrich FINGER
Universität Salzburg
Hellbrunnerstrasse 34, 5020 Salzburg
friedrich.finger@sbg.ac.at

Ralf SCHUSTER
Geologische Bundesanstalt
Neulinggasse 38, 1030 Wien
ralf.schuster@geologie.ac.at

Zitiervorschlag

Gesamtwerk:

SCHUBERT, G. (Red.) (2015): Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 64, 179 S., Wien.

Artikel:

BERKA, R. (2015): Zur Geologie der großen Beckengebiete des Ostalpenraumes. – In: SCHUBERT, G. (Red.): Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 64, 71–141, Wien.

Topografie: © BEV 2015, Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, N 10934/2015.

ABHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT, BAND 64

ISSN 0378-0864

ISBN 978-3-85316-085-5

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.

Technische Redaktion: Christoph Janda

Lektorat: Christian Cermak

Umschlaggestaltung und Bildbearbeitung: Monika Brüggemann-Ledolter

Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Jarmila Böhm

Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H, Horn

Verlagsort: Wien

Vorwort

Das Sammeln und Erarbeiten von Fachwissen über unsere bundesweiten Grundwasservorkommen, sowie die Schaffung von wasserwirtschaftlichen Konzepten für ihre Nutzung und ihren Schutz, stellen seit Jahrzehnten einen Schwerpunkt der Fachtätigkeit der Sektion Wasserwirtschaft im Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft dar. Dabei kommt den Gesteinen als Grundwasserleiter, Grundwasserspeicher und Mineralisationsquellen eine zentrale Bedeutung zu. Was liegt also näher, als im Fachbereich Grundwasser die Zusammenarbeit mit der Geologischen Bundesanstalt zu suchen und zu pflegen?

Wie im nachfolgenden Beitrag näher ausgeführt, konnten in den vergangenen Jahren in dieser Zusammenarbeit viele wertvolle Studien mit bundesweitem Überblick über die hydrogeologische und hydrochemische Situation Österreichs erstellt werden.

Mit dem vorliegenden Werk wird einer besonders wichtigen Grundwasserressource maßgebliche Bedeutung geschenkt, die zwar in qualitativer Hinsicht wegen ihres Alters sehr gut geschützt ist, andererseits in quantitativer Hinsicht infolge der beschränkten Erneuerung als recht empfindliche Ressource anzusehen ist, nämlich dem Tiefengrundwasser und zwar dem trinkbaren Tiefengrundwasser. Für diese Wasserressourcen in den Bundesländern Burgenland, Ober- und Niederösterreich sowie Steiermark und Wien wurden wertvolle Grundlagen zusammengetragen, fachspezifisch aufbereitet und interpretiert, die für ihren Schutz und ihre künftige Nutzung sehr wichtige Anhaltspunkte liefern.

Ich möchte an dieser Stelle der Geologischen Bundesanstalt für die hervorragende Zusammenarbeit danken, die sich in den vorangegangenen Studien und wieder in der aktuellen Studie manifestiert.

Sektionschef DI Wilfried Schimon
Leiter der Sektion IV – Wasserwirtschaft
Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft,
Umwelt und Wasserwirtschaft

**Inhalt Contents**

PHILIPPITSCH, R.: Die wasserwirtschaftliche Bedeutung der trinkbaren Tiefengrundwässer in Österreich.....	7	PHILIPPITSCH, R.: The importance of Austria's potable deep groundwater	7
SCHUBERT, G.: Hydrogeologie der trinkbaren Tiefengrundwässer in Österreich	11	SCHUBERT, G.: Hydrogeology of potable deep groundwater in Austria.....	11
BERKA, R.: Zur Geologie der großen Beckengebiete des Ostalpenraumes	71	BERKA, R.: On the geology of the great basins in the Eastern Alpine realm.....	71
SCHUSTER, R.: Zur Geologie der Ostalpen.....	143	SCHUSTER, R.: On the geology of the Eastern Alps	143
FINGER, F. & SCHUBERT, G.: Die Böhmisches Masse in Österreich: Was gibt es Neues?.....	167	FINGER, F. & SCHUBERT, G.: The Bohemian Massif in Austria: What is new?	167
Beilage 1		Supplement 1	

Hinweis:

Die „Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs – 1:500.000“ (Beilage 1) ist das Ergebnis eines gemeinsamen Projekts des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft und der Geologischen Bundesanstalt. Während die Karte bereits 2009 im Internet veröffentlicht wurde, wird nun im vorliegenden Band eingehend auf die heimischen Vorkommen von trinkbaren Tiefengrundwässern eingegangen. Zudem erläutern drei Artikel die geologische Ebene der Tiefengrundwasserkarte: Ein Beitrag behandelt die Genese der für die gegenständlichen Wässer wichtigen „tertiären“ Becken. Zwei weitere Beiträge betreffen die auf der Karte dargestellte großtektonische Gliederung der Alpen und der Böhmisches Masse.

Note:

The “Austrian map on potable deep groundwater – 1:500,000” (supplement) is the result of a cooperation of the Austrian Federal Ministry of Agriculture, Forestry, Environment and Water Management and the Geological Survey of Austria. This map, published 2009 in the Internet, has its explanatory notes in the volume at hand. Two articles concern Austria’s potable deep groundwater itself. Three further contributions give additional information on the geology of the map: One article is related to the genesis of the “Tertiary” basins in Austria which are most important for deep groundwater. Two articles explain the map’s tectonic outlines in the Austrian part of the Alps and the Bohemian Massif.



Die wasserwirtschaftliche Bedeutung der trinkbaren Tiefengrundwässer in Österreich

RUDOLF PHILIPPITSCH*

1 Abbildung

*Grundwasser
Trinkwasser
Tiefengrundwasser
Wasserversorgung
Österreich*

Inhalt

Zusammenfassung	7
Abstract	7
Einleitung	8
Zur Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000	8
Eigenschaften und Schutzaspekte trinkbarer Tiefengrundwässer	8
Ergebnis	9
Ausblick	9
Quellenverzeichnis	10
Literatur	10
Rechtsnormen	10

Zusammenfassung

Ein vorrangiges Ziel der österreichischen Wasserwirtschaft ist die nachhaltige Sicherstellung der Versorgung der Bevölkerung mit Wasser in ausreichender Qualität und Quantität. In diesem Zusammenhang wurden in den letzten Jahren bundesweit hydrologische, hydrochemische und hydrogeologische Kartendarstellungen bearbeitet, zu denen auch die „Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000“ zählt. Nachdem diese bereits 2009 im Internet veröffentlicht wurde, liegt nun ein begleitender Textband vor. Der Schwerpunkt liegt neben der Beschreibung der Grundwasserkörper auf der Erläuterung des geologischen Umfeldes. Damit liegt erstmals ein umfangreiches Werk über trinkbare Tiefengrundwässer und deren wasserwirtschaftliche Bedeutung vor, das neben dem Status Quo auch künftigen Forschungsbedarf zeigt.

The importance of Austria's potable deep groundwater

Abstract

A main objective of the Austrian water management is to secure a sustainable water supply of fair quality and quantity. In this context in recent time several hydrological, hydrochemical, and hydrogeological overview maps of the federal territory were tackled. One of them is the Austrian map on potable groundwater in the scale of 1:500,000. After presenting this map 2009 in the internet now explanations are available. The focus is laid on the description of the groundwater body as well as on the explanation of the geological frame. For the first time there is an extensive work on potable deep groundwater in Austria showing the status quo and further research needs.

* RUDOLF PHILIPPITSCH: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (Abteilung IV/3: Nationale und internationale Wasserwirtschaft), Marxergasse 2, 1030 Wien. rudolf.philippitsch@bmlfuw.gv.at

Einleitung

Ein vorrangiges Ziel der Wasserwirtschaft in Österreich besteht insbesondere in der gesicherten und nachhaltigen Versorgung der Bevölkerung mit hochqualitativem natürlichen Grundwasser aus den geologischen Gesteinseinheiten des Bundesgebietes. Die geografische und klimatische Lage unseres Landes, der vielfältige Gesteinsaufbau mit reichlichen Speichermöglichkeiten für Niederschlagswasser im Untergrund sind eine wesentliche Voraussetzung für den bekannten Wasserreichtum unseres Landes im Vergleich zu vielen anderen Regionen der Erde. Gleichzeitig wissen wir aber auch, dass ebenso naturbedingt die Vorkommen unserer wichtigsten „Lebensressource Wasser“ nicht in allen Bundesländern gleich sind, sodass gebietsweise auch Verteilungsprobleme und mitunter auch Nutzungskonflikte für die Wasserwirtschaft im Trink- und Nutzwasserbereich bestehen.

Um die qualitative und mengenmäßige Sicherung der Trink- und Nutzwasserressourcen auch für künftige Generationen gewährleisten zu können, wurden in Österreich bereits seit Jahrzehnten entsprechende rechtliche Rahmenbedingungen, insbesondere durch das Wasserrechtsgesetz 1959, geschaffen, welche regelmäßig an die Bevölkerungs- und Wirtschaftsentwicklung angepasst und umgesetzt werden. Ab dem Jahr 2000 ist ein weiteres und auch für Österreich maßgebliches politisch-rechtliches Ordnungsinstrumentarium in Form der EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG sowie ab 2009 in Form der EU-Grundwasserrichtlinie 2006/118/EG hinzugekommen, welche den Rahmen für einheitliche Mindeststandards für die Bewirtschaftung der Wasserressourcen aller Mitgliedsstaaten rechtlich vorgibt. Mitinbegriffen sind dabei auch die in der Regel vor Schadstoffeinträgen gut geschützten trinkbaren Tiefengrundwässer. Diese rechtlich verbindlichen Standards, wie die Zustandsbeurteilung und Umsetzung von Maßnahmen, sind in der Zwischenzeit auch in der aktuellen Fassung des österreichischen Wasserrechtsgesetzes 1959 und den spezifischen Verordnungen verankert worden. Im Nationalen Gewässerbewirtschaftungsplan (NGP) werden alle sechs Jahre die bundesweiten Ergebnisse aus den Gewässerüberwachungsprogrammen, deren qualitativen und quantitativen Zustandsbeurteilungen und umgesetzten Maßnahmen veröffentlicht (BMLFUW, 2009, 2015a). Periodisch werden auch die bundesweiten Monitoringergebnisse aus den Fließgewässer- und Grundwasserbeobachtungen zur Erhebung der Wassergüte in Österreich im Internet veröffentlicht (BMLFUW, 2015b; UMWELTBUNDESAMT, 2015).

Die EU-Wasserrahmenrichtlinie verpflichtet die Mitgliedsstaaten, die Grundwasserkörper zu beschreiben, um zu beurteilen, inwieweit sie genutzt werden und wie hoch das Risiko ist, dass sie die Umweltziele nicht erfüllen. Im Zuge der Umsetzung dieser Vorgaben wurde in Österreich ab dem Jahr 2001 in der Sektion „Wasser“ des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (BMLFUW) auch die Möglichkeit genutzt, bundesweit vorliegende hydrologische, hydrogeologische und hydrochemische Informationen und Daten zu den heimischen Grundwasservorkommen in bundesweiten Kartendarstellungen erstmalig in Angriff zu nehmen, wie auch jene der trinkbaren Tiefengrundwässer.

Zur Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000

Im Jahr 2005 wurde die Geologische Bundesanstalt (GBA) vom BMLFUW (Abteilung VII/1, Nationale Wasserwirtschaft) beauftragt, eine überblicksmäßige, zusammenfassende hydrogeologische Karte mit Textband zu den trinkbaren Tiefengrundwässern Österreichs zu erstellen. Neben der bereits im Jahr 2009 im Internet veröffentlichten Karte 1:500.000 (BERKA et al., 2009) und einem internen, aber bislang unveröffentlichten Erläuterungsbericht wurden in der Zwischenzeit wichtige zusätzliche neue geologisch-hydrogeologische Forschungsergebnisse zu diesem Thema eingearbeitet. In diesem Zusammenhang sind folgende wichtige Besonderheiten des Werkes hervorzuheben:

- Zum besseren Verständnis wurde die für die Tiefengrundwasserkarte erstellte geologische Ebene im Hinblick auf das Quartär extra abgedeckt.
- Erstmals wurden die geologischen Stufen des „Tertiär“ in ihrer Verbreitung österreichweit im Maßstab 1:500.000 kompiliert.
- Gleichermaßen wird auch die Geologie der „tertiären“ Becken, nämlich Aufbau und Genese, in dem Artikel von BERKA (2015) zusammenfassend beschrieben, denn sie beinhalten die eigentlichen „Gefäße“ für die gegenständlichen Tiefengrundwasservorkommen.
- Sowohl die tektonische Gliederung bzw. der Deckenaufbau der Ostalpen (SCHUSTER, 2015), als auch jener der Böhmisches Masse (FINGER & SCHUBERT, 2015) wurden in dieser Arbeit auf den neuesten Stand gebracht und bedürfen daher ebenfalls einer Erläuterung.

Eigenschaften und Schutzaspekte trinkbarer Tiefengrundwässer

Im Gegensatz zu den mengen- und nutzungsmäßig wesentlich bedeutsameren oberflächennahen Grundwasservorkommen in den Poren-, Karst- und Kluftgrundwasserleitern ist der Kenntnisstand über Tiefengrundwässer naturgemäß geringer. Trinkbare Tiefengrundwässer stellen eine qualitative Sonderform von Tiefengrundwässern gegenüber den in der Regel ebenso dazugehörigen Thermal-, Mineral- und Heilwässern dar und sind in Österreich vor allem in den Bundesländern Burgenland, Wien, Steiermark und Oberösterreich von besonderem wasserwirtschaftlichem Interesse. In einigen Regionen stellen diese Grundwässer die einzige Versorgungsmöglichkeit für die Bevölkerung dar, da die oberflächennahen sedimentären Speichergesteine für die oberflächennahen Grundwässer entweder sehr geringmächtig oder gar nicht vorhanden sind und auch auf keine Karst- und Kluftgrundwässer zurückgegriffen werden kann. Das spezifische Auftreten bzw. die Lage dieser Grundwasservorkommen in geologischen Gesteinsverbänden zeichnet sich vor allem dadurch aus, dass diese sehr gut vor Schadstoffeinträgen jeglicher Art (z.B. Chemie, Strahlung) geschützt sind, am permanenten Wasserkreislauf und den damit verbundenen Austauschprozessen mit regelmäßiger Niederschlagswasserzufuhr weitgehend ausgeschlossen sind, was die bis zu mehreren zehntausend Jahre alten Wässer belegen. Das bedeutet

gleichzeitig aber auch, dass diese Ressourcen mengenmäßig begrenzt sind und mit Entnahmen daher sehr sorgfältig umgegangen werden muss, um nicht mehr rückführbare Übernutzungen tunlichst zu vermeiden. Dies umso mehr, als die trinkbaren Tiefengrundwässer insbesondere für die Trinkwassernotversorgung in Katastrophenfällen auch über den lokalen Versorgungsraum hinaus an erster Stelle stehen. Eines besonderen qualitativen Schutzes bedarf es für trinkbare Tiefengrundwasserkörper, welche durch geologisch-tektonische Prozesse bis an die oberflächennahen Grundwasserkörper heranreichen bzw. direkt an der Erdoberfläche auskeilen, da in diesen Bereichen Schadstoffeinträge möglich sind. Aber auch bei Erschließungen oder Sanierungen von Brunnenanlagen können Schadstoffeinträge nie gänzlich ausgeschlossen werden. Sanierungen von Tiefengrundwasserkörpern sind durch deren erschwerten Zugang technisch höchst aufwendig, äußerst kostspielig und mit eher geringen Erfolgsaussichten verbunden, da eine natürliche, rasche „Auswaschung“ fehlt.

Diesen sehr wichtigen wasserwirtschaftlichen Aspekten zum Schutz mit dem Umgang der trinkbaren Tiefengrundwässer wurde und wird gerade in den letzten Jahren in den angeführten Bundesländern durchaus vermehrt und mit besonderem Nachdruck von den Gebietskörperschaften, aber auch von privaten Bürgerinnen und Bürgern (Brunnenbesitzer) Rechnung getragen. Grund dafür ist das Feststellen von zumindest lokalen mengenmäßigen Defiziten (massive Druckspiegelsenkungen bis hin zum völligen Versiegen der Brunnen), welche beispielsweise mit dem unkontrollierten Auslaufen von artesischen Brunnen verbunden sind. Unter Miteinbeziehung der Bevölkerung werden über das Wasserrechtsgesetz Schutz- und Schongebiete oder auch spezielle Regionalprogramme durchgeführt, um vor allem kontrollierbare zentrale Entnahmen – soweit wie möglich – zu forcieren und damit die erforderliche nachhaltige, generationenbewusste Bewirtschaftung zu stärken. Dies geschieht nicht nur alleine aus der rechtlichen Verpflichtung (Wasserrahmenrichtlinie/Wasserrechtsgesetz) zur Erhaltung eines guten Grundwasserzustandes heraus, sondern auch bereits aus der gewonnenen Erkenntnis der unbedingten Notwendigkeit, diese begrenzt zur Verfügung stehende und damit lebenswichtige Ressource im Eigeninteresse zu sichern. Es ist letztlich auch Ziel dieses Werkes, durch grundlegende Informationen zu den trinkbaren Tiefengrundwässern das Bewusstsein um den Wert desselben in der Bevölkerung zu stärken und bei Bedarf auch fachliche Hilfestellungen zu geben.

Ergebnis

Dieses nunmehr abgeschlossene Werk, das als Band 64 in der Reihe „Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt“ erscheint, stellt in Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG sowie des Wasserrechtsgesetzes 1959 eine wichtige Grundlage betreffend die Beschreibung von trinkbaren Tiefengrundwasserkörpern in Österreich dar und eine ebenso wertvolle Grundlage für

künftige hydrogeologische Fragestellungen sowie Problemlösungen. Im gleichen Maße war es ein großes Anliegen des BMLFUW, der interessierten Öffentlichkeit und insbesondere den Bewohnern der Tiefengrundwasserregionen das Thema in einer fachlichen Zusammenschau etwas näher zu bringen, gleichzeitig aber auch den Fachinteressierten möglichst gerecht zu werden. Wie bereits im Kapitel zur Beauftragung angeführt, wird die gegenständliche hydrogeologische Abhandlung zu den trinkbaren Tiefengrundwässern durch zwei wissenschaftliche Fachbeiträge über den neuesten Stand bzw. die wissenschaftlichen Diskussionen zur geologisch-tektonischen Entwicklung der Ostalpen (SCHUSTER, 2015) und der Böhmisches Masse (FINGER & SCHUBERT, 2015) wesentlich bereichert wird.

Ausblick

Das Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft arbeitet bereits seit den 1970er Jahren eng und sehr erfolgreich mit der Geologischen Bundesanstalt über das Kooperationsübereinkommen mit dem Wissenschaftsministerium zusammen. So sind gerade in Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie, welche eine besondere fachliche Herausforderung über viele naturwissenschaftliche Fachgebiete hinweg darstellt, bisher folgende wichtige hydrogeologische Kartenwerke inklusive Erläuterungen entstanden bzw. in Bearbeitung:

Die Karte zu den trinkbaren Tiefengrundwässern in Österreich (BERKA et al., 2009, siehe Beilage 1) ist als Teil einer gemeinsam von der GBA mit dem BMLFUW herausgegebenen Serie hydrogeologischer Übersichtskarten zu sehen, von denen die „Hydrogeologische Karte von Österreich 1:500.000“ (SCHUBERT et al., 2003) bereits im Jahr 2003 und die Karte „Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500.000“ (BERKA et al., 2014a) gemeinsam mit Erläuterungen (BERKA et al., 2014b) im Jahr 2014 von der Geologischen Bundesanstalt herausgegeben wurde. Die Karte „Thermalwässer in Österreich 1:500.000“ (ELSTER et al., 2015) und die dazugehörigen Erläuterungen (ELSTER et al., in Vorb.) sind fertiggestellt und werden demnächst veröffentlicht. Derzeit in Bearbeitung ist in der Fachabteilung für Hydrogeologie & Geothermie der GBA die Karte „Mineral- und Heilwässer in Österreich 1:500.000 (inklusive Erläuterungen)“, deren Fertigstellung für 2017 geplant ist.

Mit dieser erstmaligen bundesweiten hydrogeologischen Zusammenfassung über die trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs wurden gleichzeitig auch die bestehenden Wissensdefizite aufgezeigt, welche für die Zukunft noch ein breites Forschungs- und Erkundungspotenzial offenlassen. Je nach Erfordernis und je nach Vorhandensein der dazu notwendigen personellen Ressourcen und budgetären Mittel werden auch in Zukunft Projekte zur Lösung von Detailfragen mit praktischem Nutzen, aber gleichzeitig auch zum Schutz unserer heimischen Wasserressourcen in Angriff genommen werden.

Quellenverzeichnis

Literatur

BERKA, R. (2015): Zur Geologie der großen Beckengebiete des Ostalpenraumes. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 71–141, Wien.

BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & SCHUBERT, G. (2009): Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, Beilage 1, Wien.
https://gisgba.geologie.ac.at/gbaviewer/?url=https://gisgba.geologie.ac.at/ArcGIS/rest/services/AT_GBA_TGW500/MapServer

BERKA, R., PHILIPPITSCH, R., KATZLBERGER, C., SCHUBERT, G. & HÖRHAN, T. (2014a): Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500.000. – Geol. B.-A., Wien.
http://www.bmlfuw.gv.at/wasser/wasserqualitaet/karte_radionuklide.html (abgerufen am 20.10.2015)

BERKA, R., KATZLBERGER, C., PHILIPPITSCH, R., SCHUBERT, G., KORNBER, M., LANDSTETTER, C., MOTSCHKA, K., PIRKL, H., GRATH, J., DRAXLER, A. & HÖRHAN, T. (2014b): Erläuterungen zur Geologischen Themenkarte Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500.000. – 109 S., Geol. B.-A., Wien.

BMLFUW – BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg.) (2009): Nationaler Gewässerbewirtschaftungsplan 2009 – NGP 2009. – 225 S., BMLFUW, Sektion IV Wasserwirtschaft, Wien.
<http://wisa.bmlfuw.gv.at/fachinformation/ngp/ngp-2009.html> (abgerufen am 20.10.2015)

BMLFUW – BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg.) (2015a): Nationaler Gewässerbewirtschaftungsplan 2015 – Entwurf. – 332 S., BMLFUW, Sektion IV Wasserwirtschaft, Wien.
<http://wisa.bmlfuw.gv.at/fachinformation/ngp/ngp-2015.html> (abgerufen am 20.10.2015)

BMLFUW – BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT (Hrsg.) (2015b): Wassergüte in Österreich, Jahresbericht 2014. – 103 S., 15 Kartenbeilagen, BMLFUW, Wien.
http://www.bmlfuw.gv.at/wasser/wasserqualitaet/jahresbericht_2014.html (abgerufen am 20.10.2015)

ELSTER, D., SCHUBERT, G., BERKA, R., PHILIPPITSCH, R., WESSELY, G., GOLDBRUNNER, J.E. & NIEDERBACHER, P. (2015): Thermalwässer in Österreich 1:500.000. – Karte, Geol. B.-A., Wien.

ELSTER, D., GOLDBRUNNER, J., WESSELY, G., NIEDERBACHER, P., SCHUBERT, G., BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & HÖRHAN, T. (in Vorb.): Erläuterungen zur Karte der Thermalwässer in Österreich 1:500.000. – Geol. B.-A., Wien.

FINGER, F. & SCHUBERT, G. (2015): Die Böhmisches Masse in Österreich: Was gibt es Neues? – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 167–179, Wien.

SCHUBERT, G. (Red.), LAMPL, H., SHADLAU, S., WURM, M., PAVLIK, W., PESTAL, G., BAYER, I., FREILER, M., SCHILD, A. & STÖCKL, W. (2003): Hydrogeologische Karte von Österreich 1:500.000. – Geol. B.-A., Wien.
https://gisgba.geologie.ac.at/gbaviewer/?url=https://gisgba.geologie.ac.at/ArcGIS/rest/services/AT_GBA_HYD500/MapServer

SCHUSTER, R. (2015): Zur Geologie der Ostalpen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 143–165, Wien.

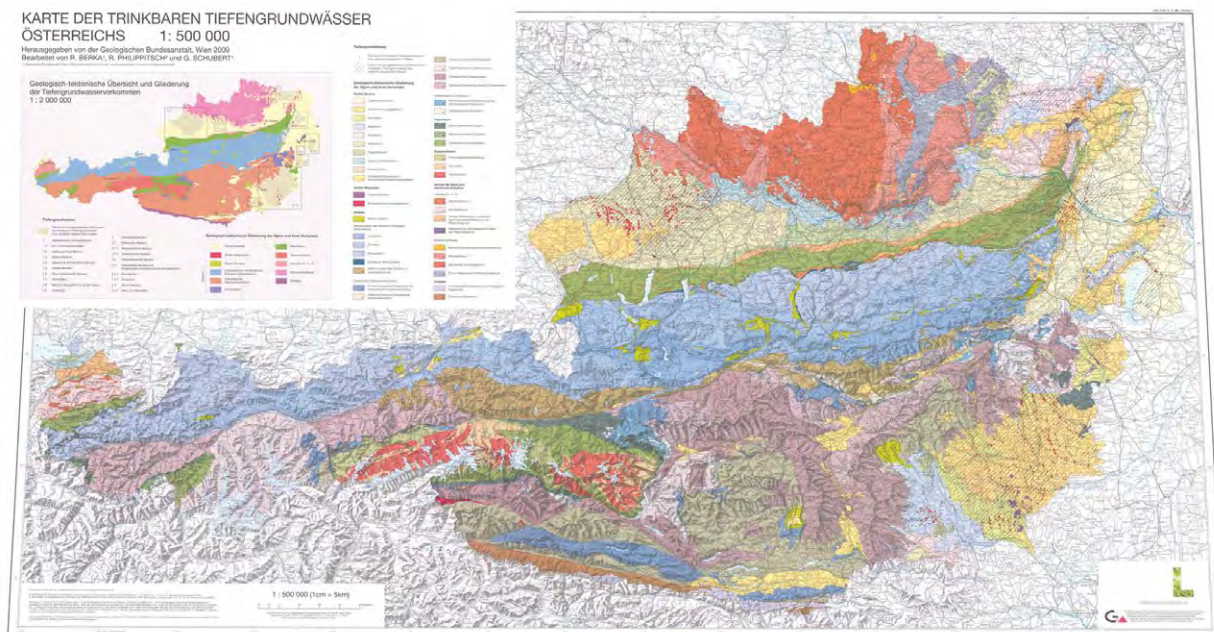
UMWELTBUNDESAMT (2015): Grundwasser. – <http://www.umweltbundesamt.at/umweltsituation/wasser/grundwasser> (abgerufen am 20.10.2015)

Rechtsnormen

EU-Grundwasserrichtlinie 2006/118/EG: Richtlinie 2006/118/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 12. Dezember 2006 zum Schutz des Grundwassers vor Verschmutzung und Verschlechterung. – ABl. Nr. L 372 vom 27.12.2006, 19–31.
<http://eur-lex.europa.eu/legal-content/DE/TXT/?uri=CELEX:32006L0118> (abgerufen am 20.10.2015)

EU-Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG: Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik. – ABl. Nr. L 327 vom 22.12.2000, 1–73.
<http://eur-lex.europa.eu/legal-content/DE/TXT/?uri=CELEX:32000L0060> (abgerufen am 20.10.2015)

Wasserrechtsgesetz 1959 – WRG 1959. – BGBl. Nr. 215/1959 (VV). <https://www.ris.bka.gv.at/Dokument.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Dokumentnummer=NOR11010509> (abgerufen am 20.10.2015)





Hydrogeologie der trinkbaren Tiefengrundwässer in Österreich

GERHARD SCHUBERT*

24 Abbildungen, 25 Tabellen

Zum Gedenken an WALTER HANNES KOLLMANN (1949–2011), der zur Erforschung der Tiefengrundwässer des Burgenlandes einen wesentlichen Beitrag leistete.

*Hydrogeologische Karte
Tiefengrundwasser
Hydrochemie
Isotopenhydrologie*

Inhalt

Zusammenfassung	12
Abstract	12
Einleitung	12
Der Begriff „Tiefengrundwasser“	12
Vorkommen von trinkbaren Tiefengrundwässern	15
1 Trinkbare Tiefengrundwässer in der Molassezone und ihren Randbecken	15
1.1 Inn- und Hausruckviertel	15
1.1.1 Die Tiefengrundwasser führenden Sedimente	15
1.1.2 Die Beschaffenheit der Wässer	19
Das Gebiet zwischen Hausruck und Inn	19
Das Molassebecken westlich von Linz	23
1.1.3 Zur Hydrodynamik der Tiefengrundwässer im Inn- und Hausruckviertel	29
1.2 Gallneukirchner Becken	30
1.3 Klamer Becken	30
1.4 Bereich St. Florian–Steyr–Sierning	32
1.5 Horner Becken	33
1.6 Obermarkersdorfer Becken	34
1.7 Kleinhöflein	38
1.8 Bereich Haugsdorf–Laa an der Thaya	38
1.9 Großmugl	41
2 Trinkbare Tiefengrundwässer in den Inneralpinen Becken	42
2.1 Steirisches Becken	42
2.1.1 Weststeirisches Becken	43
2.1.2 Oststeirisches Becken	43
Die Tiefengrundwasser führenden Sedimente	44
Die Beschaffenheit der Wässer	47
2.2 Oberpullendorfer Becken	54
2.3 Eisenstädter Becken und angrenzende westpannonische Randbereiche	54
2.3.1 Baumgarten	54
2.3.2 Seewinkel	55
2.4 Wiener Becken	62
2.4.1 Wien und Marchfeld	62
2.4.2 Hinweise auf weitere Vorkommen von trinkbaren Tiefengrundwässern im Wiener Becken	66
Schlussfolgerungen	66
Literatur	67

* GERHARD SCHUBERT: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerhard.schubert@geologie.ac.at

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden die heimischen Vorkommen trinkbarer Tiefengrundwässer in Hinblick auf ihre Beschaffenheit und Quantität sowie ihre geologischen Rahmenbedingungen beschrieben. Soweit wie möglich wird auch deren Nutzungssituation berücksichtigt. Im Einzelnen werden Stratigrafie sowie lithologische und hydraulische Eigenschaften der Grundwasserleiter beschrieben, wobei Übersichtskärtchen und geologische Schnitte ihre Verbreitung veranschaulichen. Exemplarisch werden zudem der chemische Lösungsinhalt der Wässer und ihre Isotopengehalte sowie das daraus ableitbare Alter wiedergegeben.

Als trinkbare Tiefengrundwässer werden hier Grundwässer verstanden, bei denen aufgrund ihrer langen Verweilzeit angenommen werden darf, dass sie gut gegenüber von außen kommenden Verunreinigungen geschützt sind. Zudem muss ihr Lösungsinhalt so beschaffen sein, dass sie noch für Trinkwasserzwecke genutzt werden können. Sie sind nicht nur in Gebieten, in denen es keine entsprechende Alternative gibt, für die Wasserversorgung notwendig, sondern stellen aufgrund ihrer geringen Vulnerabilität auch eine gut geschützte Reserve für die Trinkwassernotversorgung dar.

In den vorliegenden Beitrag wurden nur Informationen aus bereits publizierten Übersichtsdarstellungen sowie aus unveröffentlichten Regionalstudien aufgenommen. Systematische Detailerhebungen bei Wasserversorgern etc. waren im Rahmen der Arbeit hingegen nicht möglich. Die verwendeten Unterlagen werden im Literaturverzeichnis dokumentiert. Sämtliche dargestellten Vorkommen kommen in „tertiären“ Becken zu liegen, wobei jene in der Molassezone, im Steirischen Becken und im Wiener Becken die bedeutendsten sind.

Hydrogeology of potable deep groundwater in Austria

Abstract

The present publication gives an overview on Austria's potable deep groundwater. It considers qualitative and quantitative aspects as well as its geological framework and utilisation aspects. Aquifers' stratigraphy, lithology and hydraulic properties are depicted. Generalized geological maps and sections show their distribution. Furthermore typical chemical and isotopic analyses as well as residence times completes the characterisation.

Potable deep groundwater have to fulfil two criteria: Their residence time has to be long enough to be well protected against anthropogenic contamination and they have to be suitable for the purpose of drinking water supply. Therefore, they are important not only for water supply in regions without other suitable groundwater resources, but also for emergency water supply.

The present paper based only on available regional studies. A systematic survey at water suppliers and water authorities was not possible in the frame of this work. The used papers are documented in the reference list. All reported resources are situated in "Tertiary" basins under which the Molasse Zone, the Styrian Basin and the Vienna Basin are of utmost importance.

Einleitung

In Österreich wird für die Trinkwasserversorgung nahezu zur Gänze Grundwasser herangezogen. In der Regel handelt es sich dabei um oberflächennahes Grundwasser aus quartären Lockersedimenten in den Tal- und Beckenlandschaften oder verkarsteten Karbonat- und zerklüfteten Kristallingesteinen in Gebirgsarealen. In einigen Regionen stellen aber auch trinkbare Tiefengrundwässer (darunter sind bis zu mehrere hundert Meter tiefe, mehr oder weniger stark mineralisierte Grundwasserhorizonte zu verstehen, die in der Regel an „tertiäre“ Sedimente gebunden sind) die einzige Ressource für die Wasserversorgung dar. Gleichzeitig sind solche tiefen Grundwässer aufgrund ihrer langen Verweilzeit und dem damit verbundenen Schutz vor Verunreinigungen bestens für die Trinkwassernotversorgung geeignet und sind somit von besonderem wasserwirtschaftlichen Interesse.

Der vorliegende Beitrag soll eine aktuelle Übersicht zu den bekannten Vorkommen solcher trinkbarer Tiefengrundwässer in Österreich vermitteln. Im Folgenden wird – nach den geologischen Groseinheiten gegliedert – die hydrogeologische Situation dieser Wässer dargestellt. Das betrifft die unterschiedlichen geologischen Formationen, aus denen die Wässer stammen, deren Ergiebigkeit sowie qualitative Beschaffenheit. Es ist nicht vorrangiges Ziel dieser Arbeit, die einzelnen Erschließungen bis ins letzte Detail zu beschreiben, dazu wird auf die verwendete Literatur (Publikationen und nicht veröffentlichte Berichte) verwiesen. Es soll vielmehr ein genereller, vor allem zusammenfassender Überblick zu den bereits bekannten trinkbaren Tiefengrundwasservorkommen vermittelt werden. Ergänzend dazu wird auch auf nicht genutzte, mögliche Vorkommen bzw. Erschließungsmöglichkeiten für die Zukunft eingegangen.

Bei der Erstellung des vorliegenden Artikels wurde auf bereits publizierte Übersichtsarbeiten und unveröffentlichte, zusammenfassende Studien zurückgegriffen. Detailerhebungen in den Wasserbüchern und bei Wasserversorgern oder Neubeprobungen wurden nicht durchgeführt.

Die Datenlage ist in den verschiedenen Regionen sehr unterschiedlich. Während im oberösterreichischen Inn- und Hausruckviertel, im Oststeirischen Becken oder in Wien die Situation der Tiefengrundwässer in Übersichtsarbeiten bereits umfassend dargestellt wurde, sind beispielsweise im Weinviertel nur einzelne Teilbereiche in der Literatur dokumentiert. Im Schlusskapitel des vorliegenden Beitrags wird daher auch aufgezeigt, welche vielversprechenden Gebiete noch einer systematischen Untersuchung entgehen.

Der Begriff „Tiefengrundwasser“

Nachstehend werden einige wichtige Begriffsdefinitionen aus der neueren Literatur zu Tiefengrundwässern dargestellt. Die gemeinsame und wesentliche Kernaussage all dieser Begriffsdefinitionen, entsprechend jener der ÖNORM B 2400 (ÖSTERREICHISCHES NORMUNGsinstitut, 1986), besagt, dass Tiefengrundwässer durch minderdurchlässige Deckschichten überlagert werden, sich durch hohe Verweilzeiten im Untergrund und den daraus resultierenden besonderen chemisch-physikalischen Eigenschaften auszeichnen. Dazu gehören insbesondere auch die in diesem Werk dargestellten „trinkbaren“ Tiefengrundwässer, wobei diese einen besonderen Stellenwert im Hinblick auf die Nutzung und deren eingeschränkte Vorkommen einnehmen.

Detaildefinitionen inklusive Kennmerkmal „Verweilzeit“ (Aufenthaltsdauer/Alter) von Tiefengrundwässern

Bereits ZÖTL (1978) benutzte als Erkennungsmerkmale für Tiefengrundwasser die Verweilzeit und den Chemismus, wobei er als Indikatoren den Gehalt an freiem Sauerstoff und Tritium (^3H) heranzog. Er forderte, dass Tiefengrundwasser keinen freien Sauerstoff und kein Tritium enthält.

In der ÖNORM B 2400 (ÖSTERREICHISCHES NORMUNGSGESAMT, 1986: 21) wird im Kapitel 6 zum unterirdischen Wasser als Benennung Nr. 6.60 der Begriff Tiefengrundwasser wie folgt definiert: „Grundwasser [...] in den tieferen Schichten der Erdrinde, das eine weiträumige Überlagerung durch Deckschichten [...], eine lange Aufenthaltsdauer [...] und meist besondere physikalisch-chemische Eigenschaften aufweist.“

Das ÖWWV-Regelblatt 202 zum Thema „Tiefengrundwässer und Trinkwasserversorgung“ (ZÖTL et al., 1986: 7–8) verweist bezüglich der Definition von Tiefengrundwasser auf die genannte ÖNORM. „Als messbare untere Grenze der Aufenthaltsdauer kann [nach ZÖTL et al., 1986: 8] der Tritiumgehalt des Wassers dienen. Tritiumfreies Tiefengrundwasser ist seit mindestens 50 Jahren im Untergrund und hat auch keine Beimengung jüngerer Wässer.“ Weiters führen die Autoren an, dass „Tiefengrundwässer fast immer ‚gespannte‘ Grundwässer [sind], wobei die Unterseite der dichten Deckschichten gleichzeitig die obere Grenzfläche des Grundwasserkörpers ist, sodass der Druckspiegel des Grundwassers (Grundwasserdruckfläche) über der Basis der Grundwasserdeckschicht liegt [...]. Für den Fall, dass der Druckspiegel über der örtlichen Geländeoberkante liegt, wird der hydraulische Zustand des Tiefengrundwassers als ‚artesisch gespannt‘ bezeichnet.“ Bezüglich der physikalisch-chemischen Eigenschaften wird in ZÖTL et al. (1986: 13–21) prinzipiell zwischen Tiefengrundwässern, die am Kreislauf des Wassers teilnehmen („Kreislaufwässer“) und solchen, die gleichzeitig mit den Sedimentgesteinen abgelagert wurden („Formationswässer“), unterschieden. Letztere sind aufgrund ihres hohen Mineralgehaltes für die Trinkwasserversorgung praktisch bedeutungslos. Tiefengrundwässer zeichnen sich aufgrund des fehlenden Kontaktes zur Atmosphäre auch durch den Mangel an freiem Sauerstoff aus. Als Konsequenz ist das Auftreten von Schwefelwasserstoff, gelöstem Eisen oder Mangan möglich. Bei länger gespeicherten Tiefenwässern kommt es auch zum Kationenaustausch mit dem Sedimentgestein, der zur Bildung von Natrium-Bikarbonatwässern führt.

GOLDBRUNNER (1984: 84) versteht unter Tiefengrundwässern Grundwässer, „welche aufgrund einer weiträumigen Überdeckung durch minderdurchlässige Schichten nicht unmittelbar durch Infiltration von der Oberfläche alimentiert werden“. Als spezifische chemisch-physikalische Eigenschaften dieser Wässer gibt GOLDBRUNNER dabei die augenfällige Sauerstofffreiheit und den fehlenden Tritiumgehalt ($< 1 \text{ TU}$; $\text{TU} = \text{Tritiumeinheit}$) an; „Wässer mit derartigen Tritiumgehalten haben Mindestalter von über 50 Jahren.“ GOLDBRUNNER (1988: 8) ergänzt diese Definition um einen Wert zum freien Sauerstoff, dessen Konzentration soll bei Tiefengrundwässern unter $0,1 \text{ mg/l}$ liegen.

In der Studie „Hydrogeologische Grundlagen für eine nachhaltige Nutzung der Tiefengrundwässer im Bereich des Oststeirischen und Pannonischen Beckens“ (ZOJER

et al., 2005: 413) werden Wässer, die einen Tritiumgehalt unter 2 TU aufweisen, bereits als tritiumfrei angesehen. „Die Verweildauer dieser Wässer beträgt mindestens etwa 50 Jahre“.

Im ÖWAV-Regelblatt 215 zu „Nutzung und Schutz von Thermalwasservorkommen“ (ZETINIGG et al., 2010: 68) wird der Begriff Tiefengrundwasser wie folgt definiert: Es ist „Grundwasser in den tieferen Schichten der Erdrinde, das eine weiträumige Überlagerung durch Deckschichten, eine lange Aufenthaltsdauer im Untergrund und meist besondere physikalisch-chemische Eigenschaften aufweist [und] welches aufgrund einer weiträumigen Überdeckung durch minderdurchlässige Schichten nicht unmittelbar durch Infiltrationen von der Oberfläche alimentiert wird. Die Neubildung eines am Wasserkreislauf teilnehmenden Tiefengrundwassers erfolgt in einem vielfach nicht näher bekannten Regenerationsgebiet“. Des Weiteren wird auf GOLDBRUNNER (1984, 1988) verwiesen.

Das in ZÖTL (1978), ZÖTL et al. (1986), GOLDBRUNNER (1984, 1988) sowie ZOJER et al. (2005) als Erkennungsmerkmal für Tiefengrundwasser genannte Wasserstoffisotop Tritium (^3H) – seine Halbwertszeit beträgt 12,32 Jahre (4.500 ± 8 Tage, GRÖNING et al., 2001) – stammt im Wesentlichen aus drei Quellen: Im Niederschlag Mitteleuropas rühren im Jahresmittel etwa 6 TU von der natürlichen Einwirkung der kosmischen Strahlung in vorwiegend höheren Atmosphärenschichten her. Einen wesentlich höheren Beitrag als diese natürliche Quelle lieferten die Kernwaffenversuche der 1950er- und 1960er Jahre und die Emissionen aus kerntechnischen Anlagen (MOSER et al., 1980: 35–38). Abbildung 1 gibt als Beispiel den seit den 1960er Jahren beobachteten Tritiumgehalt im Niederschlag der GZÜV-Messstelle Wien, Hohe Warte, wieder. Das Maximum um das Jahr 1963 geht auf die vermehrten Kernwaffenversuche zurück, seither nahm der Tritiumgehalt im Niederschlag stark ab.

Bei der Verwendung des Tritiumgehalts als Erkennungsmerkmal für Tiefengrundwasser ist zu berücksichtigen, dass der geforderte Tritiumgehalt von weniger als 1 bzw. 2 TU und das Mindestalter von etwa 50 Jahren nur grobe Richtwerte sind. Dies sollen die folgenden Überlegungen aufzeigen: Unter der Annahme einer Ausgangskonzentration von 6 TU – dieser Wert entspricht, wie oben angeführt, dem natürlich gebildeten Tritiumanteil im Niederschlag Mitteleuropas – lässt sich für einen Tritiumgehalt unter 1 TU eine Verweilzeit von über 32 Jahren und für einen Tritiumgehalt unter 2 TU eine Verweilzeit von über 20 Jahren errechnen. Da aber vor 32 bzw. 20 Jahren der Tritiumgehalt des Niederschlags in Österreich deutlich höher war (Abb. 1), ist für ein Grundwasser mit einem aktuellen Tritiumgehalt von 1 bzw. 2 TU ein wesentlich höheres Alter zu erwarten. Weiters ist zu bedenken, dass Grundwässer sich aus unterschiedlich alten Niederschlagswässern bilden. Darüber hinaus ist zu berücksichtigen, dass die Nachweisgrenzen für die diversen publizierten Analysenwerte unterschiedlich sind. Wie weit diese streuen können, zeigen beispielsweise MOSER et al. (1980: 40) auf. Sie geben für 5 bis 75 cm^3 Wasserprobe und 1.000 min Messzeit für verschiedene Messmethoden Nachweisgrenzen zwischen 2 und 15 TU an; Tritiumkonzentrationen unter 1 TU „werden fast ausschließlich mit Gasproportionszählrohren nach vorhergehender Anreicherung gemessen.“

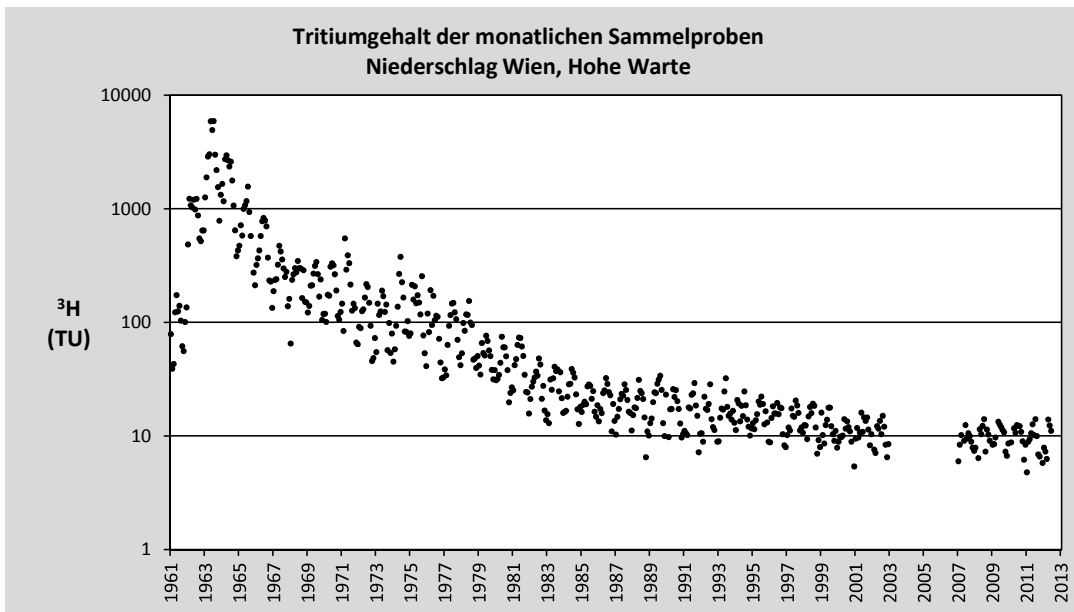


Abb. 1.
Tritiumgehalt des Niederschlags der GZÜV-Messstelle Wien, Hohe Warte nach der H₂O Fachdatenbank des WISA (<http://wisa.lebensministerium.at/h2o/>, abgerufen am 20.03.2013).

Weitere wichtige Parameter für die Bestimmung der Verweilzeit von Tiefengrundwässern sind die stabilen Isotope Deuterium (²H) und Sauerstoff-18 (¹⁸O). In Tiefengrundwässern, deren Neubildung bereits im Pleistozän während einer Kaltzeit erfolgte, sind deutlich niedrigere Deuterium- und Sauerstoff-18-Gehalte nachzuweisen als in vergleichbaren rezenten Wässern (MOSER et al., 1980: 200–203; GOLDBRUNNER, 1988: 28–30; BOROVICZÉNY et al., 1992: 75–79). Im Untergrund kann jedoch ein Prozess stattfinden, der diesem Effekt entgegenwirkt: Bei wärmeren Grundwässern wurde ein Sauerstoffaustausch zwischen Wasser und Sediment beobachtet, der sich in einer Erhöhung des Sauerstoff-18-Gehalts des Wassers äußert. Da dabei der Deuteriumgehalt weitgehend unverändert bleibt, lässt sich dieser Prozess durch den Vergleich der Konzentration der beiden Isotope erkennen (MOSER et al., 1980: 207–208).

Unter bestimmten Voraussetzungen lässt sich auch das Radionuklid Kohlenstoff-14 (¹⁴C) zur Datierung alter Grundwässer heranziehen. Seine Halbwertszeit beträgt 5.730 Jahre (BOWMAN, 1990: 11). Auf natürliche Weise wird Kohlenstoff-14, ähnlich wie Tritium, in der höheren Atmosphäre durch die Einwirkung kosmischer Strahlung gebildet. Darüber hinaus stammt ein Teil des Kohlenstoff-14 der Atmosphäre aus Kernwaffenversuchen. 1964 erreichte der Kohlenstoff-14-Gehalt des atmosphärischen Kohlendioxids aufgrund dieser Tests beinahe das Doppelte des natürlichen Gehalts und nahm dann wieder ab. Das Verbrennen von großen Mengen an fossilen und daher Kohlenstoff-14-freien Brennstoffen seit dem 19. Jahrhundert hat sich ebenfalls deutlich im Kohlenstoff-14-Gehalt der Atmosphäre niedergeschlagen, nämlich in einer Verdünnung der Kohlenstoff-14-Konzentration der Atmosphäre (Suess-Effekt). Zudem ist die natürliche Kohlenstoff-14-Produktion gewissen natürlichen Schwankungen unterworfen – alles zusammen macht die Erstellung einer Kalibrationskurve für die Altersbestimmung mit Radiokohlenstoff notwendig (GEYH, 1980: 43–46; BOWMAN, 1990: 16–20).

Die Grundwasserdatierung mit Kohlenstoff-14 basiert auf der Annahme, dass Regenwasser im Boden junges, bio-

genes, Kohlenstoff-14-hältiges Kohlendioxid aufnimmt und anschließend – entsprechend dem Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht – altes, Kohlenstoff-14-freies Karbonat löst. Im Untergrund können aber Prozesse stattfinden, die eine solche Datierung unsicher machen. Beispielsweise können die Oxidation von Kohlenstoff-14-freien Kohlenwasserstoffen oder die zusätzliche Lösung von ebensolchem Karbonat, die mit dem Kationenaustausch von Natrium gegen Kalzium und Magnesium einhergeht, ein erhöhtes Neubildungsalter vortäuschen (GEYH, 1980: 46–53; GOLDBRUNNER, 1988: 30).

Die Qualitätsansprüche an Trinkwasser, d.h. an Wasser, das für den menschlichen Gebrauch geeignet ist, wird in Österreich in der Trinkwasserverordnung (REPUBLIK ÖSTERREICH, 2001) und den dazugehörigen Novellen geregelt. Da Tiefengrundwässer bzw. gespannte und artesisch gespannte Grundwässer bezüglich ihres Lösungsinhaltes meist von der Beschaffenheit freier Grundwasser abweichen, wird im ÖWAV-Regelblatt 211 zur „Nutzung artesischer und gespannter Grundwässer“ nicht nur auf die Qualität dieser Wässer, sondern auch auf deren Aufbereitung eingegangen (ZETINIGG et al., 2000).

In die vorliegende Arbeit wurden vor allem solche gespannten bzw. artesisch gespannten Grundwasservorkommen aufgenommen, bei denen zum einen die in der Trinkwasserverordnung genannten Indikatorparameter nicht wesentlich überschritten werden und bei denen zum anderen aufgrund der vorliegenden Isotopenanalysen eine höhere Verweilzeit zu erwarten ist. Als Indikatoren für ein höheres Wasseralter wurden – in Anlehnung an ZOJER et al. (2005: 413) – ein unter 2 TU liegender Tritiumgehalt, eine für eiszeitliches Alter typische niedrige Sauerstoff-18- bzw. Deuterium-Konzentration und ein entsprechend hohes ¹⁴C-Modellalter herangezogen. Die im Folgenden dargestellten Vorkommen von trinkbaren Tiefengrundwässern weisen natürlich nicht über ihre gesamte Ausdehnung einen solch geringen Lösungsinhalt oder eine entsprechend hohe Verweilzeit auf; es bestehen auch Übergänge zu stärker mineralisierten Wässern mit für Trinkwasserzwecke ungeeigneter Beschaffenheit bzw. zu jüngeren, nicht mehr als Tiefengrundwasser zu bezeichnenden Wässern. Der

Vollständigkeit halber wurden aber auch solche Wässer in die Betrachtung aufgenommen und auf die Übergänge hingewiesen. In Ausnahmefällen werden in der vorliegenden Arbeit zudem auch Wässer dargestellt, für die es zur

Zeit noch keinen isopenhydrologischen Befund gibt, für die aber aufgrund des geologischen Baus oder ihres Lösungsinhalts eine entsprechend lange Verweilzeit zu erwarten ist.

Vorkommen von trinkbaren Tiefgrundwässern

Die folgenden Kapitelnummern entsprechen der Gliederung in der Übersichtskarte der Beilage 1.

1 Trinkbare Tiefgrundwässer in der Molassezone und ihren Randbecken

In der Molassezone, dem Vorlandbecken der Alpen, kam es zur Ablagerung mächtiger mariner bis limnisch-fluvialer Sedimente. Die Molassesedimentation setzte im frühen Oligozän (vor etwa 33 Mio. Jahren; PILLER et al., 2004) mit einer Beckenentwicklung ein. Im oberen Ottnangium zerfiel das Meeresbecken der Paratethys in mehrere Teile, welche in der Folge aussüßten (RUPP & WAGNER, 2008: 54). Die marinen Sedimente der Molassezone sind vielfach gekennzeichnet durch eine Wechselfolge von Wasser führenden, sandreichen Horizonten und Wasser stauenden, schluff- bzw. tonreichen, mergeligen Schichtstößen. Diesem Umstand ist es zu verdanken, dass in der Molassezone heute vielerorts gespannte süße Wässer mit längerer Verweilzeit auftreten. Am besten untersucht sind derartige Wässer im oberösterreichischen Inn- und Hausruckviertel, aber auch in anderen Gegenden der Molassezone sind trinkbare Tiefgrundwässer anzutreffen, wie in den folgenden Kapiteln aufgezeigt wird.

1.1 Inn- und Hausruckviertel

Eine hydrogeologische Besonderheit des oberösterreichischen Inn- und Hausruckviertels ist das gehäufte Auftreten von artesisch gespannten Wässern (Abb. 2). Diese sind an „tertiäre“ Sandhorizonte gebunden, die von mächtigem Schlier überlagert werden bzw. in diesem eingeschaltet sind. Mit dem Begriff Schlier wird ein feinsandig-schluffiger Mergel bezeichnet (SCHUSTER et al., 2015: 78), der im Allgemeinen nur eine geringe Permeabilität besitzt, lediglich in oberflächennahen Klüften ist mitunter eine höhere Wasserdurchlässigkeit zu beobachten (VOHRZYKA, 1973: 30–31).

1.1.1 Die Tiefgrundwasser führenden Sedimente

Die für die trinkbaren Tiefgrundwässer in Oberösterreich relevanten Sande und die mit ihnen vergesellschafteten feinklastischen Sedimente sind in Tabelle 1 aufgelistet. Die angeführten Sande können mit dem Schlier verzahnen, sodass auch innerhalb einer Sandformation mehrere Grundwasserhorizonte ausgebildet sein können. Im Inn- und Hausruckviertel werden folgende, für die gegenständliche Thematik relevanten marinen Sande unterschieden:

Die **Mehrnbach-Formation** findet westlich Ried weite Verbreitung (Abb. 2). Bei ihr handelt es sich um „*mergelige, glimmerreiche, feinkörnige, grau-graugrüne Quarzsande [...] in denen 2–3 mm dicke Tonmergellagen eingeschaltet sind.*“ Ihre maximale Mächtigkeit beträgt 80 m (HEISS

et al., 2003: 13–14). Die **Treibach-Formation** tritt ebenfalls westlich von Ried auf, ihre Oberflächenverbreitung beschränkt sich jedoch auf schmale Ausbisse. Bei ihr handelt es sich um „*grüngraue, glimmer- und glaukonitreiche, meist stark durchwühlte Feinsande, die nur selten Pelitzwischenlagen*“ aufweisen (HEISS et al., 2003: 15). Sowohl die Sande der Mehrnbach- als auch der Treibach-Formation verzahnen mit dem sie umgebenden Schlier der Innviertel-Gruppe (Tab. 1). Im Untergrund stehen die beiden an der Oberfläche getrennten Sandformationen miteinander in Kontakt. Genetisch gesehen, handelt es sich bei ihnen um durch Gezeitenströmung verfrachtete Sande aus dem Mündungsbereich der Ur-Salzach (mündl. Mitt. C. RUPP, Geologische Bundesanstalt).

Die **Reith-Formation** ist am Nordabfall des Hausruck zwischen St. Kollmann und Leopoldshofstall anstehend. Bei ihr handelt es sich um „*gelbbraune bis gelbgraue, glimmerige Feinsande (Quarzsande), untergeordnet Mittelsande, welche [...] Zentimeter bis Dezimeter mächtige, wellig geschichtete Pelitlagen [...] führen.*“ Die Reith-Formation wird bis 50 m mächtig und fällt leicht nach Norden ein, wobei sie mit der Ried-Formation verzahnt (RUPP et al., 2008: 21).

Die **Atzbach-Formation** – diese bildet den bedeutendsten Tiefgrundwasserleiter der Innviertel-Gruppe – besteht, wie die benachbarte Kletzenmarkt-Formation (siehe unten), ebenfalls aus von Gezeitenströmung verfrachteten Sanden aus dem Mündungsbereich der Ur-Salzach (mündl. Mitt. C. RUPP). Sie findet an der Oberfläche im Raum zwischen Vöcklabruck und Kematen am Innbach weite Verbreitung (Abb. 2 und 3). „*Lithologisch betrachtet handelt es sich bei den Atzbacher Sanden [...] um glimmer- und glaukonitreiche, hellgraue Fein- bis Mittelsande (Quarzsande) mit sandigen, mergeligen, mm-dünnen Silt-Zwischenlagen, welche gegen das Liegende häufiger werden*“ (HEISS et al., 2003: 11). Von ihrem oberflächlichen Verbreitungsgebiet ausgehend, ist die Atzbach-Formation im Untergrund weit nach Norden zu verfolgen. Ihre Gesamtmächtigkeit erreicht etwa 100 m (Abb. 4). Nördlich Kematen am Innbach wird die Atzbach-Formation von der **Kletzenmarkt-Formation** abgelöst, die eine nördliche Entwicklung dieser darstellt. Sie zeichnet sich durch eine „*lebhaft Wechselfolge von Zentimeter bis Dezimeter mächtigen laminierten Peliten mit mittel- bis grobkörnigen und teilweise feinkörnigen Sandpaketen in analogen Mächtigkeiten aus*“ (HEISS et al., 2003: 12).

Die **Enzenkirchner Sande** und die die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande umfassende **Plesching-Formation** (die genannten Sedimente wurden im Ottnangium abgelagert, wobei die Plesching-Formation altersmäßig

etwa der Atzbach-Formation entspricht; Tab. 1) sowie die in das Kiscellium bis Egerium zu stellenden **Linzer Sande** finden am nördlichen Beckenrand der Molassezone ihre obertägige Verbreitung (siehe Abbildungen 2 und 5). Bei den Enzenkirchner Sanden handelt es sich um mächtige, gelbbraune, fein- bis mittelkörnige Sande. Diese sind meist ungeschichtet, sie beinhalten aber Tonmergelzwischenlagen. Die Phosphoritsande sind „*graue, glaukonitische, meist grobkörnige und mitunter fossilreiche Quarzsande (ca. 2–3 % Phosphoritknollen)*“, die in Plesching bei Linz und im Raum Prambachkirchen–Eferding anzutreffen sind. Die weiter westlich auftretenden Fossilreichen Grobsande sind ebenso „*graue, glaukonitische, meist grobkörnige und teils fossilreiche Quarzsande*“, denen aber Phosphoritknollen fehlen. Die Linzer Sande bestehen zu 90 % aus Quarz, der Feldspat- und Glimmergehalt ist schwankend. Beckenwärts verzahnen die Linzer Sande mit dem Schlier. Die Linzer Sande erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 100 m und stellen einen bedeutenden Grundwasserleiter dar, aus dem „zahlreiche große Trinkwasserversorgungen ihr Wasser beziehen“ (HEISS et al., 2003: 9–12).

HEISS et al. (2005) verfassten eine Übersichtsstudie zu den Grundwässern der „tertiären“ Sande des oberösterreichischen Molassebeckens, deren Schwerpunkt auf der Darstellung der räumlichen Verteilung der Sande liegt. In einer großmaßstäbigen Karte und 15 geologischen Profilen werden das ober- und unterirdische Verbreitungsgebiet der wichtigsten „tertiären“ Grundwasserleiter dokumentiert. Als wichtigste Aquifere innerhalb der Innviertel-Gruppe werden die Mehrnbach-Formation (HEISS et al., 2005: 20, 26), die Atzbach-Formation und Enzenkirchner Sande, die „im Bereich Steindlberg verzahnen“ (HEISS et al., 2005: 29) sowie die Linzer Sande (HEISS et al., 2005: 30, 32, 33) ge-

nannt. Eine hingegen untergeordnete Bedeutung wird von den Autoren den Fossilreichen Grobsanden beigemessen, nämlich „auf Grund ihrer geringen Mächtigkeit und ihrer nur sehr lokalen Verbreitung“ (HEISS et al., 2005: 30, 31). Lediglich „im Gebiet von Gautzham [bei St. Willibald] und Walle[n]sham [bei Schärding]“ besitzt das Grundwasser in den Fossilreichen Grobsanden eine größere Bedeutung (HEISS et al., 2005: 23).

Mehrfach wird in der Studie von HEISS et al. (2005) aufgezeigt, dass auch innerhalb der diversen Schlierformationen vereinzelt Sandlagen auftreten können, die trotz ihrer geringen Mächtigkeit eine gute Ergiebigkeit aufweisen. Dies trifft besonders auf die Vöckla-Formation zu, aus der „im Bezirk Vöcklabruck [...] zahlreiche öffentliche und private Wasserversorgungsanlagen [...] versorgt“ werden (HEISS et al., 2005: 27). Als weitere Beispiele werden die Ottnang-Formation im Bereich der Gemeinde Hof – hier liegt nach HEISS et al. (2005: 24) ein stark gespannter Sandhorizont in ca. 150 m Tiefe vor – und östlich von Haag „ein mächtiger artesischer Grundwasserkörper im Ottnanger Schlier in einer Tiefe von ca. 60 m unter GOK“ (HEISS et al., 2005: 28) sowie die Braunau-Formation in Altheim (HEISS et al., 2005: 20) angeführt. Die Autoren nehmen des Weiteren an, dass die Grundwasserneubildung in den „tertiären“ Aquiferen nicht nur über Niederschlagsinfiltration in den ober- tags anstehenden Sanden, sondern untergeordnet auch aus dem überlagernden Schlier und aus dem auflagernden Quartär sowie am Nordrand der Molassezone auch durch Zustrom von Klufgrundwasser aus dem Kristallin erfolgt. Zudem weisen die Autoren auf die „thermalwasserführenden Linzer Sande“ im Raum Bad Schallerbach hin (HEISS et al., 2005: 30).

Serie	Stufe	Schichtglieder	
Miozän	Ottnangium	Oncophora-Schichten	
		Innviertel-Gruppe	Traubach-Formation (= Traubacher Sande)
			Braunau-Formation (= Braunauer Schlier)
			Mehrnbach-Formation (= Mehrnbacher Sande)
			Ried-Formation (= Rieder Schichten, Rotalienschlier)
			Reith-Formation (= Fofelsand, Sande von Reith), Enzenkirchner Sande
			Ottnang-Formation (= Ottnanger Schlier)
			Atzbach-Formation (= Atzbacher Sande), Kletzenmarkt-Formation (= Kletzenmarkt-Glaukonitsand-Formation), Plesching-Formation (= Phosphoritsande und Fossilreiche Grobsande)
Vöckla-Formation (Vöcklaschichten), Vorchdorf-Formation, <i>Robulus</i> -Schlier			
Oligozän	Kiscellium bis Egerium	Eggenburgium	
		Haller Schlier (= Hall-Formation)	
		„Älterer Schlier“ (Ebelsberg-, Eferding-, Puchkirchen- und Zupfing-Formation)	
Oligozän	Kiscellium bis Egerium	Linzer Sande	
		Pielacher Tegel	

Tab. 1. Stratigrafie der Tiefengrundwasser führenden Sedimente des Hausruck- und Innviertels nach KRENMAYR et al. (2006), RUPP & VAN HUSEN (2008: 9–32), RUPP & WAGNER (2008) sowie RUPP (2011: 101–116); die Sande sind grau hinterlegt. In der vorliegenden Arbeit wurden der Gebrauch der in Klammer angegebenen Begriffe weitgehend vermieden, da diese mitunter veraltet, noch nicht ausreichend definiert oder nicht zweckmäßig waren.

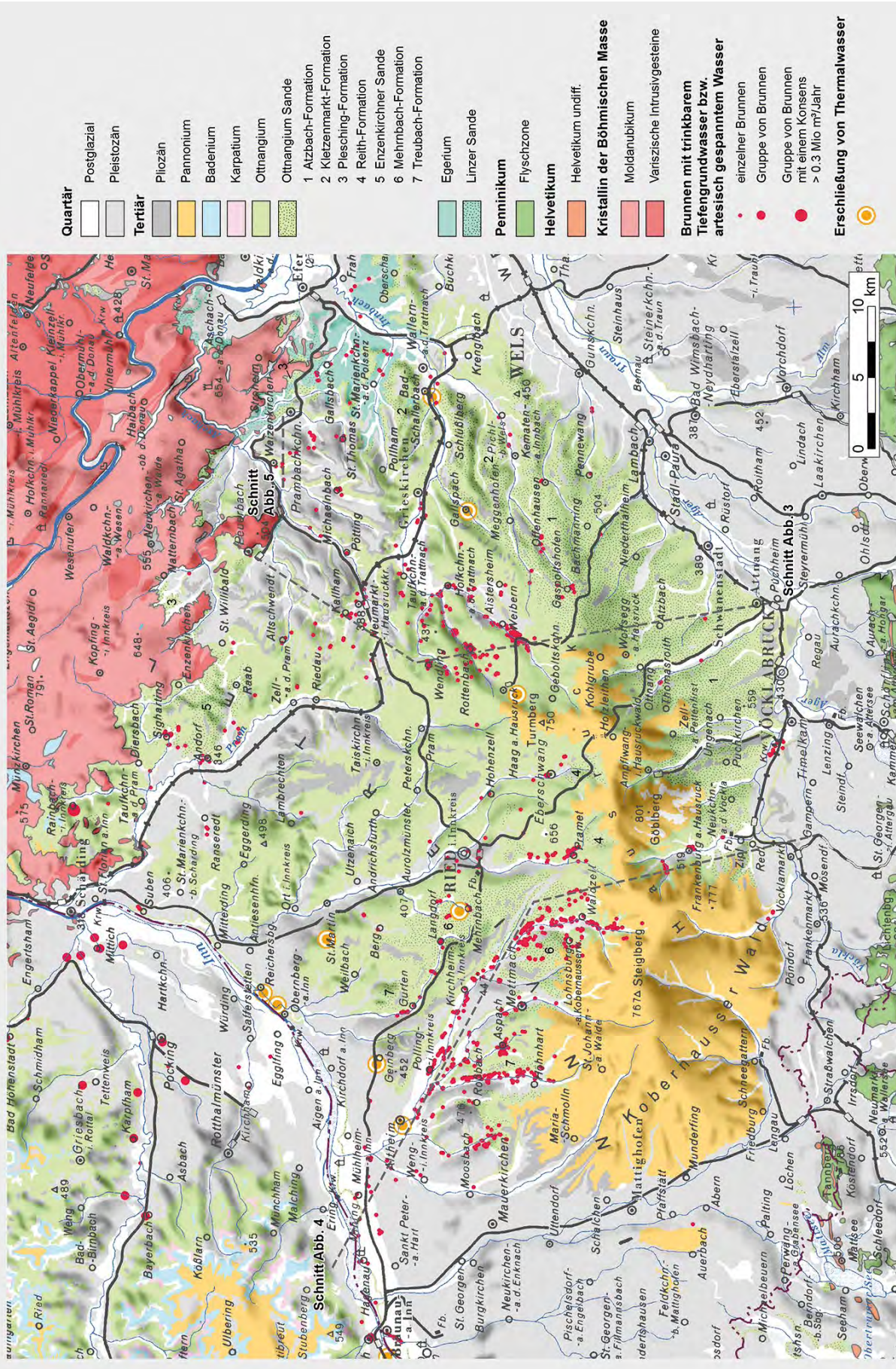


Abb. 2. Übersichtskarte zu den artesischen Brunnen bzw. Brunnen mit Tiefengrundwasser im Hausruck- und Innviertel. Der geologische Inhalt basiert auf der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KREMMAYR et al., 2006), die Punktinformationen stammen aus der im gleichen Maßstab angefertigten Hydrogeologischen Karte von Oberösterreich (SCHUBERT & BERKA, 2007).

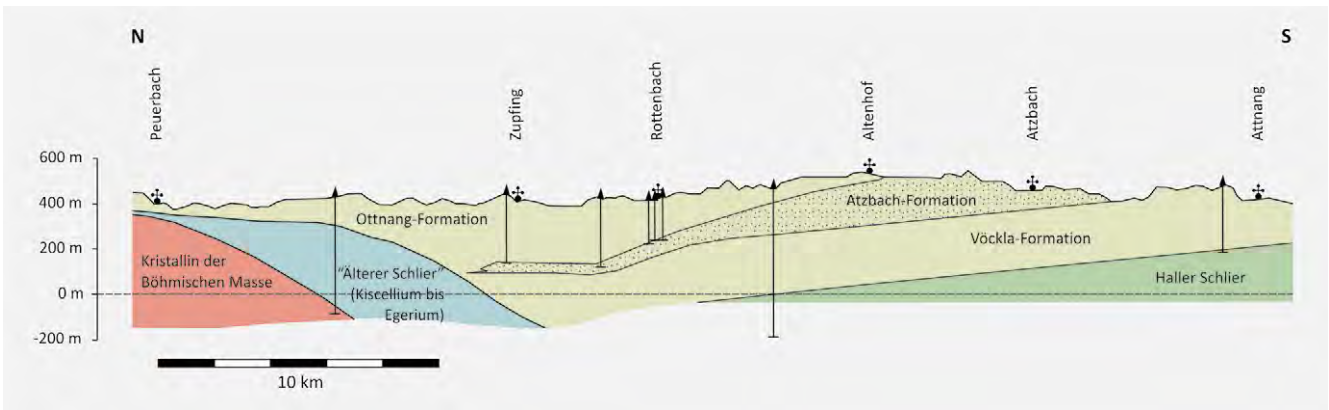


Abb. 3. Geologischer N-S-Schnitt durch das unterirdische Verbreitungsgebiet der Atzbach-Formation, verändert nach SCHMID et al. (2001: 3). Die Lage des Profils ist in Abbildung 2 dargestellt. Die Atzbach-Formation geht im Raum nordöstlich von Wels in die Kletzenmarkt-Formation und in weiterer Folge in die Plesching-Formation über (FAUPL & ROETZEL, 1990: 158).

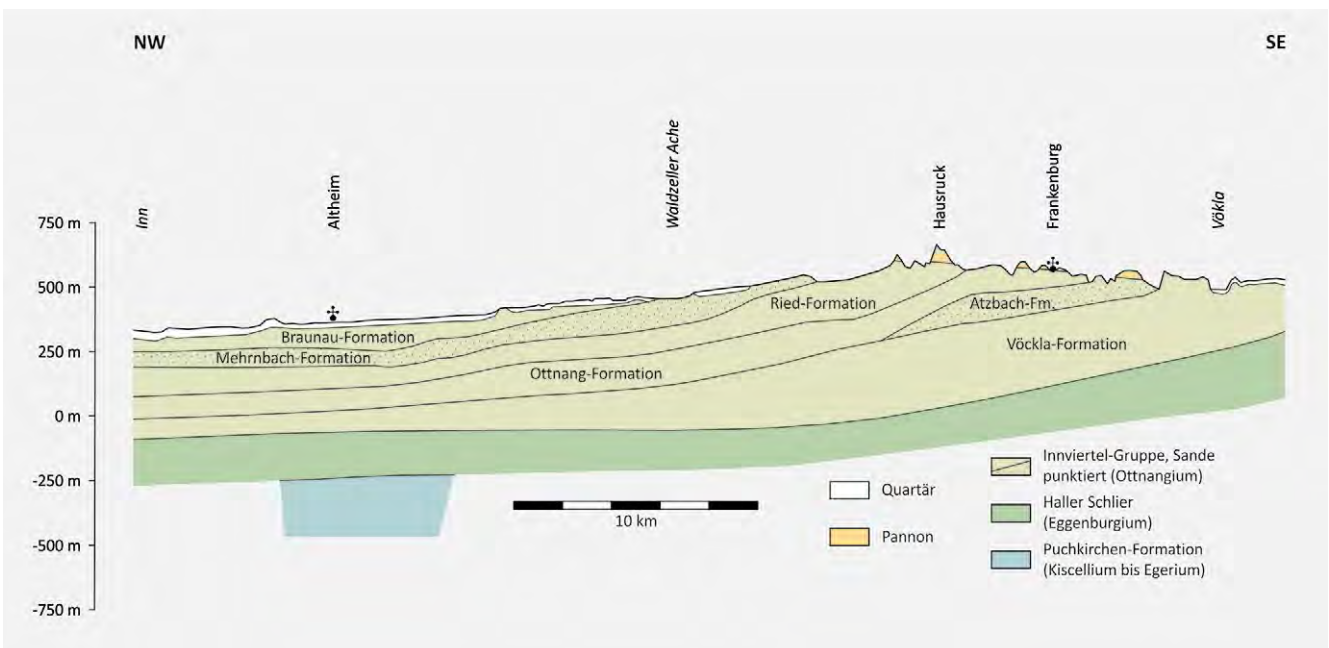


Abb. 4. Geologischer NW-SE-Schnitt zum unterirdischen Verbreitungsgebiet der Mehrnbach- und Atzbach-Formation, verändert nach HEISS et al. (2005: 25, 26). Die Lage des Profils ist in Abbildung 2 dargestellt. Die östlich des geologischen Schnitts anstehenden Sande der Reith-Formation (Tab. 1 und Abb. 2) „ziehen vom Top der Ottngang-Formation (W Reith) nach Westen in die Ried-Formation hinein und verzahnen intensiv mit dieser“ (RUPP & VAN HUSEN, 2008: 21).

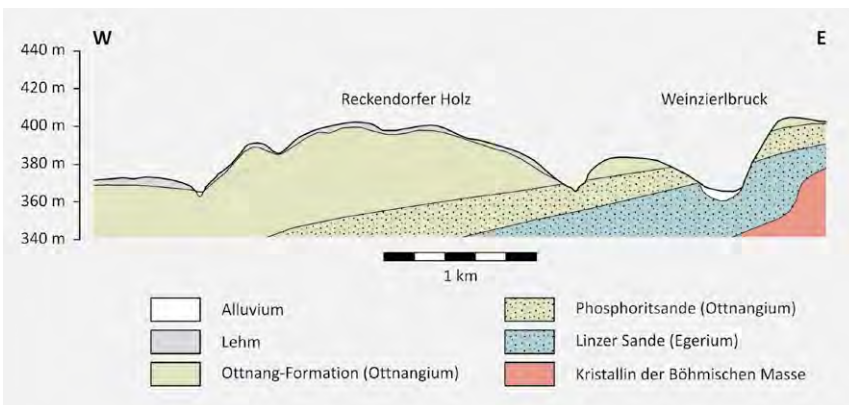


Abb. 5. Geologischer W-E-Schnitt durch die Linzer Sande und Phosphoritsande im Bereich von Waizenkirchen, verändert nach SCHUBERT (1996: 99). Die Lage des Profils ist in Abbildung 2 ersichtlich. Beide Sande bilden hier am Beckenrand gemeinsam einen Grundwasserleiter. Die Phosphoritsande werden mit den Fossilreichen Grobsanden zur Plesching-Formation zusammengefasst, wobei das Unterscheidungsmerkmal das Auftreten der namensgebenden Phosphoritknollen ist (RUPP, 2011: 110; FAUPL & ROETZEL, 1990: 159).

1.1.2 Die Beschaffenheit der Wässer

Repräsentative Zusammenstellungen von hydrochemischen und isotopehydrologischen Analysen zu den gespannten bis artesisch gespannten Grundwässern des Inn- und Hausruckviertels sind in GOLDBRUNNER (1988) und SCHUBERT (1996) enthalten, wobei GOLDBRUNNER (1988) vorwiegend die Wässer der Innviertel-Gruppe im Raum zwischen Hausruck und Inn behandelt, während sich SCHUBERT (1996) mit den Wässern im Umfeld von Grieskirchen, d.h. im Raum zwischen Weibern, Waizenkirchen und Eferding, beschäftigt. Bei diesen gespannten Wässern handelt es sich nicht immer um trinkbare Tiefengrundwässer, da die notwendige Verweilzeit – wie der deutliche Tritiumgehalt vielfach zeigt – nicht immer gegeben ist bzw. diese Wässer aufgrund des zu hohen Lösungsinhaltes mitunter nicht als Trinkwasser taugen (vgl. Kapitel „Der Begriff ‚Tiefengrundwässer‘“). Im Folgenden wird jedoch der Vollständigkeit halber sowohl auf diese jüngeren als auch auf stärker mineralisierte Wässer eingegangen, da zwischen den verschiedenen Wassertypen fließende Übergänge bestehen. Es sei des Weiteren darauf hingewiesen, dass die Projektberichte, auf denen die beiden genannten Arbeiten basieren, zusätzliche Detailinformationen enthalten. Dies trifft insbesondere auf folgende Berichte zu: GOLDBRUNNER & ZÖTL (1982), GOLDBRUNNER et al. (1984), GOLDBRUNNER (1987), GOLDBRUNNER (1989), ZÖTL & GOLDBRUNNER (1990), SORDIAN (1992) und GOLDBRUNNER & SCHUBERT (1993); die-

se liegen am Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Abteilung Grund- und Trinkwasserwirtschaft, und zum Teil auch in der Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt auf.

Das Gebiet zwischen Hausruck und Inn

GOLDBRUNNER (1988: 18–40) unterscheidet im besagten Gebiet aufgrund der hydrochemischen und isotopehydrologischen Eigenschaften innerhalb der Sande der Innviertel-Gruppe drei Gruppen von Wässern. In Abbildung 6 werden die Lage der Probenahmestellen und in den Tabellen 2 und 3 repräsentative Analysen wiedergegeben. Die Wässer der **Gruppe 1** entstammen zumeist seichten Bohrungen. Vom chemischen Standpunkt aus sind sie in der Regel einem Kalzium-(Magnesium)-Bicarbonat-Typ (vgl. „Das Molassebecken westlich von Linz“) zuzurechnen. Die signifikanten Tritiumgehalte weisen auf lokale Systeme mit geringer Verweilzeit (weniger als 50 Jahre) hin. Auch die Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte unterscheiden sich nicht wesentlich vom seichten Grundwasser. Diese Wässer sind aufgrund der geringen Verweilzeit daher nicht als Tiefengrundwässer zu bezeichnen.

Die Wässer der **Gruppe 2** sind nach GOLDBRUNNER (1988) aufgrund der vernachlässigbaren Tritiumgehalte bereits als echte Tiefengrundwässer einzustufen, ihre Verweilzeit be-

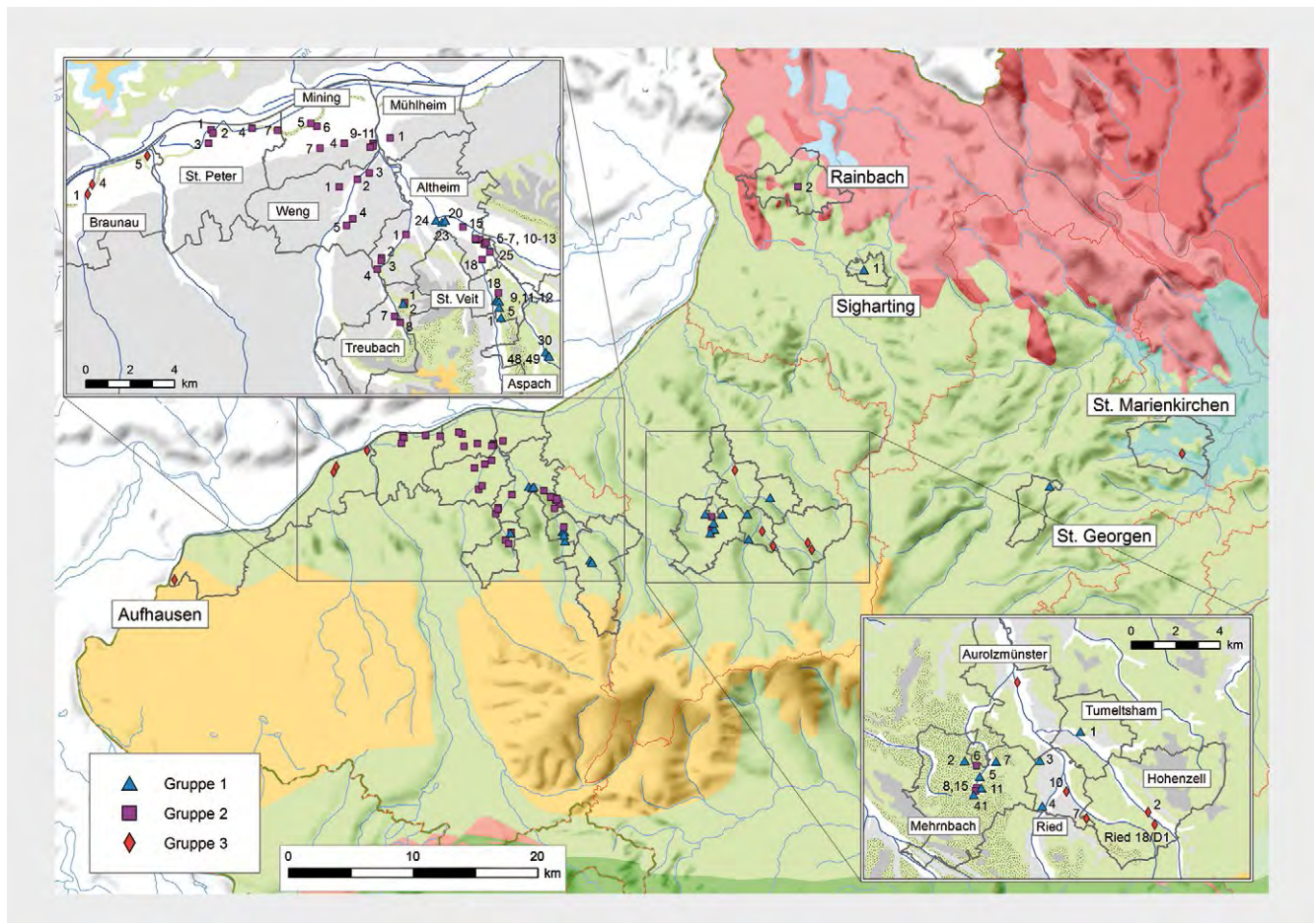


Abb. 6. Lage der Probenahmestellen der in den Tabellen 2 und 3 wiedergegebenen Analysen (verändert nach GOLDBRUNNER, 1988: 24). Legende zur Geologie siehe Abbildung 2 bzw. Beilage 1.

trägt mehr als 50 Jahre. Chemisch gesehen handelt es sich um Kalzium-Magnesium-Natrium- bzw. Natrium-Kalzium-Magnesium-Bicarbonatwässer. Die Abnahme von Ca^{+2} und Mg^{+2} zugunsten von Na^+ führt GOLDBRUNNER auf einen zunehmenden Kationenaustausch mit Tonmineralen zurück. Die in Tabelle 2 und 3 sowie in Abbildung 6 dargestellten Wässer der Gruppe 2 stammen überwiegend aus der Mehrnbach-Formation. Für diese Wässer ist ein geringer Lösungsinhalt typisch, den GOLDBRUNNER auf den hohen SiO_2 -Gehalt in diesen Sanden zurückführt.

Die Wässer der **Gruppe 3** stellen die chemisch höchst entwickelten und ältesten Wässer der Innviertel-Gruppe im gegenständlichen Gebiet dar. Bei ihnen handelt es sich um Natrium-Bicarbonat-Wässer. Mit der fortschreitenden chemischen Entwicklung sind ein Anstieg des Kohlenstoff-13-Anteils und eine Abnahme des Kohlenstoff-14-Wertes zu beobachten. Während bei der Gruppe 2 ein Teil der Proben noch einen deutlichen Kohlenstoff-14-Gehalt und einen niedrigen Kohlenstoff-13-Wert aufweisen, sind bei der Gruppe 3 keine signifikanten Kohlenstoff-14-Gehalte mehr feststellbar und auch der Kohlenstoff-13-Wert liegt deutlich höher (Tab. 3). Dies ist das Resultat der zunehmenden Karbonatlösung im Zuge des Kationenaustausches (vgl. Kapitel „Der Begriff ‚Tiefengrundwässer‘“).

Von Gruppe 1 zu Gruppe 3 nehmen auch die Sulfatgehalte systematisch ab, was GOLDBRUNNER (1988: 28) auf sulfat-reduzierende Vorgänge zurückführt. „Reduzierter Schwefel konnte in allen Wässern der Gruppe 3 nachgewiesen werden“ GOLDBRUNNER, 1988: 28).

Hervorzuheben ist auch der Umstand, dass die Proben der Gruppe 3 und zahlreiche Proben der Gruppe 2 gegenüber den gegenwärtigen Bedingungen deutlich erniedrigte Sauerstoff-18- und Deuterium-Anteile aufweisen, während „alle Wässer der hydrochemischen Gruppe 1 unter ähnlichen klimatischen Bedingungen gebildet wurden wie die seicht liegenden Grundwässer [...]“ (GOLDBRUNNER, 1988: 28–29). Die niedrigen Sauerstoff-18- und Deuterium-Werte sind das Resultat eines kaltzeitlichen Anteils im Grundwasser. Die niedrigsten Anteile an diesen stabilen Isotopen waren im Raum Braunau festzustellen.

GOLDBRUNNER (1988: 35) weist darauf hin, „daß der erhöhte Helium-4-Gehalt von St. Marienkirchen durch den Aufstieg von älteren Wässern aus tieferen Beckenbereichen bedingt ist. Eine weitere Folge dieser hydrodynamischen Situation ist die Ausbildung einer deutlichen positiven Temperaturanomalie in diesem Raum.“ Auf diese Anomalie wird im nachfolgenden Abschnitt näher eingegangen.

Tab. 2.
Hydrochemische Feld- und Labormessungen sowie Isotopenanalysen (Tritium, Deuterium und Sauerstoff-18) an Grund- und Tiefengrundwässern der Innviertel-Gruppe nach GOLDBRUNNER (1988: 22–23). Die Lage der Probenahmestellen wird in Abbildung 6 wiedergegeben. Bei den Wässern der Gruppe 2 und 3 handelt es sich um echte Tiefengrundwässer.
* Werte korrigiert.

Probenahmestelle	Tiefe der Bohrung (m)	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (µS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
Altheim 20	65	—	7,60	—	—	—	-72,3	-10,05	366	3	1,2	40	23,5	—	226	7	< 1	-2,27
Altheim 23	60	—	7,80	—	—	—	-71,8	-10,08	324	4	1,2	33	21,2	—	201	5	< 1	-2,56
Altheim 24	—	—	7,40	—	—	—	-69,4	-9,57	519	7	2,0	64	27,8	—	329	5	2	-1,95
Aspach 30	45	10,7	7,50	—	—	—	—	—	421	4	1,2	52	21,8	—	250	21	2	-2,17
Aspach 48	30	10,0	7,50	—	—	—	—	—	462	5	1,2	57	23,8	—	275	22	3	-2,14
Aspach 49	—	—	7,70	—	—	—	—	—	403	3	1,2	49	21,4	—	244	17	17	-2,39
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 ± 2,2	-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

St. Georgen	30	11,3	7,31	+72	0	—	-73,0	-10,30	617	6	2,1	75	34,9	0,9	390	2	—	-1,86
St. Veit 1	120	10,2	7,30	—	—	—	—	—	562	3	1,2	87	20,3	—	336	29	3	-1,85
St. Veit 5	40	—	7,40	—	—	—	—	—	575	4	1,6	82	24,3	—	342	29	5	-1,94
St. Veit 9	60	—	7,40	—	—	—	—	—	593	4	1,6	90	23,5	—	348	34	<1	-1,93
St. Veit 11	70	10,3	7,70	—	—	—	—	—	404	4	1,2	52	20,1	—	244	14	1	-2,39
St. Veit 12	36	—	7,70	—	—	—	—	—	382	4	0,8	47	19,4	—	232	14	2	-2,40
Sigharting 1	30	10,2	7,14	+220	14	—	—	—	530	4	0,96	93	19,1	0,2	360	19	3	-1,66
Traubach 2	60	—	7,70	—	—	—	-73,1	-10,08	251	3	1,2	49	18,0	—	226	10	1	-2,41
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

Gruppe 2, Teil 1

Probenahmestelle	Tiefe der Boh- rung (m)	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (μS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
Altheim 1	160	—	8,30	—	—	—	-86,5	-11,94	304	21	1,6	26	13,3	—	189	5	1	-3,09
Altheim 2	—	13,3	8,28	+39	0	—	-74,5	-10,54	234	7	1,6	24	12,3	0,12	140	6	1	-3,08
Altheim 3	146	13,2	8,30	+25	0	—	-74,9	-10,60	236	6	0,8	24	12,2	0,04	159	8	<1	-3,03
Altheim 4	127	—	8,20	—	—	—	-73,4	-10,40	224	5	0,8	24	12,5	—	128	10	<1	-3,12
Altheim 5	92	—	8,12	—	—	—	-84,3	-11,80	280	15	1,6	18	19,0	—	171	5	1	-2,95
Altheim 6	142	13,3	7,98	+36	0	≤ 0,4	-83,5	-11,46	—	15	2,6	26	14,5	0,48	189	6	<1	-2,79
Altheim 7	90	11,2	8,12	—	—	—	-80,4	-11,15	218	9	0,8	24	10,5	—	128	7	1	-3,07
Altheim 10	—	—	8,30	—	—	—	-84,1	-11,81	222	20	2,0	26	13,7	—	189	5	1	-3,09
Altheim 11	80	—	8,10	—	—	—	-84,0	-11,64	241	12	0,8	25	10,5	—	146	6	1	-2,99
Altheim 12	95	12,2	8,10	—	—	—	-82,8	-11,54	254	12	1,2	24	12,2	—	153	10	1	-2,97
Altheim 13	140	10,9	8,20	—	—	—	-81,8	-11,34	229	11	1,2	23	10,2	—	140	5	1	-3,11
Altheim 15	90	—	8,14	—	—	—	-76,7	-10,84	222	7	0,8	23	12,2	—	128	10	<1	-3,09
Altheim 18	140	13,3	8,14	+43	0	—	-87,0	-12,07	279	18	2,0	23	11,9	—	177	5	1	-2,95
Altheim 25	128	12,5	8,10	—	—	—	—	—	222	8	0,8	23	10,6	—	134	7	1	-3,03
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
Mining 4	120	12,5	8,30	—	—	—	-90,4	-12,39	278	37	2,4	15	7,3	—	177	3	4	-3,06
Mining 5	150	13,6	8,52	+7	0	—	-91,2	-12,62	260	41	1,2	10	4,6	1,40	171	1	<1	-3,34
Mining 6	183	13,6	8,53	+17	0	—	-90,9	-12,54	261	39	1,2	12	4,9	1,60	171	1	<1	-3,35
Mining 7	> 150	12,3	8,15	-6	2	0,5 ± 1,8	-88,8	-12,23	245	20	1,2	20	9,3	0,64	160	9	<1	-3,07
Mining 9	180	—	8,40	—	—	2,3 ± 1,7	-89,4	-12,32	278	41	1,6	13	6,6	—	177	2	<1	-3,19

Gruppe 2, Teil 2

Probenahmestelle	Tiefe der Bohrung (m)	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (μS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
Mining 10	165	—	8,40	—	—	1,7 ± 1,8	-88,7	-12,29	256	46	1,6	12	6,1	—	189	0	1	-3,14
Mining 11	157	—	8,40	—	—	—	-88,7	-12,14	162	50	1,6	11	5,1	—	189	2	< 1	-3,14
Mühlheim 1	180	13,1	8,60	+2	0	—	-86,1	-12,10	214	58	1,2	7	3,3	1,8	201	0	< 1	-3,35
Rainbach 2	75	11,4	7,76	-15	0	0 ± 1,5	-73,8	-10,07	370	4	0,8	55	14,0	—	220	14	< 1	-2,50
St. Peter 1	185	13,2	8,55	+8	0	—	-85,0	-11,70	254	36	1,2	11	5,2	1,0	165	3	1	-3,39
St. Peter 2	190	13,0	8,28	—	—	—	-85,1	-11,63	200	27	1,2	15	6,4	—	146	2	1	-3,17
St. Peter 3	180	15,8	8,46	+12	0	—	-84,6	-11,63	249	30	1,2	14	6,4	1,4	159	3	1	-3,30
St. Peter 4	180	14,5	8,31	+23	0	—	-86,2	-11,81	235	17	1,2	20	8,8	0,72	146	7	1	-3,19
St. Peter 7	160	14,4	8,31	+12	0	—	-88,9	-12,44	252	20	1,2	20	9,2	0,72	153	7	4	-3,18
St. Veit 18	100	14,0	8,30	—	—	—	—	—	264	38	1,2	12	6,1	—	171	3	1	-3,12
Traubach 1	180	10,7	8,13	+42	0	—	-72,0	-10,09	228	4	0,8	27	10,6	—	146	5	< 1	-3,02
Traubach 7	15	11,7	8,16	+43	0	—	-72,7	-10,41	238	4	0,8	26	10,1	0,01	128	5	< 1	-3,11
Traubach 8	—	10,5	8,20	—	—	—	-75,4	-10,22	215	4	0,8	26	10,2	—	128	8	< 1	-3,14
Weng 1	180	—	8,17	—	—	—	-83,4	-11,84	239	18	1,2	20	9,6	—	146	5	1	-3,06
Weng 2	222	—	8,21	—	—	—	-89,9	-12,33	247	22	1,2	19	9,1	—	153	5	1	-3,08
Weng 3	209	15,2	8,14	+9	1,0	≤ 0,4	-88,7	-12,38	265	24	1,4	20	9,7	0,72	171	6	< 1	-3,02
Weng 4	200	—	8,22	—	—	—	-79,8	-11,19	225	12	0,8	21	10,3	—	132	7	1	-3,15
Weng 5	246	—	8,35	—	—	0 ±	-80,9	-11,37	240	20	1,2	19	9,5	—	146	5	1	-3,25

Gruppe 3

Probenahmestelle	Tiefe der Bohrung (m)	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (μS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
Aufhausen	345	13,4	7,95	+41	0	0 ± 1,8	-87,9	-11,99	419	78	0,9	25	11,1	0,68	330	0	4	-2,67
Auroldmünster	370	12,4	8,83	-30	0,1	—	—	—	798	192	2,0	4	1,4	4,50	522	1	15	-3,19
Braunau 1	138	12,6	8,57	-12	0	0,4 ± 0,5	-90,6	-12,56	543	126	0,8	4	2,2	0,72	348	0	4	-3,15
Braunau 4	135	12,5	8,66	-24	0	—	-92,3*	-10,4*	604	141	1,2	5	2,7	0,72	372	1	18	-3,24
Braunau 5	100	12,5	8,65	-53	0	0,6 ± 0,6	-86,3	-11,89	397	85	1,2	5	3,2	1,60	250	3	4	-3,27
Hohenzell 2	498	—	8,70	—	—	—	-85,3	-12,05	459	130	2,0	4	1,2	—	348	3	11	-3,13
St. Marienkirchen	100	17,3	8,39	-59	0	—	-76,0	-11,40	430	102	1,7	5	1,2	—	287	3	2	-2,97
Ried 7	330	14,4	8,65	-53	0	0 ± 1,4	-86,5	-11,67	406	86	2,2	5	2,2	4,8	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	5,6	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	4,8	299	0	15	-3,48

Gruppe 2		
Probenahmestelle	¹⁴ C (% modern)	δ ¹³ C ‰ PDB
Altheim 6	0,7 ± 0,7	-9,12
Mehrnbach 15	18,4 ± 1,5	-10,38
Mining 7	0,1 ± 0,6	-8,25
Rainbach 2	28,2 ± 1,8	-10,85
Weng 3	0,7 ± 0,7	-8,71

Gruppe 3		
Probenahmestelle	¹⁴ C (% modern)	δ ¹³ C ‰ PDB
Braunau 1	≤ 0,7	-5,32
Ried 7	≤ 0,7	-4,58

Tab. 3. Kohlenstoff-14- und Kohlenstoff-13-Anteile in Tiefengrundwässern der Innviertel-Gruppe nach GOLDBRUNNER (1988: 30). Die Lage der Probenahmestellen ist in Abbildung 6 wiedergegeben. Die Analysen erfolgten damals durch das Institut für Hydrologie der Gesellschaft für Strahlenforschung (GSF) in München.

Das Molassebecken westlich von Linz

Aufbauend auf die Ergebnisse von GOLDBRUNNER & SCHUBERT (1993) führte SCHUBERT (1996) im oberösterreichischen Molassebecken westlich von Linz weitere hydrochemische und isotopehydrologische Untersuchungen durch (Tab. 4 und 5). SCHUBERT unterteilte in diesem Raum die Grundwässer der „tertiären“ Sedimente aufgrund ihrer Beschaffenheit in sechs Gruppen, auf die im Folgenden näher eingegangen wird. Bei einem Teil der Wässer handelt es sich aufgrund des zu geringen Alters oder des zu hohen Lösungsinhalts bzw. der zu hohen Temperatur nicht um trinkbare Tiefengrundwässer, es bestehen jedoch fließende Übergänge zu solchen. In der vorliegenden Arbeit werden trotzdem alle in SCHUBERT (1996) beschriebenen Wassertypen wiedergegeben, um die hydrochemische Entwicklung dieser Tiefengrundwässer aufzuzeigen.

Die Gruppen I bis III von SCHUBERT (1996: 95) beinhalten junge Wässer aus lokalen, seicht liegenden Grundwassersystemen innerhalb der Sedimente des Oligozäns bis Ottnangiums. Es sei aber darauf hingewiesen, dass zu einzelnen Proben der Gruppen I bis III Tritiumgehalte unter 2 TU vorliegen und es sich daher bei diesen Wässern teilweise schon um Tiefengrundwässer im Sinne der vorliegenden Arbeit handelt (Tab. 4). Die Gruppen IV bis V umfassen Tiefengrundwässer aus ausgedehnten hydrodynamischen Systemen, die aber in denselben stratigrafischen Einheiten erschlossen werden. Die Gruppe V ist in ihrer geochemischen Entwicklung bereits sehr weit fortgeschritten und stark geothermisch beeinflusst (Tab. 4). Die Gruppe VI beinhaltet ebenfalls geothermisch beeinflusste Tiefengrundwässer, diese unterscheiden sich jedoch aufgrund

einer über 90 mg/l liegenden Chloridkonzentration von den Wässern der Gruppe V.

Der dominierende Faktor bei der hydrochemischen Entwicklung dieser Grundwässer ist, wie im zuvor beschriebenen Gebiet, auch hier der zunehmende Kationenaustausch von Kalzium und Magnesium gegen Natrium. Zudem spielt im Molassebecken westlich von Linz auch der Aufstieg von Thermalwasser aus dem tieferen Becken und die Beimengung von Chlorid eine maßgebliche Rolle. Tabelle 4 enthält eine Auswahl der in SCHUBERT (1996) angeführten Analysen sowie die stratigrafische Einstufung der Grundwasserleiter, aus denen die Wässer stammen. Die Lage der Probenahmestellen und die räumliche Verbreitung der Grundwassertypen sind Abbildung 7 zu entnehmen.

Generell nimmt der Reifegrad der Wässer von den Gruppen I bis III über die Gruppen IV und V hin zur Gruppe VI zu. Der unterschiedliche hydrochemische Entwicklungsgrad der Wässer wird im Wassertyp ersichtlich. Dieser ergibt sich aus dem prozentuellen Anteil der einzelnen gelösten Ionen, wobei solche namensgebend sind, die mindestens 20 Äquivalentprozent der Kationen- bzw. Anionen-Summe ausmachen. „Die Bestandteile werden in der Reihenfolge Kationen-Anionen mit jeweils abnehmender Häufigkeit angegeben“ (MATTHESS, 1994: 409). Chemisch gesehen sind die Wässer der Gruppen I und II – wenn man von der Heilquelle in Bad Weinberg (PRAH.II) absieht – dem Kalzium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Typ zuzurechnen. Bei den Gruppen III und IV macht sich bereits der Kationenaustausch deutlich bemerkbar (Kalzium-Natrium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-, Natrium-Kalzium-Magnesium- und Natrium-Kalzium-Hydrogenkarbonat-Typ). Bei den Wässern der Gruppe V dominiert der Natrium-Hydrogenkarbonat-Typ und bei der Gruppe VI der Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Typ. Neben dem Kationenaustausch und der Beimengung von Chlorid spielen auch Redox-Prozesse (Nitrat- und Sulfat-Reduktion; führen zu erhöhten Ammonium- und Schwefelwasserstoff-Gehalten) und das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht (zunehmende Kalzit-Sättigung) eine wichtige Rolle. Diese werden durch die Verfügbarkeit von organischem Kohlenstoff im Sediment gesteuert. Hand in Hand mit der zunehmenden hydrochemischen Reife der Grundwässer ist auch eine Änderung in den Isotopenverhältnissen festzustellen; die höher entwickelten Wässer (Gruppen IV bis VI) sind nicht nur tritiumfrei, sondern weisen auch niedrige Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte auf, die auf eine Grundwasserneubildung während einer Kaltzeit zurückzuführen sind (Verweilzeit über 10.000 Jahre). Letzteres geht parallel mit den niedrigen Edalgaskonzentrationen (Neon, Argon, Krypton und Xenon), die bei diesen Wässern ebenfalls auf eine niedrige Infiltrationstemperatur schließen lassen. Im Unterschied dazu weisen die Wässer der Gruppen I bis III Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte von rezent gebildeten Grundwässern auf.

Alle untersuchten Tiefengrundwässer sind meteorischen Ursprungs – wenn man von einer geringen Beimengung von Formationswasser bei den hydrochemisch reiferen Wässern absieht (SCHUBERT, 1996: 37, 43–47, 65–72, 82, 95–96).

Die **Gruppe I** umfasst die jüngsten Grundwassersysteme innerhalb der Innviertel-Gruppe (Ottnangium). SCHUBERT (1996: 98–100) beschreibt einige Vorkommen (Abb. 7,

Tab. 4): Im Raum Gallspach tritt in ca. 30 m Tiefe in der Atzbach-Formation junges, gespanntes Grundwasser auf. In Kematen werden im Innbachtal zwischen 25 und 40 m Tiefe ebenfalls in der Atzbach-Formation artesisch gespannte Horizonte erschlossen. In der Gemeinde Michaelnbach ist das artesisch gespannte Grundwasser vermutlich an Phosphoritsande gebunden; es wird in 30 bis 56 m Tiefe gefasst und weist eine Gesamtschüttung von mindestens 4,5 l/s auf. Im Raum Prambachkirchen werden in bis 30 m Tiefe in Phosphoritsanden artesisch gespannte Wasser mit einer Gesamtschüttung von mindestens 0,6 l/s erschlossen. Die artesischen Brunnen von St. Thomas fördern ihr Wasser aus einem auf ca. 360 m ü. A. liegenden Phosphoritsande-Horizont. Auch im Raum Waizenkirchen enthalten die Phosphoritsande junges, artesisch gespanntes Wasser.

Bei der **Gruppe II** handelt es sich um artesisch gespannte Wasser, die im Raum Prambachkirchen–Obergallspach in den Linzer Sanden erschlossen werden (SCHUBERT, 1996: 97, 103–104). In Obergallspach–Bad Dachsberg fördern die artesischen Brunnen aus 5 bis 30 m Tiefe über 20 l/s, wobei alleine aus dem Brunnen PRA2 (Abb. 7) 14 l/s entnommen werden. Für die Wasser der Gruppe II ist aufgrund des Tritiumgehalts eine Verweilzeit von 30 bis 50 Jahren zu erwarten. Innerhalb der Gruppe II nimmt die Heilquelle von Bad Weinberg (PRAH.II) eine Sonderstellung ein: Der hohe Gehalt an organischem Kohlenstoff

(50 mg/l) kann auf bituminöse Anreicherungen im Aquifer zurückgeführt werden, der hohe Sulfatgehalt auf die Oxidation von Pyrit. SCHUBERT (1996: 104) schließt aus dem ansonsten niedrigen Sulfatgehalt der artesischen Brunnen der Gruppe II, dass hier die Grundwasserneubildung im Wesentlichen nicht über eine Leckage in der Ottwang-Formation, sondern über die direkt dem Kristallin aufliegenden, anstehenden Linzer Sande erfolgt, wobei er die Frage, ob auch kristallines Kluftwasser beteiligt ist, offen lässt.

Zur **Gruppe III** werden von SCHUBERT (1996: 97, 105) die gespannten tiefen Grundwasservorkommen innerhalb des Älteren Schliers (Oligozän) im Raum Wallern (hier sind diese Brunnen bis zu 100 m tief) und in St. Marienkirchen zusammengefasst. Sie repräsentieren einen hydrochemisch höher entwickelten Wassertyp als die zuvor beschriebenen Wasser. Ihre mittlere Verweilzeit beträgt mehr als 30 Jahre. SCHUBERT (1996) nimmt an, dass die tieferen Wasser dieses Typs bereits tritiumfrei sind. Die vorliegenden stabilen Isotope zeigen auf, dass diese Grundwässer ebenfalls unter rezenten Klimabedingungen gebildet wurden.

Als **Gruppe IV** fasst SCHUBERT (1996: 100–103) die Tiefengrundwässer in den Gemeinden Rottenbach, Hofkirchen und Weibern sowie jene in den Tallagen bei Grieskirchen und St. Georgen bei Grieskirchen zusammen (Abb. 7). Der Grundwasserleiter des Tiefengrundwassers von Rottenbach, Hofkirchen und Weibern besteht aus Atzbach-For-

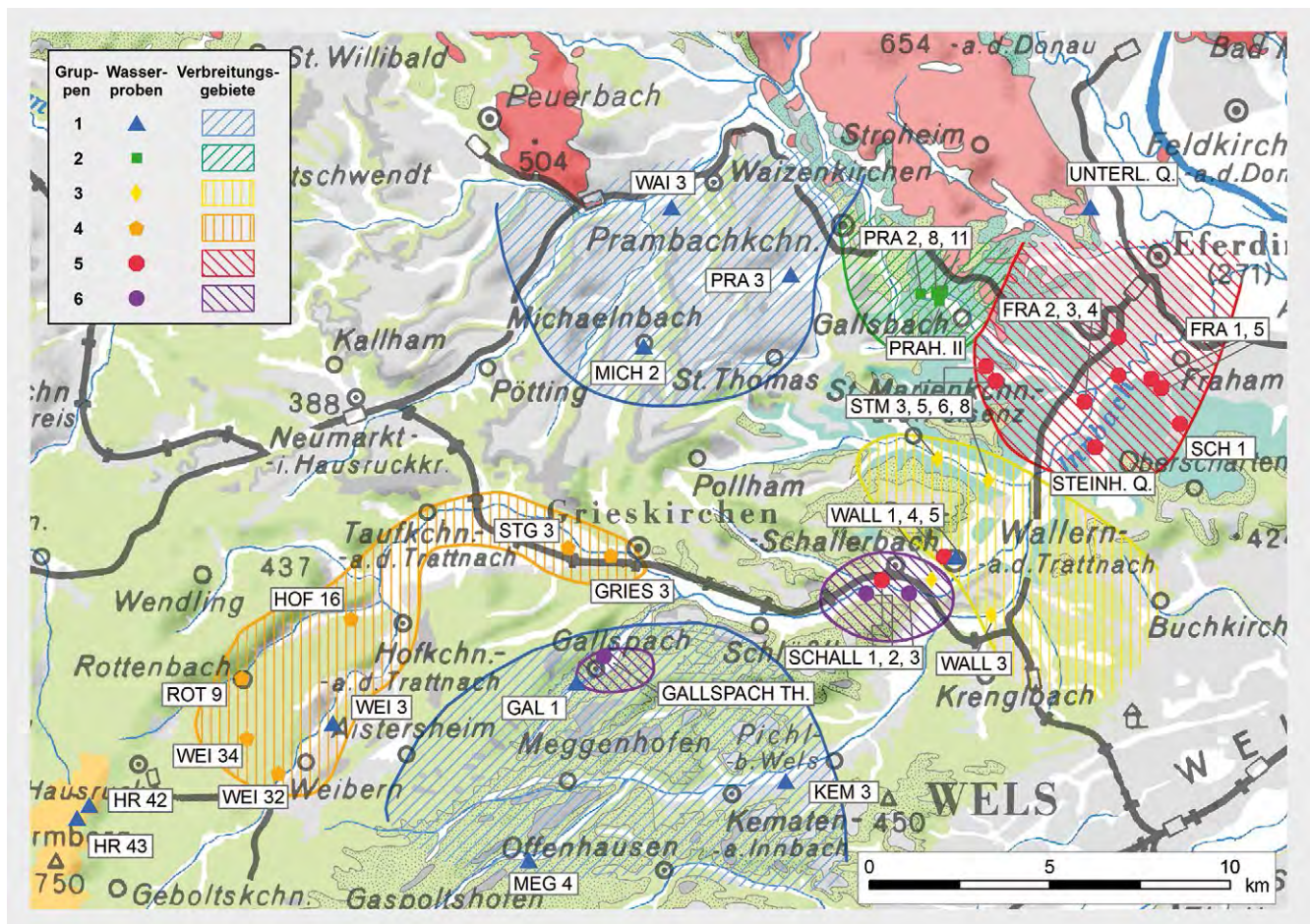


Abb. 7. Lage der Probenahmestellen der in Tabelle 4 und 5 wiedergegebenen Analysen und Verbreitungsgebiete der ausgewiesenen Grundwassergruppen, verändert nach SCHUBERT (1996: 40). Die Darstellungsweise der geologischen Inhalte entspricht jenen in Abbildung 2.

mation. In den 1980er Jahren bestanden im Gemeindegebiet von Rottenbach 50 artesische Brunnen (bis 360 m tief), in Hofkirchen ebenfalls 50 (bis 270 m tief) und in Weibern sogar 65 (bis 180 m tief). Die absolute Seehöhe der Wasser führenden Horizonte liegt in den drei Gemeinden auf etwa 210 bis 380 m ü. A. Die angetroffenen Tiefengrundwässer zeichnen sich durch niedrige Sauerstoff-18- und Deuterium-Werte aus, die auf eine Grundwasserneubildung während einer Kaltzeit zurückzuführen sind (Verweilzeit über 10.000 Jahre). Diese Annahme wird durch die aus den Edelgaskonzentrationen abgeleiteten Infiltrationstemperaturen untermauert, diese liegen bei 1,6 bis 4,5 °C (SCHUBERT, 1996: 82). In den Tallagen von Grieskirchen und St. Georgen bei Grieskirchen werden die artesischen Tiefengrundwässer etwa 36 bis 87 m unter GOK erschlossen. Für diese Tiefengrundwässer bildet die Kletzenmarkt-Formation den Aquifer. In ihrer Isotopenzusammensetzung entsprechen diese Wässer jenen von Rottenbach, Hofkirchen und Weibern.

Die artesischen Brunnen im Bereich der geothermischen Anomalie in Fraham, Scharten und St. Marienkirchen werden in SCHUBERT (1996: 105–107) zur **Gruppe V** zusammengefasst (Abb. 7, 10). Ihr Grundwasserleiter besteht aus Linzer Sanden. Im Raum Fraham sind die Brunnen nur 60 bis 115 m tief, weisen aber bereits Temperaturen bis 17,6 °C auf. Die höchste Temperatur ist mit 36,1 °C bei der Sonde Bad Schallerbach 1 zu verzeichnen (Tab. 4). Für diese dem Natrium-Hydrogenkarbonat-Typ angehörenden Wässer zeigen die niedrigen Sauerstoff-18- und Deuterium-Werte, die mit den niedrigen Edelgas-Infiltrationstemperaturen einhergehen – SCHUBERT (1996: 82) gibt für die Brunnen Edelgastemperaturen um 2,7 bis 4,5 °C an – eine Grundwasserneubildung während einer Kaltzeit auf. Zudem sind für die Wässer der Gruppe V hohe Helium-4-Konzentrationen typisch, die neben der erhöhten Wassertemperatur auf die Zumischung von geothermale Tiefengrundwasser aus dem tieferen Beckenuntergrund zurückzuführen sind (SCHUBERT, 1996: 106; vgl. Gruppe VI).

Jene geothermisch beeinflussten Wässer, die bereits dem Natrium-Hydrogenkarbonat-Chlorid-Typ zuzurechnen sind – also die Wässer, welche aufgrund einer Beimischung von Formationswasser (SCHUBERT, 1996: 43–47, 62) einen deutlich erhöhten Chloridgehalt aufweisen – werden von SCHUBERT (1996: 107–108) zur **Gruppe VI** zusammengefasst. Allen voran ist hier die Bohrung Bad Schallerbach 2 (SCHALL2) zu nennen, die aus den Rupel-Basissanden das Thermalwasser fördert. Die Bohrungen Bad Schallerbach 1 (SCHALL1, Gruppe V) und Bad Schallerbach 2 sind aufgrund ihres hohen Schüttungsvolumens von ca. 50 l/s von großer Bedeutung für die Thermalwasserzirkulation in der oberösterreichischen Molassezone (Kapitel 1.1.3). Auch bei der Gruppe VI weisen die abgereicherten Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte auf eine Grundwasserbildung während einer Kaltzeit, d.h. im Pleistozän hin. Die hohe Helium-4-Konzentration ist das Ergebnis einer lang andauernden Akkumulation von Krustenhelium aus dem granitischen Basement.

Gruppe I, Teil 1																				
Probenahme- stelle, Jahr	Typ	Tiefe der Bohrung (m)	Aquifer	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (μS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
GAL1-91	A.Br.	29,5	AtzBF	10,3	7,43	+24	0,1	16,2 ± 0,8	-74,6	-10,40	663	3,1	3,14	90,55	26,06	360,02	37,45	3,52	0,0	-1,96
HR42-95	–	–	–	7,6	7,23	–	–	–	-77,4	-11,03	322	2,2	0,47	45	11	142	23	2,4	23,5	–
HR43-95	–	–	–	7,4	7,31	–	–	–	-73,6	-10,84	289	2,0	0,5	39	10	119	19	2,2	28,0	–
KEM3-91	A.Br.	26	AtzBF	10,0	7,34	-37	0,1	20,01 ± 0,3	-75,9	-10,38	675	5,8	2,71	93,3	28,54	381,38	47,91	3,79	0,0	-1,84
MEG4-91	A.Br.	37	AtzBF	10,0	7,65	-14	0,1	0,0 ± 0,3	-72,9	-10,34	538	6,2	2	54,56	35,66	335,61	17,52	0,34	0,0	-2,20
MEG4-95	A.Br.	37	AtzBF	–	–	–	–	–	-73,3	-10,44	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
MICH2-91	A.Br.	40	PhosS	10,1	7,33	+86	0,1	15,0 ± 0,8	-74,6	-10,38	582	6,0	1,99	80,31	23,35	324,02	39,27	4,13	0,1	-1,90
PRA3-91	A.Br.	–	PhosS	10,1	7,33	+44	0,2	8,3 ± 0,6	-71,1	-9,96	578	6,2	1,65	81,96	20,97	333,17	25,83	5,41	0,0	-1,89

Gruppe I, Teil 2																				
Probenahme- stelle, Jahr	Typ	Tiefe der Bohrung (m)	Aquifer	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (μS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
UNTERL.Q.-95	Qu.	—	Krist	—	—	—	—	—	-73,3	-10,44	660	6,6	1,56	95,47	25,51	330,73	29,86	18,47	44,3	—
WAI3-91	A.Br.	35	PhosS	9,7	7,32	+68	0,1	14,7± 0,7	-68,7	-10,18	650	5,6	2,11	91,2	28	353,92	56,98	3,66	0,0	-1,86
WAI3-95	A.Br.	35	PhosS	9,8	—	+128	0,0	—	-71,4	-10,12	639	5,5	1,44	89,83	26,70	349,03	56,58	4,11	0,0	—
WALL5-92	Br.	40	ÄSchl	10,0	—	—	—	—	-69,5	-9,62	—	15,0	3,15	112	26,88	457,7	32,02	5,36	7,9	—
Gruppe II																				
Probenahme- stelle, Jahr	Typ	Tiefe der Bohrung (m)	Aquifer	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (μS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
PRA2-89	—	10	LinzS	—	—	—	—	0,96± 0,2	-71,8	-9,9	—	—	—	—	—	—	19,77	1,73	1,24	—
PRA8-89	A.Br.	38	LinzS	—	—	—	—	1,7± 0,2	-71,8	-9,9	—	—	—	—	—	—	26,9	4,76	5,24	—
PRA8-95	A.Br.	38	LinzS	11,7	6,52	+270	0,1	—	-72,5	-10,30	322	7,1	1,63	39,66	11,25	149,5	27,6	5,84	5,7	-1,15
PRA11-91	A.Br.	—	LinzS	11,4	6,61	+200	0,1	6,5± 0,4	-72,5	-10,23	371	8,4	1,81	47,8	13,4	196,48	19,35	4,86	4,9	-1,89
PRA11-95	A.Br.	—	LinzS	11,3	6,67	—	—	—	-72,2	-10,31	—	7,0	1,53	46,1	12,9	183,67	21,57	6,73	7,4	-1,38
PRAH.II-95	Br.	—	LinzS	11,3	9,50 ²	—	—	27,2± 1,97	-72,9	-10,32	2250	28,8	7,64	338,00	172,50	362,46	1246,62	23,45	0,1	-4,41
Gruppe III																				
Probenahme- stelle, Jahr	Typ	Tiefe der Bohrung (m)	Aquifer	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (μS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
STM3-91	Br.	60	ÄSchl	10,5	7,17	+216 ¹	2,5	1,4± 0,4	-73,8	-10,16	838	71,1	5,04	90,25	22,8	568,1	1,34	2,91	0,0	-2,58
STM8-91	Br.	—	ÄSchl	11,9	7,09	+104 ¹	1,0	1,3± 0,4	-70,4	-9,91	867	70,0	5,89	94,67	28,03	577,25	25,37	3,33	0,0	-1,41
WALL1-81/92	—	—	—	10,0	7,30	—	—	—	-73,4	-10,20	848	39,8	3,4	87,05	23,54	468,97	1,88	4,29	0,0	-1,68
WALL3-81/92	—	—	—	10,0	7,25	—	—	—	-71,5	-10,00	994	68,6	7,02	62,48	28,24	499,14	2,43	10,21	0,0	-1,61

Gruppe IV																				
Probenahme- stelle, Jahr	Typ	Tiefe der Bohrung (m)	Aquifer	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (μS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
GRIES3-91	A.Br.	36	Kletzf	10,1	8,02	-14	0,1	1,0 [±] 0,4	-86,0	-11,99	414	40,6	2,56	26,41	13,87	233,1	23,64	1,77	0,0	-2,73
HOF16-95	A.Br.	176	Atzbf	12,3	—	+61	0,0	0,6 [±] 1,37	-91,8	-12,90	330	35,9	4,81	19,52	8,7	177,57	25,73	0,29	0,0	—
ROT9-95	A.Br.	191	Atzbf	11,6	—	+35	0,1	0,0 [±] 1,32	-89,9	-12,27	302	31,3	2,39	20,18	8,32	175,13	13,85	0,4	0,1	—
STG3-91	A.Br.	42	Kletzf/ Atzbf ²	9,8	7,91	+43	0,1	0,0 [±] 0,3	-83,8	-11,70	447	31,4	4,94	37,27	21,05	253,84	26,66	0,58	23,7	-2,58
STG3-95	A.Br.	42	Kletzf/ Atzbf ²	9,2	—	+94	0,0	—	-84,2	-11,66	424	25,3	2,44	34,43	19,72	241,64	29,6	0,91	0,0	-2,58
WEI32-95	A.Br.	110	Atzbf	11,6	—	+80	0,0	—	-80,7	-11,51	447	12,4	1,21	48,93	21,97	261,17	30,45	0,33	0,0	—
WEI34-95	A.Br.	96,5	Atzbf	11,5	—	+11	0,0	0,0 [±] 1,47	-86,2	-12,27	360	20,8	1,59	30,59	16,34	205,64	23,06	0,28	0,0	—

Gruppe V, Teil 1																				
Probenahme- stelle, Jahr	Typ	Tiefe der Bohrung (m)	Aquifer	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (μS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
FRA1-91	A.Br.	80	Linzs	10,0	8,23	+187 ¹	0,4	0,0 [±] 0,3	-85,8	-11,84	450	105,5	0,8	7,3	0,88	281,91	7,78	7,97	0,0	-2,85
FRA2-81/92	—	—	—	13,7	8,28	—	—	—	-84,4	-11,74	435	108,0	1,1	0,27	1,28	270,9	3,7	3	0,0	-3,22
FRA3-91	A.Br.	95	Linzs	12,1	8,50	-154	0,1	0,0 [±] 0,3	-86,6	-11,97	439	110,0	0,91	2,78	0,50	281,29	7,73	7,50	0,0	-3,12
FRA3-95	A.Br.	95/81,6	Linzs	11,7	8,64	-354	0,0	—	-86,4	-12,17	475	109,0	1,42	2,45	0,50	283,74	7,31	7,03	0,0	-3,12
FRA4-82/92	—	—	—	11,0	7,62	—	—	—	-80,2	-11,12	429	81,0	1,87	15,08	2,53	267,3	3,4	2,7	0,0	-2,26
FRA5-95	A.Br.	114,7	Linzs	17,6	8,32	-114	0,1	0,0 [±] 1,17	-85,3	-11,95	457	103,0	1,58	5,72	1,02	282,52	7,86	6,71	0,0	-3,04

Gruppe V, Teil 2

Probenahme- stelle, Jahr	Typ	Tiefe der Bohrung (m)	Aquifer	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (μS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
SCH1-91	A.Br.	186	LinzS	20,1	8,54	-182	0,1	1,0± 0,3	-84,6	-11,78	474	107,5	1,45	4,86	1,03	286,69	7,03	8,06	0,0	-3,11
SCH1-95	A.Br.	186	LinzS	20,8	8,65	-392	0,1	—	-84,3	-11,89	470	104,0	1,51	5,46	1,62	289,23	5,66	7,54	0,0	-3,11
SCHALL1-91	A.TB	460	LinzS	36,1	8,60	-192	0,1	0,0± 0,3	-80,4	-11,17	598	136,0	2,5	2,76	0,68	317,91	6,69	30,40	0,0	-3,03
SCHALL1-95	A.TB	460	LinzS	34,6	—	-124	0,0	—	-79,3	-11,26	544	140,0	1,4	2,39	0,61	321,58	7,21	28,91	0,0	-3,03
STEINH.Q.-95	Qu.	—	ÄSchl/ Krist	11,5	7,68	+125	0,1	0,0± 1,17	-80,7	-11,30	468	83,1	1,65	16,07	4,12	268,49	20,05	2,91	0,1	-2,32
STM5-95	A.Br.	100-105	LinzS	12,7	—	-63	0,0	—	-83,1	-11,75	429	98,6	1,89	4,42	1,21	282,52	3,59	2,02	0,0	—
STM6-91	A.Br.	110	LinzS	17,3	8,20	-146	0,1	0,0± 0,3	-86,6	-12,05	393	84,4	1,81	12,10	2,60	262,39	6,14	1,55	0,0	-2,82
STM6-95	A.Br.	110	LinzS	16,8	—	-62	0,1	—	-86,3	-12,12	403	83,8	1,64	11,19	2,45	261,17	6,75	1,77	0,7	-2,82
WALL4-92	Br.	14 ?	ÄSchl	—	—	—	—	—	-72,6	-10,07	—	100,5	5,45	63,1	16,35	529,7	2,10	6,93	—	—

Gruppe VI

Probenahme- stelle, Jahr	Typ	Tiefe der Bohrung (m)	Aquifer	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Lf (μS·cm ⁻¹)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	log pCO ₂ (atm)
Gallschach Th.-95	—	—	LinzS	—	—	—	0,1	0,0± 0,3	-70,6	-9,3	—	—	—	—	—	—	6,14	324	0	—
SCHALL2-95	A.TB	715	RupelB	37,5	—	-167	0,0	—	-81,8	-11,59	866	206,1	1,29	1,02	0,24	378,93	8,42	92,74	0,0	-3,21
SCHALL3-91	Br.	43,5	ÄSchl	10,0	7,90	+106 ¹	0,6	0,0± 0,3	-75,0	-10,38	1581	356,0	8,76	11,9	7,5	793,26	0	135,92	12,9	-2,10

¹ Kein freier artesischer Überlauf, daher keine idealen Messbedingungen für den Eh-Wert.

² Der für die Gruppe II, PRAH.II (Quelle II Bad Weinberg) angegebene pH-Wert weicht stark vom in GATTINGER & ZÖTL (1993: 43) wiedergegebenen pH-Wert 6,30 ab.

Tab. 4.

Hydrochemische Feld- und Labormessungen sowie Isotopenanalysen (Tritium, Deuterium und Sauerstoff-18) an Grundwässern des Kiscellium und Egerium (ÄSchl = Älterer Schlier; LinzS = Linzer Sande; RupelB = Rupel-Basisande) und der Innviertel-Gruppe (AtzbF = Atzbach-Formation; Kletzf = Kletzenmarkt-Formation; PhosS = Phosphoritande) sowie des Kristallins der Böhmisches Masse (= Krist) im Molassebecken westlich Linz nach SCHUBERT (1996: 7, 37, 51, 68, 70). Die Lage der Probenahmeplätze ist Abbildung 7 zu entnehmen. Die Wässer der Gruppen IV bis VI sind echte Tiefengrundwässer. Bei den Wässern der Gruppen I bis III handelt es sich teilweise ebenfalls um Tiefengrundwässer im Sinne der vorliegenden Arbeit, wie die geringen Tritiumwerte zeigen. Abkürzungen des Typs: A.Br. = artesischer Brunnen; A.TB = artesischer Brunnen; Br. = Brunnen; Qu. = Quelle.

Gruppe II		
Probenahmestelle, Jahr	¹⁴ C (% modern)	δ ¹³ C ‰ PDB
PRA11-95	74,56 ± 0,4	-18,61

Gruppe IV		
Probenahmestelle, Jahr	¹⁴ C (% modern)	δ ¹³ C ‰ PDB
HOF16-95	0,47 ± 0,2	-11,75
ROT9-95	0,65 ± 0,2	-7,74

Gruppe V		
Probenahmestelle, Jahr	¹⁴ C (% modern)	δ ¹³ C ‰ PDB
FRA5-95	19,05 ± 0,2	-16,04
SCHALL1-95	24,01 ± 0,2	-15,12
STM6-95	19,83 ± 0,2	-15,05

Gruppe VI		
Probenahmestelle, Jahr	¹⁴ C (% modern)	δ ¹³ C ‰ PDB
SCHALL2-95	11,81 ± 0,2	-12,13

Tab. 5. Kohlenstoff-14- und Kohlenstoff-13-Werte von Grundwässern im Molassebecken westlich Linz nach SCHUBERT (1996: 51). Die Lage der Probenahmestellen ist Abbildung 7 zu entnehmen. Bei den auf Kohlenstoff-14 analysierten Wässern der Gruppen IV bis VI handelt es sich aufgrund des geringen Tritiumgehalts um Tiefengrundwässer (Tab. 4); diese Wässer weisen auch die niedrigeren Kohlenstoff-14-Werte auf.

1.1.3 Zur Hydrodynamik der Tiefengrundwässer im Inn- und Hausruckviertel

Die Potenziale der gespannten bzw. artesisch gespannten Tiefengrundwässer in der Innviertel-Gruppe (Ottanngium) zwischen Hausruck und Inn lassen nach GOLDBRUNNER (1988: 20) ein deutliches NW-gerichtetes Gefälle der Grundwasser-Druckfläche erkennen. Als Einzugsgebiet für diese Wässer nimmt GOLDBRUNNER den Hausruck und den Kobernaußerwald an, wobei die Innviertel-Gruppe teilweise auch direkt aus den Schotten der Oberen Süßwassermolasse (Pannonium) angeströmt wird, da im „Bereich des Einzugsgebietes [...] in einzelnen Bereichen die Grobklas-tika der Oberen Süßwassermolasse die permeablen Horizonte der Mehrnbacher Sande [überlagern], so daß ein direkter hydraulischer Kontakt gegeben ist.“ Die Vorflut dieser Tiefengrundwässer bildet der Inn, wobei das Potenzialminimum im Raum Braunau zu liegen kommt.

Im Raum Hofkirchen–Weibern–Rottenbach erwartet SCHUBERT (1996: 101–103) für die artesisch gespannten Tiefengrundwässer der Atzbach-Formation, dass deren Neubildung ebenfalls im Bereich des Hausruck-Höhenrückens stattfindet, während er für die Tiefengrundwässer in der Kletzenmarkt-Formation bei Grieskirchen ein näher gelegenes Einzugsgebiet annimmt. Die Vorflut für die genannten Tiefengrundwässer bilden die Trattnach und ihre Zubringer.

Im Raum Bad Schallerbach mischt sich nach SCHUBERT (1996: 105–119) das am Beckenrand erneuerte Tiefengrundwasser der Linzer Sande über die Rupel-Basissande mit dem aus dem tiefen Beckenuntergrund aufsteigenden Thermalgrundwasser der Malmkarbonate des autochthonen Mesozoikums (Abb. 8–10). Er erwartet, dass der zur Donau abströmende, geothermisch beeinflusste Tiefengrundwasserstrom insgesamt etwa 390 l/s ausmacht, wobei der Anteil des höher mineralisierten Thermalgrundwassers aus den Karbonaten des Beckenuntergrundes auf etwa 20 bis 40 l/s geschätzt wird.

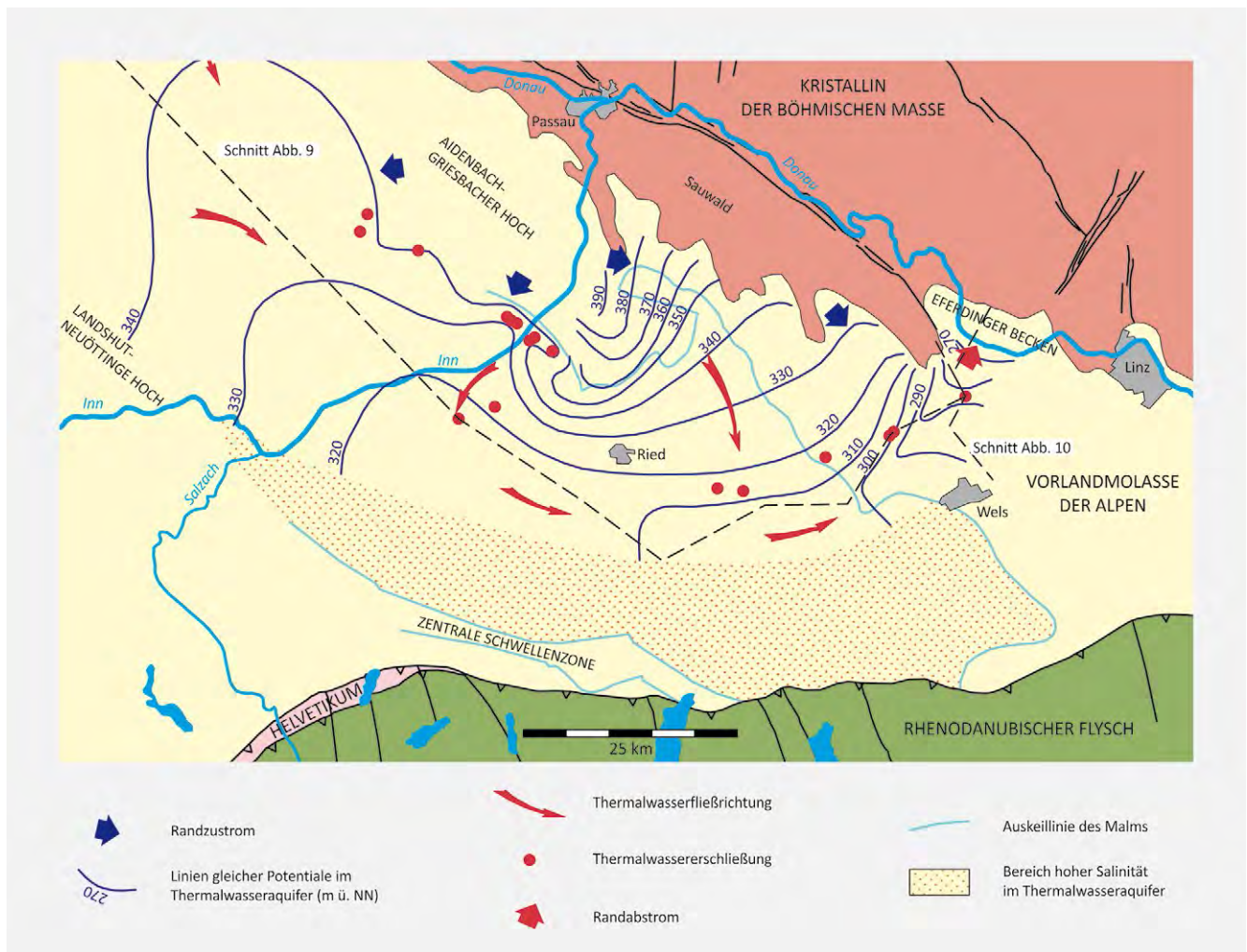


Abb. 8. Grundwasserdruckfläche des niederbayerisch-oberösterreichischen Thermalwasseraquifers nach BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1999: Anlage 5). Der aus dem Sawwald über die „tertiären“ Sande und die Auflockerungszone des Kristallins zufließende Randzustrom mischt sich mit dem aus den Malmkarbonaten (siehe Auskeillinie des Malm) kommenden Thermalwasser. Das Discharge-Gebiet dieser Grundwässer befindet sich im Eferdinger Becken; SCHUBERT (1996: 105–119) nimmt einen Randabstrom von 390 l/s an, wobei der Anteil des aus dem Malmaquifer stammenden Thermalwassers 20 bis 40 l/s beträgt. BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1999: 14) modellierte einen Randabstrom von 490 l/s.

1.2 Gallneukirchner Becken

Das Gallneukirchner Becken ist eine etwa 15 km lange und 7 km breite Randbucht der oberösterreichischen Molassezone, die vom Machland bei Schwertberg ausgehend nach Nordwesten bis in die Gegend von Gallneukirchen und Unterweitersdorf asymmetrisch (im Süden ist eine markante Abschiebung ausgebildet) in das Kristallin der Böhmisches Masse eingesenkt ist. Über dem basalen Pielacher Tegel (Tab. 1) folgen Linzer Sande, die den Hauptaquifer des Beckens bilden. Die Linzer Sande werden wiederum von einer Deckschicht aus Älterem Schlier überlagert. Im nordwestlichen Beckenbereich wird das Grundwasser der Linzer Sande bereits seit den 1960er Jahren von den Wasserversorgungsanlagen der Gemeinden Gallneukirchen und Engerwitzdorf genutzt. Das Wasser dieser Brunnen ist vergleichsweise weich und jung, die mittlere Verweilzeit beträgt maximal 15 Jahre. Im zentralen Teil des Hauptaquifers hingegen sind die zum Teil artesisch gespannten Wässer deutlich härter und älter, die mittlere Verweilzeit liegt hier über 50 Jahre und es kann von Tiefgrundwasser gesprochen werden (SPENDLINGWIMMER, 1997: 11–13).

SPENDLINGWIMMER (2002) untersuchte dieses Tiefgrundwasser im Raum Lungitz, wobei die Erkundungsbohrung Schörgendorf 2 im Mittelpunkt des Interesses stand. Diese erreichte eine Endteufe von 164 m, die Filterstrecke lag dabei zwischen 70 und 129 m unter GOK (SPENDLINGWIMMER (2002: 6). Der Tritiumgehalt dieses Wassers lag bei allen vier Analysen unter 0,2 TU (SPENDLINGWIMMER (2002: 23). Tabelle 6 gibt eine ausgewählte hydrochemische Analyse der Bohrung Schörgendorf 2 wieder. Aufgrund des Bohrergebnisses nimmt SPENDLINGWIMMER (2002: 3) für das Tiefgrundwasser im Raum Lungitz eine nachhaltige Ergiebigkeit von ca. 30 l/s an.

1.3 Klamer Becken

Das Klamer Becken ist eine westlich Grein gelegene, etwa 6 km lange und bis zu 3,5 km breite, NW–SE gerichtete, mit „tertiären“ Sedimenten gefüllte Eintiefung im Kristallin der Böhmisches Masse. HITZENBERGER & LAHODYNSKY (1996) beschreiben für das Klamer Becken ähnliche geologische Verhältnisse wie sie auch im Gallneukirchner Becken gegeben sind: Über dem Kristallin folgt zuerst Pielacher Te-

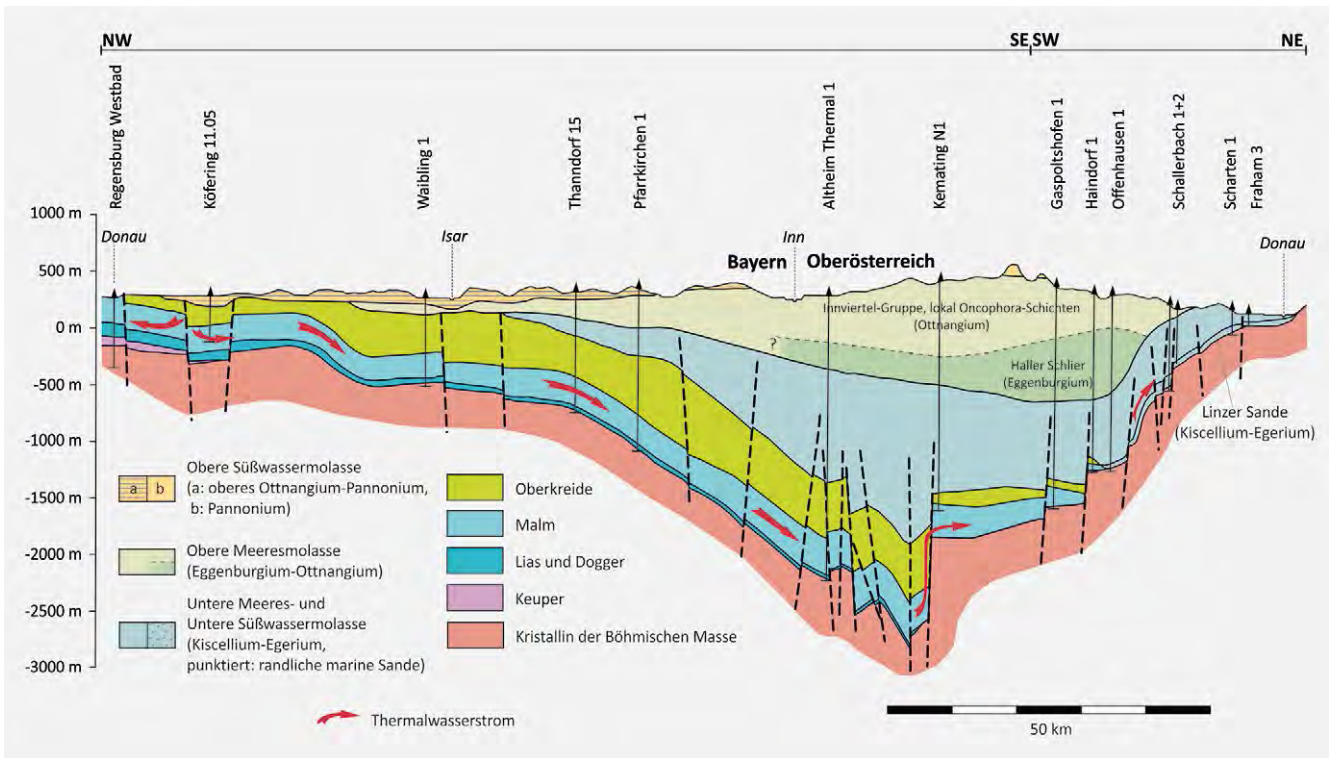


Abb. 9. Geologischer Längsschnitt durch den Thermalgrundwasserkörper in der niederbayerisch-oberösterreichischen Molassezone, verändert nach BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1999: 9). Die Lage des österreichischen Anteils des Profils ist in Abbildung 8 dargestellt. Im Raum Bad Schallerbach mischt sich das aufsteigende Thermalwasser mit dem Tiefengrundwasser in den Linzer Sanden.

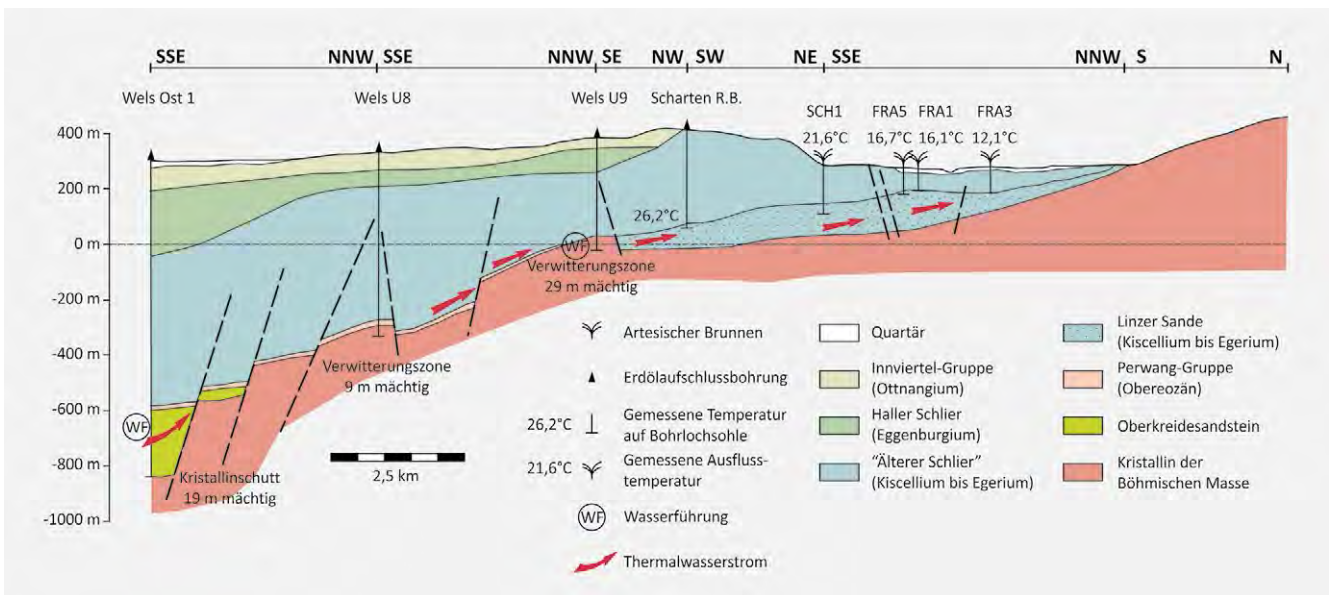


Abb. 10. Geologischer Schnitt im Raum Wels–Fraam, verändert nach SCHUBERT (1996: 12). Die erhöhten Grundwassertemperaturen in Scharfen und Fraam sind das Resultat der Mischung des aus dem tiefen Beckenuntergrund aufsteigenden Thermalgrundwassers mit dem vom Beckenrand her alimentierten Tiefengrundwasser in den Linzer Sanden. Die Lage des Profils ist in Abbildung 8 dargestellt.

Schörgendorf 2	
Datum der Probenahme	17.09.2001
Temperatur (°C)	—
pH-Wert	—
Natrium (mg/l)	76
Kalium (mg/l)	2,5
Calcium (mg/l)	32
Magnesium (mg/l)	11
Eisen (mg/l)	<0,05
Mangan (mg/l)	0,17
Ammonium (mg/l)	—
Hydrogenkarbonat (mg/l)	397
Sulfat (mg/l)	8,2
Nitrat (mg/l)	0,3
Chlorid (mg/l)	1,6
Fluorid (mg/l)	1,6
Gesamthärte (°DH)	7,0
Karbonathärte (°DH)	18,2

Tab. 6. Hydrochemische Analyse zur Grundwassersonde Schörgendorf 2 nach SPENDINGWIMMER (2002: 18).

gel, dann Linzer Sande und darüber Älterer Schlier. GLATZEL (1995: 5) gibt für die Linzer Sande des Klamer Beckens einen auf Pumpversuchsdaten basierenden k_f -Wert von 10^{-5} m/s an. Das Wasser enthält nach GLATZEL (1995: 6) $0,6 \pm 0,5$ TU bis $1,2 \pm 0,5$ TU Tritium und weist eine Gesamthärte von 6,2 bis 19,6 °dH auf (Tab. 7). Ziel dieser Untersuchungen war es, für die Grundwässer des Klamer Beckens ein Schongebiet einzurichten.

1.4 Bereich St. Florian–Steyr–Sierning

LEOPOLD (1998) untersuchte im Rahmen seiner Diplomarbeit Grundwässer der östlichen Traun-Enns-Platte. Er konnte nachweisen, dass auch hier im Schlier Grundwasserhorizonte ausgebildet sind, die er aufgrund ihres geringen Tritiumgehaltes und ihres Lösungsinhaltes als Tiefengrundwasser bewertete (Tab. 8). LEOPOLD (1998: 102–105) nimmt an, dass die tonreicheren Lagen des Schliers als Deckschicht fungieren, während sich das Grundwasser in den im Schlier eingeschalteten Sandlagen horizontal und über Klüfte vertikal bewegt. Als Beleg dafür, dass die im Schlier auftretenden gespannten Grundwasserhorizonte wasserwirtschaftlich von Bedeutung sein können, führt er das Pumpversuchsergebnis zum Brunnen B 22/6 an. Dieser ist 60 m tief. Das erste gespannte Grundwasser wurde hier in 40 m Tiefe angefahren. Bei einer konstanten Entnahme von 1,5 l/s betrug die Absenkung lediglich etwa 2,7 m (LEOPOLD, 1998: 106–107).

Tab. 7. Isotopenhydrologische und hydrochemische Analyse von Grundwassersonden im Klamer Becken nach GLATZEL (1995: 6, Beilagen). Die Teufenangabe erfolgte nach HITZENBERGER & LAHODYNSKY (1996: 12). ▼

	B1	B2	B3	B4
Endteufe (m unter GOK)	104 m	51 m	60 m	70 m
Datum der Isotopenbeprobung	24.08.1994	31.08.1994	31.08.1994	15.08.1994
Tritium (TU)	$1,2 \pm 0,5$	$0,6 \pm 0,5$	$1,1 \pm 0,6$	$1,0 \pm 0,5$
Sauerstoff-18 (‰ $\delta^{18}O$)	-10,53	-10,60	-10,63	-9,97
Datum der chemischen Beprobung	24.08.1994	31.08.1994	15.09.1994	31.08.1994
Temperatur (°C)	10,0	—	10,0	—
pH-Wert	7,00	6,65	6,90	7,00
Elektrische Leitfähigkeit ($\mu S/cm$ bei 25 °C)	434	383	682	256
Gesamthärte (°DH)	10,4	7,6	19,6	6,2
Karbonathärte (°DH)	10,0	4,6	18,6	5,8
Ammonium (mg/l)	0,28	0,50	0,38	0,12
Eisen (mg/l)	0,13	0,070	2,52	0,76
Mangan (mg/l)	0,092	< 0,02	0,070	0,34
Nitrat (mg/l)	< 1,0	< 1,0	< 1,0	< 1,0
Chlorid (mg/l)	8,0	1,7	4,6	1,5
Sulfat (mg/l)	46,5	98,0	28,0	25,5
Magnesium (mg/l)	12,9	—	—	—

1.5 Horner Becken

Das in das Kristallin des Waldviertels eingesenkte Horner Becken erstreckt sich zwischen St. Marein und Breitenreich in West–Ost-Richtung über eine Länge von ca. 20 km und eine Breite von etwa 3 km. Bei Breitenreich schwenkt die Längsachse des Beckens in die Nord–Süd-Richtung um. Zwischen Breitenreich und Freischling im Süden beträgt die Länge des Beckens etwa 15 km, die Breite im Durchschnitt ca. 3 km. Das Horner Becken ist vor allem mit Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation (Kiscellium bis unteres Eggenburgium) verfüllt. Diese fluviatilen, untergeordnet auch limnischen Sedimente bestehen aus feldspat- und pelitreichen Grobsanden, Kiesen und Schluffen (SCHNABEL et al., 2002a, b: 28). Aus der St. Marein-Freischling-Formation beziehen einige Brunnen von kommunalen Wasserversorgungen ihr Wasser, von denen in der Aufzählung von SCHUBERT (1998: 52) der Brunnen Mörtersdorf (Endteufe 175,0 m unter GOK), der Brunnen Frauenhofen (Endteufe 75,1 m unter GOK) und der Brunnen 3 – Kotzendorf der WVA Gars (Endteufe 57,5 m unter GOK) die tiefsten sind. Der Brunnen Mörtersdorf erschließt das Wasser mit einer Filterstrecke zwischen 65,0 und 85,0 m, 101,0 und 135,0 m sowie 151,0 und 171,0 m unter GOK, der Brunnen Frauenhofen zwischen 56,9 und 63,9 m sowie 68,9 und 70,9 m unter GOK und der Brunnen 3 – Kotzendorf zwischen 26,0 und 38,0 m sowie 44,0 und 54,0 m unter GOK, wobei jeweils sand- bzw. kiesreichere Abschnit-

te innerhalb der Formation erfasst werden. Der kristalline Untergrund wird bei keinem der drei Brunnen erreicht. Es darf aufgrund der mächtigen Überlagerung und dem hohen Pelitanteil der St. Marein-Freischling-Formation angenommen werden, dass es sich zumindest in den tieferen Horizonten um Tiefengrundwasser handelt, wenngleich Isotopenanalysen nicht bekannt sind.

1974 bis 1979 wurde im Horner Becken eine wasserwirtschaftliche Studie durchgeführt, deren Hauptbestandteil die Niederbringung von vier Tiefbohrungen war (Frauenhofen 1, Breitenreich 1, Mold 1 und Mörtersdorf 1; alle vier erreichten den kristallinen Untergrund). Die geologische Bearbeitung erfolgte dabei laut BERGER (1980: 1, 9, 10) im Rahmen einer Dissertation durch HERNDLER (1979). Nach BERGER (1980: 4) erreicht im West-Ost-Ast des Beckens die Beckenfüllung bei Frauenhofen mit rund 100 m die größte Mächtigkeit, im Nord-Süd-Ast wird die größte Mächtigkeit im Raum Mörtersdorf mit beinahe 200 m erreicht. An der Beckenbasis besteht die „Fossilleere Serie“, darunter ist die St. Marein-Freischling-Formation zu verstehen, „aus groben Schüttungen wie Blockwerk und Schotter“. Ansonsten handelt es sich bei dieser Formation um eine „Wechselagerung von Tonen, Schluffen, Sanden, und in geringerem Ausmaß Schotter [...], wobei generell im ehemaligen Strandbereich, das ist hauptsächlich an der jetzigen Ost- bzw. Nordberandung des Beckens, gröbere, gegen die Beckenmitte jedoch feinere Materialien zur Ab-

	B 9/5	B 9/6	B 18/11	B 19/6	B 22/6
Endteufe (m unter GOK)	9,4	33,0	120,0	35,0	60,0
Datum der Isotopenbeprobung	³ H, ¹⁸ O: 22.04.1998, ¹³ C, ¹⁴ C: 04.06.1997	21.04.1998	21.04.1998	20.04.1998	21.04.1998
Tritium (TU)	0,5	0,5	0,8	0,3	0,0
Sauerstoff-18 (‰ δ ¹⁸ O)	-9,62	-9,62	-9,98	-9,85	-10,38
Kohlenstoff-13 (‰)	-14,03	-13,84	-11,31	-13,73	-10,14
Kohlenstoff-14 (%modern)	66,61	53,85	30,13	43,03	33,03
Datum der chemischen Beprobung	22.04.1998	21.04.1998	21.04.1998	20.04.1998	21.04.1998
Temperatur (°C)	9,8	10,7	10,7	10,3	10,2
pH-Wert	7,39	7,53	7,84	7,68	7,85
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm bei 25 °C)	619	753	444	600	414
Gesamthärte (°DH)	20,0	17,8	13,2	19,0	13,4
Karbonathärte (°DH)	18,8	23,4	13,8	17,8	12,2
Ammonium (mg/l)	0,7	3,0	1,8	0,3	0,8
Eisen (mg/l)	0,70	0,50	0,15	0,70	0,40
Mangan (mg/l)	0,03	0,03	0,00	0,05	0,00
Nitrat (mg/l)	0	0	0	0	0
Chlorid (mg/l)	6,0	9,0	6,0	6,0	6,0
O ₂ (mg/l)	3	2,2	2,1	3,8	2,3

Tab. 8. Isotopenhydrologische und hydrochemische Analyse von Grundwässern im Schlier der östlichen Traun-Enns-Platte nach LEOPOLD (1998: Tab. 3.3, 3.4).

lagerung gelangten.“ (BERGER, 1980: 7). Der überwiegende Teil der Beckenfüllung ist nach BERGER (1980: 10–20) als Nichtleiter anzusehen, während die leitenden sandigen Abschnitte volumsmäßig stark zurücktreten. Trotzdem sei das Gesamtvolumen der speicherfähigen Sandkomplexe bzw. Sandschichten mit 150 bis 200 Mio. m³ einzuschätzen. Der Großteil dieser komme zwar tiefer als die tiefste Stelle der Kristallinumrahmung (Stauer) zu liegen und beinhalte daher „fossiles Wasser“, dieses könne jedoch soweit durch eine Entnahme aktiviert werden, dass „ohne Überbeanspruchung des Beckens etwa 200 bis 250 l/s entnehmbar sind.“ Bezüglich der Wasserqualität gibt BERGER (1980: 20) an, dass in den meisten Fällen der Eisen- und Mangangehalt über der Toleranzgrenze liegt, da vor allem der „Totwasseranteil“ praktisch sauerstofffrei ist.

1.6 Obermarkersdorfer Becken

Das Obermarkersdorfer Becken, eine neogene Randbucht der Molassezone bei Pulkau, erstreckt sich von Pulkau ausgehend 7 km nach Nordosten auf das Kristallin der Böhmisches Masse. Seine Breite beträgt etwa 3,5 km (Abb. 11), die Sedimentmächtigkeit erreicht 750 m südöstlich von Obermarkersdorf etwa 110 m (SEIBERL & SUPPER, 1998: 41). Über dem kristallinen Grundgebirge folgen Sande der Burgschleinitz-Formation und Kalksandsteine der Zogelsdorf-Formation. Diese im Eggenburgium abgelagerten Sedimente stellen die wesentlichen Grundwasserleiter im Obermarkersdorfer Becken dar. Darüber folgen Pelite der Zellerndorf-Formation (oberes Eggenburgium und Ottangium), die zumeist als Deckschicht fungieren (SCHUBERT et al., 1999).

Im Rahmen des Projekts „Geogenes Naturraumpotential Horn–Hollabrunn“ der Geologischen Bundesanstalt konnte die Beschaffenheit von Grundwässern des Obermarkersdorfer Beckens näher untersucht werden (SCHUBERT, 1999, 2000; SCHUBERT et al., 1999; PAPESCH et al., 1999). Im Süden des Obermarkersdorfer Beckens, im Teichgraben, befinden sich die Brunnenfelder Pulkau I und II der EVN Wasser, die ihr Wasser im Wesentlichen aus der Zogelsdorf-Formation fördern. In den 1990er Jahren wurden um diese Brunnenfelder Sonden abgeteuft. Demnach sind im Bereich des Teichgrabens die neogenen Sedimente insgesamt etwa 50 m mächtig. Über dem Kristallin liegen 20 m Burgschleinitz-Formation und eine ebenso mächtige Zogelsdorf-Formation, gefolgt von ca. 10 m Peliten der Zellerndorf-Formation. An der Basis der Zogelsdorf-Formation sind in der Kernbohrung Sonde 1 zwei aufeinanderfolgende Tonlagen (Tuffe) eingeschaltet, was im Teichgraben offenbar zur Ausbildung von zwei hydraulisch weitgehend getrennten, artesisch gespannten Grundwasserhorizonten führt (SCHUBERT et al., 1999: 283–286).

Der untere (tiefe = t) dieser beiden Horizonte führt in den Sonden 1t, 5t und 6t kaltzeitliches Tiefengrundwasser, wie der niedere Sauerstoff-18-Wert zeigt. Nur für die beckenrandnahe Sonde 2t ist aufgrund des höheren Sauerstoff-18-Gehaltes eine rezente Grundwasserneubildung anzunehmen. Die Sauerstoff-18-Gehalte der Sonden und Brunnen in der Zogelsdorf-Formation (mittlerer Horizont = m) weisen hingegen stets Sauerstoff-18-Gehalte auf, die einem rezenten Niederschlagswasser entsprechen.

Sowohl sämtliche Proben des tiefen Grundwasserhorizontes, als auch die Proben aus den beckenrandfernen Sonden des mittleren Horizontes enthalten nur sehr geringe Tritium-Konzentrationen und sind daher als Tiefengrundwasser zu bezeichnen (Tab. 9). Die Übergänge zu jüngeren Wässern am Beckenrand sind fließend – in den randlichen Bereichen des Beckens findet offenbar die Grundwasserneubildung über die hier ausbeißenden Sande bzw. Sandsteine der Burgschleinitz- und Zogelsdorf-Formation statt.

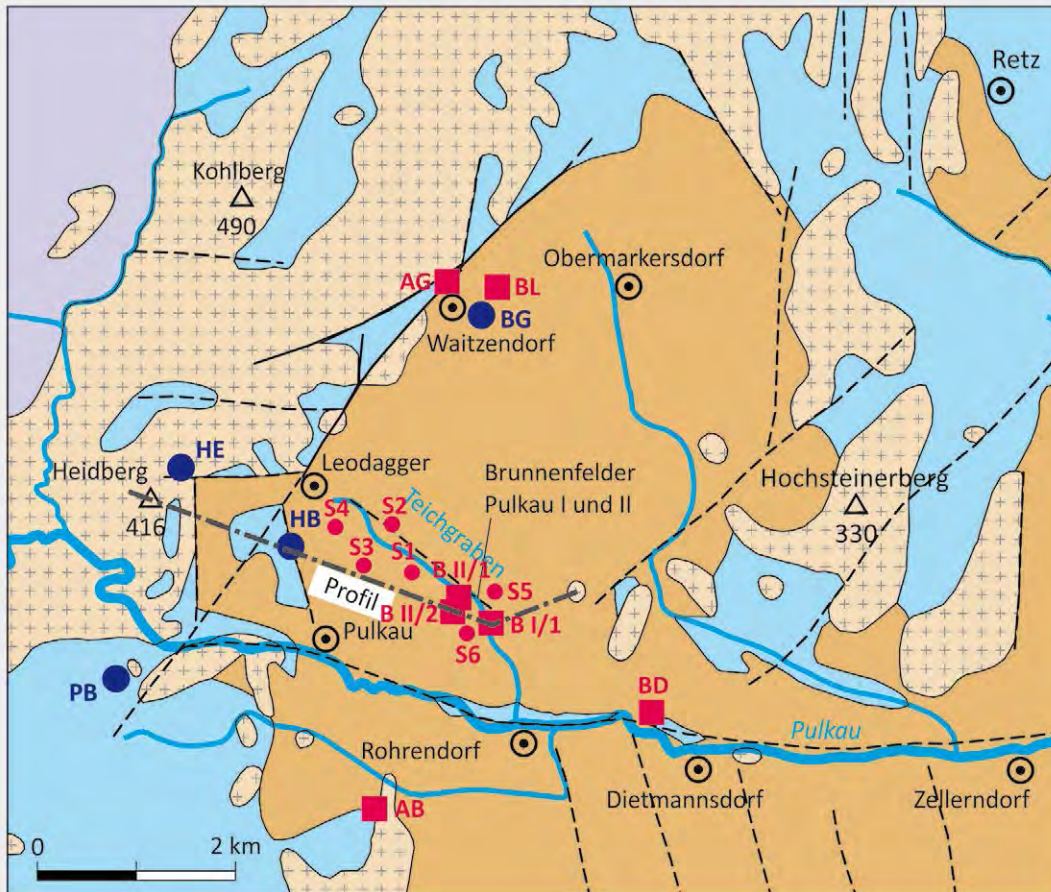
Von allen drei Brunnen der beiden Brunnenfelder im Teichgraben, welche im wesentlichen Wasser des mittleren Grundwasserhorizontes (Zogelsdorf-Formation) erschließen, liegen auch Kohlenstoff-14-Bestimmungen vor (Tab. 9). Unter der Annahme einer Ausgangskonzentration C_{0w} von 64 % modern – dieser Wert konnte für das Haselparzbründl, das ist eine Überlaufquelle im Einzugsgebiet der Brunnen, unter Berücksichtigung seines Lösungsgehaltes plausibel ermittelt werden und entspricht jenem C_{0w}, der aus den Kohlenstoff-13-Gehalten und auch aus dem Lösungsinhalt der Brunnenwässer abzuleiten war – lassen sich für die Brunnenfelder Kohlenstoff-14-Alter zwischen etwa 500 und 1.600 Jahren ableiten (SCHUBERT, 2000: 18–20).

Innerhalb der Zellerndorf-Formation konnte durch die Sonden 1s, 2s und 5s in einzelnen Sandlagen ebenfalls Wasser erschlossen werden, wenngleich die Ergiebigkeit dieser sehr gering war (seichter Horizont = s). Offenbar werden diese Sandlagen vor allem durch Zuflüsse aus dem mittleren Grundwasserhorizont gespeist, was die ähnliche Beschaffenheit des jeweils direkt darunter erschlossenen Horizonts nahe legt. In derartige Leckagen findet auch der Großteil des Teichgrabenbaches seinen Ursprung. Zumindest bei den Abflussmessungen in den Jahren 1998 und 1999 konnte beobachtet werden, dass diese Grundwasseraustritte den Hauptabfluss dieses Baches ausmachen, wobei sie vorwiegend nur zur kalten Jahreszeit aktiv waren (Abb. 12).

Der tiefe und mittlere Grundwasserhorizont des Teichgrabens lassen sich auch im Chemismus gut unterscheiden. Während der tiefe Horizont mehr Natrium führt als der mittlere, zeichnet sich der mittlere durch einen mit zunehmendem Gesamtlösungsinhalt steigenden Sulfatgehalt aus. Der seichte Horizont entspricht chemisch dem mittleren. Der Trend beim Sulfat beim mittleren und seichten Stockwerk setzt sich bei den Grundwasseraustritten im Teichgraben fort (Abb. 13, 14).

Bei Dietmannsdorf konnte ein ungenutzter, artesisch frei überlaufender Brunnen beprobt werden (siehe Brunnen Dietmannsdorf bzw. BD in Tabelle 9 und Abbildung 11). Die chemische Zusammensetzung dieses Wassers entspricht chemisch und isopenhydrologisch dem Wasser des tiefen Grundwasserhorizontes im Teichgraben. Vermutlich erstreckt sich der tiefe Grundwasserhorizont auch auf den Raum außerhalb des Obermarkersdorfer Beckens.

In Tabelle 9 und Abbildung 11 sind auch einige Probenahmeorte repräsentiert, die oberflächennahes Grundwasser führen. Dies soll dem Vergleich mit den Tiefengrundwässern dieses Raumes dienen. Insbesondere sei auf den leicht erhöhten Fluoridgehalt – sowohl der Tiefengrundwasser und der oberflächennahen Wässer – hingewiesen.



- | | | | |
|--|--|--|------------------|
| | Theras-Formation, Ottnangium (Kies, Sand, Silt) | | Störung |
| | Zellerndorf-Formation, oberes Eggenburgium bis Ottnangium (kalkfreie Pelite) | | Quelle |
| | Kalksandsteine, Sande und Kiese des Eggenburgiums | | Brunnen |
| | Granite des Moravikums | | Grundwassersonde |

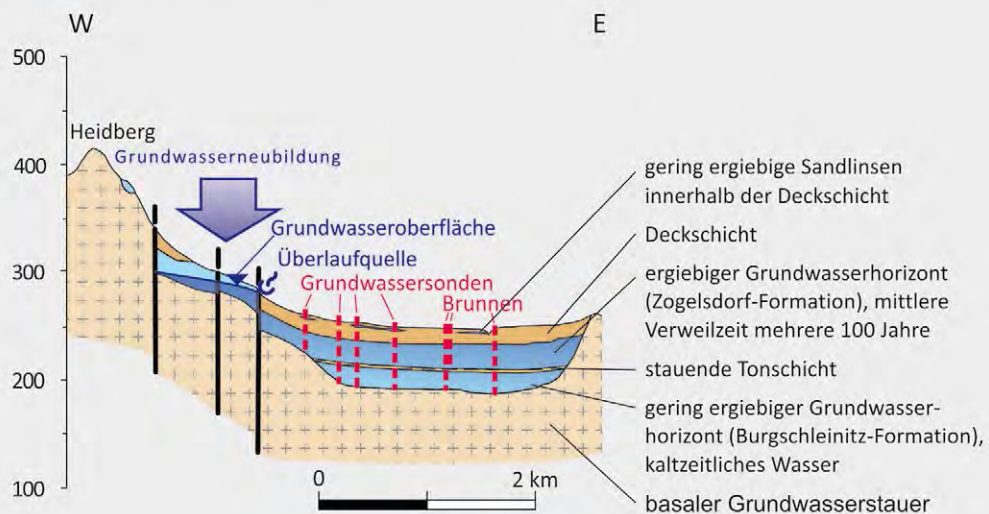


Abb. 11. Übersichtskärtchen und Schnitt zum Obermarkersdorfer Becken. Die Kurzbezeichnungen der Messstellen werden in Tabelle 9 erläutert.

Probenahmestelle	Datum	Schütt. (l/s)	Temp. (°C)	pH	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)
Allerbründl (AB)	06.05.1998	—	9,0	7,35	72	63	15,5
Alter Gemeindebrunnen (AG)	01.04.1999	—	8,8	6,86	47	17,6	31,5
Brunnen Dietmannsdorf (BD)	30.11.1998	0,1	9,0	7,43	130	58	160
Brunnen Dietmannsdorf (BD)	29.01.1999	0,1	8,8	7,46	140	55	146
Brunnen Lackinger (BL)	29.01.1999	—	5,2	7,28	159	72	60,8
Brunnen Lackinger (BL)	12.03.1999	—	4,9	—	—	—	—
Brunnenfeld Pulkau I, Brunnen 1 (B I/1)	27.06.1997	—	—	—	—	—	—
Brunnenfeld Pulkau I, Brunnen 1 (B I/1)	06.05.1998	—	10,1	7,05	215	54	38
Brunnenfeld Pulkau II, Brunnen 1 (B II/1)	21.02.1997	—	—	—	—	—	—
Brunnenfeld Pulkau II, Brunnen 1 (B II/1)	06.05.1998	—	9,5	7,11	202	39	36
Brunnenfeld Pulkau II, Brunnen 2 (B II/2)	21.02.1997	—	—	—	—	—	—
Brunnenfeld Pulkau II, Brunnen 2 (B II/2)	06.05.1998	—	10,0	7,03	213	44	39
Bründl mit Gnadenstuhl (BG)	30.11.1998	0,003	4,1	7,54	72	21	40
Haselparzbründl (HB)	17.06.1999	0,04	10,7	7,16	170	38	32
Heidbründl (HE)	31.05.1999	0,004	9,4	5,83	44	12,6	42
Pulkaubründl (PB)	08.01.1999	0,3	8,8	—	—	—	—
Pulkaubründl (PB)	29.01.1999	0,3	8,7	7,44	110,2	34,8	18
Sonde 1, seichter Horizont (S1-s)	22.06.1999	—	10,4	7,38	142	27,5	85
Sonde 1, mittlerer Horizont (S1-m)	22.06.1999	—	10,4	7,18	150	28	24,2
Sonde 1, tiefer Horizont (S1-t)	12.01.1999	—	—	—	—	—	—
Sonde 1, tiefer Horizont (S1-t)	12.03.1999	0,06	10,3	7,67	67	18,6	151
Sonde 2, seichter Horizont (S2-s)	22.06.1999	—	10,3	7,24	240	67,5	43
Sonde 2, mittlerer Horizont (S2-m)	22.06.1999	—	10,7	7,07	242	50	32
Sonde 2, tiefer Horizont (S2-t)	04.05.1999	—	—	—	—	—	210
Sonde 3 (S3)	22.06.1999	—	10,6	7,2	149	24	22
Sonde 4, mittlerer Horizont (S4-m)	22.06.1999	—	11,3	7,08	195	49	36
Sonde 5, seichter Horizont (S5-s)	22.06.1999	—	11,3	7,35	124	32,5	33
Sonde 5, mittlerer Horizont (S5-m)	22.06.1999	—	11,5	7,24	92,5	17,5	21,5
Sonde 5, tiefer Horizont (S5-t)	07.04.1999	—	—	—	—	—	53,8
Sonde 6, mittlerer Horizont (S6-m)	22.06.1999	—	10,7	7,15	132	27	23
Sonde 6, tiefer Horizont (S6-t)	14.04.1999	—	—	—	—	—	75,5

Tab. 9.
Chemie und Isotope zu Wässern im Umfeld des Obermarkersdorfer Beckens nach SCHUBERT (2000). Die Abkürzungen entsprechen jenen im Text und in der Übersichtskarte in Abbildung 11.

K ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	δ ² H (‰)	³ H (TU)	δ ¹³ C (‰)	¹⁴ C (% mod.)	δ ¹⁸ O (‰)
1,55	388	18	0,69	27	103	—	—	—	—	-10,10
11	131,8	22	0,1	41	96	—	19,7 ± 0,9	—	—	-10,85
6,1	398	32	0,41	5,2	520	—	—	—	—	-11,23
5,9	395	32	0,31	0,3	511	—	0,2 ± 0,1	—	—	—
0,1	515	75	0,425	140	177	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-10,44
—	—	—	—	—	—	—	2,3 ± 0,2	-12,14	55,14 ± 0,54	—
4,75	390,8	18,2	0,44	0,1	480	—	—	—	—	-10,38
—	—	—	—	—	—	-77,8	0,9 ± 0,3	-13,42	60,20 ± 0,33	-10,77
2,85	370,3	17,3	0,59	0,1	400	—	—	—	—	-10,71
—	—	—	—	—	—	-77,3	1,5 ± 0,3	-12,36	52,05 ± 0,31	-10,60
3,3	369,3	26	0,75	0,8	442	—	—	—	—	-10,58
46	260,4	57	0,26	54	71	—	—	—	—	-10,49
2,1	356,4	37	0,318	70	242	—	13,1 ± 0,6	-12,10	71,67	-10,44
2,4	50,8	59	0,272	0,7	125	—	—	—	—	-10,30
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-10,51
2,4	315,6	63	0,46	55,5	64	—	15,6 ± 0,7	—	—	—
12	393,5	35	0,79	0,1	282	—	2,64 ± 0,4	—	—	-10,50
13,5	352,2	21,4	0,685	0,1	230	—	2,2 ± 0,4	—	—	-10,47
—	—	—	—	—	—	—	0,2 ± 0,1	—	—	-12,13
3,5	236	240	0,1	5,4	38	—	—	—	—	—
5,7	379,5	34,5	0,56	3,1	590	—	10,7 ± 0,6	—	—	-10,19
4,2	366,4	29	0,54	18,2	507	—	3,26 ± 0,4	—	—	-10,28
380	1.120	6	—	< 1	77	—	0,5 ± 0,1	—	—	-10,42
3,1	334,2	20,5	0,605	0,1	210	—	8,78 ± 0,6	—	—	-10,60
33	433,2	55	0,6	96	285	—	11,5 ± 0,7	—	—	-10,51
5	401	10,5	0,39	0,1	170	—	0	—	—	-10,63
1,9	361,7	5,4	0,31	0,1	45	—	0	—	—	-10,76
16,5	245	19	—	< 1	34	—	0,1 ± 0,1	—	—	-12,24
6,5	370,5	20	0,385	0,1	160	—	0,12 ± 0,3	—	—	-10,42
6	398	17	—	< 1	43	—	0,1 ± 0,1	—	—	-11,30

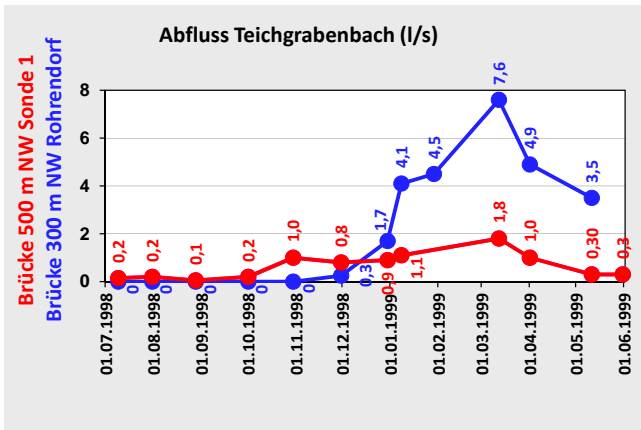


Abb. 12. Abflussganglinien zum Teichgrabenbach. Lage vergleiche Abbildung 11 (SCHUBERT, 2000: 21).

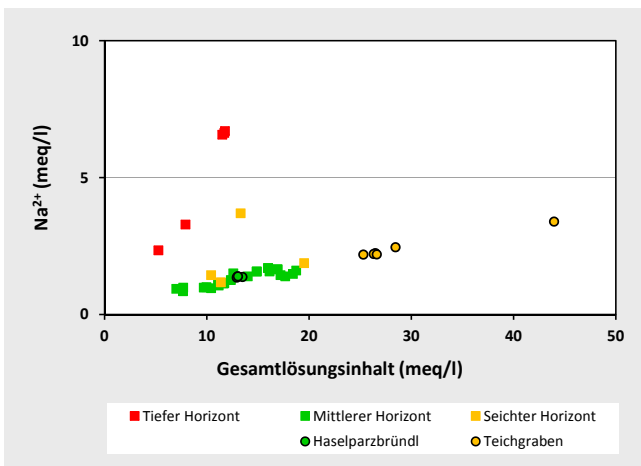


Abb. 13. Diagramm Natriumgehalt gegen Gesamtmineralisation der Grundwässer im Teichgraben. Die als Teichgraben bezeichneten Analysen stammen von Quellaustritten am Ufer des Teichgrabenbaches sowie seinem Abfluss, der zum Großteil durch lokale Grundwasseraustritte gespeist wird (SCHUBERT, 2000: 10).

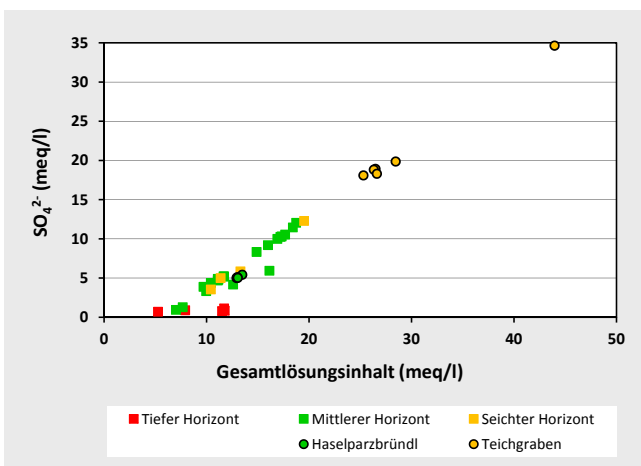


Abb. 14. Diagramm Sulfatgehalt gegen Gesamtmineralisation der Grundwässer im Teichgraben. Die als Teichgraben bezeichneten Analysen stammen von Quellaustritten am Ufer des Teichgrabenbaches sowie seinem Abfluss, der zum Großteil durch lokale Grundwasseraustritte gespeist wird (SCHUBERT, 2000: 11).

1.7 Kleinhöflein

In den 1990er Jahren wurden in Kleinhöflein östlich Retz mehrere, bis 127 m tiefe Sondierungsbohrungen abgeteuft. Dabei wurden in der Zellerndorf-Formation (Zellerndorfer Schlier, oberes Eggenburgium und Ottnangium) und in der darunter folgenden Retz-Formation (Retzer Sande, Eggenburgium) in vier Sonden artesisch gespannte Grundwässer angetroffen. An den neu erschlossenen Wässern wurden chemische und isotopehydrologische Analysen durchgeführt (SCHUBERT, 1998: 40–44). Die elektrische Leitfähigkeit (ein Summenparameter des Lösungsinhalts) der artesisch gespannten Wässer lag zwischen 600 und 950 $\mu\text{S}/\text{cm}$; demnach handelt es sich um Grundwässer mit einer etwas erhöhten Mineralisierung. Ihr Tritiumgehalt wies durchwegs Werte unter 1 TU auf, d.h. die Grundwasserneubildung fand im Wesentlichen bereits vor der Zeit der Atombombenversuche in den 1960er Jahren statt. Unter Berücksichtigung des Lösungsinhalts und des Kohlenstoff-13-Gehalts konnten für diese Wässer Kohlenstoff-14-Modellalter im Bereich von 9.000 bis 20.000 Jahren berechnet werden (SCHUBERT, 1998: 44). Den hohen Kohlenstoff-14-Modellaltern entsprechen die niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte; diese liegen bei den artesisch gespannten Wässern zwischen -11,08 ‰ und 12,44 ‰, wobei bei den älteren Wässern niedrigere Sauerstoff-18-Werte zu verzeichnen sind (Abb. 15).

1.8 Bereich Haugsdorf–Laa an der Thaya

Im Gebiet zwischen Haugsdorf und Laa an der Thaya findet die Laa-Formation (Karpatum) weite Verbreitung, im Südwesten wird sie von der Grund-Formation (Badenium) überlagert. Bei beiden Formationen handelt es sich um zumeist feinklastische, marine Sedimente, in die aber Wasser führende Lagen aus Sand oder Feinkies eingeschaltet sein können. Im besagten Gebiet sind dementsprechend

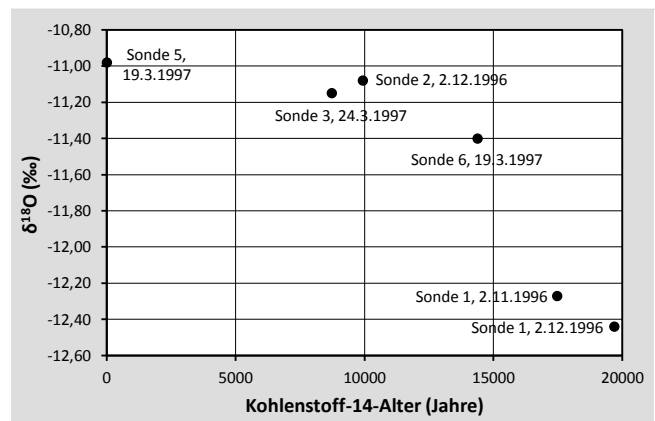


Abb. 15. Sauerstoff-18-Werte und Kohlenstoff-14-Alter der in Kleinhöflein erschlossenen Wässer. Für die Berechnung des Kohlenstoff-14-Alters wurde unter Berücksichtigung des Lösungsinhaltes der Wässer und des Kohlenstoff-13-Wertes ein Kohlenstoff-14-Ausgangswert c_{0w} von 60 ‰ modern angenommen (SCHUBERT, 1998: 44). Bei den Sonden 1, 2, 3 und 6 handelt es sich um artesisch gespannte Tiefengrundwässer (Tritiumgehalt unter 1 TU), bei Sonde 5 um ein junges, oberflächennahes Grundwasser. Der niedrige Sauerstoff-18-Wert bei der Sonde 1 ist typisch für kaltzeitliches Wasser. Bei den Sonden 2, 3 und 6 handelt es sich wahrscheinlich um Mischwässer von alten kaltzeitlichen und etwas jüngeren warmzeitlichen Wässern.

	Neuer Brunnen Seefeld	Neuer Brunnen Seefeld	Brunnen Großkadolz
Probenahme	12.10.1967	02.03.1987	02.03.1987
Wassertemperatur		13,0 °C	11,8 °C
pH-Wert	8,0		
Natrium		210 mg/l	235 mg/l
Kalium		4,9 mg/l	4,6 mg/l
Kalzium	1,4 °DH	8,4 mg/l	6,5 mg/l
Magnesium	1,04 °DH	3,2 mg/l	3,1 mg/l
Gesamthärte	2,44 °DH		
Ammonium	6 mg/l		
Eisen gesamt	0,6 mg/l		
Mangan	0,0 mg/l		
Hydrogenkarbonat	561 mg/l	493 mg/l	485 mg/l
Karbonathärte	2,44 °DH		
Chlorid	46 mg/l	48 mg/l	50 mg/l
Sulfat	190 mg/l	180 mg/l	280 mg/l
Nitrat	0,5 mg/l	2,2 mg/l	< 1,0 mg/l

Tab. 10.
Lösungsinhalt von artesischen Brunnen in Seefeld-Kadolz. Neuer Brunnen Seefeld, Probenahme 12.10.1967 nach SCHUBERT (2009: 89). Neuer Brunnen Seefeld und Brunnen Großkadolz, Probenahme 02.03.1987 nach SCHUBERT (1998: 57).

	Brunnen auf Riede Rumlper	Brunnen bei Schafflerhof
Probenahme	12.03.2002	12.03.2002
Wassertemperatur	13,1 °C	11,7 °C
Leitfähigkeit	3.610 µS/cm	3.770 µS/cm
pH-Wert	6,89	6,88
Sauerstoffgehalt	0,17 mg/l	
Natrium	122 mg/l	124 mg/l
Kalium	9,9 mg/l	83,4 mg/l
Kalzium	495 mg/l	383 mg/l
Magnesium	258 mg/l	307 mg/l
Gesamthärte	129 °dH	124 °dH
Ammonium	0,08 mg/l	0,11 mg/l
Eisen gesamt	0,63 mg/l	2,3 mg/l
Mangan gesamt	0,53 mg/l	13,3 mg/l
Hydrogenkarbonat	538 mg/l	713 mg/l
Karbonathärte	24,7 °dH	32,8 °dH
Chlorid	57,3 mg/l	112 mg/l
Sulfat	1976 mg/l	1797 mg/l
Nitrat	15,6 mg/l	

Tab. 11.
Ausgewählte hydrochemische Parameter zu tiefen Brunnen in Mailberg. Die Probenahme fand im Anschluss an einen Pumpversuch statt. Beim Brunnen auf Riede Rumlper hatte bei diesem die Förderrate 0,5 l/s betragen, aus dem Brunnen beim Schafflerhof waren 1,7 l/s gefördert worden (SCHUBERT, 2009: 91).

	Datum der Probenahme	Tritium	Sauerstoff-18 (δ ¹⁸ O)
Brunnen auf Riede Rumpler	02.08.2001	0,1 ± 0,1 TU	-9,98 ± 0,1 ‰
Brunnen auf Riede Rumpler	12.03.2002	1,2 ± 0,3 TU	-9,86 ± 0,1 ‰
Brunnen bei Schafflerhof	07.09.2001	0,7 ± 0,1 TU	-10,18 ± 0,1 ‰
Brunnen bei Schafflerhof	13.03.2002	3,2 ± 0,3 TU	-10,08 ± 0 ‰

Tab. 12. Isotopendaten zu tiefen Brunnen in Mailberg (SCHUBERT, 2009: 91).

auch mehrere, z.T. historische Brunnenstandorte mit gespannten bzw. artesisch gespannten, tiefen Grundwässern bekannt, so in den Gemeindegebieten von Haugsdorf, Seefeld-Kadolz (nämlich in den Katastralgemeinden Seefeld und Großkadolz), Wullersdorf (in Immendorf), Mailberg, Nappersdorf-Kammersdorf, Großharras (in Diepolz), Stronsdorf und Laa an der Thaya (in der Stadt selbst und in Wulzeshofen) (SCHUBERT, 1998: 55–59, 2009: 87–92). Aufgrund der Tiefe der erschlossenen Horizonte und des Lösungsinhaltes der angetroffenen Wässer ist anzunehmen, dass es sich um Tiefgrundwässer handelt, ein entsprechender Beleg durch Isotopenanalysen liegen aber nur in wenigen Fällen vor. Aufgrund ihrer mehr oder weniger hohen Mineralisierung sind diese Wässer zum Teil nur bedingt als Trinkwasser nutzbar, wobei zumeist der hohe Eisen- und Sulfatgehalt, in einem Fall auch die Fluor-Konzentration Probleme bereiten, wie im Folgenden näher ausgeführt wird.

Im Zentrum von **Haugsdorf** erschließt ein Brunnen in 94,80 bis 134,85 m Tiefe gespanntes Grundwasser in der Laa-Formation. Am 12.06.1965 lag dessen Ruhegrundwasserspiegel bei 1,10 m unter GOK (SCHUBERT, 1998: 56).

In den Ortsteilen **Seefeld** und **Großkadolz** bestehen schon seit langem je ein öffentlicher Brunnen mit artesischem Überlauf, von denen sich vor dem Bau der zentralen Wasserversorgung die Einwohner ihr Wasser holten. Für den bereits in der Monarchie errichteten Kaiser-Franz-Josef-Brunnen in Seefeld liegen keine Unterlagen zu Bohrprofil und Ausbau mehr vor. Beim etwa 750 m weiter südöstlich gelegenen Arteser in Großkadolz wird das Wasser in einer Tiefe von 170,0 bis 185,0 m unter GOK gefasst (SCHUBERT, 1998: 56, 2009: 88). Im Zuge der Errichtung der zentralen Wasserversorgung von Seefeld-Kadolz wurde südlich des Seefelder Brunnens eine Erkundungsbohrung abgeteuft (SCHUBERT, 2009: 88). Diese traf zwischen 18,0 und 18,6 m unter GOK einen ersten Wasser führenden Horizont an. Zwischen 125,0 m unter GOK und der Endteufe von 144,9 m wurde ein weiterer Grundwasserleiter aus Sand und Kies angefahren. In diesem wurde ein Filterrohr eingebaut. Der freie Überlauf des Artesers betrug 0,45 l/s, der statische Druckspiegel lag bei 4,5 m über Gelände. Bei einer Entnahme von 3,9 l/s sank der Grundwasserspiegel auf 33,70 m unter GOK.

Tabelle 10 gibt Auskunft über den Chemismus des Brunnens in Großkadolz und den neu erschlossenen Brunnen in Seefeld. Der hohe Natriumgehalt dieser Wässer in Verbindung mit den geringen Kalzium, Magnesium- und Chlorid-Konzentrationen weist auf Ionenaustauschprozesse im Aquifer hin (siehe Kapitel „Der Begriff ‚Tiefgrundwasser‘“). Aufgrund eines erhöhten Fluorgehaltes von 2,7 bzw. 2,8 mg/l wurde das neu erschlossene Wasser in Seefeld nicht als Grundwasserspender für die zentrale Wasserversorgung herangezogen (SCHUBERT, 2009: 88).

In **Immendorf** (Gemeinde Wullersdorf) wurde in den 1960er Jahren für ein Versorgungsunternehmen ein 138,7 m tiefer Bohrbrunnen abgeteuft. Am 28. Februar 1965 stieg das Wasser 2,25 m über GOK. Die Filterstrecke dieses Artesers befindet sich etwa 70 bis 130 m unter GOK (SCHUBERT, 2009: 92). Nach dem geologischen Profil in ROETZEL (2009: 111–112) erschließt die Filterstrecke das artesisch gespannte Wasser in Sandlagen der Grund-Formation des unteren Badeniums.

Im Gemeindegebiet von **Mailberg** wurden in jüngerer Zeit tiefe Brunnen errichtet, zu denen neben hydrochemischen auch isotopehydrologische Analysen vorliegen (Tab. 11, 12). Diese erschließen Wasser in der Laa-Formation. Der Brunnen auf Riede Rumpler ist 33 m tief und von 28 bis 32 m unter GOK verfiltert, der Brunnen beim Schafflerhof weist eine Endteufe von 45 m auf und ist zwischen 38 und 42 m unter GOK verfiltert. Am 12. März 2002 lag beim Brunnen auf Riede Rumpler der Ruhewasserspiegel bei 20,12 m unter GOK und im Brunnen beim Schafflerhof 16,92 m unter GOK. Während beide Brunnen bei der Beprobung im Sommer 2001 ältere Wässer mit einem sehr niedrigen Tritiumgehalt führten, zeigen die etwas höheren Tritiumgehalte der Proben im März 2002 eine Beimengung von jungem Wasser auf. Der Sauerstoff-18-Gehalt gibt keinen Hinweis auf einen kaltzeitlichen Anteil (SCHUBERT, 2009: 91–92).

Ende der 1950er Jahre wurde zur Versorgung der Gemeinde in **Kammersdorf** ein artesischer Brunnen mit einer Endteufe von 33 m errichtet (SCHUBERT, 2009: 89–90). Der Großteil des austretenden Wassers stieg aus einer Sandschicht in 24 bis 30 m Tiefe auf, zudem war ein Wasserzutritt aus einer Sandlage in 17 bis 18 m Tiefe zu verzeichnen. Der artesische Überlauf betrug 3 l/s, bei einer Absenkung von 3 m konnten 7 l/s gefördert werden. Zu einem 9 m daneben errichteten Tiefbrunnen – dieser ersetz-

Brunnen Kammersdorf	
pH-Wert	7,4
Leitfähigkeit	823 µS/cm
Gesamthärte	23,0 °dH
Karbonathärte	21,3 °dH
Eisen gesamt	0,5 mg/l
Ammonium	1,0 mg/l
Nitrat	< 3,0 mg/l

Tab. 13. Ausgewählte Parameter des Rohwassers des neuen Brunnens in Kammersdorf (SCHUBERT, 2009: 90).

te den alten – liegt aus den 1980er Jahren eine chemische Analyse des Rohwassers vor (Tab. 13). Auffällig sind bei dieser Analyse der für tiefe Grundwässer typische erhöhte Eisen- und Ammoniumgehalt; beide Werte sind Resultat der reduzierenden Verhältnisse.

1 km südwestlich von **Diepolz** wurde nach Unterlagen aus den 1980er Jahren ein frei auslaufender, artesischer Brunnen errichtet, um eine Wildtränke bzw. einen Teich zu versorgen. Bei diesem betrug die Schüttung 1 l/s (SCHUBERT, 2009: 89). Nach Unterlagen aus den 1950er Jahren wurde in **Stronsdorf** für die Versorgung des Schlosses und des Schlossgartens ein artesischer Brunnen mit einer Endteufe von 60 m errichtet (SCHUBERT, 2009: 90).

In der Stadt **Laa an der Thaya** wurde für die dortige Brauerei bereits 1893 ein 237,8 m tiefer artesischer Brunnen erbohrt (Vitus-Brunnen I). Das erschlossene Wasser wurde anfangs für die Mälzerei genutzt, „da man auch damals schon festgestellt hat, dass es sich hier nicht um Brauwasser handeln würde“ (KÜHTREIBER, 1997: 25). Nach 1964 wurde dieses Wasser für die Produktion von Limonaden verwendet. 1975 erhielt der Vitus-Brunnen I die Anerkennung als „Natrium-Magnesium-Calzium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Heilquelle“ nach dem niederösterreichischen Heil- und Kurortgesetz. Wenige Meter neben dem Vitus-Brunnen I wurde der Vitus-Brunnen II errichtet. Dieser traf geringer mineralisiertes, aber ebenfalls artesisch gespanntes Wasser an, welches später für die Limonadenproduktion herangezogen wurde. Seither wird das Wasser aus dem Vitus-Brunnen I „durch eine sogenannte Umkehrosmoseanlage zu einem exzellenten Brauwasser aufbereitet. [...] Das Wasser ist außerdem über 20.000 Jahre alt, und so fahren wir schon seit einer Reihe von Jahren mit diesem Tiefenwasser als Brauwasser“ (KÜHTREIBER, 1997: 26).

Auch in der Katastralgemeinde **Wulzeshofen**, nämlich in Pernhofen, wird schon seit langem tiefes Grundwasser erschlossen. In den 1940er Jahren wurde im Bereich einer Fabrik als Ersatz für einen alten Tiefbrunnen ein 475 m tiefer, artesischer Brunnen errichtet. Dabei wurden zwischen 160 und 422,8 m Tiefe mehrere Wasser führende Horizonte angefahren. Bei 263 bis 281 m Bohrtiefe war am Bohrkopf ein artesischer Überlauf festzustellen, der sich mit dem Bohrfortschritt, nämlich bei 290 m, leicht verringerte und bei Bohrtiefe 475 m verschwand. Nach Fertigstellung betrug der freie Überlauf aller Rohrtouren ca. 0,42 l/s. Anfang der 1980er Jahre wurde die Errichtung von drei neuen Brunnen bewilligt (Brunnen 3, 4 und 5); diese besitzen eine Endteufe von etwa 300 m, aus ihnen können 6,4 l/s gefördert werden. Zur selben Zeit bestanden bereits der Brunnen 1 mit einer Endteufe von 230 m und der 154 m tiefe Brunnen 2 (SCHUBERT, 2009: 88–89).

1.9 Großmugl

In Großmugl, Bezirk Korneuburg, also bereits südlich des Höhenzuges der „Hollabrunner Schotter“ (Hollabrunn-Mistelbach-Formation; Pannonium), sind ebenfalls tiefe Brunnen bekannt, die in der Laa-Formation (Karpatum) gespanntes bzw. artesisch gespanntes Grundwasser antrafen, nämlich die Brunnen I, II und III in Großmugl (SCHUBERT, 2009: 90–91). Der Brunnen I, mittlerweile ist hier das Wasserrecht erloschen, erschloss in einer Tiefe von 65 bis 71 m einen Horizont mit artesisch gespanntem Grundwasser. 1994 wies er eine Ergiebigkeit von 0,5 l/s auf. Die Endteufe des Brunnens II – dieser lieferte 1994 etwa 3 l/s – beträgt 100 m, wobei die Filterstrecke zwischen 63,5 m und 93,5 m unter GOK zu liegen kommt. Der 1994 errichtete Brunnen III ist 105 m tief, seine Filterstrecken befinden

	Brunnen II	Brunnen III
Entnahmedatum	01.03.1994	25.03.1997
pH	7,2	7,6
Leitfähigkeit	1.100 µS/cm	1.300 µS/cm
Gesamthärte	27,4 °dH	24,4 °dH
Karbonathärte	23,2 °dH	24,7 °dH
Kalzium	98 mg/l	84 mg/l
Magnesium	60 mg/l	55 mg/l
Ammonium	3,17 mg/l	5,56 mg/l
Nitrit	0,00 mg/l	0,00 mg/l
Nitrat	3 mg/l	2 mg/l
Phosphat	0,09 mg/l	0,15 mg/l
Chlorid	7 mg/l	7 mg/l
Sulfat	137 mg/l	226 mg/l
Eisen gesamt	0,78 mg/l	0,90 mg/l
Mangan	0,10 mg/l	0,00 mg/l
Schwefelwasserstoff	nicht nachweisbar	nicht nachweisbar

Tab. 14. Lösungsinhalte der Brunnen II und III in Großmugl nach SCHUBERT (2009: 90).

sich bei 6 bis 10 m, 31 bis 45 m, 53 bis 57 m und 83 bis 91 m unter GOK. Am 21. November 1994 lag sein Ruhewasserspiegel 0,9 m unter GOK. Zu den Brunnen der Wasserversorgung Großmugl gibt es zwar keine publizierten Isotopenanalysen, aufgrund der mächtigen Deckschichten und des Lösungsinhaltes ist jedoch zu erwarten, dass sie

zumindest in den tieferen Horizonten Tiefengrundwasser erschließen. Tabelle 14 enthält chemische Analysen zu den Brunnen II und III. Vor allem der deutliche Ammonium- und Eisengehalt zeigen reduzierende Verhältnisse auf – ein Hinweis auf Tiefengrundwasser.

2 Trinkbare Tiefengrundwässer in den Inneralpinen Becken

2.1 Steirisches Becken

Artesisches Wasser wurde im Steirischen Becken bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts erschlossen. Seine Erschließungs- und Erforschungsgeschichte kann in ZETINIGG (1982) nachgelesen werden. Vor allem vermittelt aber diese Arbeit eine detaillierte Darstellung der jüngeren Erschließungssituation am Beginn der 1980er Jahre. Sie gibt Auskunft über Anzahl, Endteufe, Ergiebigkeit und Verwendung der Arteser, gegliedert nach Bezirken und Gemeinden. So erfasste ZETINIGG (1982: 44–54) in der Weststeiermark in den Bezirken Deutschlandsberg, Graz-Umgebung (West) und Leibnitz (West) insgesamt 105 artesische Brunnen mit einer Gesamtschüttung von 249 l/min, wobei die Brunnentiefe zwischen 17 und 172 m lag. Für die Oststeiermark mit den Bezirken Feld-

bach, Fürstenfeld, Graz-Umgebung (Ost), Hartberg, Leibnitz (Ost), Radkersburg und Weiz gibt er 1.528 artesische Brunnen mit einer Gesamtschüttung von 7.017 l/min an. Hier sind die Brunnen 15 bis 245 m tief. Seither ist die Entnahmemenge deutlich gestiegen; ZOJER et al. (2005: 452) erwarten für das Oststeirische Becken, Einzugsgebiet Rabnitz und Raab, eine aktuelle Gesamtentnahmemenge von 500 bis 600 l/s.

Im Folgenden werden die Hydrogeologie der Arteser im West- und Oststeirischen Becken getrennt dargestellt. Beim Weststeirischen Becken wird vor allem auf ZETINIGG (1973) zurückgegriffen. Zum Oststeirischen Becken lieferte das Projekt NANUTIWA (ZOJER et al., 2005) eine aktuelle Darstellung der Situation.

Bezirk	Gemeinde	Anzahl der genutzten Brunnen	Anzahl der versiegten oder verschlossenen Brunnen	Tiefe der Brunnen	Gesamte Schüttung (l/min)
Deutschlandsberg	Deutschlandsberg	1	0	56 m	6
	Frauental	3	0	112–135 m	9
	Groß St. Florian	19	6	35–150 m	28
	Preding	10	0	18–148 m	22
	Stainztal	12	6	34–138 m	17
	Rassach	0	5	28–172 m	0
	Wettmannstätten	9	2	42–105 m	33
	Unterbergla	16	0	17–157 m	46
Graz-Umgebung, West	Attendorf	5	0	52–88 m	8
	Dobl	5	0	102–108 m	10
	Eisbach-Rein	1	0	70 m	1
	Haselsdorf	1	0	74 m	20
	Thal	1	0	17 m	6
	Unterprämstätten	1	0	128 m	1
	Wundschuh	2	0	93 m	2
	Zwaring-Pöls	5	0	39–80 m	7
Leibnitz, West	Gleinstätten	3	0	27–100 m	9
	Pisdorf	1	0	67 m	1
	St. Andrä-Höch	6	0	25–100 m	11
	St. Nikolai i. S.	4	0	58–126 m	11

Tab. 15. Übersicht zu den artesischen Hausbrunnen im Weststeirischen Becken nach ZETINIGG (1982: 52–54).

2.1.1 Weststeirisches Becken

Band 26 der Berichte der Wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung (ZETINIGG, 1973) befasst sich eingehend mit den artesischen Brunnen der Südweststeiermark, welche in dieser Arbeit auch in ihrer Lage wiedergegeben werden. Die in Abbildung 16 und in der beiliegenden Themenkarte in diesem Bereich dargestellten Arteser gehen auf diese Studie zurück. Diesem Bericht liegt eine umfassende, in den Jahren 1970 bis 1973 durchgeführte Bestandsaufnahme zugrunde. Aus ihr geht die wasserwirtschaftliche Bedeutung dieser Vorkommen für die Region klar hervor.

Nach ZETINIGG (1973: 52) sind innerhalb der Florianer Schichten (Badenium) mehrere artesische Stockwerke ausgebildet. Aufgrund der dargestellten geologischen Situation darf angenommen werden, dass es sich bei den hier erschlossenen Wässern zumindest zum Teil um echte

Tiefengrundwässer handelt. In der genannten Publikation sind aber keine Isotopenanalysen enthalten, die das bestätigen würden.

Tabelle 15 enthält eine Übersicht zu Anzahl, Endteufe und Gesamtschüttung der Brunnen im Weststeirisches Becken nach ZETINIGG (1982: 52–54). In dieser Arbeit wurden im Weststeirisches Becken schon mehr Arteser statistisch erfasst als noch in ZETINIGG (1973) verortet wurden.

2.1.2 Oststeirisches Becken

Im Oststeirisches Becken und dessen Übergang zum Westpannonischen Becken (Südoststeiermark und Südburgenland) kommt den Tiefengrundwässern eine besondere wasserwirtschaftliche Bedeutung zu. Dieser Raum zeichnet sich durch das weiträumige Auftreten von gespannten bis artesisch gespannten Tiefengrundwässern aus.

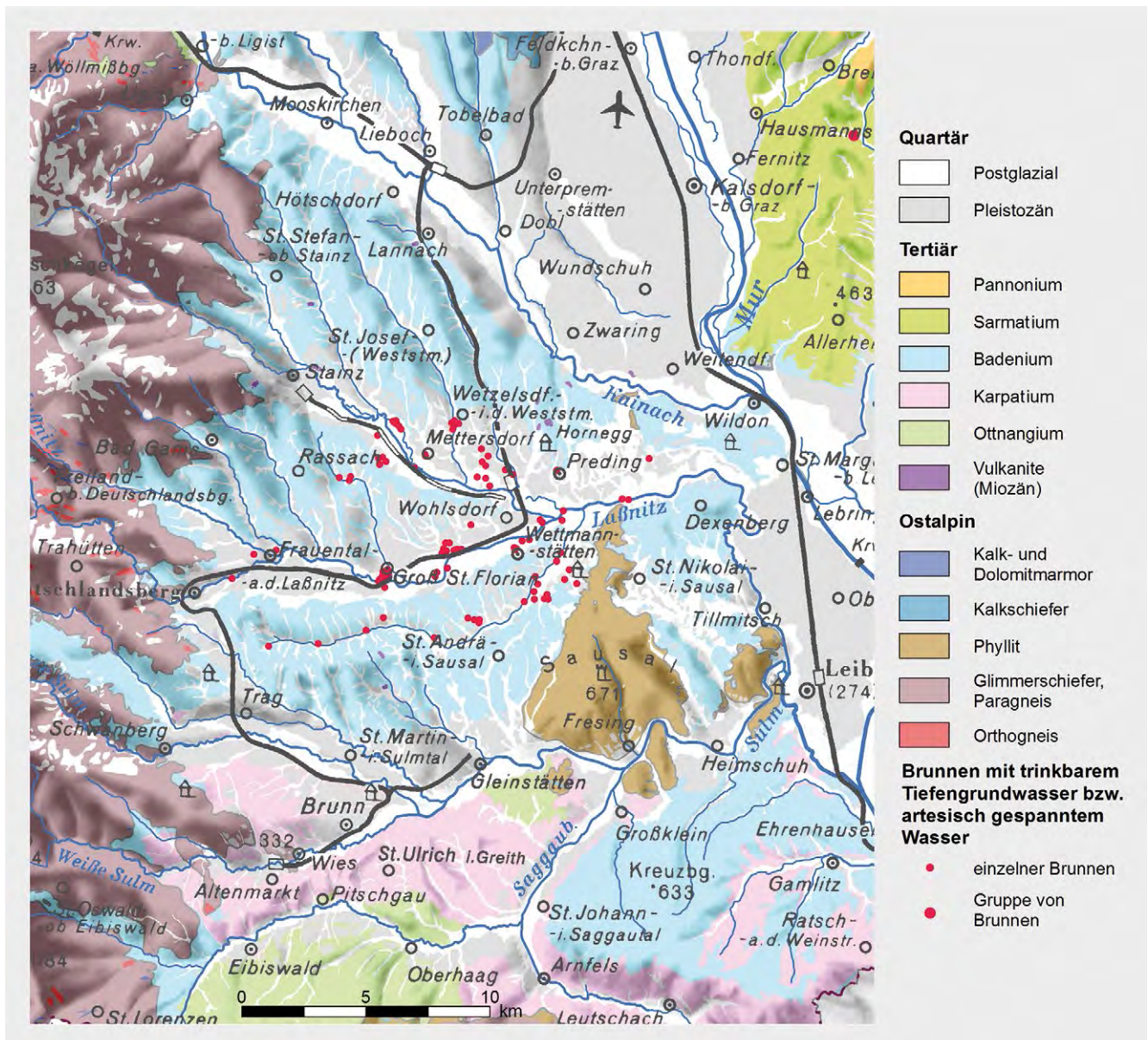


Abb. 16. Übersichtskarte zu den artesisch gespannten Grundwässern im Weststeirisches Becken. Die geologische Ebene basiert auf den an der Geologischen Bundesanstalt in Bearbeitung befindlichen GEOFAST-Karten, die Brunnen stammen aus ZETINIGG (1973). Es ist zu erwarten, dass aktuell mehr Arteser genutzt werden als seinerzeit in dieser Übersichtsarbeit erfasst wurden.

Zum einen werden diese durch hunderte kleine Hausbrunnen und zum anderen aber auch durch leistungsfähige Brunnen der zentralen Wasserversorgung sowie für gewerblich-industrielle Zwecke erschlossen. In jüngster Zeit war jener Teil dieses Raumes, der im Einzugsgebiet der Rabnitz und Raab zu liegen kommt (Gruppe von Tiefengrundwasserkörpern Oststeirisches Becken, Einzugsgebiet Rabnitz und Raab), Gegenstand einer umfangreichen hydrogeologischen Studie: Im Rahmen des Projekts „Hydrogeologische Grundlagen für eine nachhaltige Nutzung der Tiefengrundwässer im Bereich des Oststeirischen und Pannonischen Beckens“ (NANUTIWA) wurde zu diesen Tiefengrundwässern umfangreiches Informationsmaterial zusammengetragen und in Form von Datenbanken sowie eines umfassenden Projektberichtes dokumentiert (ZOJER et al., 2005). Die in dieser Studie ermittelte Gesamtentnahmemenge von Tiefengrundwässern unterstreicht deren Bedeutung für die Wasserversorgung dieses Raumes. Basierend auf Einzelmessungen ermittelten ZOJER et al. (2005: 449) eine Entnahmemenge von insgesamt mindestens 473,1 l/s. Diese setzt sich zusammen aus Entnahmen aus offenen Systemen (freier Überlauf, vorwiegend aus Hausbrunnen) im Gesamtausmaß von 253,5 l/s und Entnahmen aus geschlossenen Systemen (Pumpentnahmen, vorwiegende zentrale Versorgungen) von insgesamt 219,5 l/s. Vermutlich wird die tatsächliche Gesamtentnahmemenge noch etwas höher liegen, nämlich bei etwa 500 bis 600 l/s, da in der Studie nicht alle Nutzungen erfasst werden konnten (ZOJER et al., 2005: 452).

Die im vorliegenden Kapitel wiedergegebenen Informationen stammen größtenteils aus der genannten Studie von ZOJER et al. (2005). Nur für jenen Teil des Oststeirischen Beckens, der bereits außerhalb des Projektgebietes dieser Studie zu liegen kommt, wurde auf GRÄF et al. (1981) sowie die siedlungswasserwirtschaftlichen Erhebungen der 1980er Jahre (BÜRO KAUDERER, 1986) zurückgegriffen – das betrifft vor allem die in Abbildung 17 und der beiliegenden Themenkarte dargestellten artesischen Brunnen.

Die Tiefengrundwasser führenden Sedimente

Im Oststeirischen Becken sind die trinkbaren Tiefengrundwässer in der Hauptsache an poröse, sandig-kiesige Horizonte innerhalb der ansonsten schluffig-tonigen Sedimente des Pannoniums und Sarmatiums, in denen sich ein entsprechendes piezometrisches Niveau aufbauen konnte, gebunden (ZETINIGG, 1982: 12). In beckenrandnaher Position sind vergleichbare Verhältnisse auch innerhalb des Karpatiums und Badeniums anzutreffen, wie auch aus den Abbildungen 17 und 18 hervorgeht.

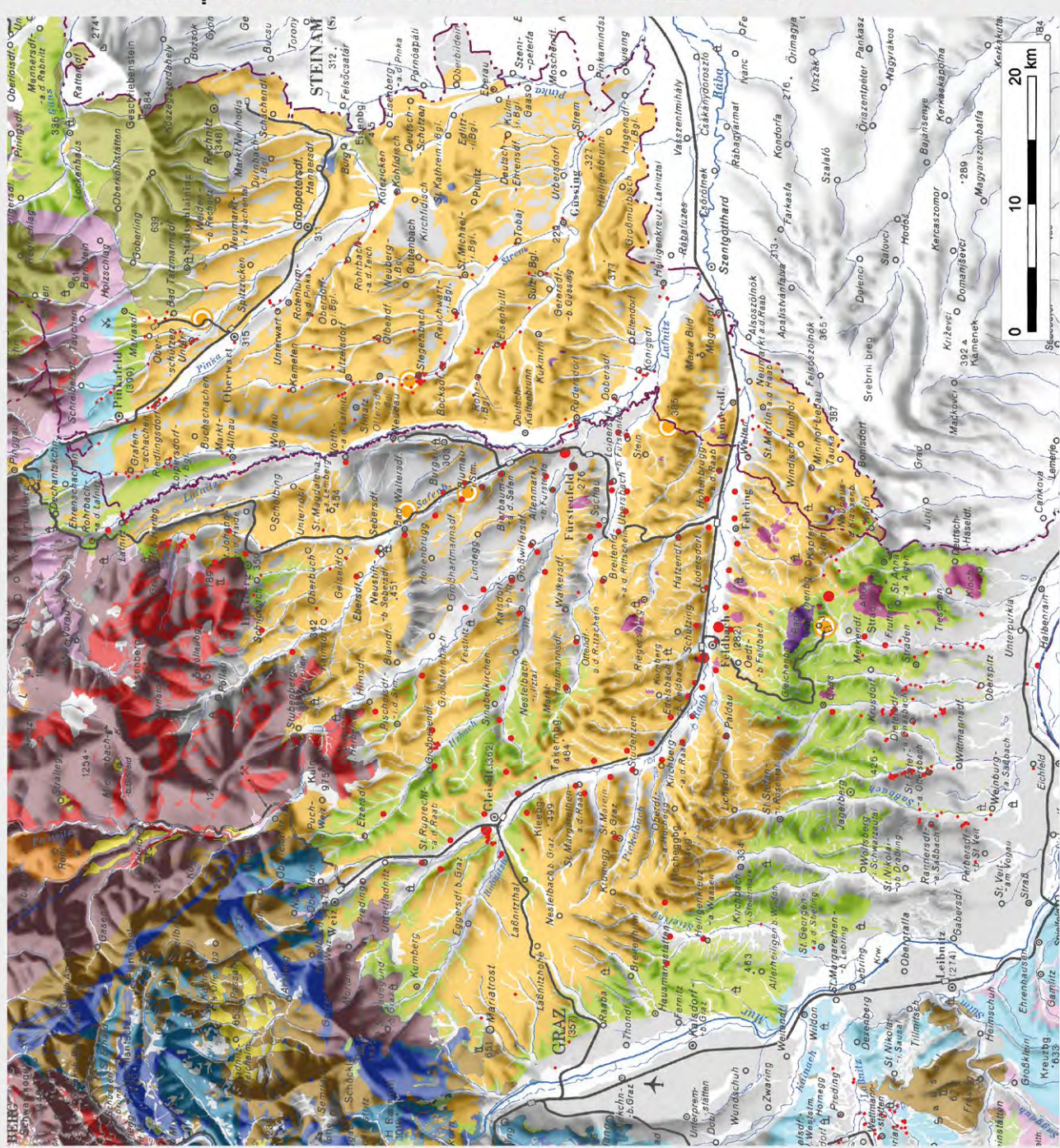
ZOJER et al. (2005: 101–136) erläutern die wichtigsten neogenen Sedimente des Oststeirischen Beckens und ihre Bedeutung für die Grundwasserführung. Die Autoren beziehen sich dabei bezüglich der stratigrafischen Verhältnisse vor allem auf die Arbeiten von KOLLMANN (1964), EBNER & SACHSENHOFER (1991) und GROSS (2000). Hinsichtlich weiterführender Literatur zur Sedimentationsgeschichte des Beckens sei auch auf den Exkursionsführer von GROSS et al. (2007) aufmerksam gemacht. Innerhalb der Sedimente des Ottnangiums können ZOJER et al. (2005: 111) zufolge nur „im Bereich der Beckenränder [...] lokal wasserführende grobklastische Schwemmfächer und Deltaschüttungen sowie kohleführende Sedimente existieren“. Im Karpati-

Abb. 17. Übersichtskarte zu den trinkbaren Tiefengrundwässern bzw. artesisch gespannten Wässern im Oststeirischen Becken. Die geologische Information basiert auf den an der Geologischen Bundesanstalt in Bearbeitung befindlichen GEOFAST-Karten, die Brunnen sind aus ZOJER et al. (2005) sowie KOLLMANN (1986), BÜRO KAUDERER (1986), SCHUBERT et al. (2003) und ZETINIGG (1973). ▶

um ist in den Kies- und Sandlagen der Sinnersdorf-Formation eine Wasserführung denkbar. Bei dieser handelt es sich um einen Schuttsaum des Grundgebirges in der Friedberger-Pinkafelder Bucht (ZOJER et al., 2005: 112–113). Innerhalb des Badeniums ist die Tauchen-Formation hervorzuheben. In der Bucht von Friedberg und Pinkafeld erreicht sie eine Mächtigkeit von etwa 200 m. An ihrer Basis führt sie Kohleflöze, auf die tonig-schluffige Schichten, Sand- und Kieslagen sowie Sandsteinbänke folgen. Im Raum Gfangen und Pinkafeld wurden in ihrem Verbreitungsgebiet einige ergiebige Brunnen errichtet, darunter auch Brunnen des WLV Südliches Burgenland 1 (ZOJER et al., 2005: 114).

Zwischen Graz und Tatzmannsdorf tritt am Beckennordrand ein Saum von Ablagerungen des Sarmatiums auf. Dieser ist im Westen (etwa zwischen Graz und Weiz) limnisch-fluviatil bis brackisch und im Osten marin ausgebildet. Dabei ragen zwei Grundgebirgssporne mit sarmatischer Bedeckung nach Süden, nämlich bei Gleisdorf und bei Hartberg. Im Umfeld von Weiz finden die etwa 200 m mächtigen, Kohle führenden Schichten von Weiz Verbreitung, welche dem oberes Sarmatium bzw. Pannonium A/B zuzurechnen sind. Nach Westen schließen die ebenfalls Kohle führenden Rollsdorfer Schichten an. Im Osten wurden die im oberen Sarmatium bis Pannonium C sedimentierten, 250 m mächtigen Pucher Schotter abgelagert, die einen progradierenden alluvialen Fächer darstellen. Südlich der Kohle führenden Schichten von Weiz tritt im Bereich von Fünffing und Arnwiesen ein Sedimentpaket des oberen Sarmatiums auf, das in seinem Hangendanteil aus einer bis zu 150 m mächtigen Abfolge aus feinsandigem Ton mit nach oben häufiger werdenden Kies- und Grobsandeinschaltungen bestehen. Im Umfeld von Hartberg (bei Löffelbach, Schildbach und Grafendorf) sind in grundgebirgsnaher Position sarmatische Karbonate anzutreffen. Weiter östlich am Beckenrand, im Umfeld von Pinkafeld, ist das Sarmatium hauptsächlich als Grobsande und Kiese entwickelt. Im südlichen Gnaser Becken und südlich des Gleichenberger Vulkanmassivs kamen die bis 30 m mächtigen und 5° bis 7° gegen die Beckenachse einfallenden Carinthischen Schotter zur Ablagerung, die in das obere Sarmatium gestellt werden (im NANUTIWA-Gebiet, d.h. in jenem Teil des Oststeirischen Beckens, der zur Rabnitz und Raab hin entwässert, treten diese meist in einer Tiefe unter 350 m auf und sind hier daher von untergeordneter Bedeutung; ZOJER et al., 2005: 259). Über diesen liegen tonig-mergelige und sandige Sedimente mit Einschaltungen von Kiesen und teilweise oolithischem Kalksandstein. Zwischen Feldbach und Gleichenberg sind im Sarmatium mehrere Schotterlagen entwickelt, u.a. die Mühldorfer Schotter (ZOJER et al., 2005: 115–120).

Die größte wasserwirtschaftliche Bedeutung kommt im NANUTIWA-Gebiet aber den Sedimenten des Pannoniums zu. Hier wird von ZOJER et al. (2005: 121–131) auf folgende Sedimente hingewiesen: Kohle führende Schichten von Weiz (oberes Sarmatium bzw. Pannonium A/B), Pucher Schotter (oberes Sarmatium bis Pannonium C; siehe oben), Kapfensteiner Schotter, Kirschberger Schotter,



Quartär

- Postglazial
- Pleistozän

"Tertiär"

- Pliozän
- Vulkanit (Pliozän)
- Pannonium
- Sarmatium
- Badenium
- Vulkanit (Miozän)
- Karpatium
- Otngangium
- Inneralpines "Tertiär"

Ostalpin

- Quarzit, Phyllit ("Permoskyth")
- Phyllit (Paläozoikum)
- Kalkschiefer, sandiges Karbonatgesten (Paläozoikum)
- Kalk- und Dolomitmarmor (Paläozoikum)
- Glimmerschiefer, Paragneis
- Orthogneis

Rechnitzer Einheit (Penninikum)

- Grün- und Kalkschiefer, Serpentin (Permotrias-Kreide)

Brunnen mit trinkbarem Tiefengrundwasser bzw. artesisch gespanntem Wasser

- einzelner Brunnen
- Gruppe von Brunnen
- Gruppe von Brunnen mit einem Konsens > 0.3 Mio m³/Jahr

Erschließung von Thermalwasser



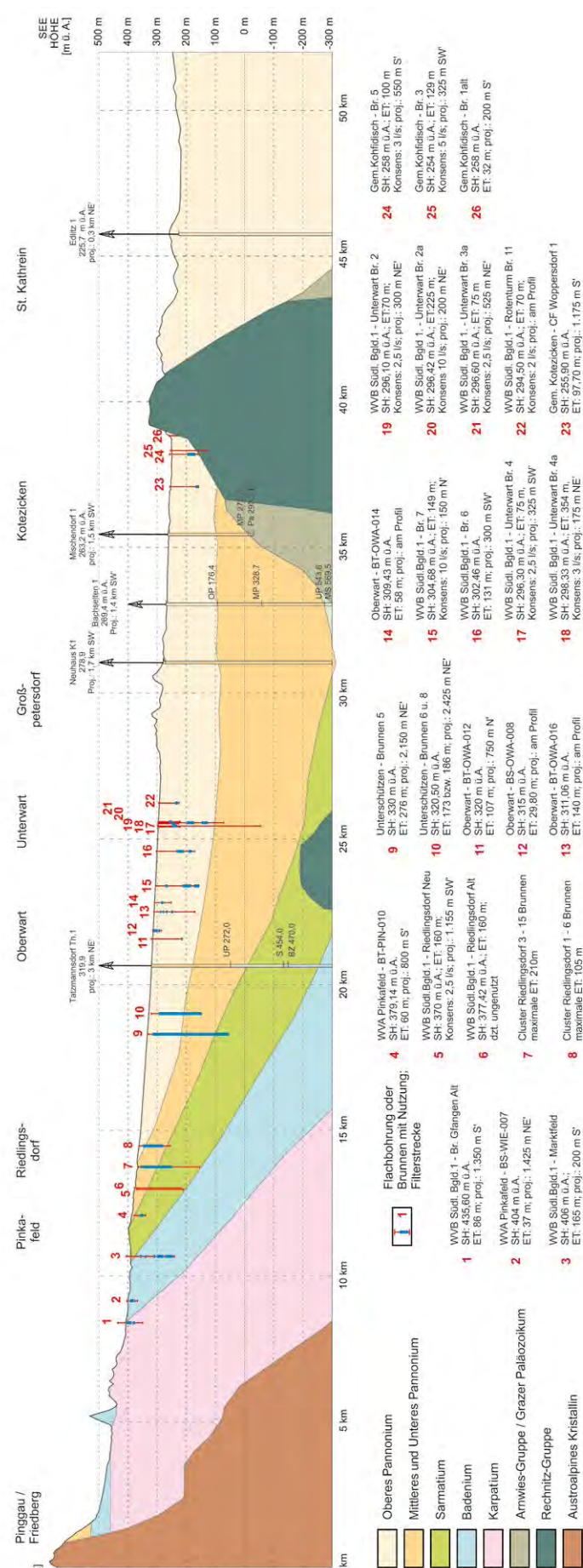


Abb. 18. Geologischer Schnitt durch das Oststeirische Becken mit ausgewählten Bohrprofilen, verändert nach ZOJER et al. (2005: Schnitt A des geologisch-tektonischen Arbeitsmodells).

Karnerberger Schotter, Schemerl Schotter und Hangendschotter (alle Pannonium C). Den fünf letztgenannten, oft flächig verbreiteten Schottern sind feinklastische limnische Serien mit lokalen Kohle- und Lignitflözen eingeschaltet. Grundgebirgswärts nimmt ihre Mächtigkeit unter teilweiser Verschmelzung der Niveaus zu. Dabei bilden die Kapfensteiner Schotter eine fast durchgehende Schotterplatte über dem Pannonium B. Sedimente des Pannonium D und E werden im NANUTIWA-Gebiet nur im Bereich der Südburgenländischen Schwelle angetroffen (Schichten von Loipersdorf, Unterlamm und Stegersbach). Sie bestehen aus einer Wechselfolge von Sanden, Tonen und Lignit mit vereinzelt Kieslagen. In der Tiefbohrung Jennersdorf 1 beträgt ihre Mächtigkeit 134 m, in Litzelsdorf 100 m. Pannonium F, G und H existiert vor allem im Osten des Beckens über der Südburgenländischen Schwelle. Diese Schichten bestehen aus Sanden, Tonen, Mergeln, Süßwasserkalken und Kiesen. Hervorzuheben sind die Taborer Schotter. Ihr Hangendes bilden die 150 m mächtigen Tone und Feinsande der Schichten von Jennersdorf. In der Friedberger-Pinkafelder Bucht ist das obere Pannonium als bis zu 200 m mächtige Abfolge aus Feinsanden, Schluffen und Quarzkleinschottern entwickelt.

ZOJER et al. (2005: 131) stellen fest: „Die in manchen Arbeiten stark vereinfachte Darstellung des Sedimentaufbaues bildet zwar eine wesentliche Grundlage für das Verständnis der sedimentologischen Abläufe im NANUTIWA-Gebiet, stellt jedoch keine hinreichende Basis für die Darstellung eines hydrogeologischen Untergrundmodelles dar. Zum Teil als großflächig vorhanden bezeichnete, einförmige Lagen existieren im NANUTIWA-Gebiet wohl nur in kleinen Teilbereichen und sind daher nicht kritiklos in eine wasserwirtschaftliche Betrachtung übertragbar.“ Weiters führen die Autoren dazu aus (ZOJER et al., 2005: 263–264): „Im Untersuchungsgebiet dominieren im Gegensatz dazu Wechsellagerungen von durchlässigen und minderdurchlässigen Horizonten, die sich durch das rasch ändernde Sedimentationsgeschehen im Miozän begründen. Derartige Wechsellagerungen sind im Zentimeter, Meter- und Zehnermeterbereich bekannt und treten im gesamten Untersuchungsraum auf.“ Oft ist über weitere Bereiche auch die Informationsdichte zu gering, „um aus geologischer Sicht mehrere Systeme differenzieren zu können“. Zudem zeigen reflexionsseismische Profile oft auch Verwürfe von Wasser führenden Schichten auf. Daher wurden im hydrogeologischen Arbeitsmodell des Projekts die Grundwasser führenden neogenen Sedimente als ein zusammenhängendes, mächtiges, regionales Aquifersystem aufgefasst. Das Aquifersystem wurde als eine einzige Wechselfolge von durchlässigen und minderdurchlässigen Horizonten angenommen, in dem keine mächtigen Grundwasserhorizonte bzw. mächtigen feinklastischen Grundwasserstauer zu unterscheiden sind. Dies fand auch im einheitlichen Potenziallinienplan seine Bestätigung.

Kleinräumig konnte aber für einige psammische Schichtglieder ihre Lage im Raum bestimmt werden, so für die oolithischen Kalksandsteine des oberen Sarmatiums und die Kapfensteiner Schotter. Zudem kann gesagt werden, dass die Schichten generell gegen das Beckenzentrum leicht einfallen, wobei für das westliche, nördliche und zentrale Untersuchungsgebiet ein Schichtfallen von 1° bis 5° gegen Süden bis Osten und für den Bereich des Safental und Ilzbachtales eine beinahe söhlige Lagerung besteht. Das durchschnittliche Einfallen im NANUTIWA-Gebiet beträgt 2° (ZOJER et al., 2005: 258–263).

Die Auswertung der geeigneten Bohrprofile ergab für den Teufenabschnitt 0 bis 350 m unter GOK eine Aquifernettmächtigkeit von durchschnittlich 60 m. Besonders hohe Nettomächtigkeiten (70–106 m) waren am Südrand der Friedberger Bucht, im Bereich des Lafnitztales und im Raum Jennersdorf zu verzeichnen (ZOJER et al., 2005: 266–267). Im Bereich bis 200 m unter GOK ergab die geostatistische Auswertung der Sand-/Tonverhältnisse der Bohrprofile einen besonders hohen Aquiferanteil, d.h. einen hohen Anteil an Psammiten im Gebiet zwischen dem oberen Lafnitz- und dem oberen Pinkatal sowie in der Umgebung von Jennersdorf (ZOJER et al., 2005: 246).

Die Auswertung der vorliegenden Ruhegrundwasserspiegel der gespannten Wässer ergab im Projektgebiet ein generelles NW–SE Potenzialgefälle. Aufgrund zahlreicher Pumpversuchsdaten wurden k_f -Werte im Bereich von $7,82 \cdot 10^{-4}$ bis $1,30 \cdot 10^{-6}$ m/s und Transmissivitäten des erschlossenen Aquiferabschnitts im Bereich von $6,65 \cdot 10^{-3}$ bis $1,16 \cdot 10^{-5}$ m²/s ermittelt (ZOJER et al., 2005: 175, 231–233). Als regionaler Durchschnittswert der Abstandsgeschwindigkeit werden für den Modellraum 20 m/Jahr errechnet (ZOJER et al., 2005: 273).

Bezüglich der Grundwasserneubildung wird der Versickerung von Flusswasser eine hohe Bedeutung beigemessen. Dies geht zum einen aus der mehrmals gegebenen Korrelation von Flusspegelständen mit benachbarten Tiefen Grundwassersonden hervor. Im beckenrandnahen Bereich des Lafnitztales konnte am 9. Juli 2003 zudem ein Verlust der Lafnitz von 120 l/s nachgewiesen werden (ZOJER et al., 2005: 314–320). Die beckenrandnahe Grundwasserneubildung spiegelt sich im erstellten Grundwassermodell wider. Zwischen Beckenrand und mittlerer Höhe des Aquifersystems nimmt zuerst der Gesamtdurchfluss auf

1.398 l/s zu, um stromabwärts aufgrund von Grundwasserzutritten und Abströmung in tiefere Horizonte sowie weiteren Entnahmen wieder stark abzunehmen. (ZOJER et al., 2005: 274–278).

Die Beschaffenheit der Wässer

Im Rahmen des Projekts NANUTIWA (ZOJER et al., 2005) wurde eine umfangreiche Datenbank erstellt, die auch hydrochemische und isopenhydrologische Analysen enthält. Das Projektgebiet umfasste den zur Raab und Ragnitz entwässernden Anteil des Steirischen Beckens, nicht aber jenen im Einzugsgebiet der Mur. Es sind daher u.a. der an Artesern reiche Bezirk Radkersburg und der Süden des Bezirks Feldbach nicht berücksichtigt. In den Tabellen 16 und 17 ist eine Auswahl der vollständigen Analysen zu den gespannten Wässern im Projektgebiet wiedergegeben – größtenteils handelt es sich dabei um Tiefengrundwässer, wie die Tritiumwerte in Tabelle 17 zeigen. Zur Hydrochemie und Isopenhydrologie der im Einzugsgebiet der Mur liegenden Arteser liegt keine zusammenfassende Studie vor.

Bezüglich des Lösungsinhaltes der gespannten Wässer im NANUTIWA-Gebiet lassen sich folgende Gemeinsamkeiten zusammenfassen (ZOJER et al., 2005: 391–429): Die Leitfähigkeit dieser Wässer kommt größtenteils zwischen 300 und 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ zu liegen. Geringere elektrische Leitfähigkeiten sind gehäuft im oberen Lafnitz- und Pinkatal zu verzeichnen, so z.B. im Bereich Pinkafeld, wo Werte um 150 bis 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ typisch sind, was als Hinweis auf rasch zirkulierende Grundwassersysteme gewertet wird. Die höchsten Leitfähigkeiten bei den für Trinkwasserzwecke genutzten Brunnen betragen um 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$; derartige Vorkommen treten im unteren Lafnitztal gehäuft auf.

Bei den Kationen dominieren im Allgemeinen Natrium und Kalzium, wobei das $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ -Verhältnis mit fortschreitender Genese zunimmt. Dies ist in der Gegend von Stegersbach gut zu beobachten, wo im Norden eine Zone mit Ca^{2+} -Dominanz ausgebildet ist. Nach Südosten zu zeigt eine Zunahme des Na^+ -Gehaltes die fortschreitende Genese an. Bei den Anionen ist allgemein eine Dominanz von Hydrogenkarbonat festzustellen, hingegen sind die Gehalte an Chlorid (zumeist < 10 mg/l) und Sulfat in der Regel gering.

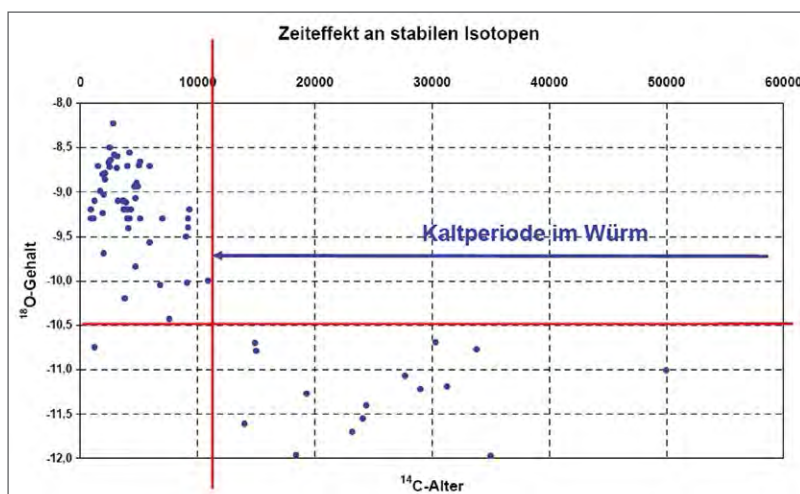


Abb. 19. Zusammenhang Sauerstoff-18-Gehalt ($\delta^{18}\text{O}$ in ‰ SMOW) und Kohlenstoff-14-Alter (Jahre) im NANUTIWA-Projektgebiet aus ZOJER et al. (2005). Zur Erläuterung, siehe Text.

Brunnen-ID	Gemeinde	Endteufe (m unter GOK)	Datum der Probe- nahme	T (°C)	pH	elek. Leitfähig- keit (µS/cm)	Gesamt- härte (°dH)	Karbonat- härte (°dH)
1010	Grafenschachen	60	10.05.1979	11,3	6,15	177		4,2
1011	Grafenschachen	35	05.10.1979	11,3	7	144		2,4
1012	Grafenschachen	60,5	19.05.1980	11,5	6,3	140	3,6	
1013	Grafenschachen	64	10.05.1979	12,4	6,55	240		
1014	Markt Allhau	73,5	30.04.1981	12,3	6,5	350	11,4	11,3
1035	Oberschützen	110	28.08.1978	13	7,4	480	7,4	7,2
1036	Oberschützen	275	23.08.1978	25,7	8	490	2,8	
1058	Untervart	75	07.06.1979	11,9	8,05	255	8,7	8,7
1059	Untervart	75	07.06.1979	11,7	7,88	380	13,7	13,7
1119	Wiesfleck	110	22.10.1985	11,6	7,7	402	13,2	
1120	Pinkafeld	86	31.08.1985	10,1	6,55	213	6,1	
1297	Ollersdorf im Burgenland	82	26.07.1978	14,4	7,5	485	18	18,1
1298	Stegersbach	70	25.07.1978	12,1	7,4	460	20,1	17,8
1305	Bocksdorf	48	28.04.1976	11,7	6,9	445	11,33	14,16
1306	Bocksdorf	29	28.04.1976	11,6	7	508	15,81	17,03
1307	Bocksdorf	69	27.04.1976	12,2	7	493	14,58	16,19
1308	Bocksdorf	42	27.04.1976	12,1	6,9	476	13,4	15,49
1309	Bocksdorf	46	27.04.1976	12,25	7,1	465	12,67	15
1310	Bocksdorf	29	27.04.1976	12,15	7	507	15,76	16,82
1311	Bocksdorf	42	27.04.1976	12,05	6,9	453	12,67	15,21
1319	Rohr im Burgenland	64	29.04.1976	12,4	6,8	487	13,4	15,46
1322	Kukmirn	30,7	04.05.1976	12,1	7,1	602	20,2	18,2
1323	Kukmirn	90	04.05.1976	13,3	7,2	625	15,3	21
1326	Kukmirn	60	04.05.1976	12,1	7,1	572	18,4	19,49
1328	Kukmirn	12	04.05.1976	11,6	7,1	601	18,9	20,19
1331	Heugraben	100	17.05.1976	13,3	7,2	439	8,4	14,37
1334	Heugraben	86	17.05.1976	12,7	7,2	446	9,1	14,34
1335	Litzelsdorf	2436	27.07.1983	17	7,85	333	7,9	10,55
1340	Olbendorf	42	18.05.1976	11,8	7,2	575	19,2	19,28
1349	Mischendorf	65	19.05.1976	12,2	7,3	596	19,6	19,84
1351	Mischendorf	182	19.05.1976	12	7,2	639	21,9	21,59
1353	Mischendorf	293	17.06.1976	11,75	6,9	533	16,1	17,6
1362	Tobaj	95	15.06.1976	14	7,2	812	20,1	26,7
1364	Stegersbach	78	16.06.1976	13,25	7,1	560	18,1	19,2
1365	Stegersbach	76	16.06.1976	13,45	7	514	23,2	17,2
1399	Litzelsdorf	145	09.08.1983	15,6	7,35	398	12,1	13,2
1459	Güttenbach	96	12.08.1982	15,5	7,25	400	10,4	
1487	Stegersbach	64	25.07.1978	12,1	7,7	470	18,3	18,3
1489	Ollersdorf im Burgenland	85	25.07.1978	13	7,7	420	16,4	16,5
1491	Stegersbach	30	26.07.1978	12,7	7,5	480	18,6	18,5
1494	Ollersdorf im Burgenland	83	26.07.1978	13,2	7,6	470	17,9	18,1
1499	Litzelsdorf	22	01.08.1978	11,5	7,7	395	23,9	15,7

Tab. 16.
Teil 1: Ausgewählte hydrochemische Analysen zu den gespannten Wassern des oststeirischen Beckens aus der PRODATA-Datenbank (ZOJER et al., 2005).

O ₂ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	Fe (mg/l)	Mn (mg/l)
	7,5	1,1	13	6,4		92,7	11,9	1,1	4,1	1,5	0,04
	5,8	1,3	6,5	5,9		52,3	22,5	0,7	1,1	2	0
	9,9	1,36	17,6	4,9		87,3	12,8	1		1	0
	9,1	1,5	8,1	8,9		90,9	8,2	0,7	0,8	1,5	0,01
	9,1	0,3	66,5	9,24	0,5	247	19,1	2,9		0,25	0,15
	85	3	32	26		156	34,5	27	1,2		
	89,9	2,7	15	3,2		61,6	20	12,07	13,6	0	
	8,4	0,31	42,1	11,6	0,15	196	1	8	0		
	8,7	0,02	72,5	16	0,15	305	3,8	8,1	0		
	11,7	2,05	83	10,7	0,075	308,1	28	1	2	2,2	0,25
	6,95	1,76	25,78	9,82	0	116,6	26,15	1,5	0	5	0,22
	8	1,6	52	61		395	9	2	3,1		
	4,4	1,2	69	45		389	11,5	3,266	1,9		
	28	2,5	60,1	12,6		308	11	1,8		0,5	
	15	2,5	77,8	21,4		371	11	1,6		0,04	
	18,3	2,6	79	15,3		352	11,5	1,8		0,03	
	21,5	2,7	72,1	14,3		337	10	1,8		0,03	
	23	2,7	64,9	15,6		326	9	2,1		0,02	
1,3	15,3	2,7	87	15,6		366	14	1,8		0,05	
	23	2,5	70,9	11,9		331	5	1,8		0,02	
	19	2,4	58	23		337	7	1,4		0,05	
0,8	13	2,4	80	39	0,4	397	62	1,8	0	0,55	
0,7	52	3,7	81	20	0,6	458	12	11	0	0,55	
	14,5	2,8	82	30		424	8	1,8	5,9	0,09	
	12,6	2,5	79	34		439	6	1,4		0,14	
0,9	54	2,5	45	9		313	9	2,1	1,8	0,02	
	51	2,6	47	11		312	23	1,8		0,13	
	30	1,32	43,5	8	1	230	8	1	10		0,1
0,75	13,4	2,6	80	35		420	17	1,8	14,1	0,06	
	16	2,6	84	34		432	27	2,1	2,8	0,07	
	15	2,7	94	38		470	29	2,1	11,2	0,09	
	14,5	2,2	71	27		383	7	1,4		0,2	
1,5	67	3,2	91	32		583	13	12,4		0,17	
	12,5	2,4	75	33		420	8	0,4		0,05	
	12	2,2	108	35		375	130	1,3		0,07	
	15,5	1,39	67,3	11,7	0,06	288	10,7	1,2	15,3		0,2
	27,5	1,9	74	14,5	1	355	8	1,9	1,9		0,25
	7,586207	1,5625	74,7495	57,42093		398,7805	21,5	3,408	3,10559		
	7,586207	1,5625	61,52304	48,6618		359,1463	15	3,976	0,621118		
	5,747127	1,5625	32,26453	49,75669		347,561	7,5	3,266	1,863354		
	8,045977	1,5625	29,85972	58,88078		393,2927	13	2,414	3,10559		
	6,206897	1,171875	87,97595	51,45985		341,4634	17,5	3,55	1,242236		

Brunnen-ID	Gemeinde	Endteufe (m unter GOK)	Datum der Probe- nahme	T (°C)	pH	elek. Leitfähig- keit (µS/cm)	Gesamt- härte (°dH)	Karbonat- härte (°dH)
1500	Litzelsdorf	211	01.08.1978	13,6	7,5	485	25,7	18,7
1505	Jabing	118	03.08.1978	14,7	7,9	410	14,4	14,4
1509	Litzelsdorf	60	21.08.1978	12,6	7,6	390	18,9	15,6
1511	Königsdorf	104	23.03.1982	14,7	7,99	362	5,3	12
1520	Königsdorf	75	24.03.1982	14	7,97	374	8,4	12,4
1524	Rudersdorf	130	24.03.1982	14	7,99	452	5,3	14,82
1526	Rudersdorf	75	30.03.1982	12,5	8,03	417	6	13,67
1528	Eltendorf	85	30.03.1982	12,7	8,05	442	5	14,7
1530	Rudersdorf	93	25.03.1982	13	7,88	354	5,7	11,2
1539	Rudersdorf	128	26.03.1982	13,5	7,98	354	3,8	11,4
1541	Rudersdorf	127	26.03.1982	13	7,99	373	5	11,8
1759	Mischendorf	60,66	17.06.1976	12,35	6,8	514	15,2	17,4
1761	Mischendorf	53	17.06.1976	12,35	7	538	16,1	18
1920	Neuhaus am Klausenbach	80,2	30.07.1985	19,5	6,8	530	23,9	23,5
1921	Neuhaus am Klausenbach	41,3	30.07.1985	16,3	6,9	520	24,1	22,7
1953	Königsdorf	81	24.03.1982	13,9	7,96	373	9,3	12,4
6040604	Breitenfeld an der Rittschein	107	15.01.2000	10,7	8,06	414	6,49	6,49
6041006	Fehring	63	12.01.2000	9,6	7,89	425	12,73	12,73
6041018	Fehring	85	12.01.2000	11,8	7,85	438	13,47	13,47
6041019	Fehring	87	12.01.2000	13,4	7,82	433	12,63	12,63
6041021	Fehring	99	13.01.2000	12,7	7,78	453	13,44	13,44
6041022	Fehring	64	13.01.2000	12,4	7,73	440	12,37	12,37
6041023	Fehring	125	14.01.2000	13,2	7,68	451	14,56	14,56
6041024	Fehring	80	14.01.2000	12,1	7,72	418	12,26	12,26
6041025	Fehring	80	15.01.2000	12,5	7,75	444	13,33	13,33
6041026	Fehring	70	16.01.2000	11,8	7,86	447	13,77	13,77
6041028	Fehring	80	16.01.2000	11,3	7,77	446	12,98	12,98
6042107	Hohenbrugg-Weinberg	60	16.01.2000	12,1	7,45	559	18,86	18,86
6042110	Hohenbrugg-Weinberg	80	16.01.2000	12,2	7,79	489	15,34	15,34
6042111	Hohenbrugg-Weinberg	90	16.01.2000	12,1	7,76	491	15,43	15,43
6042113	Hohenbrugg-Weinberg	63	16.01.2000	11,8	7,75	501	16,08	16,08
6042114	Hohenbrugg-Weinberg	60	16.01.2000	10,2	7,78	496	15,06	15,06
6042402	Kapfenstein	79	13.01.2000	10,4	7,92	418	13,64	13,64
6042403	Kapfenstein	100	13.01.2000	11,4	7,39	499	16,23	16,23
6042404	Kapfenstein	56	13.01.2000	10,8	7,71	433	13,21	13,21
6042406	Kapfenstein	28,5	13.01.2000	10,5	7,35	600	20,71	20,05
6070201	Buch-Geiseldorf	25	16.07.1980	12,4	7,6	330	7,1	7,1
6074824	Bad Waltersdorf	63	20.10.1986	13	7,4	483	6,7	6,7
6074825	Bad Waltersdorf	76	20.10.1986	14,2	7,4	515	6,1	6,1
6074827	Bad Waltersdorf	80	20.10.1986	13,9	7,4	522	6,85	6,85
6074828	Bad Waltersdorf	45	20.10.1986	12,4	7,4	415	5,8	5,8

Tab. 16.
Teil 2: Ausgewählte hydrochemische Analysen zu den gespannten Wässern des Oststeirischen Beckens aus der PRODATA-Datenbank (ZoJER et al., 2005).

O ₂ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	Fe (mg/l)	Mn (mg/l)
	8,965517	1,5625	84,96994	59,85402		406,7073	13	3,408	2,484472		
	12,41379	1,5625	51,90381	31,38686		314,0244	12,5	2,84	7,453416		
	6,436781	1,171875	81,36272	33,09002		339,6342	9	7,384	74,53416		
	57	1,8	23	9		260	2	1,8	3,7	0	
	42,5	1,97	37	14		270	8	0,9	4,4		
	86	1,9	26	7,5		323	6	6,8	3,8		
	70	1,9	28	9		298	6	5	3,5		
	80	1,53	27,5	5,5		320	1	5,2	3,6		
	50	1,7	32	5,5		245	8	1	4,7	0,1	
	70	1,54	19	5		250	10	1,3	3,7		
	63	1,75	31	3		257	12	1,3	4,4		
	27	2,1	86	14		380	20	0,7	0	0,03	0
	20	2,1	79	22		392	11	1,3	0	0,09	0
	13,4	4	90,7	48,9	0,5	512	35,5	5	0		0,03
	11,7	3,9	114,4	35,3	1,2	495	40,4	5	0		0,03
	30	1,94	40,5	15,5		270	8	0,8	3		
	60	1	25	13	0,1	311	5	2	3,5	0,07	0
1,23	20,6	8,7	54	22,5	0	327	4	2,8		0,04	0
0,7	12,4	1	56	24,5	0,3	332	5,5	2,5		0,12	0
1,4	16	3	50	24,5	0,1	326	5	3,2		0,04	0
1,2	14,6	1	55	25	0,1	330	5	2,6	4,5	0,1	0
1,1	15,5	1	49,8	23,5	0,3	310	4,7	2,4		0,1	0
1,4	12,8	1	63	25	0,2	340	3,9	2,5	3,7	0,5	0
1,2	17,5	1	49	23,5	0,25	310	4	2,4		0,2	0
1,1	16	1	55	24,5	0,2	325	5	3,2		0,4	0
1,1	11,5	1	56	25,8	0	337	6	2,9		0,3	0
0,9	20	1	55	23	0,3	334	6,3	2,5		0,2	0
1,1	10	1	69	40	0,1	437	2	3,5		0,1	0
0,8	27	23,5	57	32	0,25	372	5,6	35	2	0,15	0
1,2	19,5	8,3	56	33	0,25	371	9,3	12,5		0,1	0
2,2	12,9	1	59	34	0,2	388	4,5	5		0,15	0
	16	11,3	55	32	0,1	383	3,9	17,2	2,5	0,07	0
	9,5	4,5	60	22,8	0	308	11,3	4	3,5	0,04	0
0,13	8	2,9	70	28	0	370	10,5	4,7	2,5	0,4	0
1,37	10	5,8	50	27	0,1	299	24,8	2,4	3	0,15	0
0,98	9,6	1	95,6	31,9	0	437	21,2	7,2	2,7	0,3	0
0,4	44	2	36,5	9,2	0,7	275	0,1	3	0,05	0,12	0,09
1	79	2	37,6	6,2	0,58	329	9,8	10	1,5	0,27	0,01
0,3	93	2	36	4,7	0,52	351	2,7	17	0,7	0,15	0,01
0,7	89	2	38,4	6,3	0,52	360	1,5	16	1,1	0,24	0,01
3,2	65	1,8	32	5,6	0,5	281	8,1	7	1,4	0,27	0,01

Brunnen-ID	Gemeinde	Endteufe (m unter GOK)	Datum der Probenahme	Tritium (TU)	Deuterium (δ ‰)	O-18 (δ ‰)	C-14 (% modern)	C-14-Alter (Jahre)	C-13 (δ ‰)
1014	Markt Allhau	73,5		0,11	-69,25	-9,66	20,9	8.000	-13,95
1057	Untervart	63	28.08.2001	0,4	-80,72	-11,07	1,24	27.700	-8,8
1238	Oberwart	148,5	26.11.1993	0,3	-64,1	-8,94	31,4	4.900	-14,24
1985	Minihof-Liebau	161	28.08.2001	0,1	-67,77	-9,69	56,87	2.000	-14,5
1997	Heiligenkreuz im Lafnitztal	163,5	28.03.2001	0,1	-77,24	-10,75	7,39	1.200	-8,18
2001	Heiligenkreuz im Lafnitztal	109,8	28.03.2001	0,2	-73,64	-10,43	23,24	7.600	-14,54
2004	Heiligenkreuz im Lafnitztal	98	28.03.2001	0,2	-77,78	-10,79	5,6	15.000	-8,24
2005	Mogersdorf	10,2	04.09.1997	0	-84,6	-11,96	4,47	18.400	-10,35
2020	Kemeten	150	01.03.2001	1,5 ±	-64,54	-8,99	46,09	1.700	-14,16
2026	Stegersbach	198	22.12.1997	0,1 ± 0,3	-81,9	-11,55	2,52	24.100	-11,58
2030	Markt Allhau	168	28.02.2001	1	-78,16	-10,7	9,12	14.900	-13,85
2035	Untervart	172,5	29.08.2001	0,3	-65,41	-9,07	26,46	4.700	-11,7
2040	Pinkafeld	165	29.08.2001	0,1	-86,86	-11,97	0,94	35.000	-16,2
2044	Pinkafeld	160	01.03.2001	0,47	-61,13	-8,66	29,66	5.100	-13,66
6050202	Kapfenstein	200	17.12.1996	0	-76,2	-10,76			
6050202	Kapfenstein	200	16.11.2000	1,6 ± 0,1	-76,06	-10,73			
6050203	Blumau	232	16.11.2000	0,1 ± 0,1	-76	-10,69	0,89	30.300	-8,67
6050205	Blumau	60	14.11.1978	0,1 ± 0,2	-64,7	-9,3	33,7 ± 0,9	4.000	-13,6
6050502	Grosssteinbach	65	20.06.2002	0,3 ± 0,1	-71,81	-10,05	16,5	6.800	-9,4
6050505	Grosssteinbach	88,2	20.06.2002	0,16	-65,14	-9,41	24	4.100	-9,8
6050604	Grosswilfersdorf	80	22.11.1982	0,3 ± 0,2	-83,5	-11,4	2,4 ± 0,7	24.400	-11,5
6050640	Grosswilfersdorf	24	14.11.1978	1,4 ± 0,2	-64,4	-9,3	47,8 ± 1,1	1.100	-13,6
6050823	Ilz	75			-66,4	-9,3	19	7.000	-11,1
6070703	Grafendorf	182	22.08.1973	0,1 ± 0,3	-61,5	-8,72	43,1 ± 1	2.500	-11,6
6070703	Grafendorf	182	13.06.2000	0 ± 0,1	-61,48	-8,79	21,35 ± 0,32	2.100	-5,48
6070765	Grafendorf	125	29.11.2000	0,1 ± 0,1	-63,99	-8,94	36,2 ± 0,49	4.600	-15,8
6070779	Grafendorf	36	01.07.1967	0,9 ± 0,3	-64,2	-8,19	32,2 ± 1		
6071102	Hartberg Umgebung	100		0,07	-69,36	-9,64	10	13.000	-11,99
6071105	Schoeneggg bei Poellau	200		0,01	-60,85	-8,6	51,8	2.100	-16,76
6073201	St.Johann in der Haide	46		0,75	-67,7	-9,46	38,2	3.200	-14,16
6073202	St.Johann in der Haide	200		0,48	-68,58	-9,71	16,7	9.500	-13,23
6074806	Bad Waltersdorf	150	27.03.2001	0,1 ± 0,1	-63,48	-8,87			
6074807	Bad Waltersdorf	150	16.11.2000	0,2 ± 0,1	-76,66	-10,77	0,53 ± 0,14	33.800	-7,92
6171801	Hirnsdorf	200	16.11.2000	0 ± 0,1	-84,41	-11,22	0,91 ± 0,14	29.000	-7,88
6171802	Hirnsdorf	58	28.02.2001	0,2 ± 0,1	-64,46	-9,12	32,94	3.900	-13,23
6171803	Hirnsdorf	144	16.11.2000	0 ± 0,1	-88,7	-11,61	7,38 ± 0,21	14.000	-10,02
6172502	Labuch	85		0	-85,41	-11,75	1,5	28.000	-10,95

Tab. 17. Ausgewählte Isotopenanalysen zu den gespannten Wässern des Oststeirischen Beckens aus der PRODATA-Datenbank (ZOJER et al., 2005).

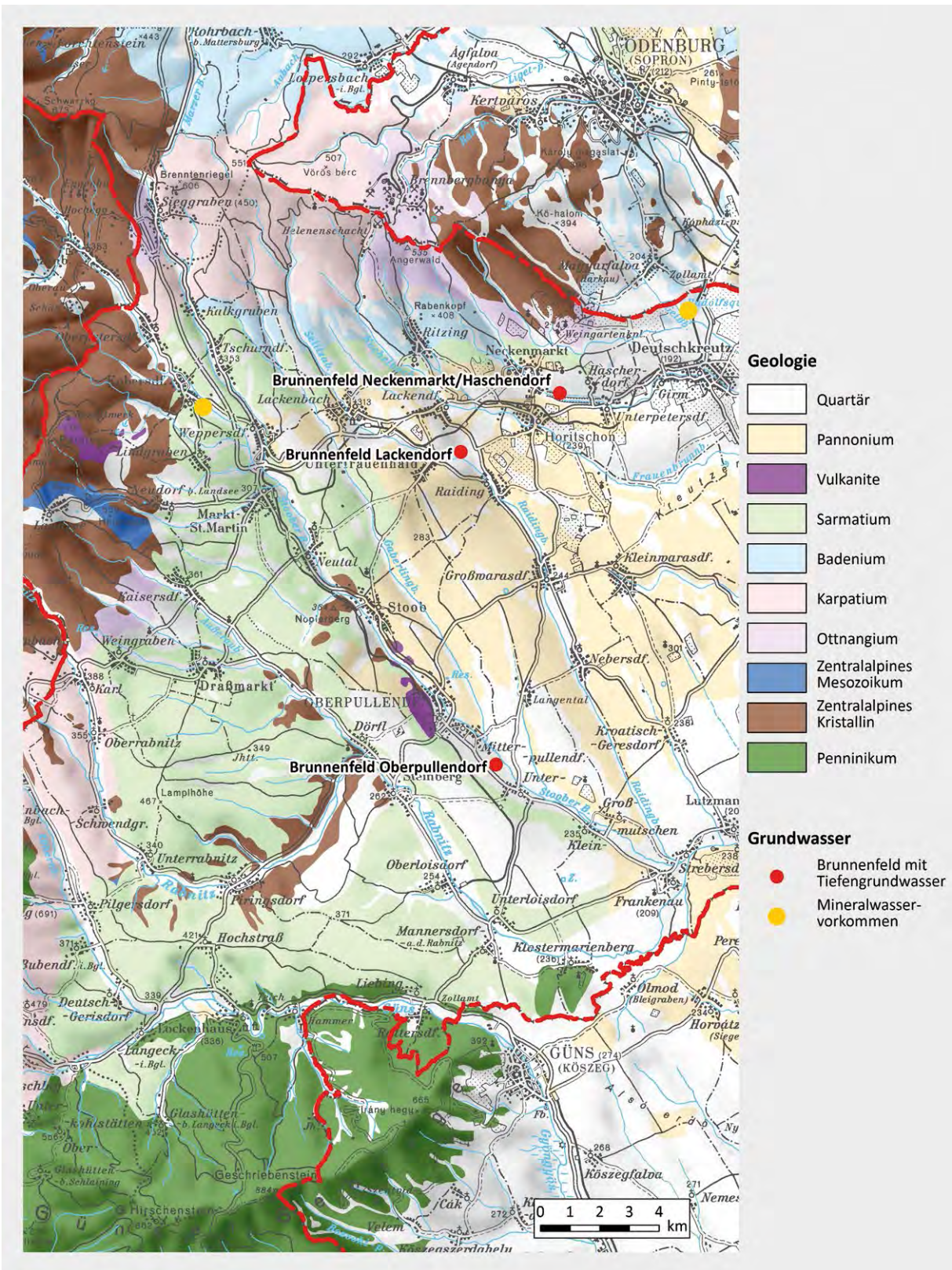


Abb. 20. Geologie des Oberpullendorfer Beckens, verändert nach PASCHER et al. (1999), und Erschließungen von tiefen Grundwässern nach SCHROFFENEGGER et al. (1999).

Chlorit-Konzentrationen zwischen 10 und 50 mg/l sind in der Regel Restbestände eines marinen Ablagerungsmilieus, Chloritgehalte im Bereich von 50–200 mg/l weisen auf einen verstärkten solchen Einfluss hin. Der Nitratgehalt ist zumeist gering.

Da in den gespannten Grundwässern in der Regel reduzierende Bedingungen bzw. Sauerstoffmangel vorliegen, ist das Auftreten von H₂S möglich. Weiters resultiert aus dem geringen Sauerstoffgehalt oftmals auch ein erhöhter Mangan- und Eisengehalt der Wässer, der dann bei Sauerstoffkontakt ausfällt.

Der Großteil der pH-Werte der gegenständlichen Wässer liegt zwischen 7 und 8. Mancherorts sind die gespannten Wässer durch aus größerer Tiefe aufsteigendes CO₂ beeinflusst, was sich in geringen pH-Wert (< 6,5) niederschlägt. Ein Beispiel dafür liefern die Arteser im Raum Bad Tatzmannsdorf.

Die trinkbaren Tiefengrundwässer des Oststeirischen Beckens weisen mit zunehmender Tiefe erhöhte Temperaturen auf. Dies trifft besonders auf die zwei Tiefbrunnen der Wasserversorgung der Stadtgemeinde Fürstenfeld zu, bei denen die Wassertemperatur über 20 °C zu liegen kommt (ZOJER et al., 2005: 421).

Die aufgrund der Umweltisotope bestimmten Verweildauern liegen laut ZOJER et al. (2005: 408–418) zwischen rezenten Altern (hohe Tritiumgehalte) und 50.000 Jahren (Kohlenstoff-14-Modellalter). Dabei lässt sich keine eindeutige geografische Gliederung der Wässer feststellen. Es besteht lediglich die Tendenz, dass die untersuchten Wässer im westlichen Teil des Projektgebietes generell etwas jünger sind. Wässer mit einem Tritiumgehalt unter 2 TU wurden in der NANUTIWA-Studie als tritiumfrei bewertet und eine Verweildauer von mindestens 50 Jahren angenommen. Hervorzuheben ist der Umstand, dass alle Wässer mit einem Kohlenstoff-14-Modellalter unter 10.000 Jahren besonders niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aufwiesen, nämlich unter 10,5 ‰ (Abb. 19). Im Projektgebiet werden Werte unter -11 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ als ein ziemlich sicherer Nachweis für eiszeitliches Tiefengrundwasser angesehen.

2.2 Oberpullendorfer Becken

Das Oberpullendorfer Becken, in der älteren Literatur auch als Landseer Bucht bezeichnet, ist ein neogener Senkungsraum im ostalpinen Kristallin und Penninikum, der im Norden vom Ödenburger Gebirge, im Westen von der Buckligen Welt und im Süden vom Günser Gebirge umgrenzt wird. Nach Osten geht es über in die Kleine Ungarische Tiefebene (Kisalföld). An der Oberfläche wird der zentrale Teil des Beckens von Sedimenten des Pannoniums eingenommen, am Beckenrand treten Ablagerungen des Sarmatiums, Badeniums, Karpatiums und Ottnangiums zutage (Abb. 20). In den Sedimenten des Pannoniums, aber auch des Sarmatiums, werden durch zentrale Wasserversorgungsanlagen trinkbare Tiefengrundwässer erschlossen. Diese werden von SCHROFFENEGGER et al. (1999) in einer Grundwasserhöflichkeitsstudie zum mittleren Burgenland ausführlich beschrieben:

Sowohl die Brunnenfelder des Wasserverbandes Mittleres Burgenland in Neckenmarkt/Haschendorf mit acht Brunnen und Lackendorf mit drei Brunnen, als auch der 1996 errichtete Brunnen 1 der Stadtgemeinde Oberpullendorf in

Mitterpullendorf erschließen für die zentrale Trinkwasserversorgung Tiefengrundwasser, wie aus den in SCHROFFENEGGER et al. (1999) angeführten und in Tabelle 18 wiedergegebenen Isotopenanalysen hervorgeht. Die untersuchten Wässer weisen hier – mit Ausnahme des Brunnens 4 in Neckenmarkt – Tritiumgehalte unter 2 TU auf und sind daher aus Sicht der vorliegenden Studie als Tiefengrundwasser zu bezeichnen.

Die Wässer der Brunnenfelder Lackendorf und Neckenmarkt/Haschendorf werden aus Sedimenten des Pannoniums entnommen, lediglich der Brunnen 4 in Neckenmarkt fördert sein Wasser „aus kalkigen Sedimentabfolgen des Sarmat“ (SCHROFFENEGGER et al., 1999: 28). Angaben zu den Tiefen der Brunnen – diese betragen maximal etwa 120 m – und der Lage der Filterstrecken können Tabelle 18 entnommen werden. Die maximale Gesamtergiebigkeit des Brunnenfeldes Lackendorf wird mit 75 l/s beziffert, bei freiem Überlauf treten hier insgesamt 7 bis 8 l/s aus. Das Brunnenfeld Neckenmarkt/Haschendorf weist eine maximale Fördermenge von 60 l/s und einen freien Überlauf von 3 bis 5 l/s auf; dabei stammen 25 l/s aus Sedimenten des Sarmatiums (Brunnen 4). Langzeitpumpversuche ergaben für das Brunnenfeld Lackendorf kf-Werte von $1 \cdot 10^{-4}$ bis $6 \cdot 10^{-5}$ m/s und für das Brunnenfeld Neckenmarkt kf-Werte zwischen $1 \cdot 10^{-5}$ bis $1 \cdot 10^{-6}$ m/s (SCHROFFENEGGER et al., 1999: 28–29). Für das in Mitterpullendorf liegende Brunnenfeld der Stadtgemeinde Oberpullendorf geben SCHROFFENEGGER et al. (1999: 259) eine maximale Gesamtergiebigkeit von 15 l/s an.

Tabelle 18 enthält neben den Isotopenwerten auch ausgewählte hydrochemische Analysen aus SCHROFFENEGGER et al. (1999). Das Mischwasser der Brunnen des Brunnenfeldes Lackendorf zeigt mit einer elektrischen Leitfähigkeit von etwas über 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ eine sehr geringe Gesamtmineralisierung. Die Gesamtmineralisierung der Wässer des Brunnenfeldes Neckenmarkt/Haschendorf ist mit elektrischen Leitfähigkeiten zwischen 335 und 535 etwas höher, „wobei tendenziell eher geringer mineralisierte Wässer die obersten Grundwasserstockwerke ab etwa 45 m [u.] GOK kennzeichnen“ (SCHROFFENEGGER et al., 1999: 314–315). Der Brunnen 1 der Stadtgemeinde Oberpullendorf in Mitterpullendorf weist eine ähnlich hohe Gesamtmineralisierung auf (Tab. 18).

2.3 Eisenstädter Becken und angrenzende westpannonische Randbereiche

2.3.1 Baumgartenberg

Die Ortschaft Baumgartenberg liegt im Eisenstädter Becken (auch bekannt als Eisenstadt-Sopron-, Wulka- oder Mattersburger Becken), einem neogenen Senkungsraum, der im Süden vom Ödenburger, im Westen vom Rosalien- und im Norden vom Leithagebirge sowie um Osten vom Ruster Höhenzug umgeben ist. Die neogene Beckenfüllung tritt im Süden hauptsächlich in Form von Sedimenten des Badeniums und Sarmatiums zutage, während der Norden vorwiegend von pannonischen Ablagerungen eingenommen wird (Beilage 1). Im Rahmen des Bund-Bundesländer-Kooperationsprojekts BA 9 „Tiefengrundwässer im Modelleinzugsgebiet Mattersburger Becken“ wurde im Jahr 1998 nach eingehenden Voruntersuchungen nahe dem Paulanerkloster Baumgarten eine Tiefbohrung

	Lackendorf, Brunnen 1	Lackendorf, Brunnen 3	Neckenmarkt/Haschendorf, Brunnen 4	Neckenmarkt/Haschendorf, Brunnen 5	Neckenmarkt/Haschendorf, Brunnen 6	Neckenmarkt/Haschendorf, Brunnen 7	Neckenmarkt/Haschendorf, Brunnen 8	Oberpullendorf, Brunnen 1
Probenahme Isotope	07.10.1997	23.05.1997	07.10.1997	23.05.1997	23.05.1997	23.05.1997	23.05.1997	25.03.1997
Probenahme Hydrochemie		November 1998	August 1998	August 1998	August 1998	August 1998	August 1998	07.08.1996
Endteufe (m unter GOK)	92,0	95,0	119,00			120,3		ca. 69
Filterstrecken (m unter GOK)	42,0–52,0 59,5–89,5					77,0–94,0 100,0–111,0		
Wassertemperatur (°C)		11,4	11,9	14	13,8	14,6	13,8	12,1
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)		203	525	535	426	530	446	480
Gesamthärte (°dH)		4,1	14,2	14,6	11,2	14,2	11,8	13,0
Karbonathärte (°dH)		4,1	12,6	13,6		13,7		12,0
pH		6,7	7,2	7,1	7	7,3	7	6,5
δ ¹⁸ O (‰)	-10,06	-9,88	-10,06	-10,26	-10,17	-10,37	-10,21	-9,80
³ H (TU)	0,9 ± 0,2	1,8 ± 0,5	5,9 ± 0,4	1,0 ± 0,4	0,0 ± 0,3	0,2 ± 0,4	0,0 ± 0,3	0,9 ± 0,4
Na ⁺ (mg/l)		7	8	10	10	10	9	10,1
Ca ²⁺ (mg/l)		20	77	77	57	74	61	67
Mg ²⁺ (mg/l)		6	15	17	14	17	14	16
K ⁺ (mg/l)		< 1	2	2	1	2	1	2
NH ⁴⁺ (mg/l)		< 0,03	< 0,05	0,05	< 0,05	0,05	< 0,05	< 0,05
Fe ²⁺ (mg/l)		< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	0,79
Mn ²⁺ (mg/l)		< 0,03	< 0,03	0,09	< 0,03	0,05	< 0,03	0,12
Cl ⁻ (mg/l)		5	6	5	2	4	2	4
SO ₄ ²⁻ (mg/l)		10	27	42	15	39	17	34
HCO ₃ ⁻ (mg/l)		90	274	296	257	297	268	262
NO ₃ ⁻ (mg/l)		13	18	2	< 1	1	< 1	< 1
NO ₂ ⁻ (mg/l)		0,01	< 0,01	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,02

Tab. 18.

Hydrochemische und Isotopenanalysen von tiefen Trinkwasserbrunnen im Oberpullendorfer Becken nach SCHROFFENEGGER et al. (1999).

abgeteuft. Diese erreichte eine Endteufe von 91 m unter GOK, wobei zwischen 70,5 und 72 m sowie 82 und 86 m unter GOK wasserhöfliche Horizonte aus sandigen Kiesen angetroffen wurden. Zwischen 29,2 und 82 m unter GOK wurden mehrere Proben mikropaläontologisch untersucht, diese können dem mittleren Sarmatium zugeordnet werden. Der Ruhegrundwasserspiegel lag bei 1,6 m unter GOK. Pumpversuche ergaben einen kf-Wert von $4,1 + 10^{-5}$ m/s (BIEBER et al., 1999: 6–28). Aufgrund des Tritiumgehaltes von $1,0 \pm 0,1$ TU (Tab. 19) kann das ange-troffene Wasser als Tiefengrundwasser eingestuft werden.

In der Folge wurde in Baumgarten eine aus zwei Brunnen bestehende Brunnenanlage errichtet. Laut dem digitalen Wasserbuch des Burgenlandes (Postzahl EU-91, abgerufen am 19.03.2014) beträgt der Gesamtkonsens für diese Anlage 15 l/s.

2.3.2 Seewinkel

Im Seewinkel, dieser befindet sich östlich des Neusiedlersees, sind vor allem unterhalb des SW-Abfalls der Parndorfer Platte zwischen Neusiedl am See und Mönchhof zahlreiche Brunnen bekannt, die gespanntes, häufig sogar artesisch gespanntes Tiefengrundwasser erschlie-

ßen (Abb. 21). Eine umfassende hydrogeologische Beschreibung dieses Vorkommens – inklusive Hydrochemie und Bakteriologie – wurde erstmals von TAUBER et al. (1959) erstellt. Demnach ist im Seewinkel und der angrenzenden Parndorfer Platte – beide „stellen in hydrogeologischer Beziehung eine untrennbare Einheit dar“ (TAUBER et al., 1959: 228) – in den Sand- und Kieshorizonten des Pannoniums ein gespanntes bis artesisch gespanntes Grundwasserstockwerk ausgebildet.

Die von altquartären Terrassenschottern bedeckte Parndorfer Platte – sie kommt als Einzugsgebiet der Tiefengrundwässer des Seewinkels in Frage – liegt etwa 30 bis 60 m höher als die von jungquartären Schottern bedeckte Ver-ebnungsfläche des Seewinkels. Dabei ist die Parndorfer Platte tektonisch gekippt und liegt im Westen 30 m höher als im Osten. Die Grenze zwischen der Parndorfer Platte und dem Seewinkel bildet ein von Neusiedl am See über Gols, Weiden und Mönchhof bis Halbturn fast geradlinig verlaufender Wagram. Die Schichten des überwiegend aus Tonmergeln bestehenden Pannoniums fallen generell flach nach Südosten ein. Während das Pannonium von seiner Basis bis in den tieferen Anteil der Zone F arm an Sanden ist, treten im höheren Pannonium F Sandlagen häufiger auf. Im Pannonium G sind aufgrund des Auftretens

Probeförderung Baumgarten	
Datum der Probenahme	18.06.1998
Wassertemperatur (°C)*	12,5
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)*	710
pH*	7,0
Gesamthärte (°dH)	20,63
Karbonathärte (°dH)	18,13
δ ¹⁸ O (‰)	-10,54
³ H (TU)	1,0 ± 0,1
Na ⁺ (mg/l)	6,10
Ca ²⁺ (mg/l)	85,0
Mg ²⁺ (mg/l)	38,0
K ⁺ (mg/l)	1,40
Sr ²⁺ (mg/l)	0,21
Li ⁺ (mg/l)	< 0,02
Cl ⁻ (mg/l)	1,8
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	55,0
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	395,0
NO ₃ ⁻ (mg/l)	0,1
F ⁻ (mg/l)	0,085
H ₂ SiO ₃ (mg/l)	16,50

Tab. 19.
Hydrochemische und isotopehydrologische Analysen zur Probeförderung Baumgarten nach BIEBER et al. (1999). Die mit einem Stern gekennzeichneten Werte gehen auf die in dieser Arbeit auf Seite 22 gemachten Angaben zurück, die weiteren Parameter sind ihrem Anhang C entnommen.

von zahlreichen Kieshorizonten die Erfolgchancen für die Erschließung von gespannten Grundwässern am besten. „In der Zone H nimmt die Bildung von Sand- und Kieshorizonten wieder ab“ (TAUBER et al., 1959: 231). Die Sedimente der Zonen E bis G enthalten fein verteiltes Eisensulfid, nämlich in besonderem Ausmaß dort, wo gehäuft lignitische Horizonte zu verzeichnen sind. Aufgrund ihrer graublauen bis hellblauen Färbung werden sie unter dem Begriff „blaue Serie“ zusammengefasst. Darüber folgt das Eisenoxid führende Pannonium H, die sogenannte „gelbe Serie“ (TAUBER et al., 1959: 229–232).

Zwischen dem SW–NE gerichteten Neusiedler Bruch (200 m Sprunghöhe; Abb. 22) und dem in gleicher Richtung verlaufenden Mönchhofer Bruch (100 m Sprunghöhe) sind laut TAUBER et al. (1959: 233) im Bereich der W–E verlaufenden Golser Synklinale (Abb. 21) die besten Voraussetzungen für das Erschließen von artesischem Wasser gegeben. „Auch die Strukturbohrungen der SMV [Sowjetische Mineralölverwaltung] stießen hier in mehreren Horizonten auf artesisches Wasser.“

Tabelle 20 enthält hydrochemische Analysen zu den Artesern des Seewinkels aus TAUBER et al. (1959: 238–269). Es sei darauf hingewiesen, dass bei den Brunnen Untere Hauptstraße 126 und 132 sowie Wassergasse 1 hohe Nitratgehalte zu verzeichnen waren (42,5, 31,5 und 52 mg/l), obwohl beim Großteil der Arteser kein Nitrat messbar war. TAUBER et al. (1959: 255) vermuten, dass dieses Nitrat mit Lignit führenden Horizonten in Zusammenhang stehen könnte.

Es sei darauf hingewiesen, dass die gegenständlichen gespannten bis artesisch gespannten, zumeist gering mineralisierten Grundwasserhorizonte von Mineralwasservorkommen unterschiedlicher Herkunft umgeben werden. Die verschiedenen im Raum Neusiedlersee auftretenden Mineralwassertypen und ihre Genese werden in TAUBER (1963) eingehend beschrieben. Demnach handelt es sich vor allem um seicht liegende Bitterwässer und um in der Tiefe auftretende Wässer mit höheren Gehalten an Natrium und Chlorid. Folgende Prozesse können zu einer lokal sehr unterschiedlichen Ausprägung des Lösungsinhaltes dieser Mineralwässer führen: Migration, Sulfat reduzierende Bakterien, CO₂-Entgasung im oberflächennahen Bereich, Einträge von Luftsauerstoff und Huminsäuren durch Sickerwässer, Oxidation von Pyrit in den Sedimenten des Pannoniums, Oxidation von organischem Material, Ionenaustausch und an Störungen aufsteigendes CO₂.

Den Beleg dafür, dass es sich bei den gespannten bzw. artesisch gespannten Wässern des Seewinkels tatsächlich um Tiefgrundwässer handelt, lieferten BOROVIČZÉNY et al. (1992) mit den Isotopendaten in ihrer Wasserhaushaltsstudie zum Neusiedlerseegebiet. Tabelle 21 enthält ausgewählte Analysen und Altersangaben dazu. Bezüglich der δ¹⁸O-Werte stellten BOROVIČZÉNY et al. (1992: 75) fest, dass Werte zwischen -12,0 ‰ und -10,5 ‰ δ¹⁸O im Neusiedlerseegebiet auf eine eiszeitliche Grundwasserneubildung hinweisen, während sich die δ¹⁸O-Werte der jüngeren Grundwässer zwischen -10,0 ‰ und -9,0 ‰ δ¹⁸O bewegt. Es sei darauf hingewiesen, dass zur Zeit der in den 1980er Jahren durchgeführten Wasserhaushaltsstudie nur mehr ein Teil der bei TAUBER et al. (1959) angeführten Arteser frei überlief: „*Sehr charakteristisch für die eingetretenen Veränderungen ist die bei den durchgeführten Felduntersuchungen festgestellte Tatsache, daß von den durch Tauber (1958), dokumentierten 99 frei ausfließenden artesischen Wasseraustritten 1985 bei 51 Brunnen der artesischen Druck so weit abgesunken ist, daß nunmehr ein freier Überlauf fehlt*“ (BOROVIČZÉNY et al., 1992: 97). Des Weiteren ist anzumerken, dass in BOROVIČZÉNY et al. (1992) keine hydrochemischen Analysen enthalten sind. Bezüglich der gegenständlichen Tiefgrundwässer sind in dieser Arbeit nur auf S. 77 Angaben zur Leitfähigkeit zu finden. Demnach ist das Wasser von BL P3 geringer mineralisiert (Juni/Juli 1981 485 µS/cm und Dezember 1981 572 µS/cm) während BL I3 einen deutlich höheren Lösungsinhalt aufweist (2.820 µS/cm bzw. 3.210 µS/cm). Das heißt, dass die von BOROVIČZÉNY et al. (1992) untersuchten Tiefgrundwässer (Tab. 21) nicht alle trinkbar sein müssen.

Initiiert durch WALTER H. KOLLMANN (Geologische Bundesanstalt) wurden im Rahmen einer Diplomarbeit die unterschiedlichen Grundwassertypen des Neusiedlerseegebiets einer neuerlichen hydrochemischen Untersuchung unterzogen (WURM, 2000). Dabei wurden im Seewinkel zwölf Tiefgrundwasseraustritte (artesisch frei überlaufende Bohrungen und Quellen) beprobt. Tabelle 22 enthält eine Auswahl der neuen Analysen. WURM (2000: 81) führt an, dass diese Tiefgrundwässer größtenteils eine sehr ähnliche Beschaffenheit aufweisen. Typisch sind u.a. eine etwas erhöhte Temperatur und ein geringer Nitratgehalt. Nur die Lokalitäten Sandeck und Neudegg wichen aufgrund der höheren Temperatur sowie des höheren Gehalts an Natrium, Strontium und Hydrogencarbonat von den anderen etwas ab. Auffällig waren auch der erhöhte Ammonium-, Lithium- und Arsengehalt in Sandeck.

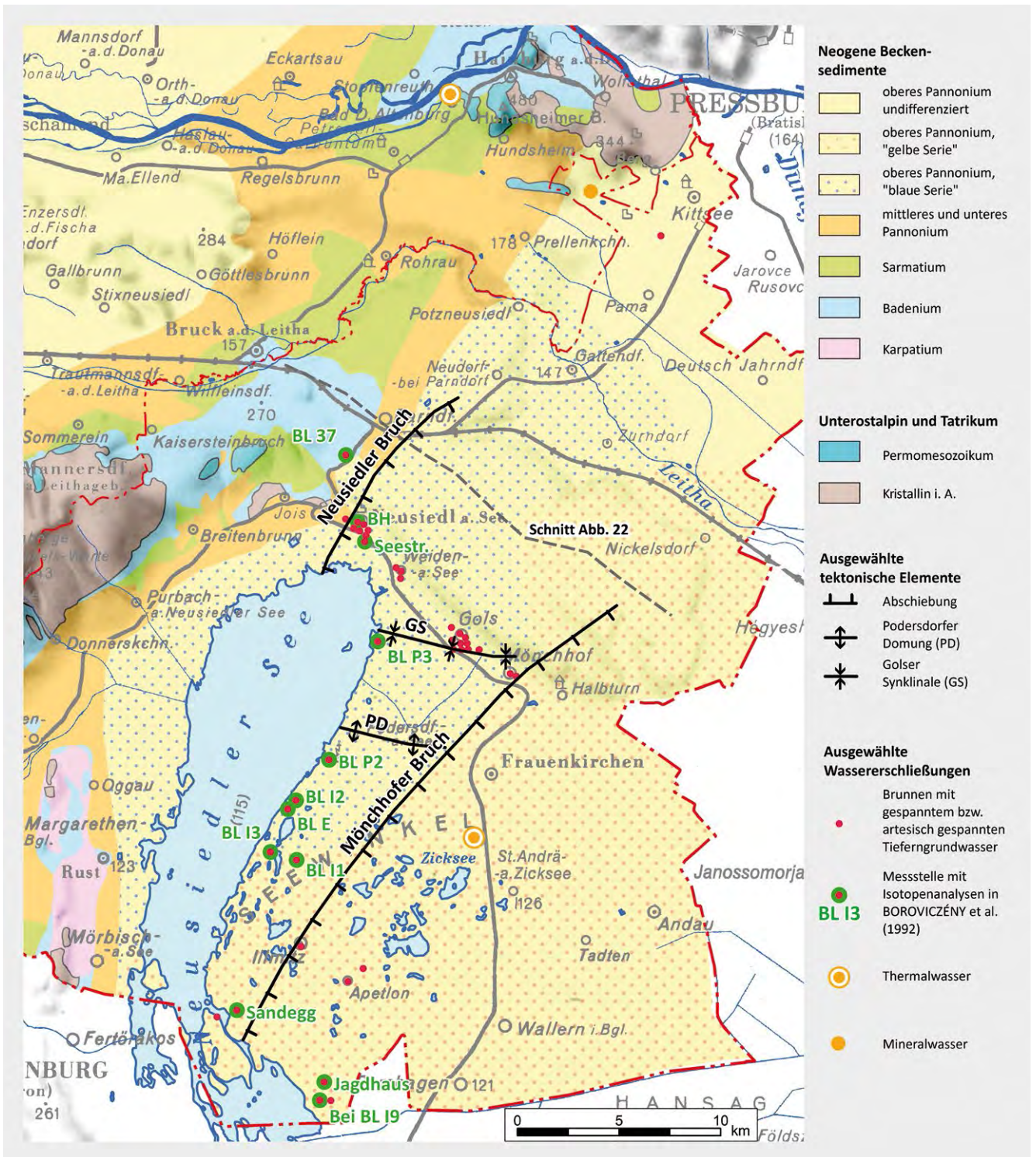


Abb. 21. Geologie des Seewinkels, Quartär abgedeckt (vgl. Beilage 1), ergänzt um ausgewählte tektonische Elemente aus TAUBER et al. (1959) und Erschließungen von tiefen Grundwässern nach TAUBER et al. (1959), BOROVIČZÉNY et al. (1992), WURM (2000), SCHUBERT et al. (2003) und KOLLMANN et al. (2010). Grün hinterlegt und beschriftet sind die Probenahmestellen zu den Isotopenanalysen in Tabelle 21.

Brunnen	Datum der Probenahme	Wassertemperatur (°C)	Ergiebigkeit (l/s)	Tiefe (m)	pH	elektrische Leitfähigkeit (µS/cm, bezogen auf 18 °C)	Gesamt- härte (°dH)	Karbonat- härte (°dH)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Fe ³⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)
Neusiedl am See, Hauptplatz 30	25.11.1957	10,1	0,004	138	6,40	3.696 (10.11.1959)	102,5	102,5	383	212	7,4	3.517	30	15	< 2	8
Neusiedl, Klostergarten	20.10.1953	12,5	15	56	7,5	486	16,8	14,7	72	29	0,74	321	51	6	< 2	< 0,125
Weiden am See, Bundesforstgarten	17.02.1954	15,9	1,25	125	7,2	433	14,1	13,9	67	20	0,98	303	58 (24.05.1954)	8	< 2	< 0,1
Weiden am See, Milchgenossenschaft	21.05.1958	17,4	0,7	162	7,3	403	12,3	12,3	53	21	0,70	281	33	1	< 2	< 0,1
Gols, Bahnhof	11.12.1957	12,1	0,1	27	7,32	567	18,0	17,1	84	27	0,51	372	50	11	< 2	< 0,1
Gols, Bahngasse 7	11.12.1957	11,8	0,04	22	7,21	550	18,1	16,7	78	31	0,45	364	50	10	< 2	< 0,1
Gols, Bahngasse 9	11.12.1957	11,8	0,02	22	7,30	552	18,8	16,7	80	33	0,54	364	40	9	< 2	< 0,1
Gols, Bahngasse 12	11.12.1957	11,8	0,09	22	7,24	554	18,7	16,7	82	32	0,46	364	40	10	< 2	< 0,1
Gols, Bahngasse 21	05.02.1958	11,8	0,07	—	7,41	575	17,8	17,1	76	31	0,43	373	45	9	< 2	< 0,1
Gols, Bahngasse 11	12.02.1958	11,7	0,08	23	7,27	548	18,5	16,6	77	34	0,59	362	50	9	< 2	< 0,1
Gols, Bahngasse 17	12.02.1958	12,1	0,05	23	7,30	558	18,0	17,0	76	32	0,87	371	45	10	< 2	< 0,1
Gols, Triftgasse 7	12.02.1958	12,2	0,15	22	7,30	622	18,7	17,7	77	34	0,43	386	50	9	< 2	< 0,1
Gols, Triftgasse 30	12.02.1958	12,2	0,1	24,5	7,30	566	18,6	17,0	78	33	0,46	371	55	9	< 2	< 0,1
Gols, Triftgasse 34	12.02.1958	12,1	0,08	18	7,34	575	18,5	17,1	76	35	0,39	372	50	10	< 2	< 0,1
Gols, Triftgasse 38	12.02.1958	12,1	0,1	24	7,32	560	17,6	17,0	74	32	0,59	371	55	10	< 2	< 0,1
Gols, Untere Hauptstraße 101	09.01.1958	11,5	0,1	23	7,64	579	18,3	17,1	81	30	0,43	373	60	10	< 2	< 0,1

Tab. 20.

Teil 1: Hydrochemie zu ausgewählten artesischen Brunnen im Seewinkel aus TAUBER et al. (1959). Der Chemismus des Brunnens Neusiedl am See auf Hauptplatz 30 (Bezirkshauptmannschaft) weicht aufgrund des hohen Gehalts an freier Kohlensäure stark von den anderen Brunnen ab. TAUBER et al. (1959: 233–234) führen diesen Umstand auf den Aufstieg von kohlenstoffreichem Wasser im Bereich des Neusiedler Bruches (Abb. 21) zurück.

Brunnen	Datum der Probenahme	Wassertemperatur (°C)	Ergiebigkeit (l/s)	Tiefe (m)	pH	elektrische Leitfähigkeit (µS/cm, bezogen auf 18°C)	Gesamthärte (°dH)	Karbonathärte (°dH)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Fe ³⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)
Gols, Untere Hauptstraße 95	12.02.1958	12,3	0,2	23	7,31	583	18,3	17,2	77	33	0,43	376	60	8	<2	<0,1
Gols, Untere Hauptstraße 126	12.02.1958	11,5	0,1	23	7,45	514	17,1	14,8	63	36	—	322	35	9	42,5	<0,1
Gols, Untere Hauptstraße 132	12.02.1958	11,5	0,09	22	7,43	495	16,4	14,6	60	35	—	318	35	9	31,5	<0,1
Gols, Marktgasse 23	09.01.1958	12,4	0,1	—	7,65	530	18,2	16,0	77	32	0,43	349	60	11	<2	<0,1
Gols, Marktgasse 19	12.02.1958	12,5	0,1	17	7,35	538	18,1	16,0	76	33	0,49	349	50	10	<2	<0,1
Gols, Schwemmgasse 45	12.02.1958	12,4	0,1	23	7,41	541	18,4	16,3	78	32	0,43	355	50	8	<2	<0,1
Gols, Schwemmgasse 57	12.02.1958	12,5	0,1	27	7,36	546	18,6	16,5	78	33	0,62	359	50	7	<2	<0,1
Gols, Wassergasse 1	09.01.1958	11,5	0,05	28	7,71	488	16,4	14,6	95	35	<0,05	317	40	8	52	<0,1
Gols, Feldgasse 4	05.02.1958	11,3	0,02	18	7,46	515	16,9	16,0	71	30	0,55	348	40	7	<2	<0,1
Mönchhof, Neubaugasse 2	12.02.1958	13,0	0,25	26,3	7,35	427	14,9	14,9	55	31	0,14	333	25	3	<0,3	<0,1
Mönchhof, Stiffigasse 73	12.02.1958	12,8	0,40	32	7,40	439	15,1	15,1	52	34	0,08	346	25	4	1,6	<0,1
Mönchhof, Quergasse	12.02.1958	13,0	0,36	32	7,21	444	15,3	15,3	52	35	0,06	346	25	5	2,2	<0,1
Illmitz, St. Bartholomäusquelle	01.08.1957	15,6	0,5	188	6,83	3.346	18,5	18,5	72	36	1,04	2.406	140	280	<2	<0,1
Sandeck bei Illmitz	05.02.1958	15,5	0,13	68	7,13	776	19,9	19,9	70	44	0,90	614	40	9	<2	<0,1
Neudegg bei Apetion	05.02.1958	16,3	0,3	85	7,50	514	15,1	15,1	51	34	0,18	389	30	5	<2	<0,1
Lagerhaus Apetion	05.02.1959	—	—	—	7,41	585	11,3	11,3	42	23	0,46	440	30	4	—	0,15

Tab. 20. Teil 2: Hydrochemie zu ausgewählten artesischen Brunnen im Seewinkel aus TAUBER et al. (1959). Bei der Bartholomäusquelle in Illmitz und dem Brunnen des Lagerhauses Apetion lag der Druckspiegel des gespannten Wassers unter dem Geländeniveau. Der Chemismus der Bartholomäusquelle weicht aufgrund seines hohen Gehalts an freier Kohlensäure von jenem der anderen Wasser deutlich ab.

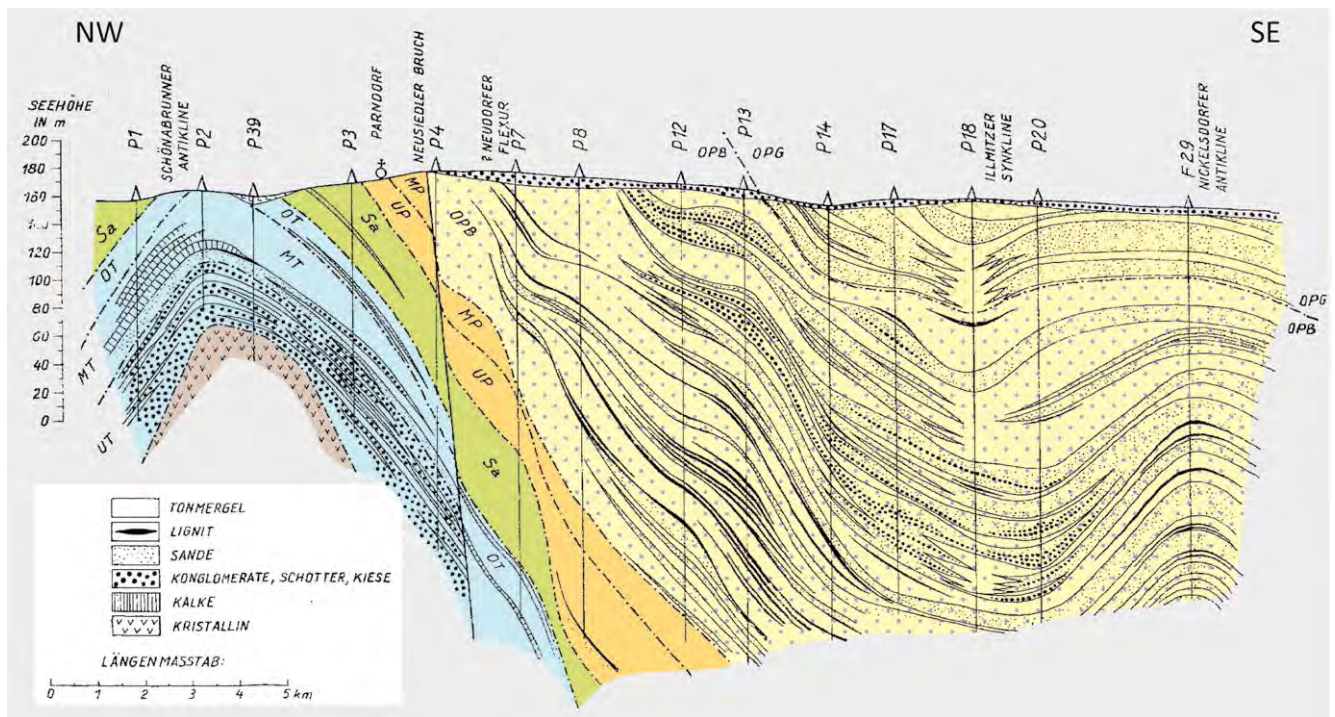


Abb. 22. Geologischer Schnitt durch die Parndorfer Platte in NW–SE-Richtung, verändert nach TAUBER et al. (1959), Lage und Legende siehe Abbildung 21, OPG = oberes Pannonium, „gelbe Serie“ (Zone H), OPB = oberes Pannonium, „blaue Serie“ (Zone F und G), MP = mittleres Pannonium (Zone E), UP = unteres Pannonium (Zone A bis D), Sa = Sarmatium, OT = oberes Badenium, MT = mittleres Badenium, UT = unteres Badenium.

Messstelle	Tiefe, Entnahmetiefe (m)	Datum der Probenahme	³ H (TE)	¹⁴ C (% modern)	¹⁴ C-Modellalter, Anfangskonzentration 85 % modern	¹⁴ C-Modellalter, Anfangskonzentration 60 % modern	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O
Arteser bei BL I9	—	16.10.1981	0	9,8 ± 0,5	17.900	15.000	-11,6	-10,7
Arteser Jagdhaus	—	16.10.1981	0	2,5 ± 0,5	29.300	26.400	-10,6	-11,1
Arteser Sandeck	—	14.11.1986	—	1,7 ± 0,4	32.400	29.500	-8,0	—
Arteser Neusiedl BH	—	14.11.1986	—	1,2 ± 0,4	35.600	32.700	-1,2	—
Arteser Neusiedl Seestraße	—	14.11.1986	—	64,8 ± 1,9	2.240	—	-10,6	—
ILLMITZ BL I2	0–8	13.10.1981	0	10,5 ± 0,6	17.350	14.450	-7,1	-11,0
ILLMITZ BL I3	0–12	18.11.1980	0	15,4 ± 0,6	14.100	11.250	-7,4	-10,4
ILLMITZ BL I1	0–2	13.11.1981	0	44,7 ± 1,3	5.300	2.400	-9,9	-9,8
ILLMITZ BL E	0–13	13.10.1981	0	22,6 ± 0,8	10.950	8.100	-8,1	-10,8
PARNDORF BL 37	18	17.11.1981	0	9,5 ± 0,5	18.100	15.200	-8,3	-11,6
PODERSDORF BL P2	2–11	13.10.1981	0	11,3 ± 0,7	16.650	13.800	-8,8	-11,5
PODERSDORF BL P3	0–13	13.10.1981	0	33,0 ± 1,3	7.800	4.950	-10,9	-10,2

Tab. 21. Isotopenanalysen von Tiefengrundwässern des Seewinkels aus BOROWICZÉNY et al. (1992: 80). Die Lage der Probenahmestellen ist in Abbildung 21 wiedergegeben.

2009 wurde der im Rahmen des EU-Projektes „Aqua Burgenland – Sopron“ abgeteufte Versuchsbrunnen Gols durch die Geologische Bundesanstalt hydrochemisch und isotohydrologisch beprobt und das Bohrgut sedimentologisch und stratigrafisch untersucht (KOLLMANN et al., 2010). Dieser Brunnen ist 130 m tief und erschließt mehrere Horizonte des Pannoniums. Das Ergebnis der hydrochemischen und isotohydrologischen Analysen ist ebenfalls in Tabelle 22 wiedergegeben. Aufgrund des geringen Tritiumgehalts (< 0,5 TU) ist das Wasser als Tiefengrund-

wasser anzusprechen, wobei aufgrund des hohen Sauerstoff-18-Gehalts (10,03 ‰) kein eiszeitlicher Anteil zu erwarten ist. Die Grundwasserneubildung fand hier also noch vor den Atombombenversuchen, aber nach der Eiszeit statt (vgl. oben).

	Illmitz, Sandeck	Apetlon, Neuegg	Neusiedl, Untere Hauptstraße 66	Neusiedl, Seestraße 60	Weiden, Yachtclub	Gols, Brunnenstraße 26	Mönchhof, Quergasse 47	Bohrung Gols
Datum der Probenahme	28.04.2000	28.04.2000	07.05.2000	07.05.2000	07.05.2000	07.05.2000	07.05.2000	25.11.2009
Endteufe (m)	—	—	—	35	80	40	30	130
Wassertemperatur (°C)	17,4	16,0	13,8	12,9	12,8	13,4	13,3	14,3
Elektrische Leitfähigkeit (µS/cm)	915	579	720	520	475	526	540	625
Gesamthärte (°dH)	—	—	—	—	—	—	—	16,4
Karbonathärte (°dH)	—	—	—	—	—	—	—	16
pH	7	7,3	7,2	7,6	7,6	7,5	7,5	7,26
δ ¹⁸ O (‰)	—	—	—	—	—	—	—	-10,03
³ H (TU)	—	—	—	—	—	—	—	< 0,5
Na ⁺ (mg/l)	81,6	31,0	20,2	6,4	7,7	7,5	11,6	13,65
Ca ²⁺ (mg/l)	65,0	51,4	89,7	68,1	63,5	61,1	51,8	76,83
Mg ²⁺ (mg/l)	43,0	33,1	33,0	23,3	20,0	28,9	34,3	24,36
K ⁺ (mg/l)	3,1	1,3	1,0	1,0	1,3	1,0	1,3	1,57
Sr ²⁺ (mg/l)	0,39	0,33	0,13	0,11	0,10	0,12	0,17	0,27
Li ⁺ (mg/l)	0,05	0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	0,01	0,017
NH ₄ ⁺ (mg/l)	1,36	0,12	0,06	0,08	0,10	0,08	< 0,06	0,07
Fe ²⁺ (mg/l)	< 0,04	0,11	1,26	0,46	0,17	< 0,04	< 0,04	0,256
Mn ²⁺ (mg/l)	0,06	0,29	0,11	0,05	0,10	0,10	< 0,04	0,162
Al ³⁺ (mg/l)	—	—	—	—	—	—	—	0,012
Cu ²⁺ (µg/l)	0,50	2,10	3,01	0,17	0,10	0,80	0,30	< 1
Cr ³⁺ (mg/l)	—	—	—	—	—	—	—	< 0,001
Cd ²⁺ (mg/l)	—	—	—	—	—	—	—	< 0,001
Pb ²⁺ (mg/l)	—	—	—	—	—	—	—	0,003
Zn ²⁺ (mg/l)	—	—	—	—	—	—	—	0,058
Ba ²⁺ (mg/l)	—	—	—	—	—	—	—	0,032
Se (µg/l)	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,58	< 0,02	< 0,02	0,49	—
As (µg/l)	16,00	3,40	0,50	0,10	0,70	2,00	1,60	—
Zn (mg/l)	0,01	0,002	0,005	0,003	0,015	0,002	< 0,002	—
Cl ⁻ (mg/l)	< 0,5	< 0,5	7,7	2,2	0,6	2,2	2,4	6,19
I ⁻ (mg/l)	< 0,1	< 0,1	3,73	0,98	2,65	2,70	0,62	—
Br ⁻ (mg/l)	< 0,01	< 0,01	0,05	0,02	0,01	0,02	0,05	—
SO ₄ ⁻² (mg/l)	0,9	< 0,5	129,5	48,9	14,8	16,9	8,0	48,04
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	589,7	388,1	316,8	274,4	299,7	328,5	349,0	348,06
NO ₃ ⁻ (mg/l)	5,8	4,5	< 2,2	< 2,2	< 2,2	< 2,2	6,4	< 0,50
NO ₂ ⁻ (mg/l)	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	< 0,07	0,014
PO ₄ ⁻³ (mg/l)	0,02	< 0,01	0,12	0,15	0,13	0,16	0,16	0,08
F ⁻ (mg/l)	0,03	0,01	< 0,01	0,01	0,01	< 0,01	0,01	0,17

Tab. 22.

Hydrochemie zu ausgewählten artesisch auslaufenden Wässern im Seewinkel nach WURM (2000) und Hydrochemie und Isotope zur Erkundungsbohrung Gols des Wasserleitungsverbandes Nördliches Burgenland nach KOLLMANN et al. (2010). Zu den Erläuterungen, siehe Text.

2.4 Wiener Becken

Auch im Wiener Raum werden bereits seit langem gespannte bis artesisch gespannte Grundwässer für Versorgungszwecke genutzt (JACQUIN & PARTSCH, 1831; SUESS, 1862). Zur Hydrogeologie der Tiefengrundwässer im Wiener Stadtgebiet inklusive der chemischen Beschaffenheit und Quantität der Wässer wurden von NOWY et al. (1993) ein umfangreicher Bericht verfasst. In einer weiteren Tiefengrundwasserstudie zum nördlichen Wiener Becken (ERHARD-SCHIPPEK & NIEDERBACHER, 1995; NIEDERBACHER et al., 1995) – diese legte den Schwerpunkt auf die Sedimentologie und auf darauf basierende hydraulische Überlegungen – werden zudem Isotopenanalysen wiedergegeben, die im Marchfeld das Vorhandensein von trinkbaren Tiefengrundwässern belegen. Das Kapitel 2.4.1 beruht auf den Ergebnissen der genannten Studien. Aber auch in anderen Bereichen des Wiener Beckens sind vor allem aufgrund des geologischen Baus und der großen Tiefe mancher Brunnen trinkbare Tiefengrundwässer zu erwarten, auch wenn hier zusammenfassende Arbeiten noch ausstehen (siehe Kapitel 2.4.2).

2.4.1 Wien und Marchfeld

ERHARD-SCHIPPEK & NIEDERBACHER (1995) und NIEDERBACHER et al. (1995) entwickelten aufgrund des geologischen Baus und grundwasserhydraulischen Überlegungen für den österreichischen Anteil des nördlichen Wiener

Beckens eine Modellvorstellung zum Tiefengrundwasserstrom in den oberen 300 Metern der neogenen Beckenfüllung. In diesem Teufenabschnitt handelt es sich vorwiegend um Sedimente des oberen Pannoniums. Die Autoren schätzen das Ausmaß des gesamten, hin zur Donau gerichteten Tiefengrundwasserstroms innerhalb der oberen 300 Meter des Neogens auf 100 bis 200 l/s, das rechnerisch ermittelte Reservoirvolumen beträgt in diesem Raum hingegen 9,7 Mrd. m³ (ERHARD-SCHIPPEK & NIEDERBACHER, 1995: 39).

Ein Nachweis für trinkbares Tiefengrundwasser wird von NIEDERBACHER et al. (1995: 55) nur im Bereich des Marchfeldes, nämlich in Seyring, Obersiebenbrunn, Wolkersdorf und Raasdorf, erbracht, indem entsprechende Isotopenanalysen und Kohlenstoff-14-Alter zu Sonden der NÖSI-WAG wiedergegeben werden (Tab. 23). Daher wurde in Beilage 1 auch nur dieser Bereich als Gebiet mit nachgewiesenen Vorkommen von trinkbarem Tiefengrundwasser gekennzeichnet.

Hinsichtlich der Grundwasserhydraulik in den Sedimenten des oberen Pannoniums im nördlichen Wiener Becken führen NIEDERBACHER et al. (1995: 48–53) folgende Details an, wobei sie sich auf den Raum zwischen den westlichen Beckenrandbrüchen (Bisambergbruch, Steinbergbruch) und der March beziehen: k_f -Werte aus Pumpversuchen liegen zu zehn tiefen Brunnen vor, die Tiefen bis 166 m erreichen. Die hier bestimmten k_f -Werte beziehen sich auf die er-

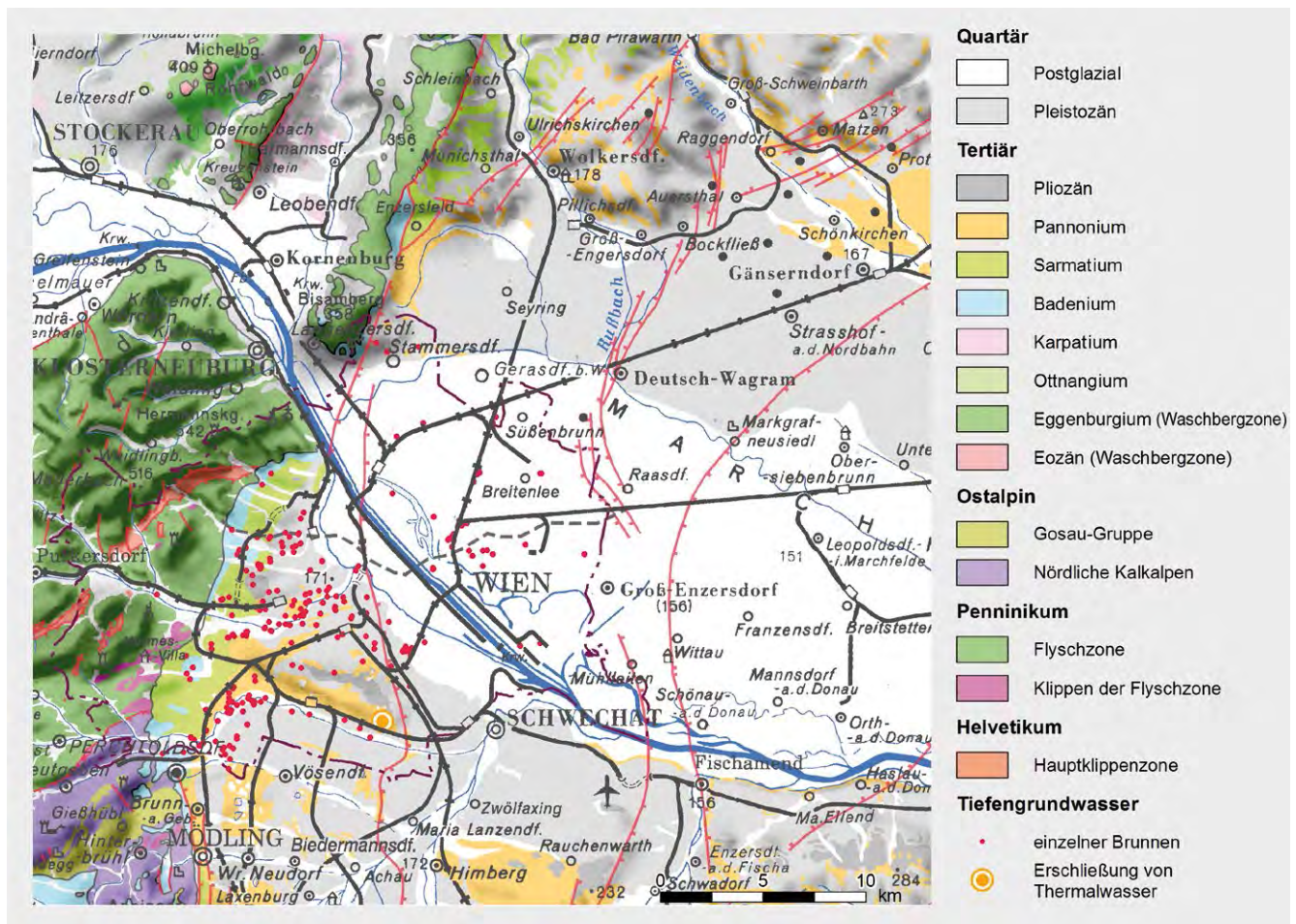


Abb. 23. Geologische Übersichtskarte von Wien und Umgebung mit Tiefengrundwasser-Brunnen nach Nowy et al. (1993). Die Geologie basiert auf SCHNABEL et al. (2002a).

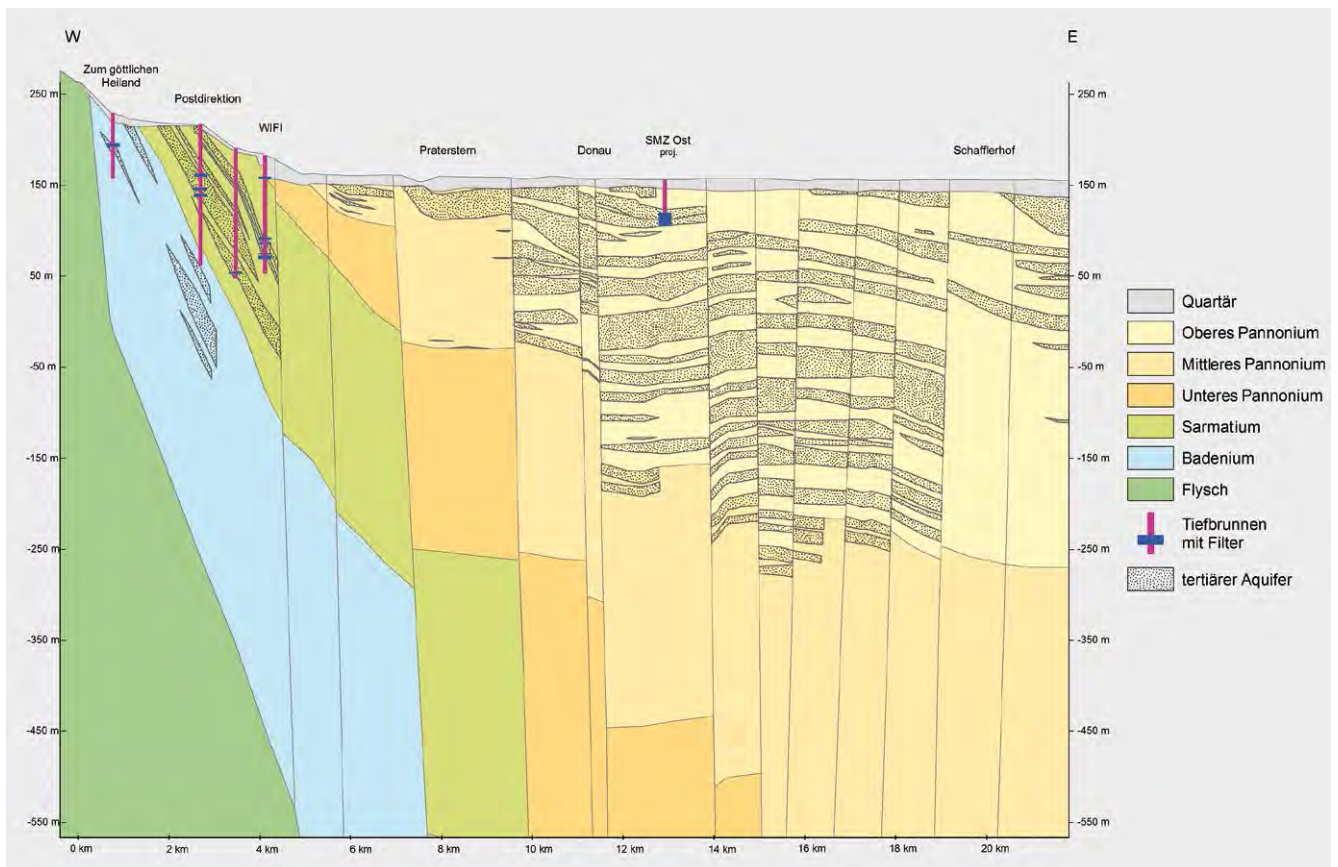


Abb. 24. Geologischer WE-Schnitt durch die neogenen Sedimente in Wien mit ausgewählten Tiefgrundwasser-Brunnen, verändert nach Nowy et al. (1993).

schlossenen Sand- und Kieshorizonte des oberen Pannoniums und liegen zwischen $4 \cdot 10^{-4}$ m/s und $4 \cdot 10^{-5}$ m/s, ihr Mittel beträgt $1,9 \cdot 10^{-4}$ m/s.

Basierend auf diesen Pumpversuchsergebnissen und der Auswertung der zahlreichen, zum Projektgebiet vorliegenden lithologischen Bohrprofile erwarten die Autoren in den oberen 70 m der gegenständlichen Sedimente im Durchschnitt eine kumulative Aquifermächtigkeit von 23 m mit einem k_f -Wert von $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, in 70–150 m Tiefe eine ebensolche Mächtigkeit von 25 m mit einem k_f -Wert von $8 \cdot 10^{-5}$ m/s, für den Abschnitt 150–190 m unter GOK eine kumulative Aquifermächtigkeit von 10 m mit einem k_f -Wert von $1 \cdot 10^{-5}$ m/s und darunter bis 300 m unter GOK eine kumulative Aquifermächtigkeit von 21 m mit einem k_f -Wert von $8 \cdot 10^{-6}$ m/s. Bereichsweise weichen die tatsächlichen Werte von diesen Mittelwerten ab.

Wie die wasserwirtschaftliche Studie von Nowy et al. (1993) aufzeigt, erschließen vor allem im Stadtgebiet von Wien zahlreiche Brunnen tiefe Grundwässer, nämlich sowohl für betriebliche Zwecke als auch für den privaten Gebrauch. Derartige Wässer werden in den durchlässigen Schichtgliedern des Badeniums, Sarmatiums und Pannoniums, insbesondere im oberen Pannonium, angetroffen (Abb. 23, 24). In der Studie von Nowy et al. (1993) sind zwar keine Isotopendaten enthalten, die Hydrochemie und die Temperatur dieser Wässer lässt jedoch darauf schließen, dass es sich zumindest zum Teil um trinkbare Tiefengrundwässer im Sinne der Begriffsdefinition handelt (siehe unten).

Zur Quantität der Tiefengrundwässer in Wien machen Nowy et al. (1993: 26) zusammenfassend folgende Feststellung: Der Gesamtkonsens der wasserrechtlich bewil-

Ort der Probenahme	Horizont (m unter GOK)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C (% modern)	^3H (TE)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	^{14}C -Alter (Jahre)
Seyring	143–149 m	$-12,96 \pm 0,1$	$69,4 \pm 1,2$	—	-9,8	305 ± 130
Seyring	98–118 m	$-13,11 \pm 0,1$	$68,5 \pm 1,0$	—	-9,4	410 ± 120
Seyring	gesamt	$-12,94 \pm 0,1$	$69,7 \pm 1,1$	$0,4 \pm 0,4$	-9,8	270 ± 130
Obersiebenbrunn	unterer Horizont	$-13,07 \pm 0,1$	$2,6 \pm 0,3$	$0,5 \pm 0,3$	-13,61	27.455 ± 960
Obersiebenbrunn	oberer Horizont	$-13,15 \pm 0,1$	$4,4 \pm 0,4$	0 ± 0	-13,72	23.105 ± 750
Wolkersdorf	gesamt	—	—	$0 \pm 0,3$	-10,59	—
Raasdorf	59–65 m	—	—	0	-11,14	—

Tab. 23. Isotopenanalysen und Kohlenstoff-14-Alter aus NIEDERBACHER et al. (1995: 55). Bei den Probenahmeorten handelt es sich um Sonden der NÖSIWAG im Marchfeld.

EDV-Nr.	in Bezirk	Filterstrecken (m u. GOK)	Datum der Probe- nahme	Quantität	Wasser- temperatur (°C)	spez. elek. Leit- fähigkeit (µS/cm)	pH	O ₂ (mg/l)	Gesamthärte (dH°)	Karbonathärte (dH°)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Fe	Mn	NH ₄ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	Geruch
12914001	I	290,5–329,5	15.06.1961	10 l/s Konsens	21,3	703	7,15	0,08	5,3	—	25,7	7,4	131,5	< 0,1	0,2	—	2,3	364	16,3	49,4	1,1	geruchlos
13310001	XXII	103,2–108	20.09.1989	400- 700 m ³ /m Entnahme	10	381**	7,73	—	12,6	12,6	—	—	—	—	< 0,05	< 0,01	< 0,1	274*	1,2	4,3	5,6	geruchlos
13823001	XXIII	52–86,5	15.09.1971	8,5 l/s Konsens	12,5	824**	7,05	—	26,3	19,5	129,1	36,0	—	—	0,12	—	0,4	424,6	148,9	24,1	n.n.	geruchlos
15651001	XIII	75,0–243,5	27.08.1993	8 l/s Konsens	14	1200***	8,58	—	7,1	28,4	24	16	280	—	0,15	—	2,4	618*	26	81	—	nach H ₂ S
16084001	XXIII	64,0–96,0	16.06.1986	5 l/s Konsens	13,4	710**	7,53	—	21,3	17,5	92	36	34	8,2	0,3	0,2	3	381*	120	17	< 4	geruchlos
16200002	XVI	—	07.12.1994	77 l/s bzw. 6.600 m ³ /d Konsens	12,2	1.005***	7,1	—	29,5	19,4	160	31	21	4	1,0	0,13	< 0,05	422	183	37	< 1	geruchlos
16639001	XV	94,0–238,0	31.07.1991	6 l/s bzw. 500 m ³ /d Konsens	13,3	1.050***	6,95	0,2	28,4	—	156	27,9	21,3	5,3	0,217	0,219	1,1	568,5	221	29,5	< 1	geruchlos
16777004	XI	45,7–94,8	30.05.1994	10 l/s Konsens	13,3	690***	7,50	—	19,0	16,3	89	28	16	2,0	0,060	0,15	1,0	355*	71	5,6	—	nach H ₂ S
16777005	XI	34,0–99,0	30.05.1994	12 l/s Konsens	13,3	700***	7,45	—	18,9	17,7	95	24	14	2,0	0,040	0,10	0,15	385*	72	7,9	—	nach H ₂ S
16909001	XI	17,0–70	30.05.1994	2 l/s Ent- nahme	12,6	700***	7,43	—	19,3	16,3	96	25	15	2,0	0,12	0,10	0,15	355*	81	6,5	—	nach H ₂ S
17116001	X	190,0–205,0	06.04.1984	2 l/s bzw. 40 m ³ /d bzw. 7.692 m ³ /s Konsens	—	1.740	8,43	—	0,9	—	3,9	127	455,2	5,6	0,20	0	5,20	—	45,0	254	0	nach H ₂ S

* HCO₃⁻ errechnet aus Karbonathärte.

** spezifische elektrische Leitfähigkeit bezogen auf 20 °C.

*** spezifische elektrische Leitfähigkeit bezogen auf 25 °C.

Tab. 24.

Teil 1: Ausgewählte hydrochemische Analysen aus Nowy et al. (1993). Die EDV-Nummer ist die Identifikationsnummer des beprobten Brunnens im Bericht von Nowy et al. (1993).

EDV-Nr.	in Bezirk	Filterstrecken (m unter GOK)	Datum der Probenahme	Quantität	Wasser-temperatur (°C)	spez. elek. Leit-fähigkeit (µS/cm)	pH	O ₂ (mg/l)	Gesamthärte (dH°)	Karbonathärte (dH°)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Fe	Mn	NH ₄ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	Geruch
17359001	XVII	17,0–92,0	27.10.1988	11, 57 l/s bzw. 1.500 m ³ /m Konsens	14	1.900**	7,6	—	34,2	38,0	170	46	120	80	1,0	0,06	40	827*	110	160	2,0	geruchlos
17962001	XIII	96,5–144,5	04.12.1980	11 l/s und 18 l/s bei Pump-versuch	11	921	7,23	—	28,1	22,0	149,3	31,3	—	—	nicht nach-weis-bar	—	1,5	479*	185,6	27,9	0,1	nach H ₂ S
20227001	XIII	89,0–99,0	30.01.1989	5 l/s bzw. 2.000 m ³ /m Konsens	13	770**	7,6	—	13,2	21,4	71	14	100	< 4	0,04	< 0,03	0,20	466*	47	13	< 1	geruchlos
38232501	XI	64,0–84,0	30.05.1994	10 l/s Konsens	13,0	610***	7,58	—	16,5	15,6	82	22	15	2,0	0,020	0,12	0,80	340*	45	4,6	—	nach H ₂ S
38232502	XI	63,6–70,6	30.05.1994	6,66 l/s bei Pump-versuch	13,5	530***	7,54	—	15,2	13,7	75	21	10	2,0	0,040	0,10	0,10	298*	35	3,1	—	geruchlos
38232503	XI	48,5–78,5	30.05.1994	9 l/s Konsens	13,1	670***	7,5	—	17,8	16,5	89	23	15	2,0	0,010	0,060	0,30	359*	56	7,4	—	nach H ₂ S
38264501	XXII	38,5–58,5	26.07.1988	11,2 l/s bei Pump-versuch	12,2	350**	7,68	—	11,4	9,7	55,3	16,1	< 4	< 4	0,3	0,15	0,10	211*	15	2	< 2	schwach nach H ₂ S

* HCO₃⁻ errechnet aus Karbonathärte.

** spezifische elektrische Leitfähigkeit bezogen auf 20 °C.

*** spezifische elektrische Leitfähigkeit bezogen auf 25 °C.

Tab. 24.

Teil 2: Ausgewählte hydrochemische Analysen aus Nowy et al. (1993). Die EDV-Nummer ist die Identifikationsnummer des beprobten Brunnens im Bericht von Nowy et al. (1993).

ligten Wiener Tiefbrunnen mit Endteufen zwischen 40 und 100 m beträgt insgesamt etwa 9 Mio. m³ pro Jahr und für die über 100 m tiefen Brunnen ca. 7 Mio. m³ pro Jahr. In Summe beträgt der Konsens der Wiener Tiefbrunnen damit etwa 16 Mio. m³ pro Jahr. Dem stellen die Autoren ein in Wien vorhandenes Tiefengrundwasservolumen von etwa 2,5 Mrd. m³ gegenüber – diese Abschätzung basiert auf einer Berechnung, in welche die im Projekt erstellten hydrogeologischen Schnitte und das räumliche geologische Modell eingingen.

In der Studie von NOWY et al. (1993) wurden zu den genutzten tiefen Grundwässern Wiens auch zahlreiche hydrochemische Befunde erhoben und in einer Datenbank erfasst. In Tabelle 24 ist eine Auswahl dieser Analysen wiedergegeben. Die gegenständlichen Wässer weisen zu meist eine spezifische elektrische Leitfähigkeit von etwa 400 bis 1.000 µS/cm auf. Bei den Kationen herrscht zu meist Kalzium, vereinzelt aber auch Natrium vor, bei den Anionen dominiert das Hydrogenkarbonat, teilweise sind auch erhöhte Chloridwerte zu verzeichnen. Die Temperatur der gegenständlichen Wässer ist gegenüber der mittleren Oberflächentemperatur oft erhöht, was – wie auch die nachfolgenden chemischen Eigenschaften – ein Hinweis auf Tiefengrundwasser ist. Weiters gehen mit dem geringen Sauerstoffgehalt erhöhte Konzentrationen an Eisen, Mangan, Ammonium und teilweise auch Schwefelwasserstoff einher. Zum Teil ist sogar aufgrund des in den Tiefengrundwässern erfolgten Ionenaustausches die Natrium-Konzentration gegenüber dem Kalzium- und Chloridgehalt stark erhöht (siehe z.B. Analysen zur EDV-Nr. 15651001 und 17116001 in Tabelle 24).

2.4.2 Hinweise auf weitere Vorkommen von trinkbaren Tiefengrundwässern im Wiener Becken

Wie bereits in der Einleitung erwähnt, basiert die vorliegende Arbeit auf publizierten Übersichtsdarstellungen und unveröffentlichten Regionalstudien. Eigene Detailerhebungen wurden nicht durchgeführt. Im Wiener Becken konnten auf diese Weise nur im Stadtgebiet von Wien und im Marchfeld nachgewiesene trinkbare Tiefengrundwässer ermittelt werden (siehe vorhergehendes Kapitel). In anderen Teilen des Wiener Beckens gibt es jedoch ebenfalls Hinweise auf derartige Wässer. So beziehen auch in anderen Bereichen des Beckens einige zentrale Wasserversorger Wasser aus Tiefbrunnen im Neogen. Tabelle 25 enthält eine Aufstel-

Wasserversorgungsanlage	Anzahl der Tiefbrunnen mit Endteufen > 50 m	Endteufen (m unter GOK, gerundet)
Angern an der March	1	123
Auersthal	2	66; 130
Bad-Fischau-Brunn	3	53–61
Deutsch-Wagram	2	150; 161
Enzesfeld	2	69; 209
Felixdorf-Sollenau	6	64–148
Matzen-Raggendorf	2	50; 172
Matzendorf-Hölles	2	75; 125
Rauchenwarth	1	92
Schwechat	3	106–133
Wöllersdorf, Steinabrückl	7	102–158

Tab. 25.

Tiefbrunnen der zentralen Wasserversorgung im Wiener Becken mit einer Endteufe über 50 m nach schriftlicher Mitteilung von S. RAKASEDER, Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Abteilung Wasserwirtschaft.

lung von solchen Tiefbrunnen mit einer Endteufe von mehr als 50 m. Diese konzentrieren sich im Raum nordwestlich Wiener Neustadt und im Bereich Schwechat–Deutsch-Wagram–Gänserndorf.

WESSELY (2006: 301–302) erwartet vor allem im Tiefschollenbereich des Wiener Beckens, d.h. östlich der Linie Steinbergbruch–Leopoldsdorfer Bruch, neogene Sandkörper mit Trinkwasser, da „*östlich der großen Brüche [...] Oberpannonium bis gegen die östlichen Beckenränder die gesamte Fläche [einnimmt]*“. Es ist hier „*in hohem Maße sandig-schottrig entwickelt und erreicht Mächtigkeiten bis über 600 m, abhängig von der Subsidenz in den jeweiligen Teilgebieten.*“ Im vorhergehenden Kapitel wurde bereits erwähnt, dass ERHARD-SCHIPPEK & NIEDERBACHER (1995) bzw. NIEDERBACHER et al. (1995) im nördlichen Wiener Becken in den oberen 300 Metern einen zur Donau hin gerichteten Tiefengrundwasserstrom im Ausmaß von 100 bis 200 l/s erwarten, wobei das Reservoir-Volumen 9,7 Mrd. m³ beträgt.

Um den Nachweis zu erbringen, dass es sich in den genannten Bereichen tatsächlich um Tiefengrundwässer handelt, müssten die bei den betroffenen Wasserwerksbetreibern vorhandenen Einzeluntersuchungen einer Bewertung unterzogen werden und im Bedarfsfall auch ergänzende Beprobungen durchgeführt werden.

Schlussfolgerungen

In den vorliegenden Beitrag wurden nur Informationen aus bereits publizierten Übersichtsdarstellungen sowie aus unveröffentlichten Regionalstudien aufgenommen. Systematische Detailerhebungen bei Wasserversorgern etc. waren hingegen im Rahmen dieses Projektes nicht möglich. Derartige Übersichtsarbeiten liegen nur zu den größeren „tertiären“ Becken vor. Am besten untersucht und auch zusammenfassend dargestellt sind die Tiefengrundwasservorkommen der oberösterreichischen Molassezone im Inn- und Hausruckviertel, des Oststeirischen Beckens sowie des Seewinkels. In diesen Regionen sind bislang auch die bedeutendsten Vorkommen und Nutzungen bekannt („Arteserprovinzen“). In anderen Gebieten, wie beispiels-

weise der niederösterreichischen Molassezone, sind nur in einzelnen Teilbereichen Tiefengrundwässer nachgewiesen und in der Literatur dokumentiert worden. Das gleiche gilt auch für das Wiener Becken, wenngleich zum Wiener Stadtgebiet selbst eine umfassende flächendeckende Studie vorliegt.

Vor allem aber im Wiener Becken gibt es über weite Bereiche Hinweise auf Vorkommen von trinkbaren Tiefengrundwässern, bei denen es sich lohnen würde, ihnen im Rahmen einer Regionalstudie nachzugehen. Ähnlich verhält es sich auch mit der niederösterreichischen Molassezone, innerhalb der im Weinviertel noch einige Informationslücken

zu schließen wären. Ebenso fehlt im Weststeirischen Becken eine systematische Erhebung von hydrochemischen und isotopenhydrologischen Daten.

Zudem fanden nach dem Dafürhalten des Autors in den vorliegenden Regionalarbeiten zwei Aspekte vielfach zu wenig Beachtung, nämlich die Zuordnung der Tiefengrundwasserbrunnen zur erschlossenen geologischen Formation und die Analytik der Spurenelemente im Wasser.

In der vorliegenden Arbeit blieben aufgrund fehlender Regionalstudien die kalkalpinen Bereiche sowie die kleineren inneralpiner „tertiären“ Becken und die glazial übertiefen, inneralpiner Täler unberücksichtigt. Auch hier können in größeren Tiefen durchaus ergiebigerer trinkbarer Tiefengrundwasser erwartet werden, wie aus vereinzelt Tiefbohrungen geschlossen werden kann (siehe z.B. SCHMID et al., 1990 und DOMBERGER et al., 2003). Diese in Zukunft näher zu untersuchen, kann nur empfohlen werden.

Literatur

- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT MÜNCHEN (Hrsg.) (1999): Das Thermalwasservorkommen im Niederbayerisch-Oberösterreichischen Molassebecken. Hydrogeologisches Modell und Thermalwasser-Strömungsmodell im Auftrag des Freistaates Bayern und der Republik Österreich. Kurzbericht. – Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft, 20 S., 20 Anl., München.
- BERGER, E. (1980): Das Horner Becken als GW-Speicher. – Unveröff. Bericht, 22 S., Amt der N.Ö. Landesregierung, Abt. R/1, Wien.
- BIEBER, G., HOBIGER, G., KOLLMANN, W., SHADLAU, S., SUPPER, R. & ZORN, I. (1999): BA 9/98. Nachsorgende Untersuchungen zur Beurteilung und Sicherung der erschroteten Tiefengrundwasser-Ressourcen im Modelleinzugsgebiet Mattersburger Becken: Endbericht für den Zeitraum Jänner 1998 bis Dezember 1998 – Unveröff. Bericht, 60 S., 5 Anh., Geol. B.-A., Wien.
- BOROVICZÉNY, F., DEÁK, J., LIEBE, P., MAHLER, H., NEPPEL, F., PAGESCH, W., PINCZÉS, J., RAJNER, V., RANK, D., REITINGER, J. SCHMALFUSS, R. & TAKÁTS, T. (1992): Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geophysik und Geochemie 1980–1990. Forschungsprojekt im Rahmen des Abkommens über die wissenschaftlich-technische Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn. – TU Wien, Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Forschungsbericht, 16, 214 S., Wien.
- BOWMAN, S. (1990): Radiocarbon Dating. – 65 S., University of California Press, Berkeley and Los Angeles.
- BÜRO KAUDERER (Hrsg.) (1986): Siedlungswasserwirtschaftliche Erhebungen 1984/85, Steiermark. – Unveröff. Manuskriptkarten, Graz.
- DOMBERGER, G., POLTNIG, W. & STROBL, E. (2003): Erschließungspotential von Tiefengrundwasser in Kärnten. – Hydrogeologische Bewertung, Institut für Wasserressourcen-Management, Hydrogeologie und Geophysik, Joanneum, 1–25, zahlr. Beil., Graz.
- EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, 49, 96 S., Graz.
- ERHARD-SCHIPPEK, W. & NIEDERBACHER, P. (1995): Tiefengrundwasservorkommen in Niederösterreich. Schwerpunkt Nördliches Inneralpines Wiener Becken. – Bericht, 39 S., Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Abt. B/9 Wasser- und Abfallwirtschaft, Wien.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1990): Die Phosphoritsande und fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 133/2, 157–180, Wien.
- GATTINGER, T.E. & ZÖTL, J. (1993): 2.4.1. Bad Weinberg. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. (Red.): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. Geologische Grundlagen und Spurenelemente, 42–44, Wien–New York.
- GEYH, M.A. (1980): Kohlenstoff 14. – In: MOSER, H., RAUERT, W., BEHRENS, H., DROST, W., GEYH, M.A., KLOTZ, D., LORCH, S., PAHLKE, H., SEILER, K.-P. & STICHLER, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. – Lehrbuch der Hydrogeologie, 8, 43–44, Berlin–Stuttgart.
- GLATZEL, I. (1995): Grundlagen für das Schongebiet Klamer Becken. – Unveröff. Bericht, 10 S., Antiesenhofen.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1984): Zur Hydrogeologie des Oberösterreichischen Molassebeckens. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 36, 83–102, Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1987): Endbericht „Hydrogeologische Untersuchungen artesischer Wässer im Alpenvorland“ (Detailprogramm 1985, Teil V). HÖ 17. – Unveröff. Bericht, 12 S., Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, 39, 5–94, Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1989): Hydrogeologische Untersuchungen artesischer Wässer im Oberösterreichischen Alpenvorland. Teil 6. – Unveröff. Bericht, 30 S., Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. & SCHUBERT, A. (1993): Endbericht zu Projekt (O-A-8-1/91) Tiefengrundwasseruntersuchungen im seichten NE-Teil des Oberösterreichischen Molassebeckens westlich von Linz. – Unveröff. Bericht, 99 S., Joanneum Research, Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. & ZÖTL, J.G. (1982): Endbericht „Hydrogeologische Untersuchungen artesischer Wässer im oberösterreichischen Alpenvorland, Phase I“. – Unveröff. Bericht, 42 S., Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E., MOSER, E. & ZÖTL, J.G. (1984): Endbericht zum Projekt HÖ 17. Hydrogeologische Untersuchung artesischer Wässer im oberösterreichischen Alpenvorland (Detailprogramm) 1983. – Unveröff. Bericht, Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.
- GRÄF, W., SUETTE, G., UNTERSWEIG, T., EISENHUT, M., FLACK, J. & ORNIG, F. (1981): Erfassung und Darstellung des Naturraumpotentials komplexer Landschaftstypen. Erstellung von Naturraumpotentialkarten für den Verwaltungsbezirk Radkersburg. – Bericht zu Projekt St C8a/80, 120 S., Graz.
- GRÖNING, M., TAYLOR, C.B., WINCKLER, G., AUER R. & TATZBER, H. (2001): Sixth IAEA Intercomparison of Low-Level Tritium Measurements in Water (TRIC2000). – 57 S., Isotope Hydrology Laboratory Agency's Laboratories Seibersdorf and Vienna International Atomic Energy Agency, Vienna.
- GROSS, M. (2000): Das Pannonium des Oststeirischen Beckens. – Berichte des Instituts für Geologie und Paläontologie, 2, 47–84, Graz.

- GROSS, M., FRITZ, I., PILLER, W.E., SOLIMAN, A., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., MOSER, B., SCHOLGER, R., SUTTNER, T.J. & BOJAR, H.-P. (2007): The Neogene of the Styrian Basin – Guide to Excursions. Das Neogen des Steirischen Beckens – Exkursionsführer. – Joannea – Geologie und Paläontologie, **9**, 117–193, Graz.
- HEISS, G., JUNG, M., METZ, A. & SPENDLINGWIMMER, R. (2003): Wasserwirtschaftliche Vorrangflächen gegenüber Sandabbau (WWVF Sande). – Unveröff. Bericht ARC Seibersdorf, 95 S., Seibersdorf.
- HEISS, G., JUNG, M., METZ, A. & SPENDLINGWIMMER, R. (2005): Die Grundwasservorkommen innerhalb der tertiären Sande der oberösterreichischen Molassezone. Technischer Endbericht. – 53 S., Amt der Oberösterreichischen Landesregierung, Grund- und Trinkwasserwirtschaft, Linz.
- HERNDLER, E. (1979): Zur Geologie und Hydrogeologie des Horner Beckens. – Unveröff. Dissertation Univ. Wien, 168 S., Wien.
- HITZENBERGER, M. & LAHODYNSKY, R. (1996): Geologische und hydrogeologische Verhältnisse im Klamer Becken Bezirk Perg. – Unveröff. Bericht, 31 S., Thomasroith–Wien.
- JACQUIN, J. & PARTSCH, P. (1831): Die Artesischen Brunnen in und um Wien. – 48 S., Wien (Carl Gerold).
- KOLLMANN, K. (1964): Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **57/2**, 479–632, Wien.
- KOLLMANN, W. (1986): Abschlussbericht. Geohydrologische Untersuchungen zur Beurteilung der Wasserhöflichkeit im südlichen Burgenland. 1976–1978. – Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland, **76**, 55 S., Eisenstadt.
- KOLLMANN, W., BIEBER, G., ČORIĆ, S., HADFI, J., HOBIGER, G., MOSHAMMER, B., RABEDER, J. & RÖMER, A. (2010): Geologische Auswertung von hydrogeologischen Erkundungsbohrungen als Grundlage für eine erfolgreiche Tiefengrundwassererschließung im Neogen des nördlichen Burgenlandes. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **150**, 351–387, Wien.
- KRENMAYR, H.G., SCHNABEL, W., REITNER, J., VAN HUSEN, D., FINGER, F., LINNER, M., ROETZEL, R., RUPP, C., EGGER, H., BRYDA, G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., PESTAL, G. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- KÜHTREIBER, F. (1997): Die Geschichte der VITUS-Quelle. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **17**, 25–26, Wien.
- LEOPOLD, P. (1998): Hydrogeologie der Molassezone im Bereich St. Florian-Steyr-Sierning (Oberösterreich). – Diplomarbeit Univ. Wien, 112 S., Wien.
- MATTHESS, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwassers. – Lehrbuch der Hydrogeologie, **2**, 499 S., Berlin–Stuttgart.
- MOSER, H., RAUERT, W., BEHRENS, H., DROST, W., GEYH, M.A., KLOTZ, D., LORCH, S., PAHLKE, H., SEILER, K.-P. & STICHLER, W. (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie. – Lehrbuch der Hydrogeologie, **8**, 400 S., Berlin–Stuttgart.
- NIEDERBACHER, P., ERHARD-SCHIPPEK, W., WESSELY, G. & GOLDBRUNNER, J. (1995): Tiefengrundwasservorkommen in Niederösterreich. Schwerpunkt Nördliches Inneralpines Wiener Becken. – Unveröff. Bericht, 74 S., Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Abt. B/9 Wasser- und Abfallwirtschaft, Wien.
- NOWY, W., TASCHKE, R., SCHIMANA, R. & STEPAN, C. (1993): Schutz von Tiefengrundwässern in Wien. Grundlage für eine Wasserwirtschaftliche Rahmenverfügung. Endbericht. – Unveröff. Bericht, 52 S., Magistrat d. Stadt Wien, MA 45 Wasserbau, Wien.
- ÖSTERREICHISCHES NORMUNGSINSTITUT (1986): ÖNORM, B 2400: Hydrologie. Hydrographische Fachausdrucke und Zeichen. – 35 S., Wien.
- PAPESCH, W., RANK, D., SCHUBERT, G. & TESCH, R. (1999): Isotopenhydrologie des Obermarkersdorfer Beckens. Vorläufige Ergebnisse. – In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999. Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 20 Hollabrunn. Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn, 179–182, Geol. B.-A., Wien.
- PASCHER, G.A., HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NOVOTNY, A., PAHR, A. & SCHNABEL, W. (1999): Geologische Karte des Burgenlandes 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, J., 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 Schichtfolgen). – Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- REPUBLIK ÖSTERREICH (Hrsg.) (2001): Verordnung des Bundesministers für soziale Sicherheit und Generationen über die Qualität von Wasser für den menschlichen Gebrauch (Trinkwasserverordnung – TWV). – BGBl. II Nr. 304/2001, 21. August 2001, Wien. <https://www.ris.bka.gv.at/GeltendeFassung.wxe?Abfrage=Bundesnormen&Gesetzesnummer=20001483> (abgerufen am 23.10.2015).
- ROETZEL, R. (Red.) (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000. Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., 1 Tafel, Geol. B.-A., Wien.
- RUPP, C. (2011): 4.5.2. Vorlandmolasse (Autochthon und Allochthon). – In: RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000, Erläuterungen, 101–121, Geol. B.-A., Wien.
- RUPP, C. & VAN HUSEN, D. (2008): 3. Erläuterungen zur Kartenlegende. – In: RUPP, C. (Red.): Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis, 9–52, Geol. B.-A., Wien.
- RUPP, C. & WAGNER, L. (2008): 4. Geologischer Bau. – In: RUPP, C. (Red.): Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis, 52–56, Geol. B.-A., Wien.
- RUPP, C., HOFMANN, T., JOCHUM, B., PFLEIDERER, S., SCHEDL, A., SCHINDLBAUER, G., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P., TILCH, N., VAN HUSEN, D., WAGNER, L. & WIMMER-FREY, I. (2008): Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHMID, C., AIGNER, H., NIESNER, E., FRANK, J., POLTNIK, W., SUTTERLÜTTI, R., VINZENZ, M., BERNHARD, M. & WEBER, F. (1990): Tiefenwässer im unteren Inntal. Endbericht. Geophysikalische Ergebnisse, hydrogeologische Ergebnisse, geologische und sedimentpetrographische Beschreibung der Bohrungen Wattens I, Wörgel I und Reutte I. – Unveröff. Bericht, 50 S., Forschungsgesellschaft Joanneum, Institut für Angewandte Geophysik, Leoben.
- SCHMID, C., BURGSCWAIGER, E., SCHREILECHNER, M. & RIEGER, R. (2001): Visualisierung der Atzbacher Sande in der Oberösterreichischen Molassezone, Projektphase I. – Unveröff. Bericht, 43 S., Joanneum Research, Leoben.
- SCHNABEL, W., FUCHS, G., MATURA, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S., KRENMAYR, H.G., EGGER, H., BRYDA, G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & WESSELY, G. (2002a): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002b): Geologische Karte von Niederösterreich. Legende und Kurzerläuterung. – 47 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHROFFENEGGER, V., RAKASEDER, S. & KURZWEIL, H. (1999): Grundwasserhöflichkeit im mittleren Burgenland. Endbericht. – 333 S., Amt der Burgenländischen Landesregierung, Eisenstadt.

- SCHUBERT, A. (1996): Tiefengrundwasseruntersuchungen im Molassebecken westlich von Linz. – Dissertation TU Berlin, 126 S., Berlin.
- SCHUBERT, G. (1998): Die Grundwasserverhältnisse in den tertiären Sedimenten der Bezirke Horn und Hollabrunn aus hydrogeologischer Sicht. – In: ATZENHOFER, B., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., KLEIN, P., LIPIARSKI, P., PERVESLER, P., PIRKL, H., ROETZEL, R., SCHUBERT, G., SHADLAU, S., SMOLIKOVA, L., SUPPER, R., THINSCHMIDT, A., TRÄXLER, B., WIMMER-FREY, I., WIMMER, G. & HEINRICH, M. (1998): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras-Retz-Horn-Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn), Anhang 10 (60 S., 2 Beil.), Geol. B.-A., Wien.
- SCHUBERT, G. (1999): Zu den Hydrogeologischen Verhältnissen im Obermarkersdorfer Becken. – In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999. Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 20 Hollabrunn. Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn, 171–178, Geol. B.-A., Wien.
- SCHUBERT, G. (2000): Zu den Hydrogeologischen Verhältnissen im Obermarkersdorfer Becken. – In: HEINRICH, M. (Red.): Projekt N-C-036/F/1998-99. Ergänzende Erhebungen und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras-Retz-Horn-Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn). Geogenes Naturraumpotential Horn-Hollabrunn. Bericht über die Arbeiten im 5. Projektjahr, Anh. 8, 33 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHUBERT, G. (2009): 10. Hydrogeologie. – In: ROETZEL, R. (Red.) (2009): Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres, 86–92, Geol. B.-A., Wien.
- SCHUBERT, G. & BERKA, R. (2007): Hydrogeologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- SCHUBERT, G., SAFOSCHNIK, T., SUPPER, R., BERNHARD, M., FELFER, W. & ROETZEL, R. (1999): B1 Das Becken von Obermarkersdorf. – In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999. Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 20 Hollabrunn. Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn, 279–286, Geol. B.-A., Wien.
- SCHUBERT, G., LAMPL, H., SHADLAU, S., WURM, M., PAVLIK, W., PESTAL, G., BAYER, I., FREILER, M., SCHILD, A. & STÖCKL, W. (2003): Hydrogeologische Karte von Österreich 1:500.000. – Geol. B.-A., Wien.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 4. Auflage, 80 S., Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. & SUPPER, R. (1998): Geophysikalische Untersuchungen im Bereich der Bezirke Horn und Hollabrunn. – In: ATZENHOFER, B., HELLERSCHMIDT-ALBER, J., KLEIN, P., LIPIARSKI, P., PERVESLER, P., PIRKL, H., ROETZEL, R., SCHUBERT, G., SHADLAU, S., SMOLIKOVA, L., SUPPER, R., THINSCHMIDT, A., TRÄXLER, B., WIMMER-FREY, I., WIMMER, G. & HEINRICH, M. (1998): Ergänzende Erhebung und zusammenfassende Darstellung des geogenen Naturraumpotentials im Raum Geras-Retz-Horn-Hollabrunn (Bezirke Horn und Hollabrunn), Anhang 11 (59 S., 5 Beil.), Geol. B.-A., Wien.
- SORDIAN, H. (1992): Endbericht Nr. 2 zu Projekt „Hydrogeologische Untersuchungen des artesischen Grundwasservorkommens von Scharten-Leppersdorf (Gemeinde Scharten), 2. Teil“ (OA8i/F-91). – Unveröff. Bericht GZ. 30.373/2-23/91, 17 S., Technisches Büro für angewandte und theoretische Geologie, Ing. Dr. Hans Sordian, Wels.
- SPENDLINGWIMMER, R. (1997): Trinkwasserprospektion und Grundwasserschutz im Gallneukirchner Becken. – Arsenal Aktuell, 14/2/97, 9–14, Wien.
- SPENDLINGWIMMER, R. (2002): Erkundung und Erschließung von Tiefengrundwasser im Raum Lungitz. – Unveröff. Bericht, 27 S., Seibersdorf Research, Seibersdorf.
- Suess, E. (1862): Der Boden der Stadt Wien nach seiner Bildungsweise, Beschaffenheit und seinen Beziehungen zum bürgerlichen Leben. – 326 S., Wien (Braumüller).
- TAUBER, A.F. (1963): Neusiedler See – Mineralwässer und Mineralwasserlagerstätte. – Allgemeine Landestopographie des Burgenlandes, Band 2: Der Verwaltungsbezirk Eisenstadt und die Freistädte Eisenstadt und Rust, 786–809, Amt der Burgenländischen Landesregierung, Eisenstadt.
- TAUBER, A.F., KNIE, K., GAMS, H. & PESCHEK, E. (1959): Die artesischen Brunnen des Seewinkels im Burgenland. – Wiener Mitteilungen Wasser-Abwasser-Gewässer, 3, 226–279, Wien.
- VOHRZYKA, K. (1973): Hydrogeologie von Oberösterreich. – 80 S., Linz.
- WESSELY, G. (2006): Wasser. – In: WESSELY, G., DRAXLER, I., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R.: Geologie der Österreichischen Bundesländer. Niederösterreich, 299–310, Geol. B.-A., Wien.
- WURM, M. (2000): Hydrogeologische Methoden zur Klärung von Interaktionsprozessen von Formations- Mineral-, Tiefengrund- und oberflächennahen Grundwässern im Einzugsgebiet des Neusiedlersees. – Diplomarbeit Montanuniversität Leoben, 125 S., Leoben.
- ZETINIGG, H. (1973): Die artesischen Brunnen der Südweststeiermark. – Berichte der wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, 26, 127 S., Graz.
- ZETINIGG, H. (1982): Die artesischen Brunnen im Steirischen Becken. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, 43, 211 S., Graz.
- ZETINIGG, H., AICHELSIEDER, W., DUSCHEK, H., EDER-PAIER, M., FIGALLA, G., FRISCHHERZ, H., GORTAN, P., HEMMERS, E., HOHENSINN, F., KANATSCHNIG, M., KASPER, W., KRÄINER, H., MILOTA, C., PHILIPPITSCH, R., SCHMID, C., SCHURL, P., ÜBERWIMMER, F., VOLLHOFER, O., WEIHS, T., ZODERER, A. & ZOJER, H. (2000): Nutzung artesischer und gespannter Grundwässer. – ÖWAV-Regelblatt, 211, 64 S., Wien.
- ZETINIGG, H., DOMBERGER, G., EYBL, J., FERSTL, M., GOLDBRUNNER, J.E., HACKER, P., HERLICKA, H., KANATSCHNIG, M., KAUFMANN, K., KNEIDINGER, C., KOLLMANN, W., MAURER, A., NACHTMANN, W., NEUMAYER, R.A., PHILIPPITSCH, R., RAKASEDER, S., RAUCH, P., SAMEK, M., SCHMID, C., SPÖRKER, T., SUETTE, G., VOLLHOFER, O., WEBER, L. & GAUL, A. (2010): Nutzung und Schutz von Thermalwasservorkommen. – ÖWAV-Regelblatt, 215, 88 S., Wien.
- ZOJER, H., DOMBERGER, G., SCHREILECHNER, M., NIEDERBACHER, P., KRIEGL, C., MEYER, J., ERHART-SCHIPPEK, W. & VASVARI, V. (2005): Hydrogeologische Grundlagen für eine nachhaltige Nutzung der Tiefengrundwässer im Bereich des Oststeirischen und Pannonischen Beckens. Endbericht. – Unveröff. Bericht, 558 S., Joanneum Research, Graz.
- ZÖTL, J.G. (1978): Tiefenwässer – Nutzung und Beherrschung. – Österreichische Wasserwirtschaft, 30/3/4, 46–52, Wien.
- ZÖTL, J.G. & GOLDBRUNNER, J.E. (1990): Hydrogeologische Untersuchungen artesischer Wässer im Oberösterreichischen Alpenvorland. Teil VI. Ergänzung – Hydraulisches Modell. – Unveröff. Bericht, 12 S., Joanneum Research, Graz.
- ZÖTL, J.G., ALBRECHT, G., BERGMANN, H., BOROVICZÉNY, F., BUCHTELA, K., GOLDBRUNNER, J.E., HACKER, P., KOLLMANN, H., PÖTSCH, F., ULLRICH, J., WEHINGER, K., ZETINIGG, H. & ZOJER, H. (1986): Tiefengrundwässer und Trinkwasserversorgung. – ÖWWV-Regelblatt, 202, 60 S., Wien.



Zur Geologie der großen Beckengebiete des Ostalpenraumes

RUDOLF BERKA*

36 Abbildungen

Ostalpen
Neogenbecken
Paratethys
Stratigrafie
Molassezone
Wiener Becken
Steirisches Becken

Inhalt

Zusammenfassung	72
Abstract	72
1. Geologische Grundlagen	72
1.1 Vorbemerkung	72
1.2 Grundzüge der Gebirgs- und Beckenbildung im Ostalpenraum	73
1.2.1 Zur tektonischen Entwicklung des Ostalpengebiets	73
1.2.2 Die tektonische Entwicklung des österreichischen Molassebeckens	74
1.2.3 Die tektonische Entwicklung der inneralpinen Becken Österreichs	76
2. Untergrund und struktureller Bau der Becken	78
2.1 Allgemeines	78
2.2 Der Untergrund der Becken	80
2.2.1 Der Molasseuntergrund	80
Strukturelle Gliederung	80
Zum geologischen Aufbau des Molasseuntergrundes	82
2.2.2 Wiener Becken und Steirisches Becken	85
Das Wiener Becken	85
Das Steirische Becken	90
3. Grundzüge der sedimentären Entwicklung	93
3.1 Die Molassesedimente	93
3.1.1 Die Entwicklung im Westabschnitt	93
3.1.2 Die Entwicklung im Ostabschnitt	98
3.2 Die sedimentäre Entwicklung der inneralpinen Becken	105
3.2.1 Wiener Becken	105
Proto-Wiener Becken (Eggenburgium-Karpatium)	106
Neo-Wiener-Becken	108
3.2.2 Korneuburger Becken	113
3.2.3 Eisenstädter (Mattersburger) Becken	114
3.2.4 Steirisches Becken	117
3.2.5 Das Becken von Oberpullendorf	129
3.2.6 Zum Seewinkel und dem Nordabschnitt des Westpannonischen Beckens	131
Ältere Phase	132
Jüngere Phase	132
4. Literatur	135

* RUDOLF BERKA: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. rudolf.berka@geologie.ac.at

Zusammenfassung

In dieser Synopsis wird die Entwicklung der großen Beckengebiete im Ostalpenraum in ihren Grundzügen dargestellt. Aufgrund der Bildung der Becken im Zusammenhang mit den Gebirgsbildungen im Alpen-Karpaten-Gebiet werden sie als „collision-related basins“ bezeichnet. Der dabei entstandene Deckenstapel (Orogenkeil) wird auf das Vorland (Europäische Platte) aufgeschoben. Auf dem abgesenkten Teil des europäischen Vorlandes, das im österreichischen Gebiet weitgehend durch die Böhmisches Masse eingenommen wird, bildet sich ab ca. 33 Ma das große, voralpine Molassebecken („foreland-basin“). Die Vorlandüberschiebungen verjüngen sich gegen Ost und enden in Ostösterreich vor etwa 17 Ma. Im ostalpinen Raum folgt nach dem Kollisionsgeschehen eine Ost-West-Extension des Gebirges. Diese zeigt sich in einem Ausweichen ostalpiner Elemente (laterale Extrusion) gegen Osten, womit auch die Heraushebung der tieferen, penninischen Einheiten verbunden ist, die nun in tektonischen Fenstern auftreten. Als ein bestimmendes Element für die laterale Extrusion wird die Öffnung des pannonischen Raumes innerhalb des Karpatenbogens angeführt. Diese jüngeren Abläufe sind für Entwicklungsgeschichte der großen ostösterreichischen Becken (Wiener Becken, Steirisches Becken) maßgeblich. In diesem geotektonischen Rahmen werden die sedimentären Entwicklungen dargestellt, die zur Auffüllung der abgesenkten Beckengebiete führten. Die bis zu 5.000 m mächtigen Ablagerungen bestehen zum weit überwiegenden Teil aus den Abtragungsprodukten der sich erhebenden Gebirgsräume, die aus der näheren und weiteren Umgebung in die Beckenbereiche transportiert wurden. Vom paläogeographischen Gesichtspunkt sind die österreichischen Beckengebiete Teile der Paratethys, wobei die in den österreichischen Gebieten gewonnenen biostratigraphischen Erkenntnisse einen bedeutenden Beitrag zur stratigraphischen Gliederung dieses Meeresraumes bilden.

On the geology of the great basins in the Eastern Alpine realm

Abstract

This synopsis shows the development of large sedimentary basins in the Eastern Alps including some basic features. Due to the formation of the basin related to the building of the mountainbelt in the Alpine-Carpathian-region, they are called “collision-related basins”. The thereby formed pile of nappes (orogenic wedge) is pushed onto the foreland (European plate). On the lowered part of the European foreland, which belongs in Austrian territory mainly to the Bohemian Massif, the large Molasse basins originated as foreland basin from about 33 Ma. The foreland thrusts gets younger towards the east and ends in eastern Austria before about 17 Ma. The collisionary process was followed by an east-west directed extension of the Eastern Alps. This is reflected in a lateral extrusion of east-alpine elements to the east and is linked with the uplift of deeper penninic units, which now occur in tectonic windows. As a determining element for the lateral extrusion the opening of the pannonian region within the carpathian arc is cited. These younger processes determine the developmental of the great basins in eastern Austria (Vienna Basin, Styrian Basin). In this tectonic framework the sedimentary developments are presented which finally lead to the filling of the basin areas. The up to 5,000 m thick deposits consist to a major extent of the erosional products of nearby and even far away surrounding mountain regions. From the paleogeographic aspect the treated basinal areas belong to the Paratethys, thus the here found biostratigraphic data contribute essentially to the knowledge of stratigraphic subdivision of this former marine realm.

1. Geologische Grundlagen

1.1 Vorbemerkung

Die entscheidende Voraussetzung zur Bildung von Tiefengrundwässern ist die Möglichkeit für Wasser in den tieferen Untergrund einzudringen. Dies bedarf sogenannter Wegigkeiten (d.h. Durchlässigkeit) des geologischen Substrats. Gute Voraussetzungen dazu bieten Lockergesteinsmassen mit bedeutenden nutzbaren Hohlraumanteilen sowie verkarstete Gesteine. Neben ihrer Durchströmbarkeit bilden diese Gesteine auch die bevorzugten Speicher für die absinkenden Wässer. Das Vorhandensein derartiger Gesteine ist wesentlich von geologischen Prozessen bestimmt.

Die in der Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs ausgewiesenen Gebiete mit Tiefengrundwässern werden im geologischen Sprachgebrauch als sedimentäre Becken bezeichnet, womit eine Ablagerung von Sedimenten und deren Akkumulation über geologische Zeiträume hinweg ausgedrückt wird. Der spezifische Charakter der Sedimente wie die Mineralzusammensetzung, Korngrößenverteilung, chemischer Charakter etc. ist von diversen Voraussetzungen wie der Art des Gewässers (ozeanisch, kleinere Meeresbecken, Mündungsgebiete, Seen etc.), den topografischen Verhältnissen des Hinterlandes, dem Klima u.a., deren Änderungen im Laufe der Zeit und vielen weiteren Faktoren abhängig. Für eine Darstellung von Sedimentbecken scheint es deshalb angebracht, diese geo-

logisch-sedimentologischen Rahmenbedingungen in ihren großen Zusammenhängen aufzuzeigen, was wiederum die Voraussetzung für das Verständnis der hydrogeologischen Verhältnisse bildet.

Die Bildung von Sedimentbecken – d.h. Bereiche mit einer Absenkung des Untergrundes – ist bevorzugt durch tektonische Vorgänge bedingt. Eine zentrale Aufgabe der geologischen Wissenschaft besteht darin, diese geotektonischen Abläufe zu rekonstruieren, um daraus den gegenwärtigen geologischen Aufbau zu erklären. Diese Bemühungen resultieren in palinspastischen Rekonstruktionen, womit versucht wird, die geologischen Verhältnisse zu früheren Zeitpunkten zu erfassen und die Entwicklungsgeschichte nachzuzeichnen.

Wichtige Ansätze der geologischen Wissenschaft entwickelten sich in jüngeren Forschungszweigen wie Strukturgeologie und Geochronologie, wodurch Prozesse wie z.B. Bewegungen von Krustenteilen – Absenkungen, Überschiebungen und Heraushebung – räumlich und zeitlich genauer erfasst werden können. Dennoch behielt der sedimentologische Befund auch in diesen Zusammenhängen seine zentrale Bedeutung, zeichnet dieser doch die Entwicklung durch den „sedimentary record“ nach, d.h. die Füllungen der Becken ermöglichen im weiteren Sinne ebenso Rückschlüsse auf die jeweiligen Zustände der Becken- und häufig auch Gebirgsentwicklung.

1.2 Grundzüge der Gebirgs- und Beckenbildung im Ostalpenraum

1.2.1 Zur tektonischen Entwicklung des Ostalpengebiets

Die vorangegangenen Bemerkungen betonen einen genetischen Zusammenhang von Gebirgs- und Beckenbildung, eine Entwicklung, die für den ostalpinen Raum in seinen Grundzügen kurz dargestellt werden soll. Mit dem Einzug der Deckenlehre zu Beginn des 20. Jahrhunderts wurde der Zusammenhang der Alpenogenese und der Vorlandbeckenbildung hergestellt (TOLLMANN, 1985: 436ff.). Mit dem Durchbruch dieser Lehre zu Zeiten Leopold Kobers (in den 1920er Jahren) und ihrer nachfolgenden Bestätigung durch Tiefbohrungen (Urmannsau 1965/1966, vgl. KÜPPER, 1967) galt diese Erkenntnis als gesichert. Im Vergleich zur Molassezone ist die Einsicht in die Bildungsbedingungen der intramontanen Becken erst in den letzten Jahrzehnen der geologischen Forschung (ab den 1990er Jahren) einer befriedigenden Klärung zugeführt worden.

Tektonische Prozesse sind vielfältiger Natur. Ein Großteil dieser ist auf die Plattentektonik zurückzuführen, ein grundlegendes Prinzip, das die Gestaltung der Erdoberfläche bestimmt. Dementsprechend werden die Sedimentbecken nach geologischen Kriterien wie der Art der unterlagernden Kruste (kontinental, ozeanisch), dem tektonischen Regime (konvergent, divergent) und anderen Charakteristika gegliedert (EINSELE, 2000: 4).

In der großtektonischen Übersicht des zentralen und östlichen Alpenbereichs (Abb. 1) sind die wesentlichen Baueinheiten (Ostalpin, Südalpin, Penninikum etc.) sowie die wichtigsten tektonischen Strukturelemente (Bewegungszone wie die Periadriatische-Störung, das Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störungssystem (SEMP) u.a.) dargestellt; diese Elemente sind die Hauptbeteiligten an dem „alpinen Puzzle“. Abbildung 1 zeigt eine Rekonstruktion der Ostalpen im Zeitraum von Spätpaläogen (Oligozän) bis heute, woraus im Vergleich der Darstellungen die Umgestaltung im Laufe der Zeit sichtbar wird.

Für das Alpen-Karpaten-Gebiet ist die Bewegung von Afrikanischer Platte (in Wirklichkeit Plattenfragmente, Adriatische Platte u.a.) und Eurasischer Platte zueinander (Kollision) die Ursache für die Stapelung von Krustenteilen und der Bildung des Gebirges. Obgleich bereits frühere Gebirgsbildungsphasen („eoalpine“, kretazische Phase) in Teilen der Ostalpen stecken, erfolgt die, das gegenwärtige Bild des Gebirges prägende Entwicklung, in der – geologisch betrachtet – jüngeren bis jüngsten Vergangenheit.

In dieser „tertiären“ Phase (Abb. 1) kommt es vorerst zu einer Deckenstapelung, wobei penninische Einheiten vom Austroalpin überschoben werden (ab ca. 53 Ma). In weiterer Folge wird dieser Deckenstapel (Orogenkeil) auf das Vorland (Europäische Platte) aufgeschoben. Die Vorlandüberschiebungen erfolgen – mit einer Tendenz sich gegen Ost zu verjüngen – im westlichen Abschnitt (Schweiz, Vorarlberg) in einem Zeitraum vom Mittelozän bis ins untere Oligozän (ca. 47–30 Ma). In Ostösterreich und den Westkarpaten enden die Aufschiebungen vor etwa 17 Ma, res-

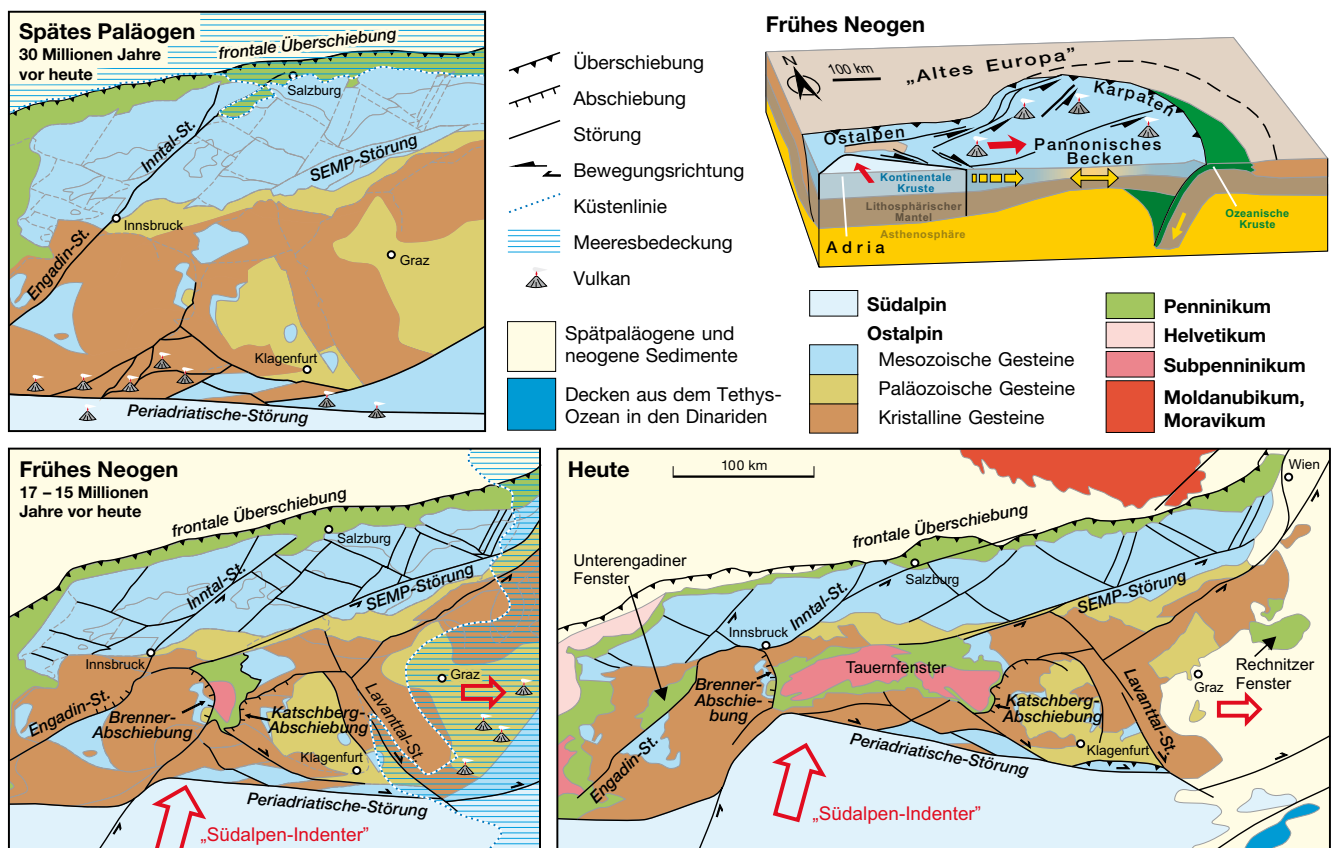


Abb. 1. Die Extrusion der Ostalpen seit dem späten Paläogen (SCHUSTER et al., 2015: Abb. 126).

pektive 14 Ma (WESSELY, 1998: Abb. 1), in den Ostkarpaten setzen sich die Überschiebungen bis ca. 9–6 Ma. fort. Im ostalpinen Raum folgt nach dem Kollisionsgeschehen eine Ost–West-Extension des Gebirges mit einem Ausweichen ostalpiner Elemente (laterale Extrusion) gegen Osten.

Die Hauptextrusionsphase liegt nach FRISCH et al. (1998) zwischen 23 und 13 Ma, mit einem wichtigen Dehnungsimpuls in der Zeit von 18–15 Ma (Ottangium bis unteres Badenium). DECKER & PERESSON (1996) geben als Zeitpunkt für das Ende der Ost–West-Extension des Alpenkörpers etwa 9 Ma (Pannonium) an, dem eine Ost–West-Kompression (9–5 Ma) folgt. Die Extrusionsbewegungen der Krustenteile erfolgen – in Hinblick auf deren Repräsentanz an der Oberfläche – im Wesentlichen entlang der in Abbildung 1 bezeichneten Störungszonen.

Mit der Extension und Extrusion ist die Heraushebung penninischer Einheiten verbunden (Exhumation), die heute in den tektonischen Fenstern auftreten (Tauernfenster, Rechnitzer Fenster etc.). Als ein bestimmendes Element für die laterale Extrusion wird die Öffnung des pannonischen Raumes innerhalb des Karpatenbogens angeführt, eine Schaffung von „Freiraum“, die von einer Subduktion ozeanischer Krustenteile herrührt (FRISCH & MESCHÉDE, 2007: 175). Die geodynamischen Mechanismen für die Öffnung des pannonischen Raumes sind ein „roll-back“ oder „retreat“ (Zurückweichen, Abtauchen) einer Subduktionszone und ein damit verbundenes „back arc rifting“ (Randbeckenbildung, vgl. FRISCH & MESCHÉDE, 2007: 99ff.) sowie ein „gravitational collapse“ in den inneren Karpaten (DECKER & PERESSON, 1996). Diese geodynamischen Vorgänge rufen auch einen weitverbreiteten Magmatismus zwischen 20 und 0,1 Ma hervor (SEGHEDI et al., 2004).

Diese großräumigen Vorgänge bilden den Rahmen zur Beckenentwicklung im Ostalpenraum. Aufgrund der Bildungsbedingungen im orogenetischen Prozess werden sie als „collision-related basins“ bezeichnet (EINSELE, 2000: 7f). Die generellen Verhältnisse derartiger Becken sind in Abbildung 2 dargestellt. Das Vorlandbecken (auch als „flexural basin“ bezeichnet, vgl. ALLEN & ALLEN, 1992: 93ff.) in Abbildung 2 entspricht der Molassezone des Voralpengebietes. Intramontane Becken vom pannonischen Typ bilden sich in spät- bis postorogener Zeit innerhalb divergierender Bewegungen von Plattenteilen, üblicherweise auf einer ausgedünnten Kruste.

1.2.2 Die tektonische Entwicklung des österreichischen Molassebeckens

Das Molassebecken der Alpen – auch als Molassezone bezeichnet – gilt als das klassische Modell für Vorlandbecken. Ähnliche Vorlandbecken sind beispielsweise südlich der Pyrenäen (Ebrobecken) oder südlich des Himalaya zu finden. Vorlandbecken können sich an beiden Seiten eines Gebirgsbogens ausbilden (z.B. Pobecken in Norditalien) und werden, wenn sie an der Rückseite des Gebirges liegen, als „retro-arc basin“ bezeichnet.

Das Vorlandbecken entsteht vor der Orogenfront auf dem Untergrund einer abgesenkten Kontinentalkruste (hier des europäischen Kontinentalrandes). Obgleich derartige Kontinentalränder meist eine lange geologische Entwicklung, auch mit vorhergehenden Absenkungen etc. aufweisen, wird die Bildung des Vorlandbeckens als eine spezielle Phase mit einem eigenständigen sedimentären Zyklus betrachtet. In Abbildung 3 ist der Übergang von einem ozeanischen Restbecken (a, b, mit ozeanischer Kruste und mit Subduktionsgeschehen) zum Molassebecken (c, d) und den zugehörigen sedimentären Verhältnissen modellhaft dargestellt. Dieses Schema gibt in Grundzügen die Entwicklung an der Nordfront der Alpen wieder (Einbeziehung der Tiefwassersedimente („Flyschzone“) in der Darstellung). Als besonderes Charakteristikum dieser Becken erscheint ihre Asymmetrie.

Die Beckenbildung des Molassestadiums geht mit dem Heranrücken der Gebirgsfront und einer verstärkten Absenkung (Subsidenz) des Untergrundes durch die Auflast des Orogens (Faltungs- und Überschiebungsgürtel in Abbildung 3) einher; dabei wandert die Beckenachse mit der Orogenfront sukzessive gegen den Kontinentalrand. Der Ablauf der Beckenentwicklung und der jeweiligen sedimentären Verhältnisse ist im wesentlichen vom Wechselspiel zwischen Vorrücken der Gebirgsfront (langsam oder schnell), ihrer Auflast (hoch oder gering), dem Aufbau und der Reaktion der überfahrenen Erdkruste bestimmt. Daraus können sich komplexe und vielfältige Vorgänge ergeben, die wiederum die sedimentären Verhältnisse bestimmen.

Der sedimentäre Eintrag ins Becken erfolgt hauptsächlich aus dem Abtrag des aufsteigenden jungen Gebirges und es lässt sich ein genereller sedimentärer Entwicklungstrend

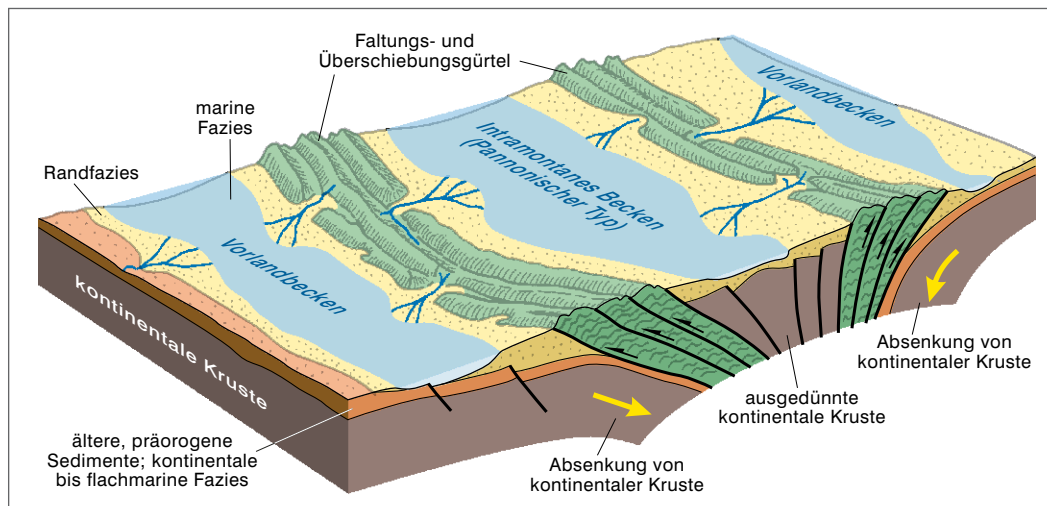


Abb. 2. Beckenbildungen bei Kontinentkollision (verändert nach EINSELE, 2000: Fig. 1.3b, mit Genehmigung von Springer).

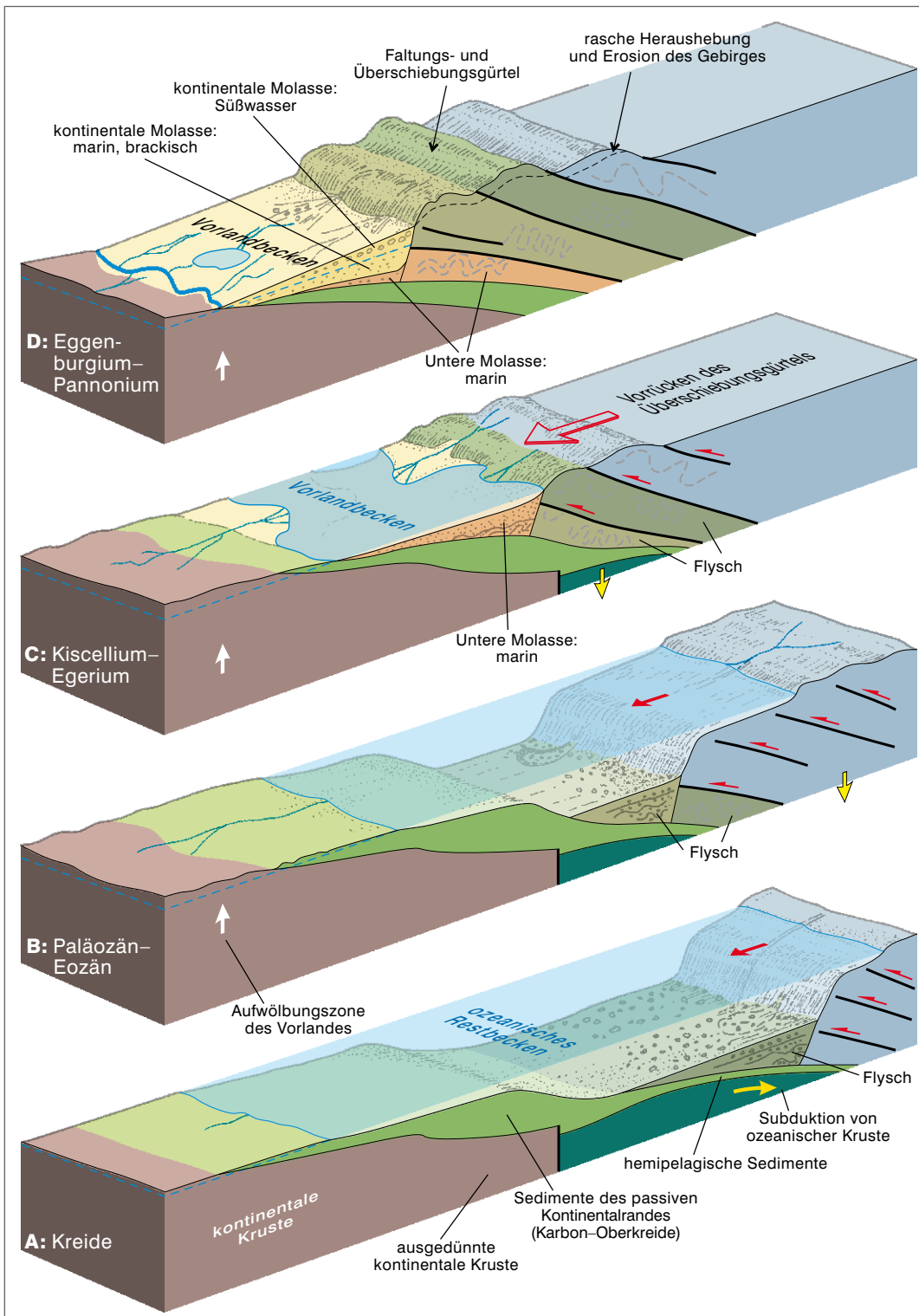


Abb. 3. Entwicklungsphasen von Vorlandbecken; verändert nach EINSELE (2000: Fig. 12.31).

von feinklastisch-marinen Tiefwassersedimenten über gröberklastisch-flachmarinen zu kontinental-deltaischen Süßwassersedimenten feststellen, ein Zyklus, der im zentralen alpinen Vorlandbecken der Schweiz und Deutschlands zweimal entwickelt ist (untere und obere Meeres- bzw. Süßwassermolasse).

Die österreichische Molassezone bildet einen Abschnitt der Alpin-Karpatischen Vortiefe, die am Außenrand des alpinen Gebirgsbogens vom Rhonegraben bis ins Vorland von Ost- und Südkarpaten in der Ukraine und Rumänien reicht.

Der österreichische Anteil der Molassezone (der Anteil der Molassezone im Vorarlberger Gebiet kann hier nicht mitbehandelt werden) kann sowohl vom geografischen als auch vom geologisch-sedimentologischen Gesichtspunkt in einen W-E ausgerichteten Westabschnitt und einen SW-NE orientierten Ostabschnitt unterteilt werden. Die beiden Teilgebiete werden durch den „Sporn der Böhmisches Masse“ getrennt (Abb. 9). Im Bereich des „Sporns“ (Amstetten-Melk) verengt sich die bis zu 50 km breite Molassezone des Westabschnittes auf wenige Kilometer, um sich in weiterer Folge im Ostabschnitt allmählich wieder

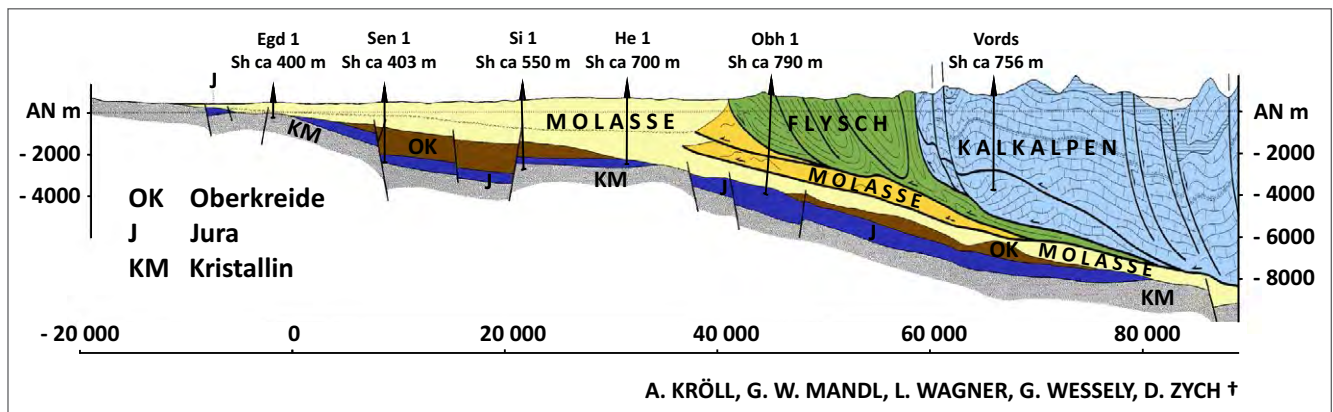


Abb. 4.
N-S Schnitt durch die oberösterreichische Molassezone (aus KRÖLL et al., 2006a, leicht verändert; Lage des Profilschnittes in Abb. 8).

gegen Nordost zu verbreitern. Die eigentliche Molasse-sedimentation setzt im Westabschnitt im Kiscellium (ab ca. 33 Ma), im Ostabschnitt mit dem Egerium und weiter gegen NE mit dem Eggenburgium (ab ca. 20 Ma) ein. Ebenso verlagert sich der Zeitpunkt des Endes der marinen Sedimentation von West nach Ost/Nordost vom obersten Ottnangium im Westen zum Karpatium (teils Badenium bis unteres Pannonium) im Osten. Diese individuelle Entwicklung des Ostabschnittes zeigt sich „in zahlreichen Einzelheiten“ und fand „seit langem [...] als ‚Außeralpines Wiener Becken‘ eine gesonderte Betrachtung“ (TOLLMANN, 1985: 455). MALZER et al. (1993: 302) nehmen „...der besseren Übersicht wegen und weil [...] es deutliche Unterschiede gibt [eine] natürliche Dreiteilung“ in den Abschnitt westlich der Böhmisches Masse, den Abschnitt auf dem Sporn (von Steyr bis St. Pölten) und den Abschnitt östlich der Böhmisches Masse vor.

Es sei noch auf ein Charakteristikum der Molassezone hingewiesen, das ihre tektonische Entwicklung nachzeichnet und die Bedeutung der tektonischen Abläufe hervorhebt. Die anhaltende Konvergenz und Einengung des Beckens führt auch zur Überführung von Sedimenten, die bereits zum Molassezyklus gehören. So werden Teile der jungen Beckensedimente in den Deckenbau einbezogen. Diese liegen als geschuppte Molasse (nach STEININGER et al., 1986: „Allochthone Molasse“) am Nordrand der alpinen Front und auch unter den alpinen Decken vor (siehe Nr. 35 in der Kartenbeilage und Abbildung 4). Je nach dem Auslaufen der Überschiebungen sind Sedimente unterschiedlichen Alters in den Schuppenbau einbezogen. Im Westabschnitt enden die Überschiebungsbewegungen der Alpenfront im unteren Miozän (ca. 20–24 Ma), im Ostabschnitt mit dem Karpatium (ca. 17 Ma). Die obertägige Verbreitung der geschuppten Molasse zeigt eine breite Zone im Bereich Vorarlberg bis Oberbayern (Chiemsee; vgl. LEMKE, 1984: Abb. 10) und ein fast völliges Verschwinden im Raum Salzburg bis Steyr. Für dieses Gebiet ist die Ausbildung von Molasseschuppen im Untergrund bekannt. Im Gebiet des niederösterreichischen Alpenvorlandes säumt die geschuppte Molasse mit etwa anhaltender Breite den Nordrand der Flyschdecken. Nördlich der Donau setzt sie sich in Form der Waschbergzone (die in der NE-Fortsetzung in die Steinitzer Zone übergeht) in der besonderen Entwicklung mit den Aufschürfungen des „prä-tertiären“, autochthonen Molasseuntergrundes als Klippen (in der Literatur auch als Klippenzone bezeichnet) bis weit

in das tschechische Gebiet fort (z.B. die altbekannten Jura-Klippen von Štramberg (bei Kopřivnice, 60 km östlich von Olmütz).

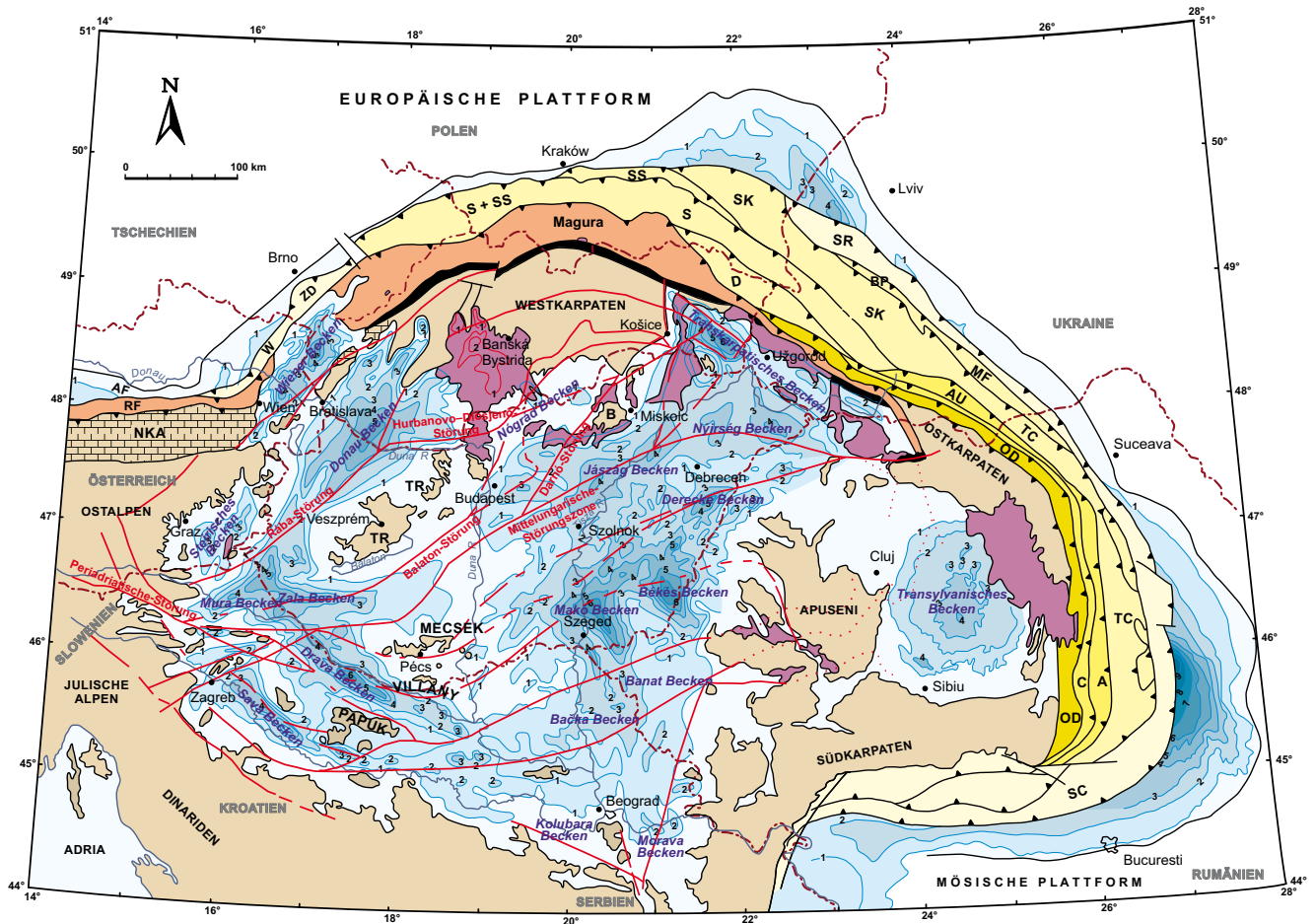
Diese tektonischen Bedingungen, die sich aus dem Vorrücken der Alpenfront und der Einbeziehung überfahrener Sedimentkörper in den Gebirgsbau bzw. von Ablagerungen auf den Gebirgsdecken selbst ergeben, veranlassen eine Untergliederung der Molasse in autochthon, allochthon und parautochthon (STEININGER et al., 1986).

1.2.3 Die tektonische Entwicklung der inneralpinen Becken Österreichs

Die generellen Voraussetzungen für die inneralpinen (intramontanen) Beckenbildungen sind in den Grundzügen der Gebirgsentwicklung kurz dargelegt worden. Das spezifische Merkmal ist die Position der Becken auf den Gebirgseinheiten und die Abhängigkeit der Beckenbildungen von den orogenen Prozessen. Die großen intramontanen Beckengebiete Österreichs (Wiener Becken, Steirisches Becken) sind im Zuge der oben dargestellten lateralen Extrusion entstanden (ab ca. 20 Ma, unteres Miozän, Eggenburgium), etwa zu einer Zeit, in der die aktiven Überschiebungen an der zentralen Alpenfront enden und die Auffüllung des westlichen und mittleren Molassebeckens zu einem allmählichen Stillstand gelangt. Das Wiener Becken und das Steirische Becken weisen aufgrund ihrer verschiedenen Position auf dem ausweichenden Gebirgskörper unterschiedliche tektonische Merkmale auf.

Das Wiener Becken liegt auf der hier im Karpatium zum Stillstand gekommenen Überschiebungsfond und bildet sich im Übergangsbereich zu den Westkarpaten, die während der nachfolgenden Extrusionsphase dem Vorland noch weiter überschoben werden. Diese Bewegungen führen zur Bildung von Blattverschiebungen (strike-slip faults), die den nördlichen Teil der Ostalpen durchschneiden und durch die fortgesetzte Bewegung der Westkarpaten zur Absenkung des Beckens führt. Es kann somit als „strike-slip basin“ oder als „pull-apart basin“ (mit sinistrallem Schersinn) bezeichnet werden.

Für das Steirische Becken als Randbecken des Pannonischen Beckensystems (PBS) sind die Entwicklungen im pannonischen Raum von übergeordneter Bedeutung. Abbildung 5 zeigt eine Gesamtübersicht des Pannonischen



LEGENDE

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | EUROPÄISCHE UND MÖSISCHE PLATTFORM | | PIENINIY KLIPPENZONE |
| | VORTIEFE UND PANNONISCHES BECKENSYSTEM | | NÖRDLICHE KALKALPEN |
| | SUBKARPATISCHE EINHEIT | | INTERNE ALPINE, KARPATISCHE UND PANNONISCHE EINHEITEN |
| | KROSNO-MENILITE ZONE UND ÄUSSERE MOLDAVIDEN | | NEOGENE VULKANITE |
| | INNERE MOLDAVIDEN | | HAUPTSTÖRUNGS- UND ÜBERSCHIEBUNGSLINIEN |
| | MAGURÁ-GRUPPE | | TIEFENLINIEN DES BECKENUNTERGRUNDES (1000 m) |
| | ÄUSSERE DACIDEN | | |

Abb. 5. Geologische Übersicht des Pannonischen Beckensystems und angrenzender Gebiete (verändert nach Kováč et al., 2003).
 Abkürzungen: AF: Alpine Vortiefe, RF: Rhenodanubikum, NKA: Nördliche Kalkalpen, W: Waschberg-Einheit, Z: Zđánice-Einheit, S: Silesische Einheit, SS: Subsilesische Einheit, SK: Skole-Skiba-Einheit, D: Dukla-Einheit, SR: Sambir-Roznyatov-Einheit, BP: Boryslav-Pokuttya Zone, MF: Marginal Folds-Einheit, TC: Tarcău-Einheit, AU: Audia-Einheit, C: Convolute Flysch-Einheit, OD: Äussere Daziden, SC: Subkarpaten, TR: Transdanubische Einheit, B: Bük.

Beckensystems mit seinen Teilbecken. (Zu den tektonischen Einheiten dieses Gebietes und ihrer geodynamischen Entwicklung, siehe KOVÁČ et al., 2003.) Das ungarisch-slowakisch-nordrumänische Gebiet wird von zwei tektonischen Großeinheiten aufgebaut: ALCAPA und Tisza (Tisza-Dacia). ALCAPA (für Alpen-Karpaten-Pannonien) nimmt den Norden und Westen, Tisza (auch als Südpannonische Einheit bezeichnet) den Südosten ein. Dazwischen liegt die mittelungarische Scherzone (Mid-Hungarian Fault Zone). Die Verbindung des Ostalpins mit den westkarpatischen Einheiten sowie der Transdanubian Range (Bakony Gebirge) beruht auf deren vergleichbaren geologischen Entwicklungen (FROITZHEIM et al., 2008). Dagegen zeigt Tisza eine deutlich unterschiedliche Entwicklung und kommt spätestens im frühen Oligozän (ca. 35 Ma) in eine Nahposition zu ALCAPA (FODOR et al., 1999). Die nachfolgenden differenziellen Bewegungen der beiden Krustenteile werden bevorzugt in der mittelungarischen Scherzone

ne, die als ein Element des Periadriatischen Lineaments aufzufassen ist, aufgenommen. Diese Scherzone ist durch das Auftreten südalpiner Einheiten, periadriatischer Intrusiva sowie von Flyscheinheiten (Szolnok Flysch) gekennzeichnet. Den Südwestrand des PBS bilden die Dinariden.

Der Untergrund des Steirischen Beckens, des an Österreich angrenzenden Westungarischen Beckens (Kleine ungarische Tiefebene) sowie des Mura-Zala Beckens (NE-Slowenien–SE-Ungarn) besteht aus ALCAPA-Einheiten. Die Grenze der ALCAPA-Einheiten zur Mittelungarischen Scherzone bildet die Balatonlinie. Die Mittelungarische Scherzone ist über ein komplexes Störungssystem im slowenischen Raum (POLTNIĞ & HERLEC, 2012: 27ff.; SACHSENHOFER et al., 2001) mit dem Periadriatischen Lineament verbunden.

Mit Beginn der lateralen Extrusion von ALCAPA bewegen sich die beiden Einheiten mit entgegengesetzter Ro-

tation (ALCAPA linkssinnig, Tisza rechtssinnig) aufeinander zu und die beiden Einheiten driften gegen Nordosten und Osten, wobei Flysch- und Vorlandbecken überschoben werden. In diesem Zusammenhang wirkt auch der oben genannte roll-back Mechanismus einer Subduktionszone. Beckenbildung in dieser Phase – entsprechend den back-arc-basins bei Subduktionszonen – werden einer syn-rift Phase zugeordnet. Sie ist durch Grabenbildungen an Abschiebungen sowie an den Blattverschiebungssystemen mit einer generell hohen Subsidenzrate (rasche Absenkung) gekennzeichnet. Diese initialen Becken entstehen in weiten Bereichen von ALCAPA. Weiters ist diese Phase mit dem Auftreten des kalkalkalischen Magmatismus (SEGHEDI et al., 2004) verbunden. Im Steirischen Becken bewirken diese Vorgänge die Bildung der einzelnen Teilbecken und der Magmatismus manifestiert sich im Gleichenberger Vulkangebiet (siehe unten). In dieser Phase kommt es auch zur Heraushebung des Penninikums im Rechnitzer Fenster. Deshalb wird für diese Phase auch der Begriff des „core complex mode“ verwendet (TARI et al., 1999), womit das Prinzip der lateralen Extension/Extrusion von ALCAPA auf dem noch duktil verformbaren Penninikum angesprochen wird. In diesen Modellen geht diese erste Phase in eine „wide rift“ Phase über (ab dem Badenium), in der Kruste und Lithospärenmantel eine gemeinsame Ausdehnung/Ausdünnung erfahren. Dieser folgt eine „narrow rift“ Phase (etwa ab Beginn des Pannoniums). Hier erfolgen zusätzliche Ausdünnungen und Absenkungen nur noch in einzelnen Beckengebieten (z.B. im „Danube Basin“).

In den Modellen, die Syn- und Postriftphase unterscheiden, endet die Synriftphase im Steirischen Becken mit dem Ende des Karpatiums (16 Ma; SACHSENHOFER, 1996). Dieser Einschnitt wird auch durch die Steirische Diskordanz (FRIEBE, 1990: 228) – „Steirische Gebirgsbildung“ nach STILLE (1924) – markiert, ein tektonischer Impuls, der nur im PBS und dem angrenzenden Wiener Becken auf-

tritt. Im eigentlichen Pannonischen Becken wird der Zeitraum des Synrifts von 20–14 Ma (bis Ende Badenium) angegeben (HORVÁTH & TARI, 1999).

Die geodynamische Entwicklung ab dem Badenium ist im Wesentlichen durch die fortgesetzte Ausdünnung und Absenkung der Kruste bestimmt (wide rift). In den Westkarpaten endet die Überschiebung auf das Vorland bei ca. 14 Ma, hingegen dauert die Überschiebung von Tisza noch bis in das Pannonium an. Um 5–6 Ma enden diese extensionellen Phasen und werden generell von einem kompressiven Regime abgelöst, was zur Beckeninversion (Anhebung) führt. Als geodynamisches Modell für eine spätmiozäne Postriftphase wird auch ein konvektiver Asthenosphärenaufstieg unter der ausgedünnten Lithosphäre ins Treffen geführt, womit die Gleichzeitigkeit von Extension und Kompression im PBS zu erklären versucht wird (HUISMANS et al., 2002).

Das Ende der Absenkung und die nachfolgende Heraushebung und somit das Ende der Beckensedimentation beginnt im Steirischen Becken bereits deutlich früher (ab dem mittleren Pannonium, ca. 10,5 Ma) als in den angrenzenden Becken des PBS (ab 6 Ma), was aus seiner randlichen Lage erklärbar scheint. Die generelle Heraushebung des PBS fand im Quartär statt, obgleich es im zentralen Becken sowie im „Danube Basin“ auch im Quartär noch zu nennenswerten Absenkungen kam, Vorgänge, die jedoch nicht mehr auf eine Extension, sondern auf eine großräumige Faltung zurückgeführt werden (CLOETINGH et al., 2006).

Die inneralpinen Beckengebiete wie das Fohnsdorfer Becken, das Lavanttaler Becken oder die kleineren Absenkungsbereiche an der Mur-Mürz-Furche sind an die großen Blattverschiebungssysteme gebunden, die sich im Zuge der lateralen Extrusion herausbildeten. Die Hauptabsenkungen dieser Becken fanden im Karpatium und Badenium statt (TOLLMANN, 1985).

2. Untergrund und struktureller Bau der Becken

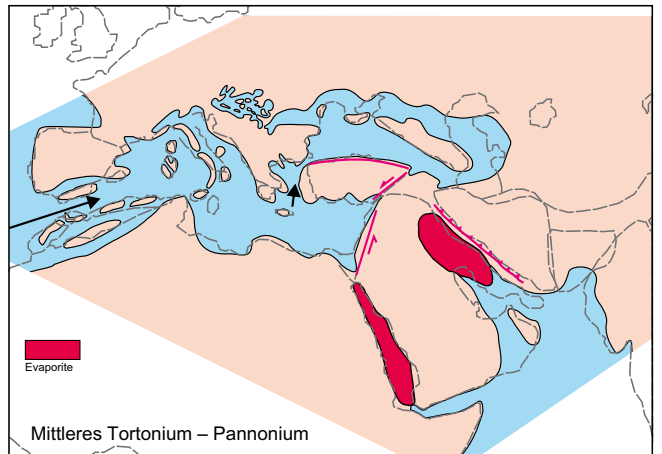
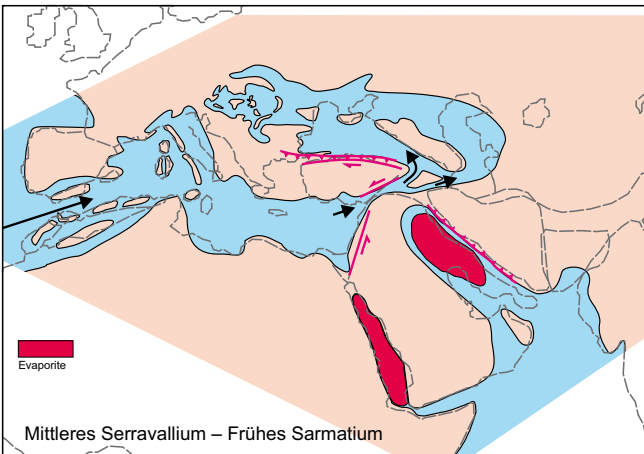
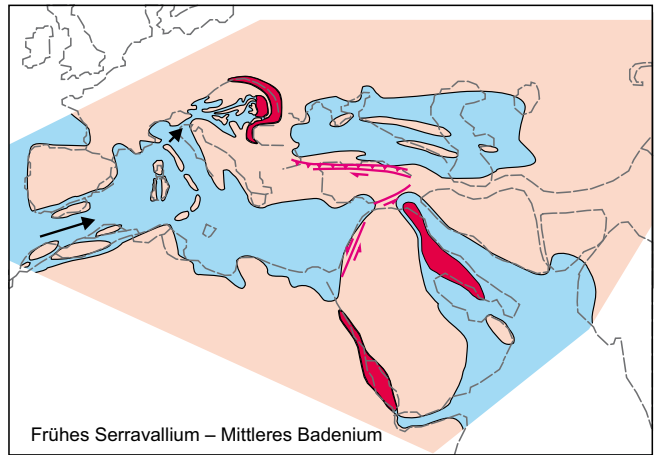
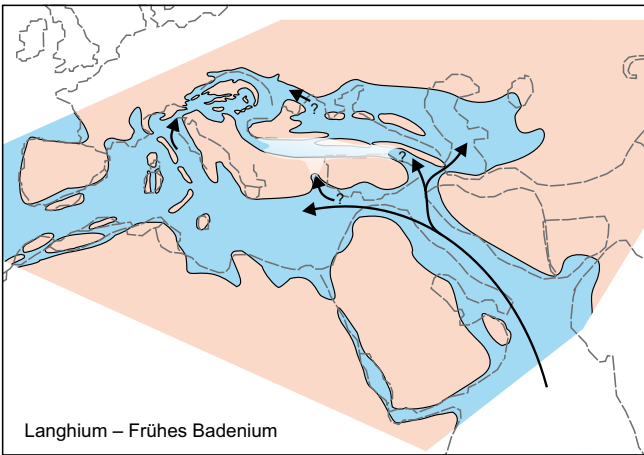
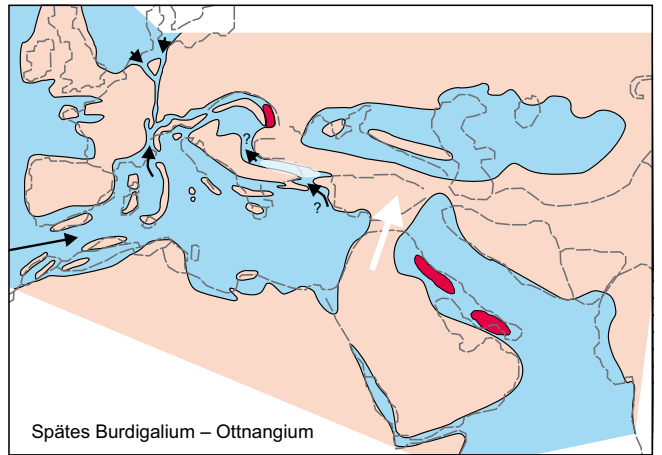
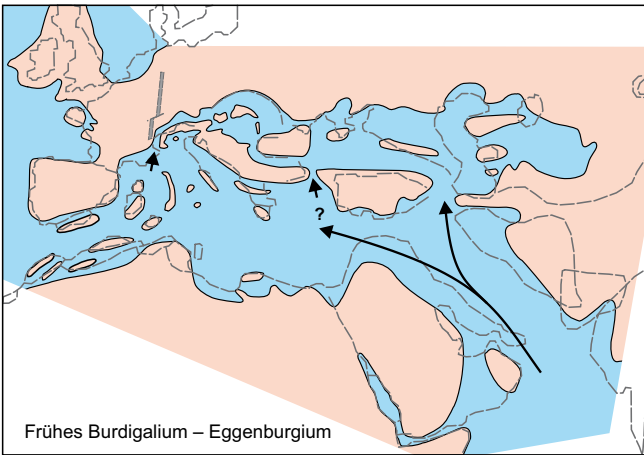
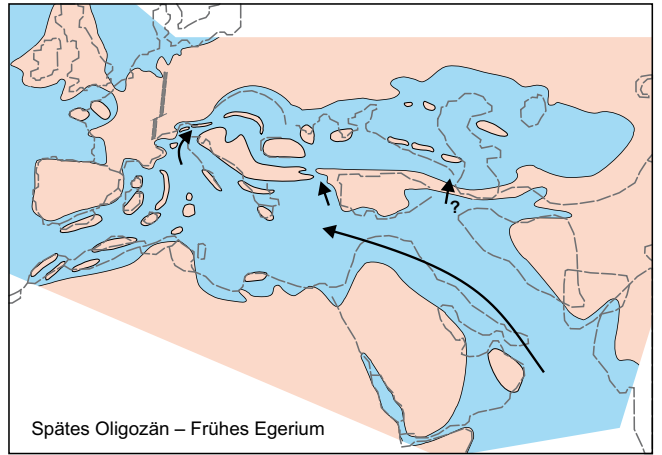
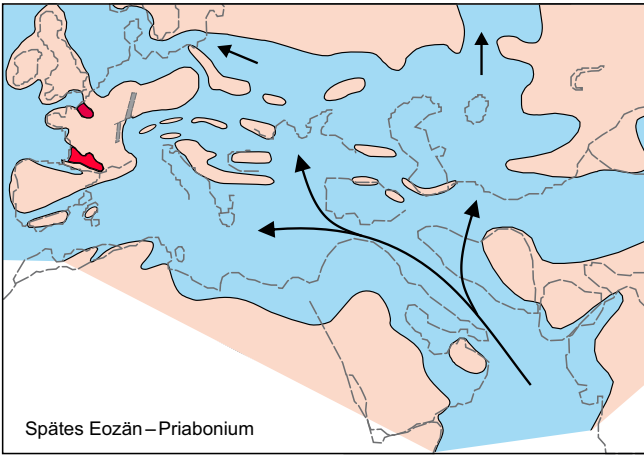
2.1 Allgemeines

Die orogenetischen Abläufe im Alpen-Karpaten-Gebiet sowie in Südosteuropa insgesamt zeichnen sich in der paläogeografischen Umgestaltung der Meeresgebiete nach. Es würde hier zu weit führen, die Entwicklungen von ozeanischen Becken und diversen Restmeeren, ihren Öffnungen und Schließungen darzustellen (siehe dazu: STAMPFLI & KOZUR, 2006; RÖGL, 1998). Der wesentliche Ansatzpunkt liegt in dem Kollisionsgeschehen von Europa mit – sogenannten „Afrika-derived“ – kontinentalen Plattenfragmenten (Adria/Apulia u.a.), die letztlich zur Bildung und Erhebung der alpinen Kettengebirgszüge vom Eozän bis ins untere Neogen führten. Daraus ergab sich eine Teilung der ehemaligen Tethys in einen „circum-mediterranen“, südlichen Meeresbereich (deren Reste zum Mittelmeer wurden) und einen nördlichen Bereich, der als Paratethys bezeichnet wird. Die unterschiedlichen Entwicklungen dieser Meeresräume veranlassten auch die Aufstellung von eigenen Stufengliederungen (ab dem Oligozän) für die Paratethys (vgl. PILLER et al., 2004), die in Österreich üblicherweise Anwendung findet.

Die Paratethys erstreckt sich vom Molassegebiet in Frankreich bis in das Gebiet des kaspischen Meeres und des Aralsees (und zeitweise darüber hinaus). In Abbildung 6 ist die Rekonstruktion der Entwicklung von Paratethys und Mittelmeer im Zeitraum von 36–12 Ma zusammengefasst (RÖGL, 1998, 1999, 2001; siehe auch: STEININGER & WESSELY, 2000; POPOV et al. 2004). Sie zeigen in der Gesamtschau eine zunehmende Abschnürung der Paratethys von den umgebenden Meeresbereichen. Diese Abschnürung führt letztlich zum sukzessiven Aussüßen (Abnahme der Salinität des Wassers) des Restmeeres und zur Bildung des sogenannten Pannonsees, des Schwarzen Meeres und anderen Restbecken.

Aufgrund ihrer unterschiedlichen Entwicklungen wird in eine westliche, zentrale und östliche Paratethys untergliedert. Die westliche Paratethys entspricht der alpinen Molassezone bis Westbayern, der zentralen der Raum von Ostbayern bis in die karpatische Vortiefe, wozu auch das

Abb. 6.
Paläogeografische Entwicklung von Paratethys und Mediterran, spätes Eozän bis Pannonium (aus RÖGL, 1998, 1999, 2001). ►



Wiener Becken und der Pannonische Raum gerechnet wird (STEININGER & WESSELY, 2000). Der zentralen Paratethys schließt sich die östliche Paratethys an. In der zeitlichen Entwicklung können vier Phasen unterschieden werden: Protoparatethys (Kiscellium), Eoparatethys (Egerium bis Ottnangium), Mesoparatethys (Karpatum–Badenium) und Neoparatethys (Sarmatium bis Rezent). Die nachfolgende Darstellung der großen Beckenbereiche Österreichs hat im Wesentlichen die Entwicklung der zentralen Paratethys sowie des Westrandes des infolge abgeschnürten Pannonischen Beckens zum Inhalt.

2.2 Der Untergrund der Becken

2.2.1 Der Molasseuntergrund

Strukturelle Gliederung

Den Untergrund der Molassezone bildet der Kontinentalrand Europas, der hier von der Böhmisches Masse und deren sedimentären Auflagerungen eingenommen wird.

Der Molasseuntergrund zeigt folgendes strukturelles Bild: die Tiefenlinien streichen im Westabschnitt etwa E–W, die Alpenfront verläuft leicht schräg dazu. Dies hat zur Folge, dass die Tiefenlage des Untergrundes an der Gebirgsfront von 4.000 m im Salzburger Raum allmählich auf ca. 1.300 m im Gebiet von Steyr ansteigt. In der Verengungszone Amstetten–Wieselburg liegt der Untergrund bei etwa 800 m unter der Oberfläche. Ab St. Pölten–Wilhelmsburg schwenken die Tiefenlinien in ein NE–SW-Streichen um und der Beckenuntergrund sinkt wieder auf über 2.000 m

unter Gelände ab (jeweils auf die Gebirgsfront bezogen). Das Gebiet nördlich der Donau weist mit Waschbergzone und der Bildung des großen Wiener Beckens ein vom Voralpengebiet abweichendes Bild auf, da hier die alpinen Teile selbst tief versenkt sind. Der europäische Untergrund sinkt hier in Tiefen von über 7.500 Metern ab (-7.334 m AN in Zistersdorf ÜT, vgl. auch den Profilschnitt zum Wiener Becken in Abbildung 14).

Unterhalb der alpinen Decken von Flyschzone und Kalkalpen erreichten Bohrungen den Molasseuntergrund bei -3.575 m AN in Oberhofen (nähe Straßwalchen, Abb. 8), bei -4.688 m AN in Molln 1, -5.583 m AN in Berndorf 1, -5.887 m AN in Aderklaa ÜT 1. Unter den höheren Kalkalpendecken (Dachstein etc.) ist die Versenkung der Kontinentalkruste mehr als 8.000 m unter AN (KRÖLL et al., 2006a). Abbildung 7 gibt eine Übersicht zu den Untergrundverhältnissen des Ostabschnittes. In Abbildung 8 sind die geologischen Informationen zum Beckenuntergrund sowie strukturelle Merkmale, wie Bruchlinien und Tiefenlage, für den Westabschnitt der Molassezone zusammengestellt.

Neben der genannten Trennung von West- und Ostabschnitt durch die kristalline Hochzone ist der Molasseuntergrund jeweils durch Schwellenbereiche sowie Becken- und Grabenzonen gekennzeichnet, worin sich die „prätertiäre“ geologische Entwicklung ausdrückt. Der westliche Molasseuntergrund ist durch eine „Zentrale Schwellenzone“ gekennzeichnet, die – als Fortsetzung des Landshut-Neuöttinger-Hochs – einen NW–SE streichenden Rücken bildet, dem im Norden der Braunaer Trog und im Süden das Salzachbecken anliegt. Östlich

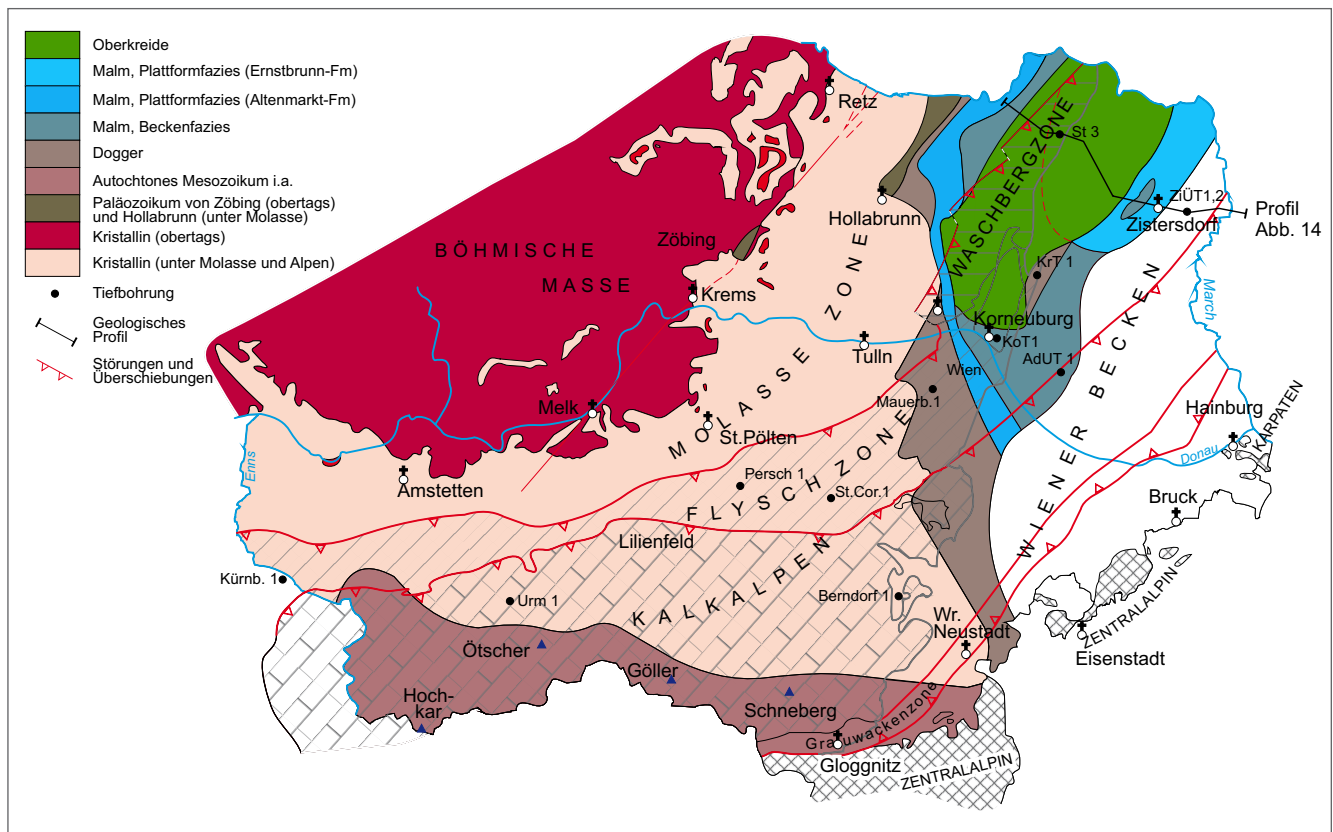


Abb. 7. Der Beckenuntergrund der Molassezone zwischen Enns und Thaya (aus WESSELY, 2006: Abb. 154).

Geologische Karte des prätertiären Untergrundes

Tiefenstufen in
Grauskala dargestellt



• Tiefbohrungen

- Ho Hochberg
- Per Perwang
- Vo Vordersee
- Obh Oberhofen
- Grü Grünau
- Mol Molln

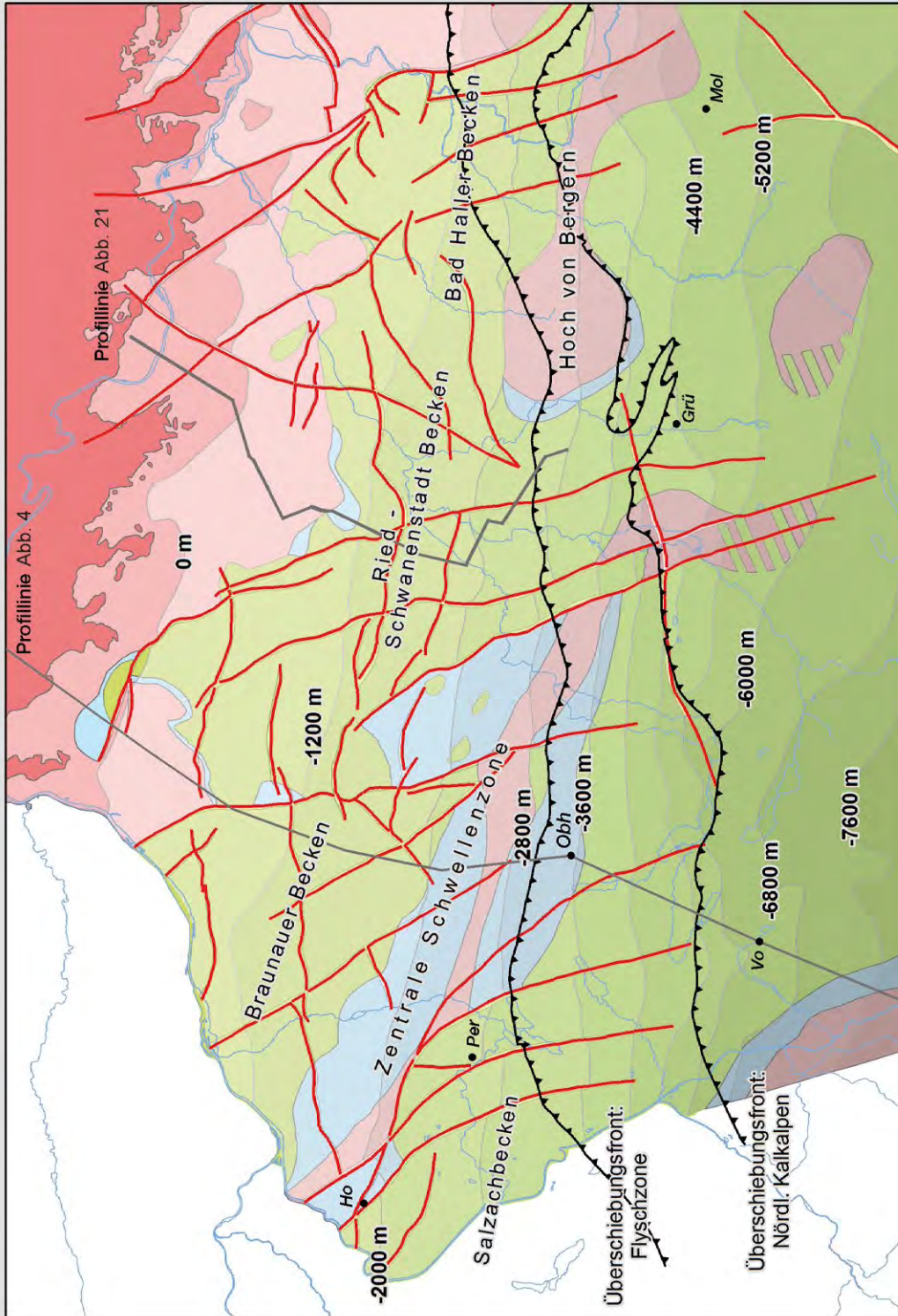


Abb. 8. Beckenuntergrund des Westabschnittes der Molassezone (nach Kröll et al., 2006a).

davon liegen das Ried-Schwanenstädter Becken und das Bad Haller Becken. Die Becken sind meist durch NNW-SSE/N-S streichende Brüche begrenzt (z.B. Rieder Abbruch am Ostrand des Braunauer Blockes; Steyrer Bruch), mit bevorzugter Absenkung der Westscholle bei nicht allzu großen Sprunghöhen. Die orthogonal dazu verlaufenden Bruchsysteme senken im Wesentlichen gegen Süd ab. Am Südrand des Haller Beckens befindet sich eine weitere Kristallinauftragung, das Hoch von Bergern.

Im Ostabschnitt wird der Untergrund durch NE-SW verlaufende Brüche/Störungen/Grabensysteme (Mailbergbruchsysteem mit über 2.000 m Vertikalversatz, Stettendorfer Bruch, Diendorfer Störung) dominiert (Abb. 22). Die bruchhaften Zerlegungen zeigen bevorzugt mesozoische Aktivitäten (Mitteljura), obgleich die variszische Anlage zu vermuten ist („Boskovitzer Furche“). Wesentliche mesozoische Absenkungen mit Beckenbildung sind vom östlichen Teil des Ostabschnittes bekannt (siehe unten). Zum südlichen Bereich unter den Alpen Decken liegen lediglich Informationen aus Tiefbohrungen sowie aus Reflexionsseismiken vor (KRÖLL et al., 2001: 21f.). In diesem Zusammenhang ist jedoch auf die Einbeziehung von Sedimenten des Kontinentalrandes in den alpinen Bau (Grestner Klippenzone, insbesondere im Raum Ybbsitz, großtektonisch dem Helvetikum zugeordnet, sowie auf die Granitotitika (Leopold-Buch-Denkmal) in der Buntmergelerde) hinzuweisen. Beim Einsetzen der Molassesedimentation (ab dem Oligozän) wird der Kontinentalrand als weitgehend eingeebnet angesehen (MALZER et al., 1993: 292). Für das Diendorfer Störungssystem werden auch miozäne Aktivitäten mit Steilstellung von karpatischen und badenischen(?) Ablagerungen angezeigt (ROETZEL et al., 1999a: 349).

Zum geologischen Aufbau des Molasseuntergrundes

Wie bemerkt, wird der Untergrund vom kristallinen Sockel der „Böhmischen Masse“ – als Überbegriff für verschiedene kristalline Grundgebirgseinheiten, die seit dem Varizikum Teil der europäischen Kontinentalplatte sind – und seiner sedimentären Bedeckung („Autochthon“) aufgebaut. Es sollten hier nur einige Grundzüge der Entwicklung des Kontinentalrandes angeführt werden. Eingehendere Betrachtungen finden sich bei MALZER et al., 1993: 283ff, WESSELY, 2006: 59ff, sowie bei TOLLMANN 1985: 409ff. Abbildung 9 zeigt schematisiert die stratigrafischen Verhältnisse der autochthonen Bedeckung des kristallinen Untergrundes mit lithologischer wie fazieller Charakterisierung.

Die Kenntnisse über Aufbau und Verteilung der sedimentären Abfolgen beruhen zwar bevorzugt auf Bohrungen zur Kohlenwasserstoffexploration, jedoch sind einzelne Teile auch durch tektonische Aufschürfung, wie etwa in der Waschbergzone obertags aufgeschlossen (Abb. 11), bzw. finden sich – wie für den Westabschnitt zutreffend – im benachbarten Ausland (z.B. Oberjuraplattformkarbonate in der Schwäbischen Alb). Im geologischen Profilschnitt (Abb. 10) ist der Aufbau des autochthonen Stockwerkes – und zwar sowohl in autochthoner Position als auch in ihrer Form als Schuppenmaterial der Waschbergzone – sowie die nomenklatorischen Bezeichnungen für den Ostabschnitt ersichtlich. Hinsichtlich des Westabschnittes findet sich in MALZER et al. (1993: 284) eine entsprechende Tabelle.

Am Sporn der Böhmischen Masse (ab Steyr ostwärts) fehlt dem kristallinen Sockel eine autochthone, sedimentäre Auflage, die vermutlich der Erosion anheimgefallen ist. Oberkreidebedeckung wird hier erst unter den Alpen ausgewiesen (KRÖLL et al., 2001). Autochthone „präterti-

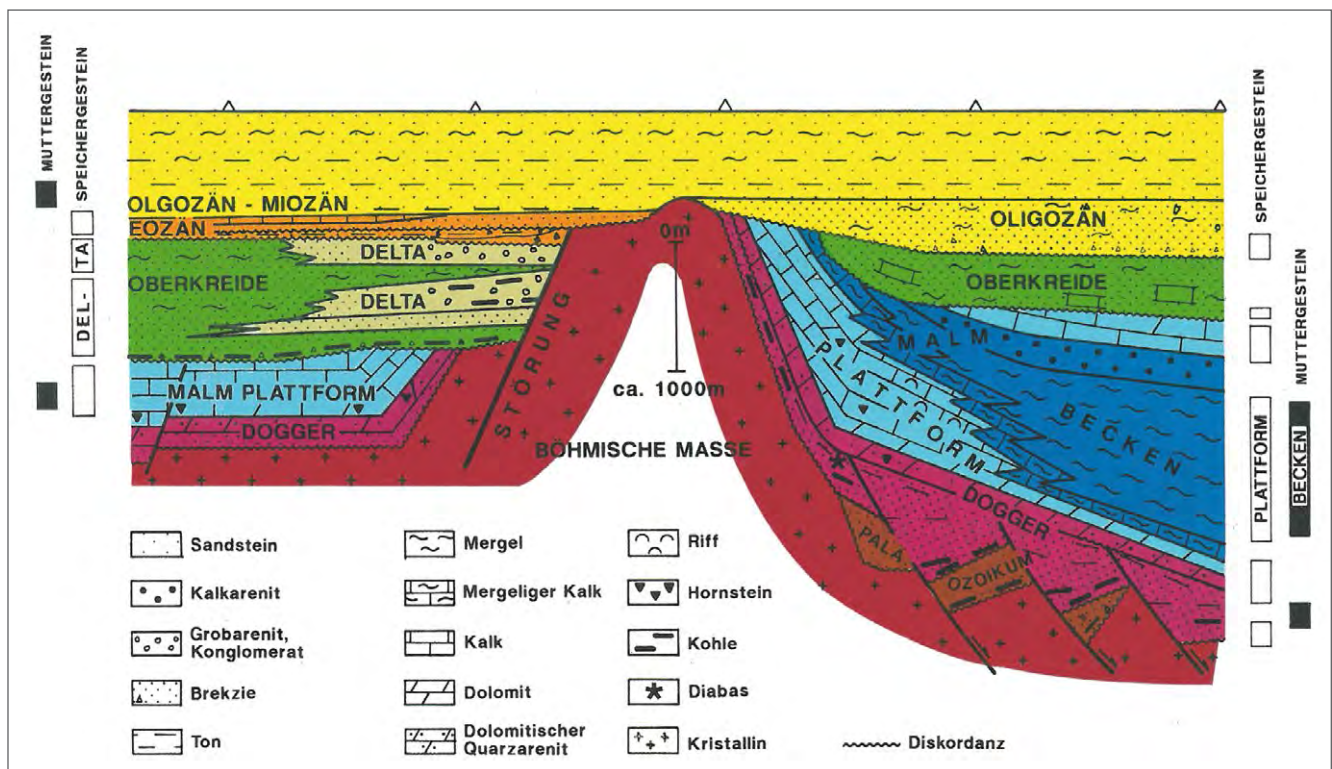


Abb. 9. Stratigrafisches Schema der autochthonen Bedeckung entlang des Sporns der Böhmischen Masse (aus MALZER et al., 1993: Abb. 135).

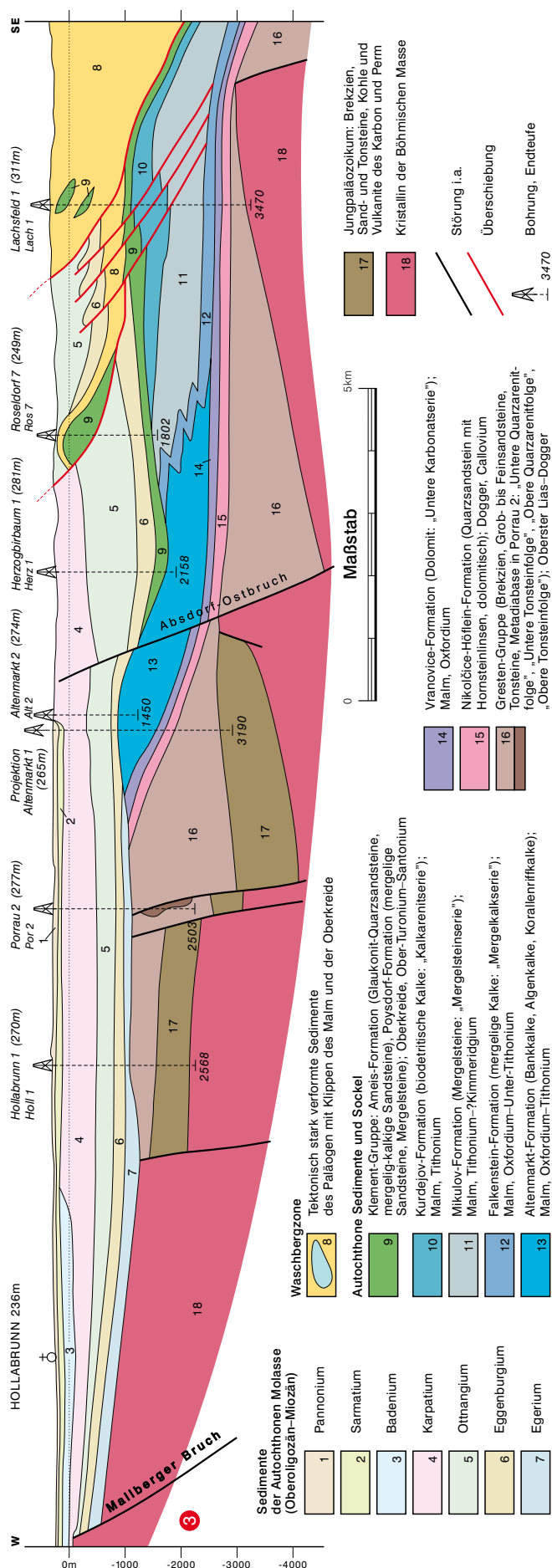
äre“ Sedimente sind im Westabschnitt weit verbreitet. Im Ostabschnitt ist das Autochthon erst im östlichen Niederösterreich (etwa ab einer Linie Wiener Neustadt–Stoekerau–Hollabrunn) vorhanden. Im Nordbereich wird dieses mesozoische Senkungsgebiet als Thayatrog (WESSELY, 2006: 62) oder Staatzer Faziestrog (TOLLMANN, 1985: 419) bezeichnet und stellt – in weiterer Ausdehnung gegen Südost – auch den Sedimentationsraum der Gesteine der Waschbergzone dar und entspräche in seinen jüngsten Entwicklungen einem (mehr theoretischen) „Prä-Wiener Becken“ (siehe Abschnitt zum Wiener Becken).

Die autochthonen Ablagerungen des österreichischen Molasseuntergrundes umfassen den Zeitraum vom Oberkarbon bis zur Oberkreide (zur Ausnahme der Waschbergzone mit jüngeren Anteilen, siehe unten). Im nordöstlich anschließenden tschechischen Raum (Umgebung von Brünn) beginnt die sedimentäre Abfolge im Mitteldevon (Old Red), gefolgt von oberdevonisch-unterkarbonen Karbonaten (diese sowohl obertags – Moravischer Karst – als auch unter jüngerer Bedeckung/alpinen Decken auftretend), denen eine unterkarbone Abfolge in Kulmfazies aufliegt.

Die Abfolge im österreichischen Gebiet lässt sich in drei Sedimentationsphasen mit größeren Unterbrechungen untergliedern: Zunächst treten bevorzugt in Gräben/Senken abgelagerte, kontinentale Sedimente des Permokarbon auf. Diese erste Phase ist beispielsweise im Perm von Zöbing obertags abgeschlossen. In der Bohrung Hochburg (SW Burghausen/OÖ, siehe Abbildung 8) wurden knapp 400 m Siliziklastika des Karbon bis Unterperm angetroffen (KRÖLL et al., 2006b: 17). Auch im Ostabschnitt wurden jungpaläozoische Ablagerungen erbohrt. So sind im Raum Hollabrunn – als eine Verlängerung der Boskowitz Furche betrachtet – rund 1.000 m mächtige terrigene, permokarbon Ablagerungen vorhanden (KRÖLL et al., 2001: 20; vgl. auch Abbildung 10: mit etwa 150 m Oberkarbon und darüber 550 m Unterperm in der Bohrung Hollabrunn 1).

Die nachfolgende großräumige Transgression setzt im Unter-/Mitteljura (zweite Phase) ein. Im Westabschnitt folgt auf terrestrischen Flusssanden mit Kohleflözen und flachmarinen Sandsteinen des Dogger (der Gresten-Formation entsprechend) im Oberjura eine karbonatische Entwicklung. Diese „Malmkarbonate“ der süddeutschen Kalkplattform treten unter bedeutender Mächtigkeitsreduktion gegen Osten bis in das Gebiet von Sattledt auf. In der Bohrung Hochburg besitzen sie eine Mächtigkeit von 557 Metern. Aus dem Profilschnitt (Abb. 4) und der Untergrundkarte (Abb. 8) geht die Verbreitung des Jura gegen Süden, unterhalb der Alpen hervor. Auch unter jüngerer Bedeckung wurden Malmkarbonate mit über 150 m Mächtigkeit (insgesamt über 230 m Jurasedimente) in der Bohrung Grünau (Abb. 8) erfasst. Im hangenden Anteil ist die Karbanatplattform durch Stromatolithen, Dolomite, Feinbrekzien u.a. gekennzeichnet (WAGNER, 1996b: 221), worin sich Verflachung und Regression ausdrückt. Dafür wird der Begriff der Purbeck-Fazies verwendet, für den hypersaline Sedimente (Salzlagunen), Wattablagerungen und der Übergang in terrestrische Verhältnisse charakteristisch

Abb. 10. Profilschnitt durch die östliche Molassezone und ihrem Untergrund (aus ROETZEL, 2009; Profilverlauf und Lage der angegebenen Bohrungen, siehe Abbildung 22).



sind. In von späterer Erosion verschont gebliebenen Gebieten erreichen die Juraablagerungen im Westabschnitt eine Mächtigkeit von 500 bis 800 m (MALZER et al., 1993: 286).

Im Ostabschnitt lagern sich die Gesteine der „Gresten-Gruppe“ (Quarzsandsteine, Tonsteine, auch Kohlelagen; Deltaablagerungen am Kontinentalrand) synsedimentär in den zu dieser Zeit aktiven Bruchstrukturen ab. Die Gesamtabfolge des Mitteljura (Gresten-Formation und Dolomitsandsteinfohle/Nikolcice-Höflein-Formation) kann bis 1.700 m mächtig werden (Bohrung Stockerau Ost 1, siehe Abb. 28). Im Oberjura steht im Ostabschnitt einer küstennahen karbonatischen Entwicklung (Altenmarkter Schichten, bis 750 m) eine mergelige Beckenentwicklung (Mikulov-Mergel) gegenüber (935 m in Zistersdorf ÜT2a, im Raum Falkenstein rund 2.000 m mächtig). Der Übergangsbereich („Hangfazies“, Falkenstein-Formation) liegt etwa im Raum Laa an der Thaya (Abb. 10, 24 sowie WESSELY, 2006: 64). Diese Mergelfolge der Beckenfazies bildet übrigens das Hauptmuttergestein der Kohlenwasserstoffe des Wiener Beckens. Ein Äquivalent in der Waschbergzone sind die Klentnitzer Schichten, die hier das tiefste Schichtglied bilden. Der hangende Abschluss des jurassischen Zyklus ist im Ostabschnitt die obertithone Kalkplattform der Ernstbrunn-Formation, die auch in den Klippengesteinen der Waschbergzone aufgeschlossen ist (Abb. 11). Unterkreidische Sedimente sind – abgesehen von wenigen Ausnahmen – vom Molasseuntergrund nicht bekannt. Dieser Zeitraum ist durch Erosion und Verkarstung gekennzeichnet.

Der dritte Zyklus beginnt mit der Oberkreidetransgression (Cenomanium/Turonium) und dauert bis an das Ende der Kreide. Im Westen beträgt die Gesamtmächtigkeit der marinen Kreideablagerungen bis 1.000 m; diese liegen in Schwellen- und Küstenbereichen in sandig-kalkiger Ausbildung (Glaukonitsandsteine), in tieferen Gebieten als Tonmergel (Globo-truncanenmergel) vor. Eine Sonderentwicklung tritt am Ostrand des Bad Haller Beckens (Gasfelder von Thann/Teufelsgraben) ab dem oberen Turonium (ca. 90 Ma) mit einer limnisch-fluviatilen Fazies und sandigen Deltabildungen auf (Gesamtmächtigkeit dieser Oberkreidebildungen bis 700 m, MALZER et al., 1993: 290; siehe auch Abbildung 9).

Im Ostabschnitt liegt die autochthone Oberkreide in tonig-mergeliger, teils sandiger, untergeordnet karbonatischer Ausbildung vor (Ameis-Formation und Poysdorf-Formation). Sie erreichen bis 500 m Mächtigkeit. In der Waschbergzone sind die Oberkreideablagerungen durch die Klement-Formation vertreten. Es sind dies Glaukonitsandsteine und -mergel, die in den höheren Anteilen als „Mucronatenschichten“ (heute „Palava-Formation“) bezeichnet wurden. Sie sind wegen ihres Fossilreichtums bekannt und bereits von SUESS (1852) genannt.

Dem Ende der Kreide folgen weiträumige Hebungen des Kontinentalrandes und eine weitere erosive Phase (Abtragungsbeträge bis zu 1.600 m, MALZER et al., 1993: 292). Als Ausnahme setzt sich die Sedimentation im Ablagerungsgebiet der Waschbergzone im Paläogen mit flachmarinen Bildungen fort und hält mit einer Schichtlücke im middle-



Abb. 11. Staatzer Klippe aus oberjurassischen Kalk der Ernstbrunn-Formation in der Waschbergzone (Foto: T. Hofmann).

ren Eozän und einer kurzen Unterbrechung im obersten Oligozän bis zu ihrer Aufschuppung im unteren Miozän an (PILLER et al., 2004). Die nachfolgende Sedimentationsphase beginnt in der westlichen Molassezone im Obereozän (ab ca. 37 Ma), im Osten ab dem Rupelium (ab ca. 30 Ma; siehe unten).

2.2.2 Wiener Becken und Steirisches Becken

Die Untergrundverhältnisse der inneralpinen Beckenbereiche sind von den oben dargestellten, geotektonischen Voraussetzungen (Kapitel 1.2.3) maßgeblich beeinflusst. Im Gegensatz zur Molassezone, für die – vereinfacht gesagt – ein Absenkungsprozess eines Kontinentalrandes durch Auflast zutrifft, entwickeln sich das Wiener Becken und die pannonischen Randgebiete in komplexen tektonischen Abläufen, die an spezifische Strukturelemente gebunden sind. Auch weisen das Wiener Becken (Scherbruchsysteme) und die pannonischen Randbeckenbereiche in Österreich einen unterschiedlichen Baustil auf. Das Wiener Becken wird deshalb hier nicht zum Pannonischen Beckensystem (PBS) gezählt, da es von der wesentlichen Krustendynamik (Krustenausdünnung) des PBS nur bedingt erfasst ist und deshalb auch getrennt dargestellt wird.

Abbildung 12 zeigt die „prätertiären“ geologischen Untergrundverhältnisse des ostösterreichisch-westpannonisch-slowakischen Gebietes. Es sei hier angemerkt, dass die Transdanubische Einheit (obertags im Bakony aufgeschlossen) – die ehemals auch als „Pelso unit“ bezeichnet wurde – aufgrund der geologisch-faziellen Vergleichbarkeit und seiner tektonischen Position mit dem Drauzug-Gurktal-Deckensystem korreliert wird (SCHMID et al., 2008: 152).

Das Wiener Becken

Das Wiener Becken weist eine lange Erforschungsgeschichte auf, die schon vor 200 Jahren begann. So stellt das Wiener Becken den „klassischen Boden für die Entwicklung der Vorstellungen über die Stratigraphie des Neogen dar“ (TOLLMANN, 1985: 485). Entsprechend umfangreich und kaum überschaubar ist die fachspezifische Literatur zum Wiener Becken. Einen weiteren Schwerpunkt in der Erforschung des Beckens bilden die Erkundungen auf Öl und Gas, die während des Ersten Weltkrieges begannen. Seit 1930 erfolgte die systematische Erschließung des Beckens durch Bohrungen (1930 erste fündige Bohrung im Raum Zistersdorf, 1934 erste wirtschaftliche Auf-

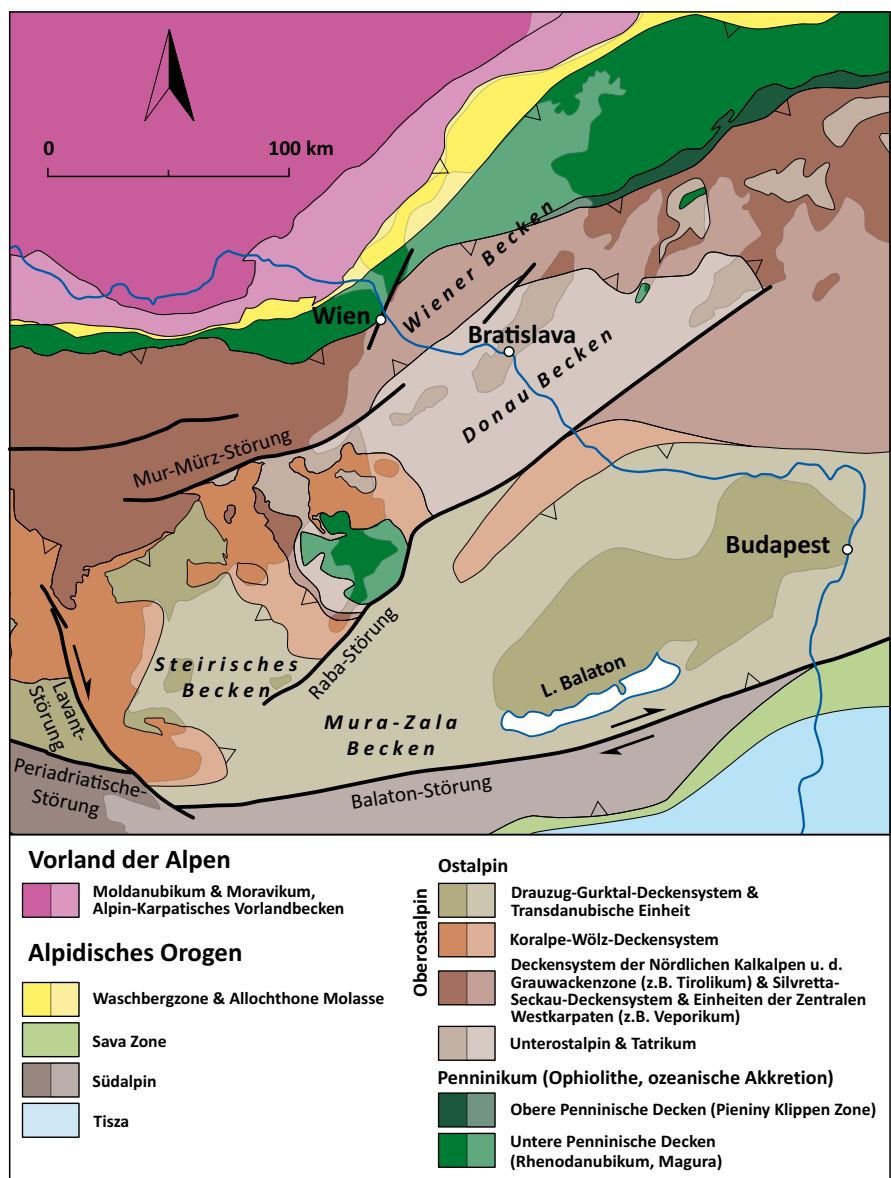


Abb. 12. Geologische Karte des „prätertiären“ Untergrundes (nach SCHMID et al., 2008, verändert).

schließung mit der Bohrung Gösting 2). Bis heute wurden mehr als 3.500 Bohrungen im österreichischen Teil des Beckens abgeteuft. Detaillierte Informationen zur lagerstättenkundlichen Erschließung des Beckens finden sich in KREUTZER (1993b) sowie auch bei GRILL (1968) und KRÖLL (1980). Einen kurzen Überblick der geologischen Forschungsmethoden und -ergebnisse gibt WESSELY (2006: 189). Gesamtübersichten zur Geologie des Wiener Beckens finden sich in allen Übersichtswerken zur Geologie Österreichs.

Die kartenmäßige Erfassung des Baus und der Geologie des Beckenuntergrundes brachten KRÖLL & WESSELY (1993; siehe auch Abbildung 15) und WESSELY et al. (1993). Weitere Einblicke über die Verhältnisse bieten geologische Profile über das Becken hinweg bzw. zahlreiche Detailprofile, seismische Profile etc. (WESSELY, 1993a; WESSELY, 2006; Abbildung 14).

Der tektonische Bau des Wiener Beckens

Als strukturelle Voraussetzungen in der Entwicklungsgeschichte des Wiener Beckens nennt WESSELY (2000: 193f.) den Aufbau des europäischen Kontinentalrandes und seine Rolle in der Überschiebungstektonik. Am Kristallinsporn der Böhmisches Masse kommt es in der frühmiozänen Überschiebungsphase zum Umbiegen des Alpen-Karpatenbogens von einer W-E Orientierung zu einer SW-NE Ausrichtung. (In der Bohrung Berndorf 1, ca. 16 km nordwestlich Wiener Neustadt, wurde das Kristallin der Böhmisches Masse bei knapp 6.000 m Bohrtiefe angefahren.) Das Umbiegen bzw. das Vorseilen der Gebirgsfront wird zudem noch dadurch forciert, dass im südöstlichen Vorlandbereich der Böhmisches Masse mesozoische Beckenbildungen (siehe oben) vorhanden sind, die strukturelle Vorzeichnungen – im Sinne von tektonischen Schwächezonen – für die tektonischen Abläufe darstellen (WESSELY, 2006: 66f.; siehe auch Abbildung 22). Die Orientierung dieser Bruchsysteme entspricht einerseits der Richtung der Diendorfer Störung respektive der Boskowitz Furche, andererseits den in Waschbergzone und Wiener Becken vorherrschenden SW-NE Richtungen. Obgleich für WESSELY die Kennzeichen des Wiener Beckens als pull-apart Becken auffällig sind, ist „...eine echte Blattverschiebung im NW des Beckens [...] nicht wirklich zu orten“ (WESSELY, 2000: 193). Dies könnte daher rühren, dass in der Hauptphase des pull-apart Mechanismus die Nordwestfront bereits eine gewisse Fixierung erlangt hat.

Als weiteres Merkmal ist der zeitliche Ablauf des Überschiebungsgeschehens des Alpen-Karpatenbogens hervorzuheben, der bereits in Kapitel 1.2.3 behandelt wurde und als Voraussetzung für die Beckenbildung gilt (vgl. auch WESSELY, 1998: Abb. 1, 2000: Abb. 1).

Aufgrund der Einbeziehung in die Überschiebungstektonik werden im Wiener Becken drei Stockwerke unterschieden. Das erste beinhaltet die junge Beckenfüllung, das zweite den eigentlichen „prätertiären“ Untergrund und das dritte Stockwerk die bei der Überschiebung überfahrenen Einheiten. Letzteres wurde im Abschnitt zur Molassezone mitbehandelt.

Im Untergrund des Wiener Beckens (2. Stockwerk) setzen sich die geologischen Einheiten, wie sie an der Westgrenze an das Becken herantreten, gegen Nordost fort und leiten in den Westkarpatischen Raum über (WESSELY et al., 1993). Somit sind die lithologischen Verhältnisse des Untergrundes, die auch durch die unzähligen Bohrungen genau erfasst sind, gut bekannt. In einem NW-SE Querschnitt Hollabrunn-Hainburg zeigt der allochthone Untergrund einen Aufbau aus Flyschdecken, überlagert von Kalkalpendecken mit zwischengeschalteten Gosaumulden und der unterlagernden Grauwackenzone als östliche Begrenzung des kalkalpinen Anteils. Den Ostrand bildet das ostalpin/tatrische Kristallin mit seiner permomesozoischen Auflage. Im slowakischen Gebiet erfolgt eine gewisse Umstellung des Baustils der kalkalpinen Decken, die sich darin äußert, dass Einheiten, die im Ostalpengebiet eine tiefe

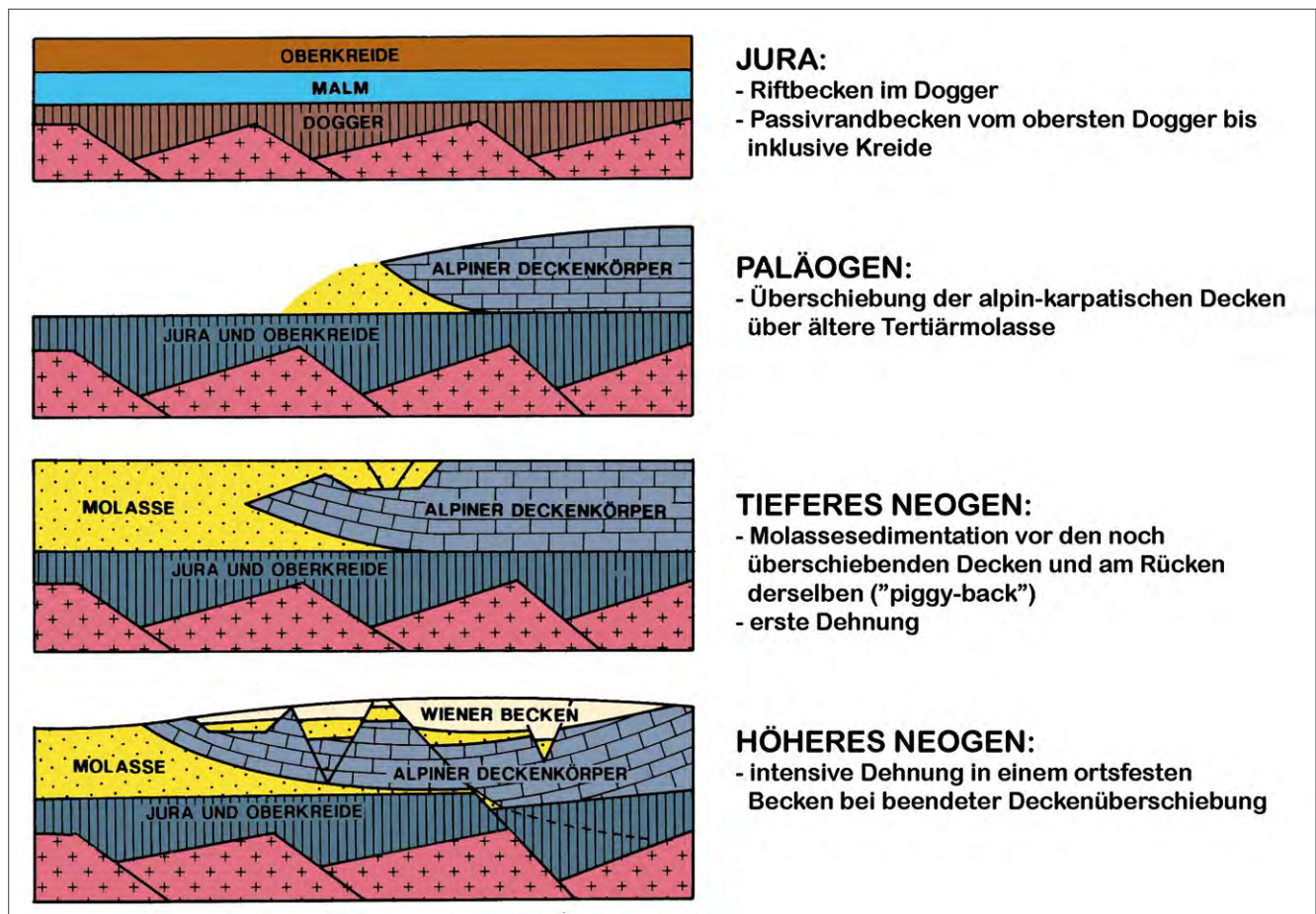


Abb. 13. Schema der Entwicklung des Wiener Neogenbeckens und seiner Vorläufer (nach WESSELY, 2000, 2006).

und stirnnahe Position einnehmen (Bajuvarikum), sich hier nicht nur in frontaler Position, sondern sich auch in rückseitiger Position, dem Tatrikum aufliegend, befinden, worin sich der von den Ostalpen durchaus unterschiedliche Gebirgsbau der Westkarpaten äußert.

Der Bildungsverlauf des Wiener Beckens kann schematisch in vier Phasen unterteilt werden, wobei drei Beckenzyklen zu unterscheiden sind (Abb. 13):

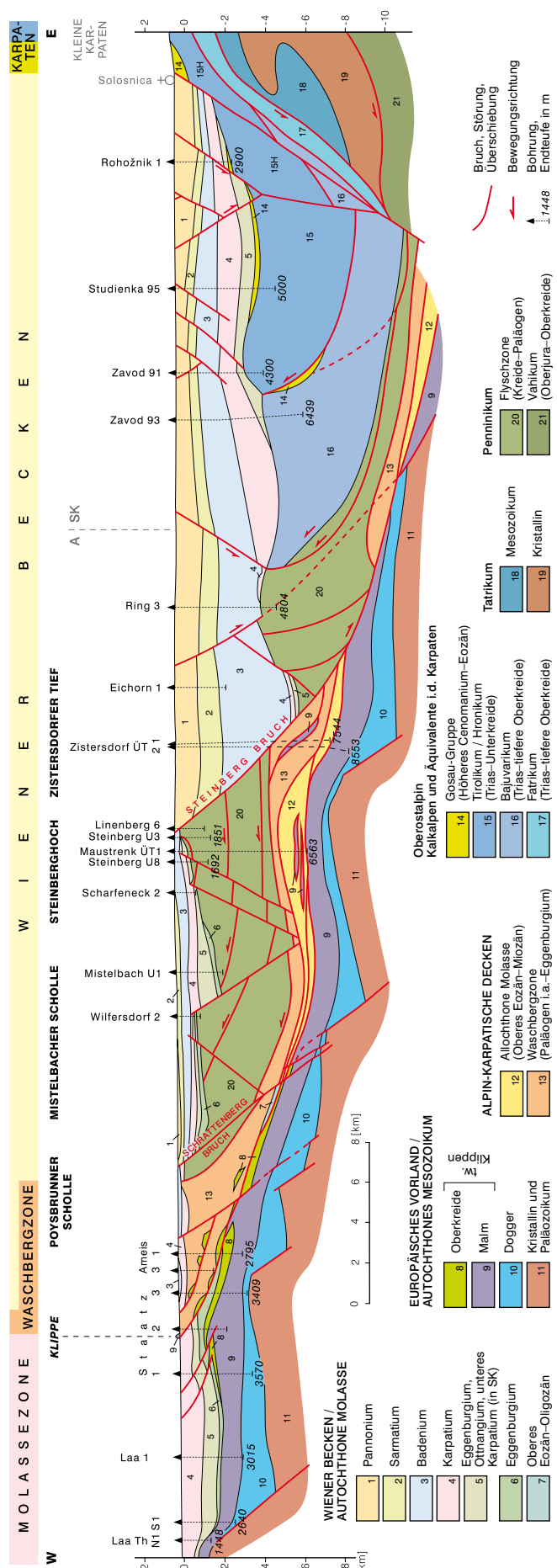
Prä-Wiener Becken: Es handelt sich um die bereits oben erwähnten Beckenbildungen am europäischen Kontinentalrand mit permokarbonen und mesozoischen (Dogger bis Kreide) Sedimenten: erste Hauptphase. Die zweite Phase ist durch den Einsatz der Überschiebungen – hier im oberen Oligozän (ca. 25 Ma) – am Kontinentalrand gekennzeichnet. Es lagern sich Sedimente des Eozän bis Oligozän (35 bis 25 Ma) ab, die ihrerseits auch nachfolgend von der Alpenstirn überfahren werden (Bohrung Berdorf 1 mit 35 m autochthoner Molasse unter Kalkalpen und Flysch).

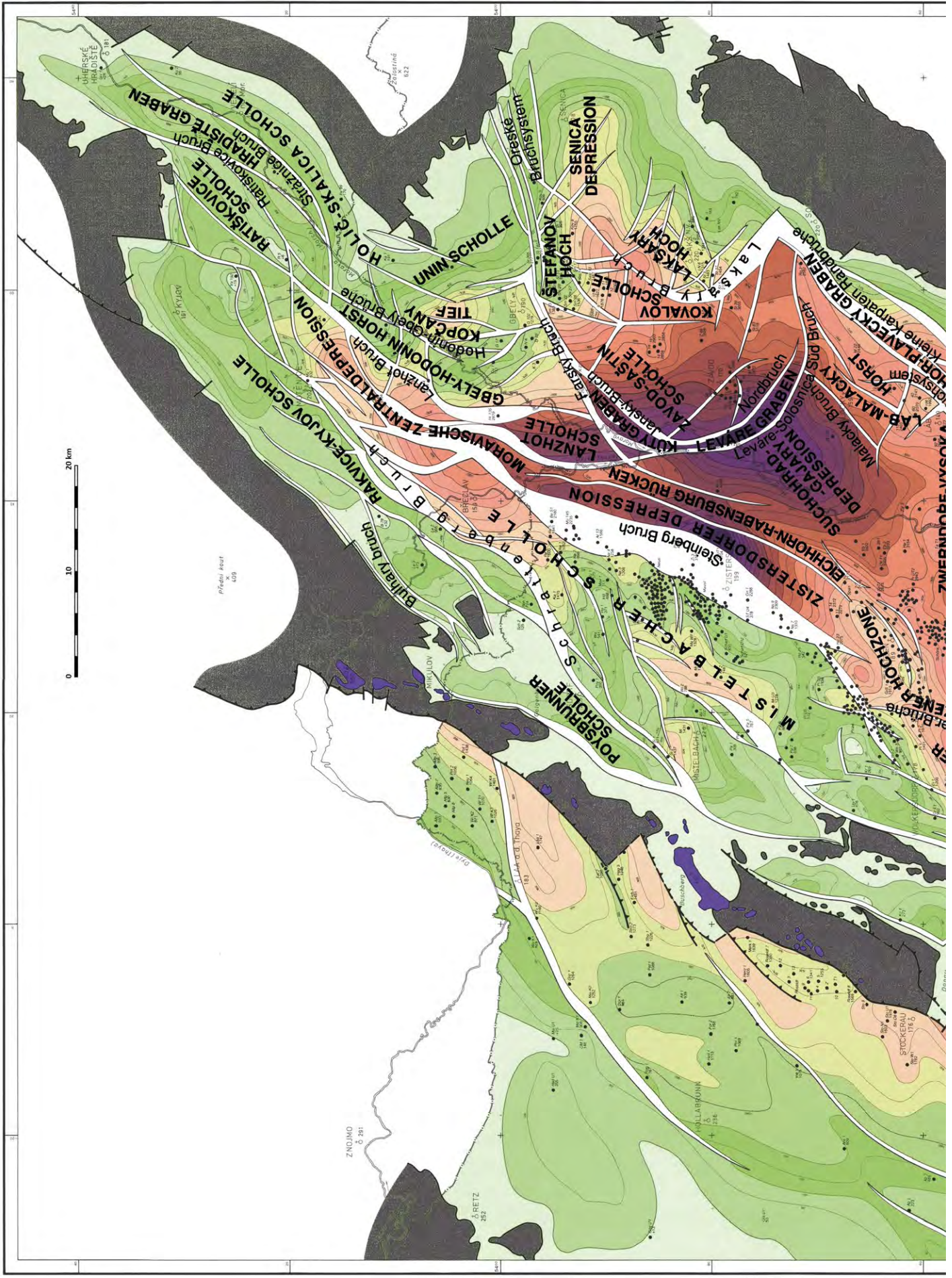
Proto-Wiener Becken: Bei fortdauernder Überschiebung der alpinen Einheiten werden Sedimente sowohl vor der Stirn, als auch auf den alpinen Decken (Parautochthone Molasse, STEININGER et al., 1986) abgelagert. Letztere werden als „piggy-back-basins“ (Becken, die sich auf aktiven Deckenstrukturen bilden) bezeichnet und bilden als synsedimentäre Ablagerungen in bruchtektonischen Senkungsbereichen das Proto-Wiener Becken (in Abbildung 13: „Tieferes Neogen“). Diese dritte Phase umfasst den Zeitraum Eggenburgium–Karpatum (ca. 20 bis 16,5 Ma). Die Hauptverbreitung dieser frühen Beckenbereiche liegt im Nordabschnitt des heutigen Beckens und stand zu dieser Zeit in Verbindung mit dem Molassebecken und auch mit intrakarpatischen Beckengebieten. Ab dem Ottnangium/Karpatum beginnt die Ausdehnung in den südlichen Beckenbereich. Das Korneuburger Becken ist mit der Phase des Proto-Wiener Beckens vergleichbar.

Neo-Wiener Becken (Phase 4): Mit dem Ende der Überschiebungstektonik im Karpatum kommt es zur Ausbildung des Beckens in seiner heutigen Form. Am Übergang vom Karpatum zum Badenium (vor ca. 16 Ma) finden starke tektonische Bewegungen („Steirische Phase“) mit kurzzeitiger Inversion des Beckens statt. Es werden teils beträchtliche Abtragungen angenommen (bis zu 400 m; WEISSENBÄCK, 1996: 358). Neuerliche extensionelle Bedingungen mit Absenkung und Sedimentakkumulation setzen sich vom Badenium bis zum oberen Pannonium (ca. 8 Ma) fort, womit die miozäne Entwicklung des Wiener Beckens endet.

Die innere Gliederung des Wiener Beckens und seines Untergrundes (Abb. 15) ist im Wesentlichen durch die bruchtektonische Zerlegung bestimmt, die zur Ausbildung von Hoch- und Tiefzonen führt. Die Westflanke des Beckens wird von sogenannten Hochschollen eingenommen: Poysbrunner Scholle, Mistelbacher Scholle, Mödlinger Scholle. Die Hochschollen weisen jeweils beckenseitig Hochzonen auf: Steinberghoch und Laxenburg-Oberlaaer Hoch.

Abb. 14. Profilschnitt durch das nördliche Wiener Becken (nach WESSELY, 2006), leicht verändert. Profilverlauf in Abbildung 7.





Die beckenseitige Begrenzung dieser Weststrandschollen bilden die Bruchsysteme des Steinbergbruches (rund 6.000 m Vertikalversatz) bzw. das Bisamberg-Leopoldsdorfer Bruchsystem (rund 4.000 m Vertikalversatz). Die zugehörigen Depressionen sind das Zistersdorfer Tief, die Großengersdorfer- und die Schwechater Depression.

Der zentrale Beckenbereich ist wiederum durch weitere Hoch- und Tiefzonen untergliedert. Die mediane Hochzone reicht vom Hodonin-Gbely-Horst im NNE über den Eichhorn-Rabensburg Rücken zu den Hochzonen von Matzen und Aderklaa (diese Hochzonen sind für die Mineralölindustrie von Interesse). Gegen Osten grenzen an diese Hochzonen die Drösing-Kuty Depression und das Marchfelder Tief. Weitere Hochzonen im südlichen und östlichen Beckenbereich bilden das Wienerherberg-Enzersdorfer Hoch und die Tallesbrunn-Zwerndorf Aufwölbung. Den Südostrand des Beckens bildet ein Grabensystem, das sich bis in jüngste Zeit absenkt. Dazu gehört der Wiener Neustädter Graben, die Mitterndorfer und Lasseer Senken, sowie der Zahor-Plavecky Graben. Ostrandbrüche dieses Grabens sind der Pottendorfer Bruch sowie das Kopfstetten-Engelhartstetten-Bruchsystem.

Der Großteil der Brüche bildet sich im Badenium und ist bis in das obere Pannonium aktiv. Im nördlichen Beckenbereich treten jedoch auch bedeutende untermiozäne Abschiebungen auf (WESSELY, 2000: 196). An einigen Bruchsystemen sind rezente Aktivitäten festzustellen (PERESSON, 2006). Für die Hauptbrüche wird eine listrische Ausbildung angenommen, d.h. sie laufen unterhalb der allochthonen, alpinen Decken aus, wodurch sich die Qualifizierung als eines „thin skinned basin“ ergibt – d.h. die Beckenbildung erfasst nur höhere, spröde Krustenanteile.

Das Steirische Becken

Obgleich das Steirische Becken zum Pannonischen Beckensystem (PBS) zählt, ist es als ein Randbecken des PBS zu qualifizieren, da es durch Hochzonen von diesem System abgetrennt ist und über Korridore mit den angrenzenden Becken (Mura-Zala-Becken, Radgona-Vas-Becken) in bestimmten Zeiträumen in Verbindung stand.

Wie oben bemerkt, liegt das Steirische Becken auf Ostalpinen Einheiten. An den Rändern und in einzelnen Aufragungen treten die Gesteinseinheiten obertage auf, die auch den Untergrund des Beckens bilden. Die Kenntnisse zum Untergrund beruhen auf der Kohlenwasserstoff-Exploration (mit Schwerpunkt in den 1970er und frühen 1980er Jahren) sowie auf umfangreichen geophysikalischen Untersuchungen. Im Jahr 1988 wurde die Geologische Themenkarte zum Steirischen Becken veröffentlicht. In Abbildung 16 ist die geologische Untergrundkarte dieser Publikation vereinfacht dargestellt.

Im Untergrund des Beckens lässt sich in weiten Bereichen der generelle Deckenaufbau des ostalpinen Gebirges nachverfolgen. Das Ostalpine Kristallin wird von schwach-metamorphen paläozoischen Deckeneinheiten überlagert und im Nordosten taucht als tiefste Einheit das unterlagernde Penninikum in Form des Rechnitzer Fensters auf. Wie weit sich die Untergliederung der umgebenden kristallinen Grundgebirgseinheiten (Koralmkristallin, Wechselkristallin u.a.) im Untergrund nachzeichnen lässt, bleibt vorläufig eine offene Frage. Dagegen können die paläozoischen

Einheiten gut mit den obertags auftretenden Einheiten korreliert werden. Die aus dem Raum von Graz gegen Osten ziehenden Einheiten (Arnwiesener-, Wollsdorfer-, Blumauer-Gruppe) werden mit diversen Decken und Abfolgen des Grazer Paläozoikums verglichen (KRÖLL et al., 1988: 23ff.). Lithologisch charakteristisch ist das Auftreten von teils mächtigen Karbonatfolgen (bis 450 m) und vulkanogenen Gesteinen im Liegenden (EBNER, 1988). Die Überlagerung von Arnwieser Gruppe auf Blumauer Einheit geht aus den Bohrungen Fürstenfeld Th.1 und Blumau 1a hervor.

Gesteine der Sausal-Gruppe, die obertage im Sausal, Remschnigg und Stadelberg (Dreiländereck) zu finden sind, können mit der Stolzalpen-Einheit der Gurktal-Deckensystem verglichen werden. Lediglich für die in der Bohrung Radochen 1 angetroffenen Tonschiefer (Radochener Schichten) ist eine stratigrafische Zuordnung unklar.

Als Sonderfall kann die Situation im Raum Radkersburg betrachtet werden, da dieses Gebiet schon südöstlich der Südburgenländischen Schwelle, damit außerhalb des eigentlichen Steirischen Beckens liegt und somit ein Subbecken des Mura-Zala Beckens darstellt (Radkersburg-Vas Subbecken). Die im Beckenuntergrund in den Bohrungen angetroffenen Gesteine der Radkersburg Gruppe (mesozoische Karbonate, permotriadische Siliziklastika über Schwarzschiefern (Karbon?)) werden mit den transdanubischen Einheiten verbunden. Die mesozoischen Sedimente der transdanubischen Einheit werden durch die Raba-Störung, die in den Senkungsbereich von Radkersburg zieht (Abb. 12), von den oben genannten, zumeist älteren Einheiten des Beckenuntergrundes getrennt.

Im Gegensatz zum Wiener Becken, das aufgrund seiner Position in den frühen Phasen noch von der Alpenüberschiebung beeinflusst ist, setzt die Bildung des Steirischen Beckens erst mit der Extrusionsphase (siehe Kapitel 1.2.3) ein. Der Dehnungsprozess von ALCAPA äußert sich in der Bildung von großräumigen Blattverschiebungssystemen, Grabenbildungen mit Abschiebungen und Blockrotationen. Diese Vorgänge führen zur Entstehung des Steirischen Beckens ab dem Otnangium (ca. 18 Ma).

Der Beckenuntergrund weist ein ausgeprägtes Relief auf, das von Teilbecken, die durch Schwellenbereiche getrennt sind, gekennzeichnet ist (Abb. 17, 19). Wesentliche Hochzonen des „prätertiären“ Untergrundes bilden die N-S bis NE-SW streichende Südburgenländische Schwelle, die das Steirische Becken im Südosten abgrenzt, sowie die N-S streichende Sausal Schwelle, die das Weststeirische Teilbecken vom Oststeirischen Teilbecken abtrennt. Beide Schwellen sind in einzelnen Berg-/Hügelgruppen (Eisenberg/Hannersdorf, Stadelberg bzw. Sausal) obertage aufgeschlossen und sind wichtige Strukturelemente in der Beckenentwicklung. Die Absenkungsgebiete können in einzelne Senkungszonen (sogenannte „Depotcenter“; Gnaser-, Fürstenfelder- und Mureck Subbecken) untergliedert werden, die teils von Bruchstrukturen, teils durch einzelne Schwellenbereiche (z.B. Auersbacher Schwelle) begrenzt sind. An den nördlichen und westlichen Rändern greift die Beckenfüllung in mehreren Buchten in das Grundgebirge (Buchten von Voitsberg (Stallhofen), Graz, Weiz, Pöllau, Friedberg) vor. Vom Steirischen Becken abgetrennte „Tertiär“-Vorkommen finden sich bei Passail und Birkfeld.

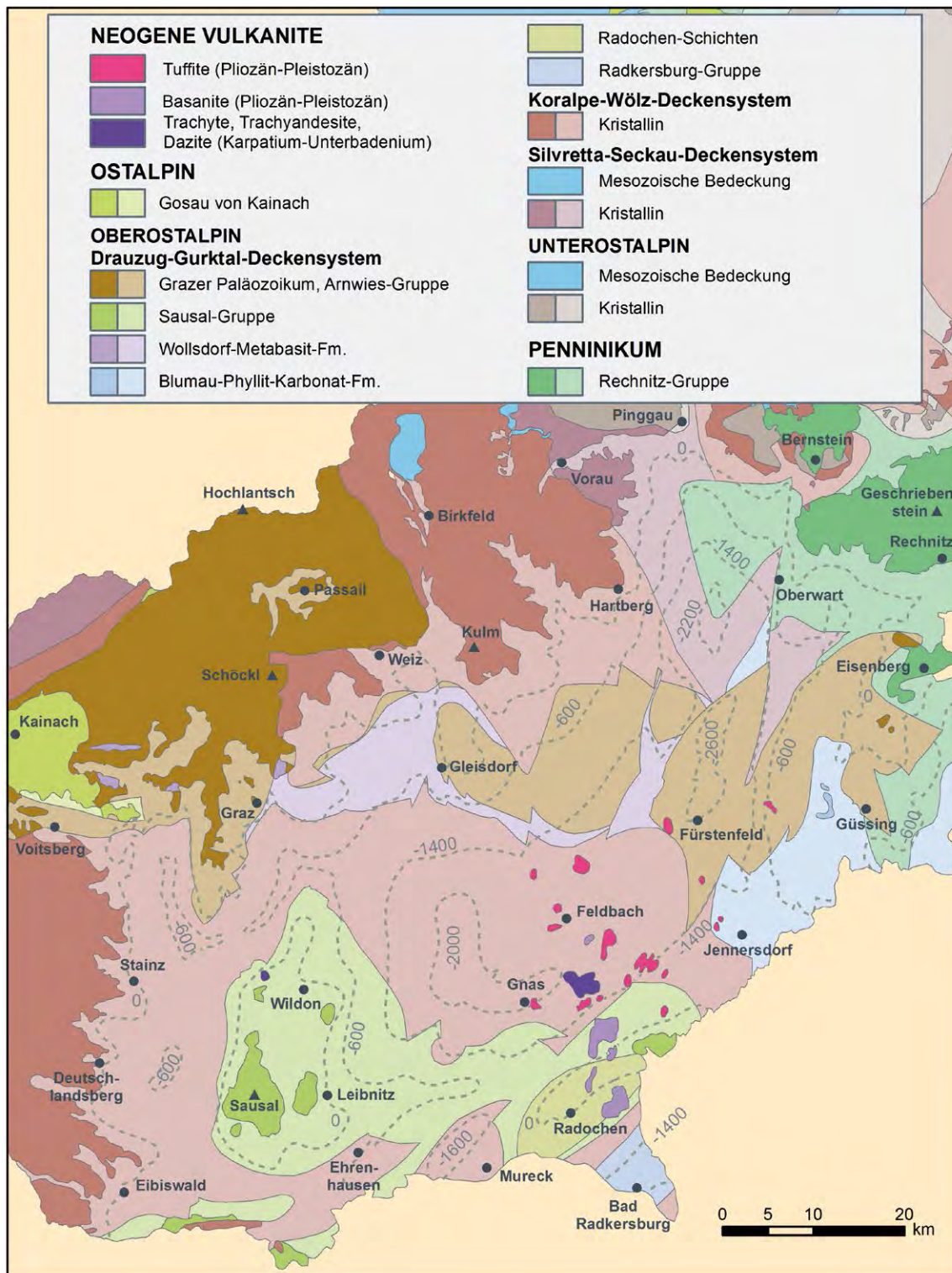


Abb. 16. Geologische Karte des „prätertiären“ Untergrundes des Steirischen Beckens (nach FLÜGEL, 1988; Tiefenangaben in Meter unter Adria).

Im weststeirischen Beckenbereich liegen die Maximaltiefen respektive „tertiäre“ Sedimentmächtigkeiten bei 800 bis 900 m, während in den östlichen Senkungsbereichen Tiefen von 2.300 bis 3.000 m erreicht werden. Mit Sedimentmächtigkeiten von knapp 3.000 m liegt im Fürstfelder Becken die höchste Absenkung vor (KRÖLL et al., 1988: 18). In der Literatur (SACHSENHOFER et al., 1996: 412) werden Maximaltiefen von über 4.000 m für das Gnaser Teilbecken angegeben.

Die frühen Beckenbildungen des Ottnangium liegen im Zentralbereich des östlichen Teilbeckens sowie an den

südlichen Rändern (Eibiswald, Mureck). Das akzentuierte Relief der frühen Senkungsbereiche ist an NW-SE bzw. N-S streichende Störungssysteme gebunden und findet seine Hauptanlage im Karpatum, wobei Subsidenzraten von 10 cm in 100 Jahren (Weststeirisches Becken) bis zu 30 cm/100 a (= 3 km/Ma!) (Gnaser Subbecken) angegeben werden (EBNER & SACHSENHOFER, 1995). Ab dem Badenium nimmt die Absenkungsrate generell beträchtlich ab (bis auf 2,5 cm/100 a), obgleich die Ausdehnung der Absenkungsgebiete deutlich zunimmt (siehe oben: „wide rift“ Phase). Im Sarmatium steigt die Absenkung wieder

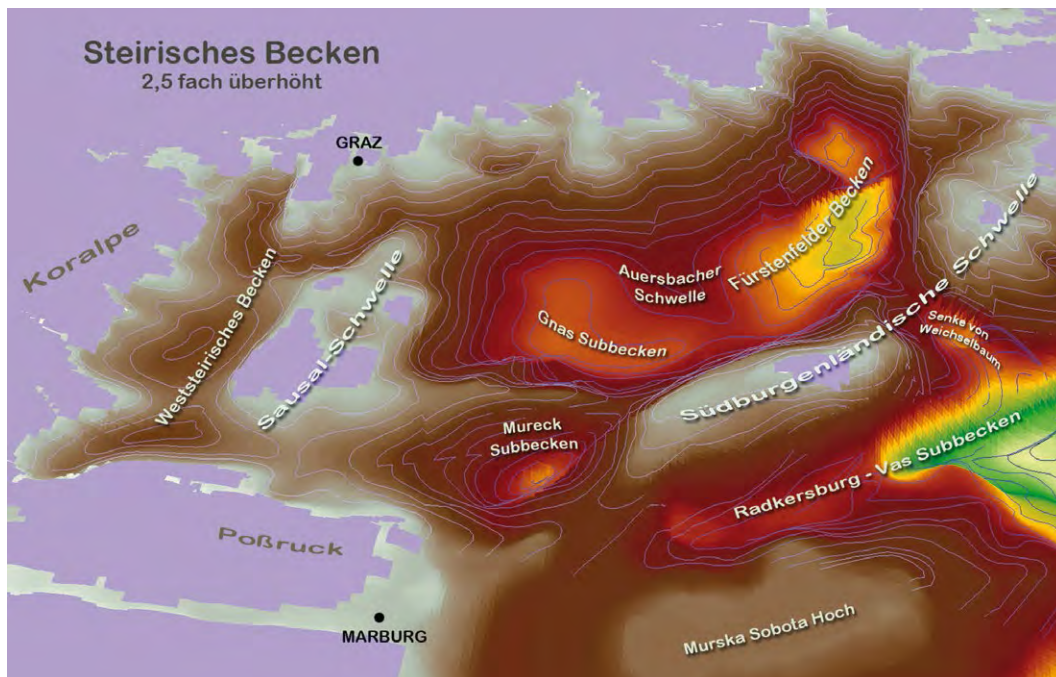


Abb. 17.
Reliefdarstellung des „prätertären“ Untergrundes des Steirischen Beckens.



Abb. 18.
Abgedeckte geologische Karte des Steirischen Beckens von KOLLMANN (1965), nach MALZER & SPERL (1993) leicht verändert.

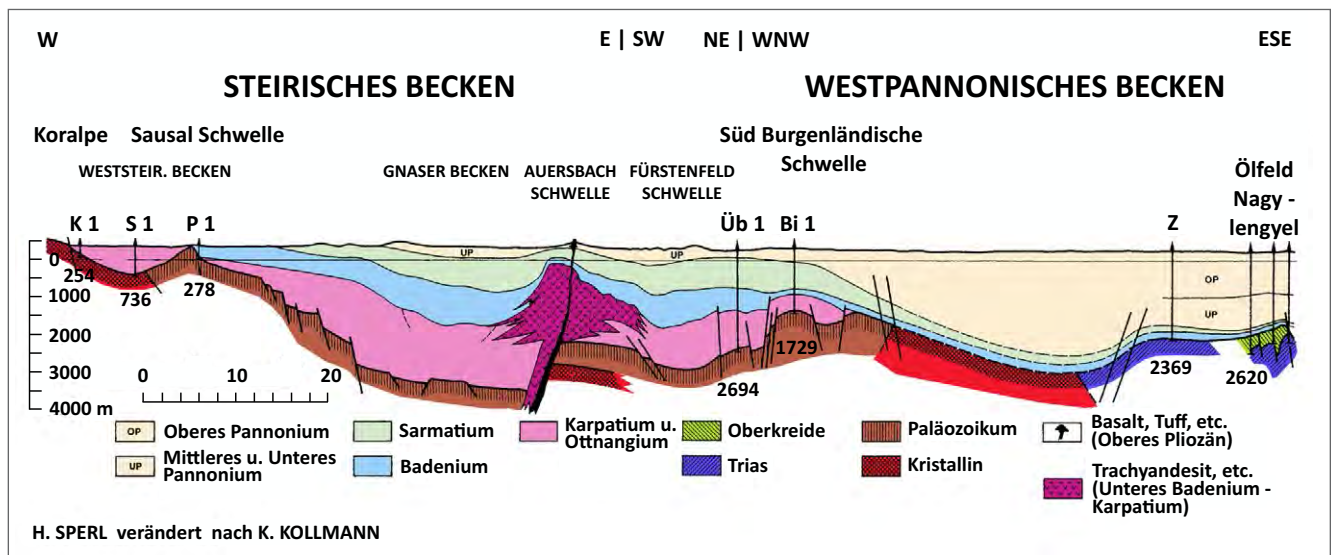


Abb. 19. Geologischer Schnitt durch das Steirische und das Westpannonische Becken (MALZER & SPERL, 1993, nach KOLLMANN, 1965; Profillage in Abb. 18).

leicht an (7 cm/100 a); im Pannonium geht die Subsidenz in weiten Bereichen allmählich zu Ende bzw. verlagert sich nach Osten (auf die Südburgenländische Schwelle), dem die Heraushebung des Beckens („uplift“) im oberen Pannonium/Pliozän folgt.

Der die Entwicklung des Pannonischen Beckensystems begleitende Magmatismus manifestiert sich im Steirischen Becken in vulkanischen Aktivitäten. Ein großes Verbreitungszentrum von Vulkaniten mit ca. 30 x 30 km Ausdehnung (zum Vergleich: Ätna ca. 50 x 50 km) liegt im Südosten des zentralen östlichen Beckens (Bad Gleichenberg, Bohrungen St. Nikolai und Mitterlabill, mit einer Mächtigkeit von etwa 2.500 m; Abb. 18, 19) und ist im Karpatium und unteren Badenium aktiv. Weitere kleinere Zentren mit Aktivitäten im unteren Badenium liegen bei Walkersdorf/Ilz bzw. Weitendorf/Wundschuh (EBNER & SACHSENHOFER, 1995: 141). Diese gehören der älteren, kalkalkalischen

Phase des pannonischen Magmatismus an (überwiegend Andesite, Trachyandesite), der den Zeitraum von ca. 19 bis 13 Ma umfasst (im Osten des PBS bis 4 Ma). Die junge alkalische Phase (12–1 Ma; SEGHEDI et al., 2004) ist in der Oststeiermark durch Basaltergüsse wie bei Klöch und Straden und kleineren Auswurfzentren von Pyroklastika (z.B. Kapfenstein, Güssing, Tobai) repräsentiert (Abb. 18), deren Alter mit 3,8 bis 1,7 Ma datiert sind (BALOGH et al., 1994). Es sei hier erwähnt, dass die Basalte des Paulibergeres und bei Oberpullendorf zu den ältesten Vorkommen dieser alkalischen Phase zählen (ca. 11,7 Ma, Grenze Sarmatium/Pannonium).

Die kleineren Beckenrandgebiete des PBS (die Senken/Becken von Oberpullendorf und des Seewinkels) werden in eigenen Abschnitten behandelt. Ihre strukturelle Entwicklung passt sich in das Bild des oben dargestellten PBS.

3. Grundzüge der sedimentären Entwicklung

3.1 Die Molassesedimente

3.1.1 Die Entwicklung im Westabschnitt

Im bayerisch-schweizerischen Raum wird die Sedimentationsentwicklung der Molassezone in vier Phasen untergliedert, wobei zwischen Unterer und Oberer Meeremolasse sowie Unterer und Oberer Süßwassermolasse unterschieden wird. Diese sedimentäre Gliederung ist etwa bis in den Raum von München gegeben. Im Gegensatz dazu werden für das hier behandelte Molassegebiet in der älteren Literatur drei Zyklen unterschieden: 1. marine Vorschliermolasse, 2. marine Schliermolasse und 3. Süßwassermolasse (TOLLMANN, 1985: 442, Tab. 23; JANOSCHEK, 1964: 333), d.h. hier ist der Zeitraum der älteren Süßwassermolasse (Eger) marin ausgebildet. Aufgrund der laufenden geologischen Erforschung des Molassegebietes haben sich viel-

fache neue Erkenntnisse ergeben, die sich sowohl in nomenklatorischer Hinsicht, als auch in genaueren faziellen und zeitlichen Untergliederungen ausdrücken (Abb. 20). So setzt der Beginn der eigentlichen Molassesedimentation (RUPP, 2008: 54, 2011: 101f.) mit der Ablagerung der Schöneck-Formation („Lattorf-Fischschiefer“) ein, wodurch das unterlagernde Obereozän (Priabonium) abgetrennt wird und somit ein erster – wie oben konstatiertes – Molassezyklus einzuziehen bzw. die Grenze an die Wende Eozän-Oligozän zu legen wäre. Nach der älteren Ansicht beginnt der zweite Zyklus mit der Tonmergelstufe (ehemaliger „Rupelschlier“). In der folgenden Darstellung wird vielfach auf ältere, aber dennoch geläufige Bezeichnungen zurückgegriffen. Bezüglich des modernen Forschungsstandes sei auf die Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 47 Ried im Innkreis (RUPP, 2008), sowie auf die Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 verwiesen (RUPP et al., 2011).

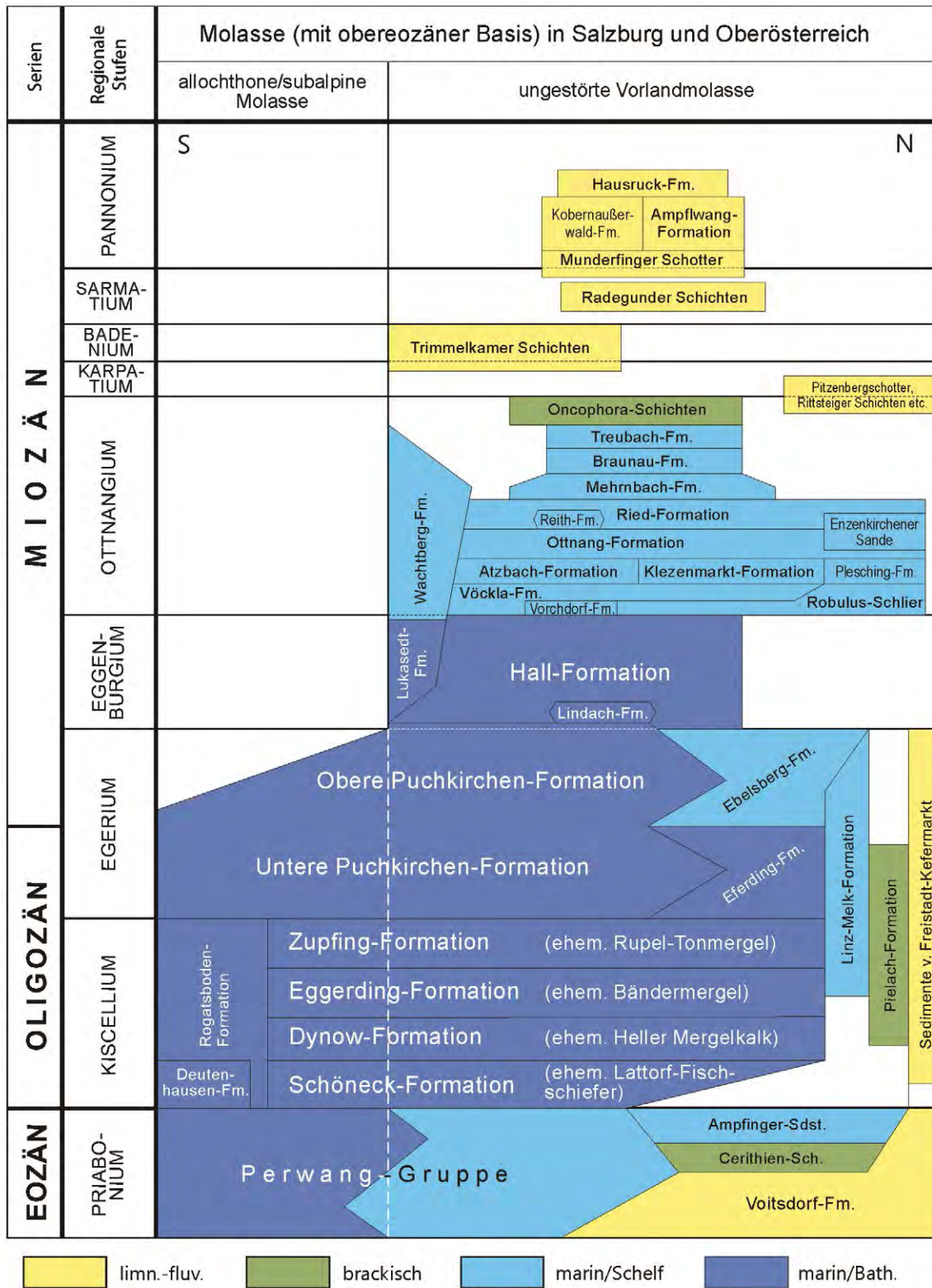


Abb. 20. Stratigraphische Tabelle der oberösterreichischen Molassezone (aus RUPP et al., 2011, leicht verändert).

Die postkretazische Sedimentation beginnt im Westabschnitt der zentralen Paratethys (siehe Kapitel 2.1) nach einer erosiven Phase im Obereozän (ca. 37 Ma; die älteren autochthonen Ablagerungen wurden in Kapitel 2.2.1. – „Zum geologischen Aufbau der Molasseuntergrundes“ behandelt). Es sei angemerkt, dass die Beckensedimente des Kiscellium und Priabonium nur aus dem Untergrund – d.h. aus Bohrungen – bekannt sind (Profildarstellung in Abbildung 21; eine geologische Karte zur Molassezone in Ober-

österreich sowie weitere geologische Schnitte finden sich in SCHUBERT, 2015). Entsprechend der räumlichen Gliederung treten am Nord- und Ostrand limnisch/fluviatile, grobsandig bis tonige und brackische sowie lagunär-marine Flachwassersedimente (ehemalige "Sandsteinstufe"; TOLLMANN, 1985: 449) auf. Das Material stammt von der Böhmisches Masse, wobei das Meer noch nicht den heutigen Kristallinrand erreichte. Auf der zentralen Schwelle (siehe Kapitel 2.2.1) bilden sich Algenkalke („Lithothamni-

enkalk“), die beckenwärts (gegen Süden) in Algenschutt-kalke übergehen. Im Übergang zum Beckenbereich folgen Nummulitensandsteine, anschließend Mergel (Discocyclinenmergel), denen im Beckenbereich die Globigerinenmergel folgen. Nach der neueren Nomenklatur werden diese Schwellen- und Beckensedimente zur Perwang-Gruppe zusammengefasst. Das obere Eozän erreicht eine Mächtigkeit von etwa 120 m. Die Wassertiefen werden mit bis zu 200 m angegeben (MALZER et al., 1993: 292). Der Sedimentationsraum reicht im Osten etwa bis Steyr.

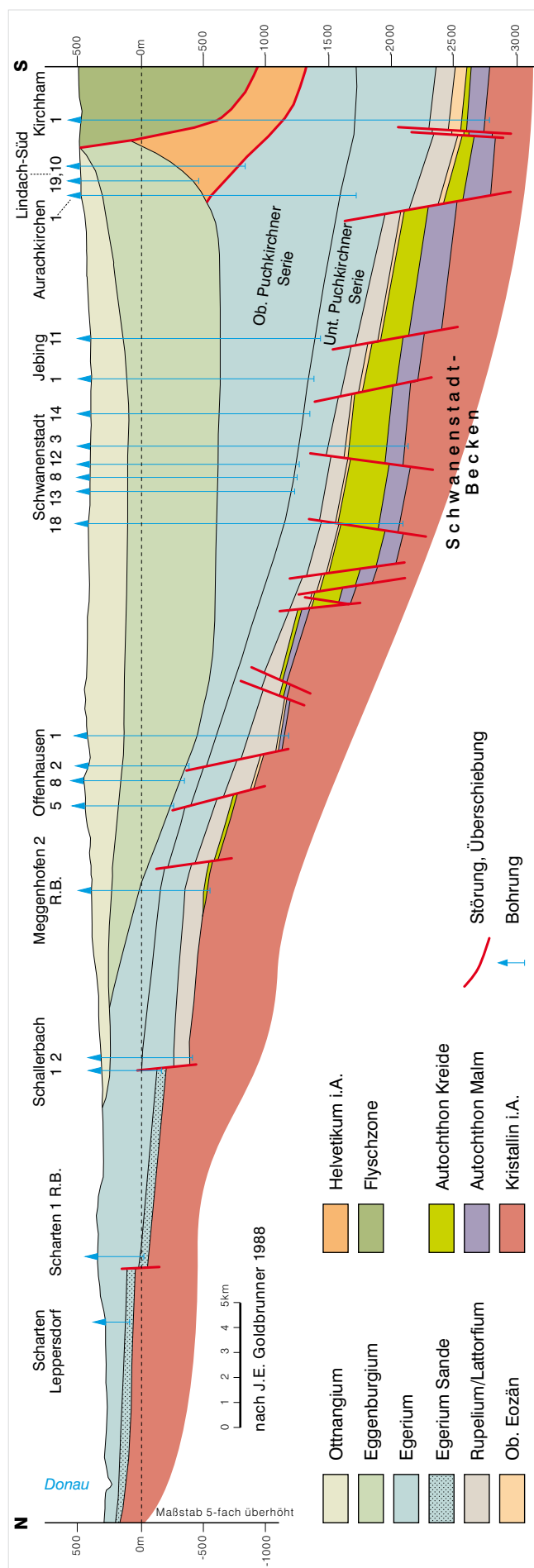
Kiscellium

Ab dem unteren Oligozän (ca. 34 Ma) setzt mit einer raschen Absenkung des Beckens die eigentliche Molasseentwicklung ein. Der Übergang wird von einem klimatischen Wandel mit einer generellen Abkühlung der Ozeane begleitet. Es werden weitverbreitet dunkle, feinschichtige Ton- bis Kalkmergel abgelagert („Lattorf-Fischschiefer“ nach der älteren Nomenklatur), die durch den hohen Gehalt an organischem Material ein wichtiges Erdölmuttergestein sind. Die Mächtigkeit erreicht 30–40 m. Darüber lagert der „Hellgraue Mergelkalk“ (bis 15 m) gefolgt von feinschichtigen, dunklen Tonmergeln mit hellen Zwischenlagen („Bändermergel“, bis 50 m). Diese kondensierte Abfolge weist auf ruhige Ablagerungsbedingungen in einem abgeschlossenen Beckenbereich mit wechselnden ökologischen Bedingungen (Wassertemperatur, Salinität) hin. Gegen Westen nehmen die Mächtigkeiten rasch zu und erreichen in der Schweiz bis zu 1.500 m an flyschoiden Sedimenten (Deutenhausener Schichten) (LEMCKE, 1984: Abb. 1).

Im obersten Kiscellium (ca. 30 Ma) beginnt in weiten Beckenbereichen eine pelitische (feinstoffreiche) Sedimentation, die traditionell mit dem Begriff Schlier verbunden ist. Zu einer tieferen Sedimentabfolge können die „Rupel-Tonmergelstufe“ (oberes Kiscellium), der „Ältere Schlier“ (= „Oligozänschlier“; im Gegensatz zum jüngeren Schlier des Miozän: i.e. Haller Schlier, Ottanger Schlier etc.) sowie Anteile der „Puchkirchner Serie“ gezählt werden. Die neuere lithostratigraphische Gliederung unterscheidet Zupfing-Formation, Eferding-Formation und Ebelsberg-Formation. Eferding- und Ebelsberg-Formation sollen dabei den Begriff des „Älteren Schlier“ ersetzen (RUPP, 2011: 102). Diese Schichtfolgen können zusammen Mächtigkeiten von über 2.000 m erreichen.

Die Rupel-Tonmergel sind gut geschichtete, schwach feinstsandig-glimmerige, mittel- bis dunkelgraue, festgelagerte Tonmergel. MALZER et al. (1993: 293) geben eine Mächtigkeit bis zu 450 m an (nach ABERER, 1958: 39: 210–283 m; Bohrung Perwang 1: 300 m autochthone Tonmergelstufe unterhalb der Schuppenzone, Bohrung Grünau 1: 650 m Tonmergelserie unterhalb Kalkalpen, Klippenzone und Helvetikum; RUPP et al., 2011: 153ff.). In Bayern erreichen die Tonmergel über 1.200 m an Mächtigkeit. In den südlichen Beckenbereichen treten bereits klastische Einschüttungen auf, die aus den Alpen stammen.

Abb. 21. Profilschnitt durch das oberösterreichische Molassebecken (nach GOLDBRUNNER, 1988: Abb. 4; Lage des Profilverlaufs in Abb. 8).



Die Ausweitung des Molassebeckens nach Osten ist durch den Beginn einer küstennahen Sedimentation (Pielacher Tegel, limnisch fluviatile bis brackische Schluffe und Tone) auch auf dem „Sporn“ (Bohrung Seitenstetten) angezeigt. Sedimente des Obereozän bis Unteroligozän treten auch als „Inneralpine Molasse“ auf. In der Bohrung Urmannsau überlagern Molassesedimente (Rogatsboden-Formation) die Buntmergelserie (Ultrahelvetikum), die in allochthoner Position wiederum auf Molasse des Egerium (autochthon) liegen (WESSELY, 2006: Abb. 56). Beide sind im Deckenbau auch obertags aufgeschlossen (Molassefenster von Rogatsboden und Texing). Ähnliche Verhältnisse liegen im Inntal vor, wobei die Molasse auf den Kalkalpen liegt. Im Sinne der Nomenklatur nach STEININGER et al. (1986) sind diese Sedimente als „paraautochthone Molasse“ einzustufen.

Egerium

Im Egerium (ab ca. 27 Ma) kommt es zu einer stärkeren faziellen Differenzierung des Ablagerungsraumes. Während sich im Beckenbereich die Schliersedimentation fortsetzt, greift das Meer weit gegen Norden vor. Der Küstenbereich wird von den marinen „Linzer Sanden“ bedeckt, die gegen Süden mit der pelitischen Hangfazies (Schlier, bräunlichgraue Tonmergel mit Feinsandlagen) verzahnen. „Linzer Sande“ und Äquivalente („Melker Sande“) übergreifen nun auch den „Sporn“. Die „Linzer Sande“ umfassen den gesamten Zeitraum des Egerium und wurden in der älteren Literatur in Ältere (weiße, meist feinkörnige, reife Quarzsande, mit wechselndem Anteil von Feldspat und Glimmer; Chattium) und Jüngere Linzer Sande (grobkörnige, resche, unreife Quarzsande, Aquitanium) unterteilt (FUCHS, 1980a: 161; siehe auch Kapitel „3.1.2 Die Entwicklung im Ostabschnitt“). Gegen Nordwesten werden die Sande noch vom „Älteren Schlier“ (Ebelsberg-Formation) überlagert. Fluviatile Ablagerungen treten auch, auf der Böhmisches Masse liegend, im Kefermarkter und im Freistädter „Tertiärbecken“ auf. Sie sind möglicherweise Bildungen des unteren Egerium (FUCHS, l.c.). Gegen Westen verflacht das Molassebecken und geht in die Fazies der unteren Süßwassermolasse (z.B. Kohlensämpfe in Oberbayern) über, womit die Verlagerung der Subsidenz nach Osten angezeigt wird. Die Verlandung ist als Folge der westalpinen Hebung und einer intensiven Abtragung zu betrachten. Jedoch wird auch eine markante Meeresspiegelabsenkung und Regression festgestellt, die zur Entwicklung der Unteren Süßwassermolasse führte (LEMCKE, 1984: 377).

Während im Münchner Raum das Molassebecken verflacht, kommt es im salzburgisch-oberösterreichischen Gebiet zu weiteren Absenkungen des Beckens. Durch das Näherrücken der Alpenfront (inklusive von Molasseschuppen) entsteht im Süden ein tektonisch aktiver Beckenhang. Dies führt in den tiefen Beckenbereichen zur Bildung turbiditischer Sedimente (Rutschmassen, Schuttfächer, Rinnenfüllungen etc. von Geröllen, Konglomeraten, Sanden und wiederaufgearbeiteten Peliten). Der überwiegende sedimentäre Eintrag erfolgt von Süden. Das grobklastische Material besteht bevorzugt aus kristallinem Material, woraus ein Transport über die nördlichen Gebirgseinheiten (Kalkalpen, Flysch etc.) hinweg abgeleitet werden kann. In diesem Zeitraum werden auch die „Augensteinsedimente“ auf den Nördlichen Kalkalpen abgelagert, eine Zone, die zu dieser Zeit den Südrand des Molassebeckens bildete (KUHLEMANN et al., 2001: 142).

Diese turbiditische Sedimentabfolge des Egerium wird in die Untere und Obere Puchkirchner Serie (entspricht der Chattium-/Aquitanium-Grenze bzw. der Oligozän-/Miozän-Grenze, 23 Ma) untergliedert. Sie verzahnen gegen Norden mit dem „Älteren Schlier“ (nach neuer Nomenklatur Eferding-Formation und Ebelsberg-Formation, letztere mit Flachwassercharakter; Abb. 20). Die Mächtigkeiten betragen jeweils über 1.000 m und sie bilden wichtige Speichergesteine für Kohlenwasserstoffe. Für die Obere Puchkirchen-Formation wird als sedimentäres Modell ein gebirgsfrontparallel verlaufender Tiefseerinnenkomplex mit Bodenströmung und Sedimenteintrag von den Becken-/Rinnenrändern angenommen (MALZER et al., 1993: Abb. 137; WAGNER, 1996a: 41, 47; DE RUIG, 2003; HUBBARD et al., 2005). Mit der anhaltenden Einengung des Beckens werden auch die Puchkirchner Serien von der Verschuppung erfasst, d.h. es kommen allochthone Molassesedimente auf autochthoner Puchkirchner Serie zu liegen. Derartige Verhältnisse liegen in den Perwang-Schuppen, benannt nach der Bohrung Perwang im salzburgisch-oberösterreichischen Grenzgebiet, vor (siehe RUPP et al., 2011: 157 sowie Abbildung 4). Aus diesen Daten kann für dieses Gebiet für den Zeitraum des Egerium die späte Einengungsphase abgeleitet werden.

Eggenburgium

Im Übergang zum Eggenburgium (ca. 20 Ma) endet im Westabschnitt der Vorschub der Alpen und die Deckenstirn erreicht ungefähr die heutige Position. In weiterer Folge tritt die Heraushebung als tektonisches Element in den Vordergrund, die noch zur Aufkippung jüngerer Ablagerungen am Beckensüdrand führt. Die Freilegung und Erosion von Molasseschuppen scheint wahrscheinlich. Eine palinspastische Rekonstruktion für das obere Eozän ergibt eine Breite des Molassebeckens von ca. 250 km (WAGNER, 1996a: 46; die derzeitige maximale Breite beträgt in Bayern ca. 120 km). Nach einem kurzzeitigen Meeresrückzug und der Trockenlegung des Beckens (FUCHS, 1980a: 161) erfolgt die Transgression des Eggenburgium aus dem östlichen Paratethysraum. Die marine Fauna des Eggenburgium weist enge Beziehungen zum Indischen Ozean auf. In der westlichen Molassezone beginnt der Zyklus der oberen Meeresmolasse und eine Verbindung zum Mittelmeer über die Rhône-Senke wird im höheren Eggenburgium wiederhergestellt.

Mit einer Diskordanz setzt sich im südlichen Beckenbereich – insbesondere im Tiefbereich und im „Puchkirchner Kanal“ – die turbiditische Fazies noch im unteren Eggenburgium fort. Die liegenden Schichten (hellgraue, dunkelbraune Tonmergel, Silte, Sande, tonig-sandige Konglomerate) sind allgemein als „Haller Basisschichten“ (bis 200 m) bekannt. Sie werden in der neueren Nomenklatur als Lindach-Formation bezeichnet. Nach Auffüllung der Tiefenrinnen und weiterer Nordverlagerung der Beckenachse werden im Becken hellgraue bis grüngraue, glimmerige, siltig-feinsandige Tonmergel abgelagert, die den „Haller Schlier“ bilden. Die nördliche Auskeilungslinie der Haller Serie ist – gegenüber dem „Älteren Schlier“ – deutlich nach Süden verlagert. Im Haller Schlier finden sich vielfache Strukturen, welche auf die Bedeutung von submariner Erosion und Umlagerung älterer Sedimente bei seiner Bildung hinweisen (WAGNER, 1996a: 43). Der Haller Schlier erreicht Mächtigkeiten von 566 bis 825 m (ABERER, 1958: 45).

Distale Schüttungen eines Fan-Deltas treten mit Silten und Sanden bis Sandsteinen, die teilweise Gerölle führen, nördlich von Salzburg auf (Lukasedt-Formation).

Über die Entwicklungen des Eggenburgium an den Beckenrändern gibt es nur wenige Anhaltspunkte. Am Nordrand sind die Sedimente schon am Übergang zum Ottnangium wieder abgetragen, auch im Süden fehlen die Seichtwasserablagerungen. Lediglich im bayerischen Raum ist eine Strandfazies des Eggenburgium im „Ortenburger Meersand“ erhalten.

Ottnangium

Im Gegensatz zu den älteren Molassesedimenten sind Sedimente des Ottnangium (ab ca. 18 Ma) weiträumig aufgeschlossen. Sie werden nach ihrem Hauptverbreitungsgebiet als Innviertel-Gruppe zusammengefasst.

Die sedimentäre Entwicklung des Ottnangium weist gegenüber der relativ einheitlichen Haller Schlier-Entwicklung eine regionale Untergliederung auf. Die räumliche Gliederung unterscheidet zwischen einem Südwest-, Zentral-, Nord- und Ostteil. Dies spiegelt eine Anordnung der Fazieszonen wider, die von der vorangehenden N-S Ausrichtung in eine E-W Ausrichtung übergeht. Im zentralen und östlichen Bereich setzt sich Schliersedimentation am Übergang zum Ottnangium ohne deutlich erkennbare lithologische Grenze fort. Es wird der sogenannte „Robulusschlier s.str.“ (glimmerreiche, feinsandige Silte) abgelagert, der gegen Westen unter deutlicher Zunahme der sandigen Anteile in die Vöcklaschichten (ABERER, 1958: 49) (250 bis 280 m) übergeht. Gegen Hangend entwickeln sich aus den Vöcklaschichten unter ständiger Abnahme des Pelitanteils die Atzbacher Sande. Die glimmerreichen fein- bis mittelkörnigen Quarzsande mit Grobsand-/Feinkieslagen weisen eine hohe Glaukonitführung auf und erreichen eine Mächtigkeit bis zu 100 m. Als Bildungsraum wird ein subtidaler Flachmeerbereich mit starker Gezeitenaktivität angenommen (FAUPL & ROETZEL, 1987). Die Sedimentzufuhr erfolgte von WSW (siehe unten: Wachtberg-Formation). Gegen Norden keilen die Atzbacher Sande südöstlich Grieskirchen aus. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt im südlichen und östlichen Hausruckgebiet. Im Hangenden der Sande erfolgt in diesem Raum wiederum eine pelitische Entwicklung mit dem Ottnanger Schlier: gut geschichtete, graue (grünlich-bläulich), feinsandig-glimmerige Tonmergel mit dünnen Feinsandlagen und Feinsandschlieren; 80 bis 100 m mächtig. Der Ottnanger Schlier ist durch die Artenvielfalt seines Fossilinhalts berühmt.

Im Norden verzahnt der Robulusschlier s.l. (der nach der älteren Literatur auch andere Schliere des unteren Ottnangium umfassen kann) mit Grobsanden und den „Phosphoritsanden“ (Plesching-Formation, nach Plesching bei Linz), meist grobkörnige, glaukonitische Quarzsande, mit aufgearbeiteten Phosphoritknollen (aus dem „Älteren Schlier“), die dem Kristallin teils direkt aufliegen. Zudem sind im Norden die Transgressionsbildungen der Enzenkirchner- und Natternbacher Sande (bis 20 m mächtig, am Südrand des Sauwaldes) mit dem Ottnanger Schlier vergesellschaftet. Gegen Nordwesten greift der Schlier noch über die Küstensande bis auf das Kristallin aus. Im bayerischen Raum transgrediert das Ottnangium wieder über das gesamte Vorlandbecken.

Eine eigenständige Entwicklung zeigt sich im südwestlichen Teil des Beckens. Hier gehen die feinsandigen Ablagerungen des Eggenburgium (Lukasedt-Formation) konkordant in die Entwicklung der „Sand-Schottergruppe“ (neu: Wachtberg-Formation) über. Diese besteht aus einer Wechsellagerung von Quarz-/Kristallinschotter inklusive Material der Kalkalpen (erbsen- bis nussgroße Komponenten; sandige, teils kalkige Matrix) und grau-grünen mergeligen Feinsanden. Der Sedimenteintrag erfolgte von einer „Ur-Salzach“. Die Deltaablagerungen erreichen in zentralen Bereichen (Oichtental, Engelta; Bereich Oberndorf-Mattighofen) mehrere hundert Meter und verzahnen distal mit dem Schlier des unteren und mittleren Ottnangium. Die „Ur-Salzach“ wird auch als Materiallieferant für den bayerischen Raum (LEMCKE, 1984: 382) sowie für einzelne Sandformationen der Innviertel-Gruppe (RUPP, 2011: 109) angesehen.

Im zentralen Beckenbereich folgt über dem Robulusschlier/Ottnanger Schlier eine flachmarine, faziell gut differenzierbare Schichtenfolge, die starke laterale und vertikale Verzahnungen aufweist. Der Übergang in die Rieder Schichten ist faunistisch gekennzeichnet: „Rotalien-schlier“: blaugraue, olivgraue, glimmerige Ton-silte mit dünnen Feinsandlagen, 60–80 m; die namengebenden „*Rotalia*“ sind ebenso wie „*Robulus*“ veraltete Bezeichnungen von Foraminiferengattungen. Im Süden weist der Rotalien-schlier teils mächtige Sandeinschaltungen auf (Sande von Reith, Quarzfeinsande), die gegen Norden deutlich zurücktreten. Über den Rieder Schichten entwickeln sich wieder Sandkomplexe und Tonmergelpakete, die als „glaukonitische Serie“ zusammengefasst werden. Dazu zählen:

- Die liegenden Mehrnbacher Sande; graue-grünlich-graue, mergelige, glimmerige, feinkörnige, glaukonitische Quarzsande mit regelmäßigen dünnen Tonmergelzwischenlagen und Mächtigkeiten von 60 bis 80 m. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt südwestlich und westlich von Ried.
- Der Braunauer Schlier; ein gut geschichteter, fester, feinsandig-glimmeriger Tonmergel mit glaukonitischen Feinsandlagen mit Mächtigkeiten zwischen 40 bis 50 m.
- Die Treubacher Sande; verwühlte, mergelige, glimmerige, glaukonitische Feinsande mit wenigen festen Tonmergellagen und -linsen. Sie erreichen Mächtigkeiten von 20 bis 30 m und haben ihr Hauptverbreitungsgebiet um Treubach, jedoch treten auch weiter verstreute Vorkommen auf, die den hangenden Abschluss der vollmarinen Sedimente des Ottnangium bilden. Der glaukonitischen Serie entsprechen in Bayern die „Brombacher Meeressande“.

Für die Aussüßung, Verlandung und Abschnürung von Beckenrestgebieten in der Paratethys sind die sogenannten *Oncophora*-Schichten charakteristisch. „*Oncophora*“ ist eine Brackwassermuschel des Seichtwasserbereiches, die nach heutiger Nomenklatur als „*Rzehakia*“ bezeichnet wird. Die *Oncophora*-Schichten sind im Westabschnitt des Molassebeckens nur spärlich (östlich von Treubach, den Treubacher Sanden auflagernd) und geringmächtig (15–25 m) obertage vertreten, ansonsten aus einigen Bohrungen bekannt. Sie bestehen aus schwach sandigen, glimmerigen, gut geschichteten, festen tonigen Silten an der Basis, die im Hangenden rasch in stark glimmerige, schrägschichtete siltige Feinsande übergehen. Weitaus größere

re Mächtigkeiten erreichen die Brackwassersedimente in Ostniederbayern. Der Rückzug des Meeres erfolgt im bayerischen Raum gegen Südwesten in Richtung Schweiz.

Mit den *Oncophora*-Schichten endet der marine Schlier-Molassezyklus. Nach Meeresrückzug und differenzieller Heraushebung von Bruchschollen tritt eine erosive Phase (um ca. 17,5 Ma) ein, die beispielsweise im Osten die Beckenfüllung bis zum Robulusschlier entfernt. Nach ABERER (1958: 70) liegt die maximale Mächtigkeit der Innviertler Serie zwischen 650 und 700 m. Die in Bohrungen erfassten Mächtigkeiten von 440 bis 520 m, legen demnach eine Abtragung von etwa 100 bis 150 m nahe.

Karpatium-Pannonium

Den letzten Zyklus der „tertiären“ Schichtfolge bilden die Ablagerungen der „Süßwassermolasse“. Diese Phase (16–9 Ma) entspricht dem Zyklus der „Oberen Süßwassermolasse“ im bayerisch-schweizerischen Gebiet, zu deren Beginn eine kurzzeitige brackische Ingression aus dem Westen stattfand (KUHLEMANN & KEMPF, 2002: 66). Generell ist diese Phase durch eine verstärkte Heraushebung der Ostalpen geprägt und von einem westgerichteten System für Entwässerung und Sedimenttransport gekennzeichnet. Aus Oberösterreich sind bisher noch keine Sedimente des Karpatium bekannt (WAGNER, 1996a: 45). Dem ab dem Badenium nach Südwesten zurückweichenden Beckenbereich folgt die fluviatile Schüttung von Ost nach West, wobei Ur-Salzach und Ur-Enns als Hauptlieferanten angesehen werden (LEMCKE, 1984: 385f.). Auch ein Ur-Inn soll im Nahebereich von der Ur-Salzach aktiv gewesen sein. In Ostbayern kommen mächtige „Vollschotter“ und „Quarzrestschotter“ zur Ablagerung. Die frühere zeitliche Einstufung der Pitzenbergschotter in das Badenium oder in den Zeitraum oberes Ottnangium/Karpatium ist in Diskussion (RUPP, 2011: 117). Es handelt sich um Fein- bis Grobkiese in mittel- bis grobsandiger Matrix, die Mächtigkeit bis zu 60 m erreichen. Ihre Verbreitung liegt im nordwestlichen Sauwaldgebiet.

Die Sedimente der Süßwassermolasse in Salzburg/Oberösterreich liegen in einem E–W ausgerichteten Streifen zwischen Hausruck und Salzach. Der Schlieruntergrund steigt von etwa 300 m ü. A. im Westen auf rund 600 m ü. A. im Osten an. Die durch ihre Kohleführung gekennzeichneten limnisch-fluviatilen Sedimente kamen in Mulden und erosiven Ausräumungsgebieten zur Ablagerung. Die Sedimentanlieferung erfolgt durch die Alpenflüsse, wobei auch Treibholzführung zur Kohlebildung beiträgt.

Eine Abfolge des Badenium tritt im Kohlenrevier von Trimmelkam (nördlich Salzburg) auf. Im Hausruckrevier werden die Kohlen führenden Schichten dem Pannonium zugeordnet. Mit der Verlagerung der Kohlebildungen gegen Osten geht auch die Änderung der westgerichteten Hauptschüttungen des mittleren Miozän in die östliche Richtung ab dem Pannonium einher, womit sich das heutige Donausystem herausbildet. Erst die Sedimente des Pannonium sind obertags wieder gut aufgeschlossen.

Im Trimmelkamer Revier liegt die Kohle führende graue Serie (drei Hauptflöze und tonige Zwischenmittel) auf Basisanden und -tonen (10–15 m). Im Hangenden der grauen Serie folgt eine grüne Serie mit sandigen Tonen und Tonmergeln (35–40 m), der eine weitere Kohlenlage (Rade-gunder Flöz) sowie als Abschluss eine Serie mit sandigen

Tonen, Feinsanden und mächtigen, über weite Strecken verfolgbaren Quarz-Kristallinschotterhorizonten folgen. Meist gehen die feinkörnigen Ablagerungen der Kohlenmulden lateral in Schotter über. Für das Rade-gunder Flöz wird von RUPP (2011: 104) ein sarmatisches Alter angegeben.

Im Hausruck und im Kobernauberwald treten, lateral miteinander verzahnend, die Kohle führenden Schichten (Ampflwang-Formation) im Osten und die fein- bis grobkiesigen Schotterablagerungen im Westen (Munderfinger Schotter, Kobernauberwald-Schotter) auf. In den, von Quarzgeröllen dominierten Schottern wurden Fossilien von Großtirsäugern (Pferde, Nashörner, Elefanten) gefunden, die eine Einstufung ins Pannonium erbrachten. In der Hausruck-Kohle-tonserie des östlichen Bereichs folgen auf liegenden Sanden und Tonen drei Flözlagen der Hausruckkohle (Weichbraunkohle), die durch tonig-schluffige, teils sandige Lagen voneinander getrennt sind (Zwischenmittel). Die Kohlenlagen werden in Muldenzonen bis zu 9 m mächtig und die beiden oberen Flözlagen sind meist im ganzen Hausruck verbreitet. Die überlagernden Schichten sind tonig-sandig entwickelt („Hangendtone“) und gehen in einen sandig-schottrigen Komplex mit Tonmergellagen über. Die Kohle-ton-Serie wird bis zu 60 m mächtig, die Kobernauberwald-Schotter bis zu 200 m (RUPP, 2008: 34). Die Kiese sind in einem meandrierenden Flusssystem abgelagert, dem zwischen- und vorgelagert die Stillwasser-, Sumpf- und Moorbereiche der Ampflwang-Formation liegen.

Über Kohle-ton- und Kobernauberwald-Serie liegen als jüngstes Glied der Süßwasserschichten mit einer Diskordanz die oberpannonen „Hausruckschotter“ (Hausruck-Formation): graue Fein- bis Grobkiese in sandiger Matrix, teils karbonatisch verfestigt (konglomeriert). Die Geröllgrößen liegen im cm- bis dm-Bereich und sind von Quarz und Quarzit dominiert. Kalke, Dolomite und Sandsteine treten in der Feinkiesfraktion auf. Sie erreichen Mächtigkeiten bis zu 140 m (Göbelsberg). In den Hausruckschottern ist die Hauptentwässerungsrichtung der Alpenflüsse gegen ENE umgestellt.

3.1.2 Die Entwicklung im Ostabschnitt

Vorbemerkung zur Waschbergzone: *Der Begriff der Waschbergzone wurde von GRILL (1953) etabliert. SCHAFFER (1943) behandelte das entsprechende Gebiet im Zusammenhang von gebirgsrandnahen, gefalteten Teilen der Vorlandmolasse. In der älteren Literatur wurde der Begriff der „äußeren Klippenzone“, im Gegensatz zur „inneren Klippenzone“ (z.B. Grestener Klippenzone u.a.) verwendet (THENIUS, 1974: 53). Nach THENIUS wurde in ihr „neuerdings“ auch ein „Rand-Helvetikum“ gesehen (THENIUS, l.c.). Bei GRILL gewinnt die Waschbergzone als „...Fortsetzung der subalpinen Molasse und der Verfaltungszone der autochthonen Molasse...“ nördlich der Donau „...eine Eigenständigkeit [...] in stratigraphischer wie tektonischer Hinsicht; sie werden zum karpatischen Element, dem daher auch ein eigener Name gegeben wurde“ (GRILL, 1962: 35).*

Von FUCHS (1980a: 144ff.) wurde im Zusammenhang einer generellen Gliederung der Molasse von einer zentralen Molasse (Waschberg-Vorfaltungszone) und einer inneren Molasse (Waschbergzone) gesprochen. Dieser „...Versuch der

Einführung [...] von generalisierenden Begriffen...“ scheidet nach TOLLMANN „...am Mangel einer durchgreifenden regionalen Verfolgbarkeit einer derartigen nomenklatorisch verwirrenden Einteilung“ (TOLLMANN, 1985: 435). So scheint die direkte Korrelierbarkeit der Schichtfolgen von Molassezone und Waschbergzone sowohl durch die tektonische Eigenständigkeit sowie durch die „...merkbaren Unterschiede...“ „...der gut individualisierten [...] Schichtausbildung“ (TOLLMANN, 1985: 456) problematisch.

In jüngerer Zeit (KRHOVSKY et al., 2001) wurden die Beziehungen der Waschbergzone zu den nördlich anschließenden Einheiten (Zdanice/Steinitzer unit und Pouzdrany/Pausramer unit, eine äußere Schuppe) untersucht, ein Naheverhältnis, das schon zuvor durch lithologische Vergleiche und der Verwendung von Schichtbezeichnungen (Menilit-Serie, Pausramer Mergel; MALZER et al., 1993: 295, Tab. 18) hergestellt wurde. Für die Waschbergzone ergab sich eine Zwischenstellung im Ablagerungsraum dieser beiden Einheiten (KRHOVSKY et al., 2001: 227) und die Untersuchungen zeigten, dass sich die „oligozäne Schichtfolge der Waschbergzone [...] mit derjenigen in der Molassezone kaum vergleichen“ lässt (RÖGL et al., 2001: 293). Eine gewisse Angleichung von autochthoner Molasse und Waschbergzone erfolgt erst ab dem Eggenburgium. Die endgültige Aufschuppung der Waschbergzone erfolgt im Karpatium.

Von Interesse für die geologisch-tektonischen Verhältnisse im Übergangsbereich Alpen-Karpaten ist auch die Tatsache, dass die Zdanice Einheit – die unmittelbare Fortsetzung der Waschbergzone im mährischen Gebiet – eine äußere Flyschdecke (Subsilesischer Flysch) bildet, also eher mit der penninischen Flyschzone (dort Magura-Einheit) in Zusammenhang gebracht wird. Ein weiteres Merkmal dieser Übergangszone ist die Transgression der Molasse auf die Zdanicer Einheit (piggy-back) ab dem unteren Miozän (Eggenburgium) [ebenso wie im (Proto) Wiener Becken].

Die Dichotomie der Waschbergzone manifestiert sich auch weiterhin in den unterschiedlichen großtektonischen Zuordnungen. Während sie bei SEIFERT et al. (1991) „eine allochthone Einheit der Molassezone“ ist, wird sie auch in jüngeren Arbeiten (z.B. KÁZMÉR et al., 2003) mit den Flysch-Einheiten in Verbindung gebracht. In paläogeografischer Hinsicht wird die Waschbergzone zwischen Molassezone und Flyschzone positioniert (SEIFERT et al., 1991: 110). Jedoch scheinen bezüglich der komplexen räumlich-zeitlichen Zusammenhänge mit Gebirgs- und Beckenbildungen, insbesondere, wenn man das Helvetikum als weiteres tektonisches Element mit in Betracht zieht, noch einige offene Fragen zu bestehen. Ein direkter Vergleich mit dem Helvetikum wurde jedoch von GRILL abgelehnt (GRILL, 1962: 34f.). Die helvetische Schottenhofzone zieht jedoch noch ins Wiener Becken hinein (WESSELY et al., 1993).

Ein Blick auf die Übersichtskarte der östlichen Molassezone (östlich des Hochbereichs von Amstetten-Melk; Abb. 22) in ihrer heutigen Ausdehnung zeigt einen stark gegliederten Rand der Böhmisches Masse. Die nordwestliche Grenze verläuft etwa vom Raum Fels über die Egenburger Bucht nach Retz. Westlich davon befinden sich einige Absenkungsgebiete (Horn, Langau-Riegersburg, Weitersfeld) auf der Böhmisches Masse. Die Ostgrenze ist durch die Waschbergzone und ihre äußeren Schuppen

(Roseldorf-Zone) markiert und gegen Süden und Westen verengt sich die Molassezone mit der Alpenfront kontinuierlich. Aus der Verteilung der obertägig auftretenden Molassesedimente ist die zunehmende stratigrafische Verjüngung von West nach Nordost erkennbar, die den Meeresrückzug in die karpatische Vortiefe und die Verlandung des Beckens dokumentiert. Die Gesamtmächtigkeit der Molassesedimente erreicht in den Tiefzonen mehr als 2.300 m (Stockerau).

Abbildung 23 zeigt die stratigrafische Abfolge der östlichen Molassezone und der Waschbergzone. Die Schichtfolge dieses Molasseabschnitts beginnt in weiten Bereichen im Egerium (teils ab Kiscellium/Rupelium, ab ca. 30 Ma). Ältere Ablagerungen (Eozän–unteres Oligozän) wurden bei der Bohrung Zistersdorf ÜT2a in einer Tiefe ab ca. 7.100 m (d.h. unter den alpinen Decken, etwa 400 m mächtig) als mergelig-sandige Schichtfolge mit Brekzienlagen angetroffen (WESSELY, 1993a: 280). Das vermutlich eozäne Alter des Moosbierbaumer Konglomerates (Granulit- und Gneisgerölle, bis 350 m, Bohrung Moosbierbaum K8) ist nicht gesichert.

In der Waschbergzone setzt der vergleichbare Sedimentationszyklus im unteren Kiscellium (Obereozän?) ein. Diese oligozänen Sedimentabfolgen (Ottenthal-Formation (ehemals Pausramer Mergel (partim) bzw. Menilith-Serie) und Thomasl-Formation) weisen generell einen vollmarinen Tiefwassercharakter auf und zeigen neben ihrer guten Vergleichbarkeit mit der Typusregion des Kiscellium (Tard Clay, Kiscell Clay) bei Budapest (SEIFERT et al., 1991) auch in einzelnen Abschnitten (Dynow-Mergel) Anklänge an die Entwicklung im westlichen Molassebecken (RÖGL et al., 2001: 341, darin auch die neueren Erkenntnisse über die Waschbergzone). Die älteren Formationen der Waschbergzone (einschließlich der Reingruber-Formation des Obereozän) sind im Wesentlichen geringmächtige Schollen von Schürflingen des autochthonen Untergrundes mit Flachwassercharakter.

Kiscellium-Egerium

Die ältesten autochthonen Molassesedimente des Randbereiches werden von WESSELY (2006: 45) in einer Melk-Gruppe zusammengefasst. Zur Melk-Gruppe werden die Pielach-Formation, die Melk-Formation sowie das Ollersbacher Konglomerat, das in den Molasseschuppen bei Neulengbach mit Granit- und Flyschgeröllen auftritt, gezählt. In den Trogbereichen des Ostabschnittes kommt der „Ältere Schlier“ zur Ablagerung, dessen Hauptsedimentationsphase im oberen Egerium stattfindet. Daraus ist die erst allmähliche Absenkung des Beckens, die deutlich später als im Westabschnitt einsetzt, zu erkennen, was wiederum auf die Dynamik der Alpenüberschiebung hinweist.

Die Pielach-Formation besteht aus Sedimenten einer reich gegliederten Küstenlandschaft, die sich im Zuge der oligozänen Transgression bildete. Es sind anfangs limnisch-terrestrische Ablagerungen, die folglich in eine brackisch-randmarine Fazies übergehen. Bevorzugt treten bläulich-grünlich-dunkelgraue Tone und Silte auf, die mit dem alteingeführten Begriff als „Pielacher Tegel“ bezeichnet werden (nach Pielach nahe Melk). Als Einschaltungen im Tegel finden sich tonige Fein- bis Grobsande sowie kohlige Tone und auch Kohlelagen (diverse kleine-

re Glanzbraunkohlenvorkommen, z.B. Oberwölbling-Hermannsschacht; Statzendorfer Kohlenrevier, nordwestlich Herzogenburg).

Weiters ist die Bildung von Sanden ein charakteristisches Glied der oligozänen Ablagerungen, die am Rand der Böhmisches Masse aufgeschlossen sind. Die randmarinen Küstensande sind weiße bis gelbe, ungeschichtete, resche, überwiegend mittel- bis feinkörnige Quarzsande, deren fazielle Ausbildung auf kurze Transportwege und eine rasche Ablagerung hinweist (ROETZEL, 1983). Die Sande lagern sich in Buchten und an Kristallinaufragungen ab und überlagern auch häufig die Pielach-Formation bzw. verzahnen auch mit diesen. Im Raum Melk (Wachberg) werden die Sande bis zu 90 m mächtig und stellen ein wichtiges Rohstoffpotenzial (Glaserzeugung u.a.) dar. Neben den strandnahen Bildungen zeigen sich in den umgebenden Ablagerungsräumen auch die Bedingungen eines gezeitendominierten, flachen Schelfbereichs. Die Sande werden im Ostabschnitt als Melker Sande bezeichnet und sind ein Äquivalent zu den Linzer Sanden des Westabschnittes („Linzer-Melk-Formation“). Die Melker Sande wurden ebenso wie die Linzer Sande in der Literatur (GRILL, 1956: 42; FUCHS, 1972: 205ff.) in „Ältere Sande“ (fein- bis mittelkörnig; unteres Egerium) und „Jüngere Sande“ (grobkörnig, oberes Egerium) unterteilt, eine Unterteilung, die nach neuerem Kenntnisstand nicht mehr haltbar ist (KRENMAYR & ROETZEL, 2000).

Oligozäne Tegel und Sande bedecken jedoch nicht nur den Südrand der Böhmisches Masse, sondern ziehen bis unter die Alpenfront hinein (Bohrungen Urmannsau, Texing 1, Perschenegg 1, auch in den Molasseschuppen am Alpenrand) und sind gegen Osten bis in den Raum Stockerau sowie gegen Nordosten über Hollabrunn hinaus (Bohrung Dürnleis: 129 m Melker Schichten) verbreitet. Im Gebiet Hollabrunn-Laa an der Thaya findet sich ein Absenkungsbecken mit über 200 m Ablagerungen des Egerium (JIŘIČEK & SEIFERT, 1990). Die Bohrung Moosbierbaum K5 (westlich Zwentendorf) erbrachte bis zu 100 m mächtige Melker Sande. Im voralpinen Molassestreifen gegen Westen sind Sedimente des tieferen Oligozän aus Bohrungen bis in das Gebiet der Enns bekannt (WESSELY, 2006: 46), die zu den Vorkommen der Pielach-Formation des nördlichen Randbereiches des westlichen Molassegebietes überleiten (westlichste Vorkommen im Senkungsbereich des Reichbaches, NNE Steyregg bei Linz).

Die Bildung der Hauptmasse des Älteren Schlier des Ostabschnittes erfolgt im oberen Egerium (Aquitanium, ca. 22 Ma) in Form von allgemein geringmächtigen, einheitlich meist dunkelbraunen, auch feinsandigen Tonschiefern und Tonsteinen. Er wurde sowohl im Westen als auch im Nordosten mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 50 m erbohrt (WESSELY, 2006: 50). Seine Verbreitung reicht von der Westgrenze Niederösterreichs bis in den Raum Hollabrunn (Bohrung Porrau 2, BRIX & GÖTZINGER, 1964). Die Überlagerung des Älteren Schlier auf den marinen Seichtwassersedimenten der Melker Schichten weist auf die Ausbildung des östlichen Molassehaupttroges im oberen Egerium hin.

Auch in der Bohrung Berndorf 1 wurde in ca. 6.000 m Tiefe ein oberes Egerium erbohrt. Die dort angetroffenen grobklastisch-konglomeratischen Ablagerungen mit gut gerundeten kalkalpinen Geröllen (WACHTEL & WESSELY, 1981)

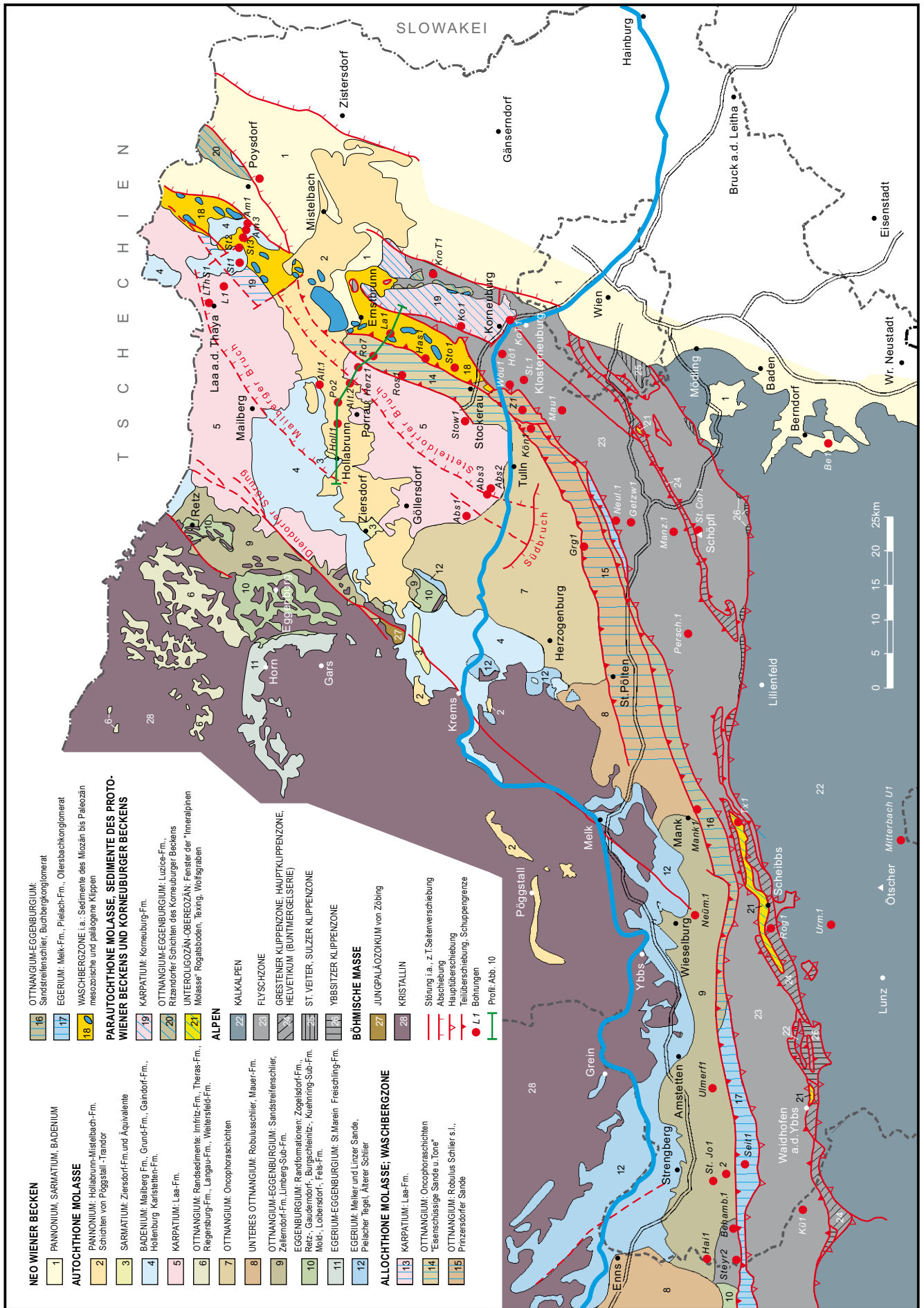
zeigen die herannahende Alpenfront an und geben somit die Ausdehnung des oligozänen Beckens wieder. Im Ablagerungsraum der Waschbergzone ist das obere Egerium durch eine Beckenfazies mit den Kalkmergeln der Michelstetten-Formation (Michelstetten, ca. 8 km nordöstlich von Ernstbrunn) vertreten, die, ebenso wie die älteren Sedimente der Waschbergeinheit, keine Beziehung zur Molassezone aufweisen (siehe oben) und heute als Schuppenmaterial vorliegt.

Eine zeitgleiche Entwicklung ist die St. Marein-Freischling-Formation. Es sind dies fluviatile, untergeordnet limnische Sedimente: Grobsande, Kiese und Silte, mit kohlig-tonigen Einlagerungen. Sie treten im Horner Becken sowie in kleineren benachbarten Senken auf. Im Raum Krems-Statzendorf verzahnen (vermutlich) die fluviatilen Sedimente des Horner Beckens im Mündungsbereich eines Entwässerungssystems gegen Süd mit höheren Anteilen der marinen Melk-Formation (NEHYBA & ROETZEL, 2010).

Eggenburgium-Ottangium

Während des Eggenburgium (ab ca. 20,5 Ma) führt der anhaltende Alpenvorschub zur weiteren Einengung des Molassebeckens im Süden und Südosten (Molasseschuppen mit Sedimenten des Egerium bei Neulengbach, siehe Abbildung 22) und zu einer Ausweitung des Beckens nach Nordosten. Mit der Transgression des Meeres von Südost kommt es am Rand der Böhmisches Masse zu kleinräumig wechselnden Ablagerungen einer marinen Randfazies, die als Eggenburg-Gruppe (Eggenburger Schichten s.l.) zusammengefasst wird. Diese Schichten ziehen wegen ihres Fossilreichtums seit langem die Aufmerksamkeit auf sich. Die Transgressionssedimente bestehen aus „*einer raschen Wechselfolge von gut bis mäßig sortierten Grob-, Mittel- und Feinsanden mit Kieseinschaltungen*“ (STEININGER & ROETZEL, 1991: 68), die in einem wellendominierten, seichtmarinen Milieu unter tropischen bis subtropischen Bedingungen abgelagert werden (Die jeweiligen Formationsnamen und ihre sedimentären Ausbildungen finden sich bei ROETZEL et al., 1999b). Die Transgression erfolgt im Raum Fels (Fels-Formation) und im Horner Becken (Mold-Formation) im unteren Eggenburgium. Die Eggenburger Bucht, der Raum Retz sowie die Kristallinsenken von Langau-Riegersburg und von Weitersfeld werden im oberen Eggenburgium transgredierte. Die flachmarinen bis littoralen Transgressionssedimente sind meist sandig-kiesig entwickelt (Burgschleinitz-Formation u.a.). Noch im oberen Eggenburgium folgt auf eine kurze Regressionsphase mit Schichtlücke und Diskordanz eine neuerliche Transgression („Ottangtransgression“). In der Eggenburger Bucht und im Raum Maissau sind die zugehörigen Ablagerungen karbonatisch entwickelt (Zogelsdorf-Formation). Der Zogelsdorfer Sandstein ist ein quarzreicher Kalksandstein, der Verwendung als Bau- und Skulpturstein fand. Den Abschluss dieser strandnahen Sedimente bilden vollmarine Pelite (Zellerndorf-Formation). Die fossilarmen bis -leeren, ebenflächig-geschichteten Tone und Tonmergel mit Feinsandlagen zeigen das Übergreifen der Beckenfazies auf den Kristallinrand im obersten Eggenburgium/

Abb. 22. Übersichtskarte der Molassezone Niederösterreichs (Quartär abgedeckt) aus WESSELY (2006: Abb. 52). ►



NEO WIENER BECKEN

- 1 PANNONIUM, SARMATIUM, BADENIUM
- 2 PANNONIUM: Holibrunn-Mieselbach-Fm. Schichten von Pöggstall - Trandor
- 3 SARMATIUM: Ziersdorf-Fm. und Äquivalente
- 4 BADENIUM: Mailberg Fm., Grund-Fm., Gainsdorf-Fm., Hollenbrunn Karststein-Fm.
- 5 KARPATIUM: Laa-Fm.
- 6 OTTMANGIUM: Randsedimente: Imnitz-Fm., Theras-Fm., Riegersburg-Fm., Langau-Fm., Weitersfeld-Fm.
- 7 OTTMANGIUM: Onophoraschichten
- 8 UNTERES OTTMANGIUM: Robuluschlier, Mauer-Fm.
- 9 OTTMANGIUM-EGGENBURGIUM: Sandstreifenschlier, Zellendorf-Fm., Limberg-Sub-Fm.
- 10 EGGENBURGIUM: Raasdformationen: Zogelsdorf-Fm., Reitz-Gaudendorf-, Burgschleinitz-, Kuehning-Sub-Fm., Melk-, Lohersdorf-, Fels-Fm.
- 11 EGERIUM-EGGENBURGIUM: St. Marein - Freischling-Fm.
- 12 EGERIUM: Melker und Linzer Sande, Pellicler Tegel, Alterer Schlier

AUTOCHTHONE MOLASSE

- 13 KARPATIUM: Laa-Fm.
- 14 OTTMANGIUM: Onophoraschichten "Eisenschlagige Sande u. Tone"
- 15 OTTMANGIUM: Robulus Schlier s.l., Prinerstorfer Sande

PARAUTOCHTHONE MOLASSE, SEDIMENTE DES PROTO-WIENER BECKENS UND KORNEUBURGER BECKENS

- 16 OTTMANGIUM-EGGENBURGIUM: Sandstreifenschlier, Buchbergkonglomerat
- 17 EGERIUM: Melk-Fm., Pleiach-Fm., Ollersbachkonglomerat
- 18 WASCHBERGZONE: i.a.: Sedimente des Miozän bis Paläozän mesozoische und paläogene Klippen
- 19 KARPATIUM: Korneuburg-Fm.
- 20 OTTMANGIUM-EGGENBURGIUM: Luzice-Fm., Ritzendorfer Schichten des Korneuburger Beckens
- 21 UNTEROIGLOZÄN-OBEREZÄN: Fenster der "Innersalpin Molasse" Rogatsboden, Teving, Wolfgraben

ALPEN

- 22 KALKALPEN
- 23 FLYSCHZONE
- 24 GRESTERNER KLIPPENZEONE: HAUPTKLIPPENZEONE, HELVETIKUM (BUNTERGELSERIE)
- 25 ST. VEITER, SULZER KLIPPENZEONE
- 26 YBBSITZER KLIPPENZEONE

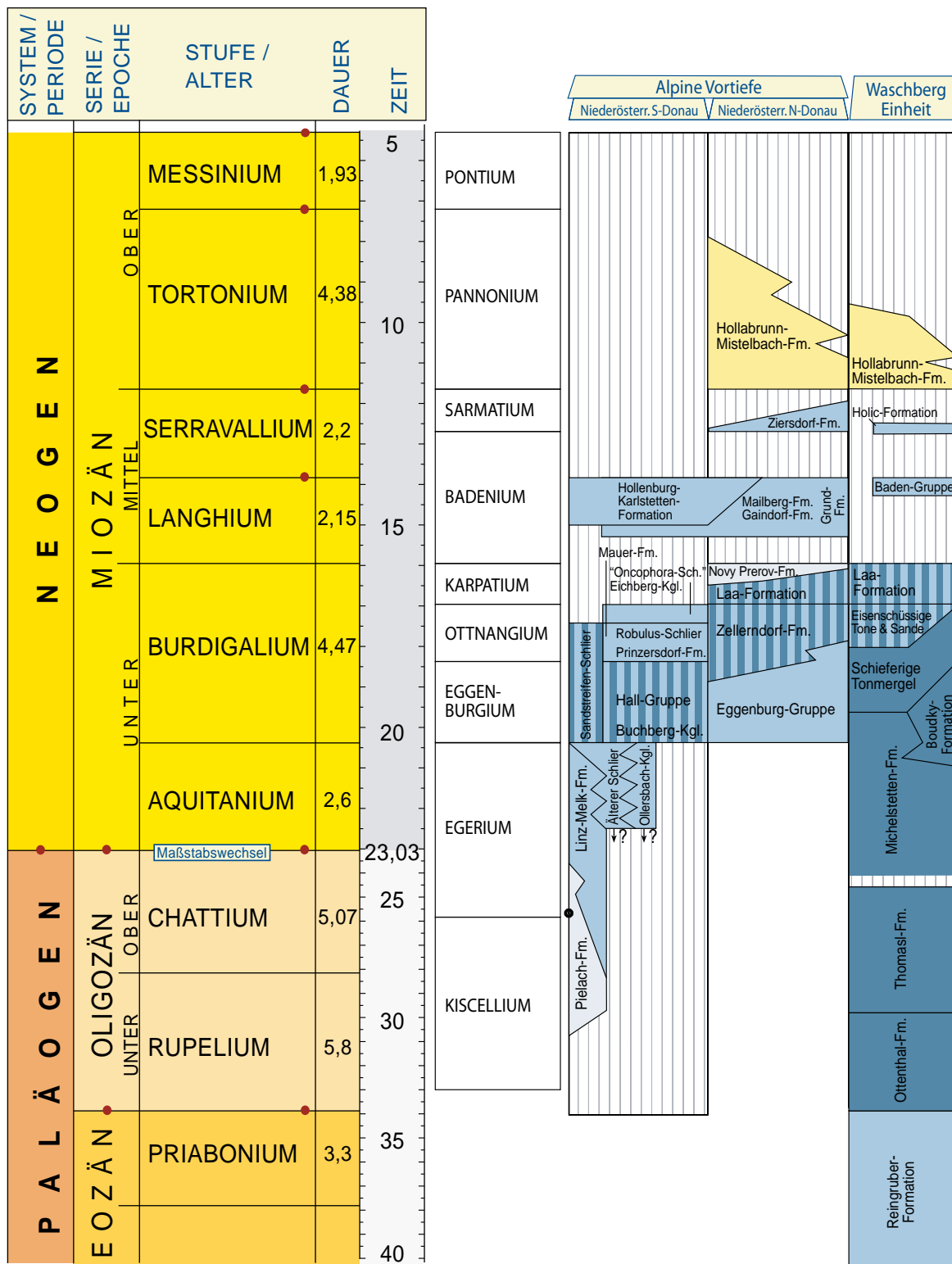
BÖHMISCHE MASSE

- 27 JUNGPALÄOZOIKUM von Zöbing
- 28 KRISTALLIN

ALLOCHTHONE MOLASSE; WASCHBERGZONE

- 29 OTTMANGIUM: Onophoraschichten "Eisenschlagige Sande u. Tone"
- 30 OTTMANGIUM: Robulus Schlier s.l., Prinerstorfer Sande

- 31 Störung i.a., z.T. Seitenverschiebung
- 32 Abschiebung
- 33 Hauptüberschiebung
- 34 Teilüberschiebung, Schuppenangrenz
- 35 L7 Böhningen
- 36 Profil: Abb. 10



- pelagisch, küstenfern, siliziklastisch
- flachmarin, neritisch
- brackisch
- terrestrisch-kontinental, grobklastisch
- Misch-Fazies (in entsprechenden Farben)
- Kohle (auch mehrere Flöze)
- ? Position/Alter unsicher/umstritten
- Schichtlücke, Hiatus
- GSSP
- Fm. Formation
- Kgl. Konglomerat
- Sch. Schicht, Schichten

Abb. 23. Stratigraphische Tabelle der niederösterreichischen Molassezone und Wachbergzone (verändert nach PILLER et al., 2004).

Ottningium an. In der Bohrung Goggendorf U1 (N Sitzendorf, ca. 3,5 km vom Kristallinrand entfernt) ist die Eggenburg-Gruppe – bei einer Gesamtmächtigkeit der „tertiären“ Schichtfolge von 225 m – rund 70 m mächtig. Die Mächtigkeiten des Zellerndorfer Schlier steigt von wenigen Metern in Randnähe auf 60 m nur wenige 100 m von Kristallinrand entfernt an. Als maximale Überlagerungsmächtigkeit erreicht der Zellerndorfer Schlier ca. 80 m (SCHUBERT, 1999: 174).

Im Becken von Langau führt die Transgression des Eggenburgium zur Bildung von brackisch-ästuarischen Sand- und Tonablagerungen, die von paralischen Kohlesümpfen (Braunkohletagebauegebiet von Langau-Geras) gefolgt werden.

Ein östliches Gegenstück einer strandnahen Transgressionsbildung des Eggenburgium kann in den Ritzendorfer Schichten des Korneuburger Beckens gesehen werden (FUCHS, 1980a: 173; siehe Kapitel 3.2.2 – Korneuburger Becken, dort der Flyschzone auflagernd). Zu weiteren Transgressions- und Beckenrandbildungen des Eggenburgium/Ottningium, siehe unten.

Im Übergangsbereich der beiden Molassetröge (Raum Steyr–Amstetten) geht der Haller Schlier der westlichen Zone unter Zunahme der Sandeinschaltungen in den Sandstreifenschlier des Ostabschnittes über. Dieser besteht aus grauen, mergeligen, sandigen Schluffen mit hellen, unterschiedlich mächtigen Feinsandlagen. Der Sandstreifenschlier erreicht im westlichen Abschnitt mehrere 100 m Mächtigkeit: Bohrung St. Johann 1 (nordwestlich Seitenstetten): 560 m; Bohrung Mank 1: 720 m (BRIX & GÖTZINGER, 1964). Der Sandstreifenschlier enthält wegen der schwierigen biostratigrafischen Erfassung der Grenze Eggenburgium/Ottningium im Abschnitt westlich Mank auch Anteile des ottningischen Robulusschlier.

Gegen Nordosten – im neu gebildeten „Molassetrog“ – liegt über basalen, dem Kristallinuntergrund auflagernden Glaukonitsandsteinen (bis 50 m) eine Abfolge von Tonmergeln und Sandsteinen mit wechselnden Anteilen. Aufgrund des charakteristischen paläontologischen Inhalts werden in Bohraufschlüssen diese Schlierablagerungen in eine unterliegende Foraminiferenfazies und eine hangende Fischfazies gegliedert. Sie erreichen in den Muldenbereichen Mächtigkeiten bis knapp 200 m (Bohrungen Hollabrunn, Laa).

Der Robulusschlier des unteren Ottningium ist im Gebiet zwischen Mank und St. Pölten sowie in einem Streifen entlang der Alpenfront bis zur Donau auch obertägig aufgeschlossen. Hier kann er vom Sandstreifenschlier durch den Fossilbefund abgegrenzt werden. Es handelt sich um graue, gebankte bis dünnsschichtige, teils sandige Tonmergel, denen regelmäßig glimmerreiche Sandlagen eingeschaltet sind. Gegen Nordost wird er durch die höheren Anteile des Zellerndorfer Schlier bzw. den oberen Anteilen des ehemaligen „Burdigalschlier“ (i.e. die fossilere oberen Schlierschichten der „Fischfazies“) vertreten, da auch hier eine Grenzziehung mangels Fossilführung kaum möglich erscheint. Nach PREY (zitiert nach WESSELY, 2006: Abb. 58) besteht eine äußere Schuppe der geschuppten Molasse östlich von St. Pölten aus einem Schlier des Eggenburgium bis unteren Ottningium. Die Schuppe ist den *Oncophora*-Schichten aufgeschoben.

Innerhalb und randlich des eggenburgisch/ottningischen Molasseschliefers treten Konglomerate (Blockschichten) und Sandkomplexe auf. Diese klastischen Schüttungen (Rinnensedimente etc.) werden sowohl dem Eggenburgium wie dem Ottningium zugeordnet:

- Eggenburgium: Buchbergkonglomerat: überwiegend Flyschgerölle (ca. 3 km nordöstlich von Neulengbach); Königsstettner Blocksande; (beide in der geschuppten Molasse).
- Ottningium: Prinzersdorfer Sande: hellgrünlich-gelbliche Feinsande im Robulusschlier (westlich St. Pölten); Mauer-Formation: Schuttstromsedimente mit bis zu hausgroßen Kristallinblöcken (am Südrand des Dunkelsteinerwaldes), Eichbergkonglomerat: vorwiegend Flyschgerölle in *Oncophora*-Sanden (am Südrand des Tullner Beckens, ca. 11 km südwestlich Tulln).

Grobklastische Einschaltungen sind auch von der Waschbergzone bekannt, wo sie in den schieferigen Tonmergeln des Ottningium auftreten (GRILL, 1968: 46ff.).

- Blockschichten mit exotischen Geröllen: die Geröllgrößen erreichen über 10 m und bestehen aus Kristallingesteinen (Granite, Paragneise etc.) und Flyschsandsteinen (WESSELY, 2006: 75). Sie sind beispielsweise vom Hollingstein im Waschbergzug (1,5 km SSE Niederhollabrunn) bekannt (HOLZER & KÜPPER, 1953).
- Altmannser Grobsande mit Geröllkomponenten, die denen der Blockschichten vergleichbar sind (Altmanns, nordwestlich Mistelbach).
- Ameiser Sand; bis 200 m in Bohrung Ameis 1 (östlich von Staatz; FUCHS, 1980a: 173).

Gegen Nordost treten im zentralen Trogbereich immer jüngere Schlierablagerungen zutage (Abb. 24), welche die fortschreitende Verlandung und die beginnende Aussüßung des Beckens im Südwesten anzeigen. Ab St. Pölten gegen Nordost folgen über dem Robulusschlier die brackischen *Oncophora*-Schichten des oberen Ottningium. Den seichtmarinen bis limnischen, gelblichgrauen, geschichteten, glimmerigen Sanden bis Silten mit Tonmergellagen und Lignitschmitzen im Süden stehen in den tieferen Beckenteilen des Nordostens marine, turbiditische, feinkörnige Sandsteine und siltige, laminierte Tonsteine gegenüber (WESSELY, 2006: 55; zur faziellen Neuinterpretation, siehe HAMILTON, 1997). Nach HAMILTON erfolgt der Hauptsedimenttransport von Osten, vom aktiven Rand der Waschbergzone. Die *Oncophora*-Schichten erreichen Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern: Moosbierbaum (Tullner Becken) 770 m, Laa 800 m, Hollabrunn 1 (in Randnähe) 315 m. Die großen Mächtigkeitsunterschiede gegenüber den unterlagernden älteren Einheiten sowie die zwischen den Hoch- und Tiefschollen an Brüchen (z.B. Mailbergbruch: 240 m *Oncophora*-Schichten am Hoch gegenüber 700 m am Tief (Bohrungen bei Laa an der Thaya), vgl. GOLDBRUNNER & KOLB, 1997 sowie Abbildung 14) zeigen eine beträchtliche Zunahme der Absenkung des Beckens im Ottningium (in einer Zeitspanne von etwa 1,5 Ma) an. Zeitgleich zu den *Oncophora*-Schichten sind die „Eisenschüssigen Sande und Tone“ in der Roseldorf-Zone, einer äußeren Schuppe der Waschbergzone. Sie zeigen jedoch keine fazielle Ähnlichkeit mit den *Oncophora*-Schichten

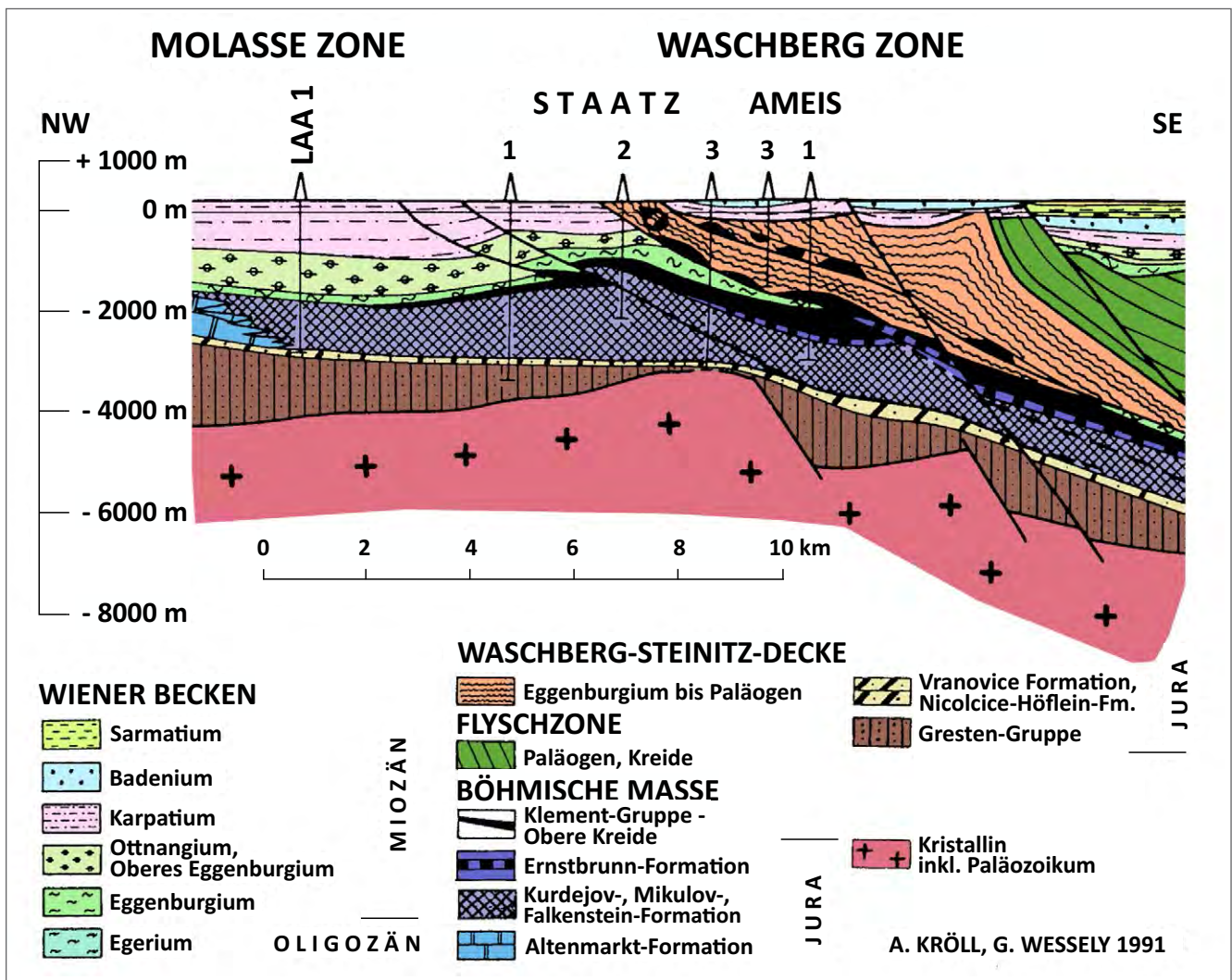


Abb. 24. Profilschnitt durch Molassezone und Waschbergzone im Raum Staatz (aus SAUER et al., 1992: Abb. 115).

des Südbereiches, sondern vielmehr Änklänge an jene des nördlichen Weinviertels (SCHNABEL, 2002: 29), wie sie aus den Erdölbohrungen bekannt sind. Zu den komplexen Beziehungen der einzelnen Ablagerungsräume und der zeitlichen Korrelationen der Sedimente, siehe Kapitel 3.2.1 – Wiener Becken.

Karpatium

Nördlich der Donau folgt über den *Oncophora*-Schichten der Schlier des Karpatium, der auch obertags weitverbreitet anzutreffen ist (Ziegelgrube bei Laa an der Thaya; Stratotyplokalität der Laa-Formation, vgl. RÖGL et al., 1997). Die karpatische Meeressingression von Südosten über das Wiener Becken und die Waschbergzone ist in den marinen Ablagerungen der Laa-Formation repräsentiert. Sie wird von blau- bis bräunlich-grauen, feinschichtigen, siltig-feinsandigen, glimmerreichen Tonmergel mit dünnen Feinsandlagen und Sandsteinkonkretionen aufgebaut. Gegen das Hangende nehmen die sandigen Einschaltungen zu. Die Laa-Formation erreicht Mächtigkeiten von bis zu 1.200 m (WESSELY, 2006: 56), wobei eine generelle Mächtigkeitszunahme – wie auch auf die *Oncophora*-Schichten zutreffend – von West nach Ost festzustellen ist. Es

wurden auch rinnenförmige, grobklastische Einlagerungen erfasst, die auf Untergrundströmungen, submarine Erosion und Sedimenteintrag aus tektonisch aktiven Randbereichen (debris flow; Waschbergzone) hinweisen und die noch anhaltenden Überschiebungsaktivitäten dokumentieren (ROETZEL et al., 1999a; WESSELY, 2006: 56f.). Die Paläoökologie des Karpatschliermeeres ist durch Meerestiefen von etwa 200 m, geringere Wassertemperatur, hohes Nährstoffangebot und reduzierten Sauerstoffgehalt gekennzeichnet (ROETZEL, 2003). Gegen Ende des Karpatium kann ein Trend zur Verflachung des Beckens und ein zunehmender Frischwassereinfluss festgestellt werden. Im nordöstlichen Grenzbereich zu Tschechien werden die Pelite der Laa-Formation von flachmarinen Silten und Sanden des oberen Karpatium diskordant überlagert („Nový Přerov“-Formation/Member), die über 350 m (Bohrung Alt-Prerau 6, ANIWANDTER et al., 1990) mächtig werden. Im Karpatium endet die aktive Überschiebung auch im nördlichen Beckenbereich und die marine Sedimentation der Beckenfazies zieht sich in die westkarpatische Vortiefe zurück. Sedimente des Karpatium sind noch in den Schuppen- und Deckenbau der Waschbergzone eingebaut, überlagern aber auch den Deckenbau (siehe Korneuburger Becken).

Badenium

Die weitere Sedimentationsentwicklung im mittleren und oberen Miozän ist einerseits durch die Verbindung zum Meeresbereich des Wiener Beckens, andererseits durch den fluviatil beeinflussten Einzugsbereich im Süden gekennzeichnet. Die Transgression des unteren Badenium (ca. 16,4 Ma) erfasst nochmals weite Bereiche des Beckens. Die Ablagerungen liegen teils diskordant den Laaer Schichten auf und sind gegenwärtig noch als Erosionsreste erhalten. Die Hauptverbreitung der pelitreichen Sedimente (marine Silte und Tone mit tempestitischen Sandeinschaltungen; Grund-Formation, bis zu 270 m), die im unteren Anteil mächtige Sandeinschaltungen aufweisen, liegt nordwestlich bis nordöstlich von Hollabrunn. Gegen Westen geht die Grund-Formation in die altersgleiche, lithologisch abwechslungsreichere Gaiendorf-Formation (ca. 4 km südöstlich Maissau) über, die aus Sanden und Kiesen mit geringmächtigen Peliteinschaltungen besteht (ROETZEL et al., 1999b: 44). Die Gaiendorf-Formation repräsentiert den Seichtwasserbereich (MANDIC & HARZHAUSER, 2003). In der südlich Ziersdorf gelegenen Bohrung Glaubendorf U1 ist die Gaiendorf-Formation 165 m mächtig. Im Verbreitungsgebiet der Grunder Schichten treten auch Corallinaceenkalke (entsprechend den Leithakalken) der Mailberg-Formation auf, die auf Hochzonen/Schwellen gebildet werden und die Grunder Schichten meist überlagern. Die Verbreitung der genannten badenischen Ablagerungen scheint gegen Westen und Norden tektonisch begrenzt zu sein (siehe abgedeckte Karte in ROETZEL, 1999). Im südlichen Beckenbereich (Kremser Bucht, Langenlois, Hollenburg) liegen mächtige Deltasedimente (kalkalpine Konglomerate einer „Ur-Traisen“, Hollenburg-Karlstetten-Formation), die bis nördlich der Donau vorstoßen. Die badenischen Schichtglieder werden in die (Untere und Obere) Lagenidenzone eingestuft. Im mittleren und oberen Badenium folgt im Molassebecken eine Erosionsphase, die auch einen klastischen Eintrag ins Wiener Becken bewirkt (siehe Kapitel 3.2.1 – Wiener Becken).

Sarmatium

Im unteren Sarmatium (ab ca. 12,7 Ma) erfolgt eine neuerliche Ingression in das Molassebecken über die Zayafurche, einer im Badenium angelegten Ausräumungszone. Die sarmatischen Ablagerungen (Ziersdorf-Formation) treten in einem Streifen quer über die Molassezone (Zayafurche/Mistelbach–Hollabrunn–Ziersdorf–Langenlois) in begrenzten reliktschen Vorkommen auf. Die Verbreitung von Sarmatium-Ablagerungen, auch unter den jüngeren Sedimenten des Pannonium, wird in ROETZEL (2009) beschrieben. Die tonigen Silte bis siltigen Tone in Wechsellagerung mit Mittel- bis Feinsanden (untergeordnet Kiesen) sind Ablagerungen eines tidalen, brackisch-seichtmarinen Environments mit terrestrischem Einfluss. Letzter zeigt sich in den Einschaltungen (bis mehrere Meter mächtig) von polymikten Grobschottern mit Geröllen im dm-Bereich (Reisbergschotter, 2,5 km nordöstlich Hollabrunn). Die Schotter werden als Umlagerungsprodukte von badenischen Ablagerungen interpretiert (ROETZEL, 2009: 34). Chronostratigrafisch wird die Ziersdorf-Formation in das untere Sarmatium gestellt. Mächtigkeitsangaben reichen bis zu 110 m (Bohrung Hollabrunn 1).

Pannonium

Die Schüttung der Hollabrunn-Mistelbach-Formation setzt in der Zone A/B des Pannonium (ca. 11 Ma) ein und dauerte bis ins mittlere/jüngere Pannonium (Zonen E, F?, H) an (ROETZEL, 2009). Der Großteil des Sedimenteintrags findet im Pannonium C–E statt. Die fluviatilen Kiese, Sande und Schotter ziehen in einem etwa 7 km breiten Streifen aus dem Raum Krems–Langenlois kommend über Hollabrunn (als Gravel-bed-river-System) gegen die Zayafurche der Waschbergzone und gehen im Raum Mistelbach in ein Delta in den Pannonsee (Braid-Delta System) über (NEHYBA & ROETZEL, 2004). Das Geröllspektrum (über 2 cm) der gut gerundeten Kiese und kiesigen Sande besteht überwiegend aus Quarz, mit wechselnden Anteilen von kristallinen und kalkalpinen Komponenten. Hangend und an den Rändern dominieren sandig-mergelige Stillwassersedimente. Die pannonen Ablagerungen erreichen im westlichen Verbreitungsgebiet bis zu 100 m Mächtigkeit, die gegen Osten hin (Mistelbach) deutlich geringmächtiger werden. Die Hollabrunn-Mistelbach-Formation tritt heute aufgrund der Reliefumkehr in Höhenrücken zu Tage. Das Flusssystem kann als „Ur-Donau“ betrachtet werden, die sich mit der Änderung der Schüttungsrichtung in der westlichen Molassezone (Hausruckschotter) und der Überwindung der zentralen Schwellenzone (auch pannonen Ablagerungen bei Pöggstall und Trandorf, siehe Abb. 22) entwickelte. Diese Vorgänge sind durch die weitere Heraushebung der Alpen und die Aufschotterung des Vorlandes durch die Alpenflüsse mitbedingt (WESSELY, 2006: 59).

3.2 Die sedimentäre Entwicklung der inneralpiner Becken

3.2.1 Wiener Becken

Die genaue Kenntnis der sedimentären Entwicklung des Wiener Beckens begründet sich im Wesentlichen auf den Tiefenaufschlüssen (Bohrungen). Die abgedeckte geologische Karte (Kartenbeilage) weist eine weitgehende Bedeckung der Tiefschollen mit oberpannonen Ablagerungen auf. Die randlichen Hochschollen sind oberflächlich überwiegend von mittlerem- und unterem Pannonium bedeckt. Sarmatium und Badenium tritt an den Beckenrändern sowie an der Hochzone des Steinberghochs zu Tage. In Abbildung 25 ist die allgemeine Sedimentationsentwicklung des Beckens zusammengestellt, woraus der besondere Bezug zum slowakisch/tschechischen Raum hervorgeht, der auch für die stratigrafische Gliederung des Wiener Beckens weitgehend namensgebend ist (PILLER et al., 2004). Eine, den modernen Kenntnisstand zum Wiener Becken zusammenfassende Darstellung findet sich in HARZHAUSER & PILLER (2005), eine zum außerösterreichischen Bereich in KOVÁČ et al. (2004).

Die sedimentären Auffüllungen des Beckens können entsprechend der Unterteilung in Proto- und Neobecken (siehe Abschnitt 2.2.2 – „Das Wiener Becken“) und deren räumlichen Vorgaben differenziert werden (Abb. 13). Erste Beckenbildungen fanden ab dem Eggenburgium im nördlichen Bereich des heutigen Wiener Beckens statt (größtenteils in den Nachbarstaaten Tschechien und Slowakei gelegen). Es bildet ein quer/schräg zum heutigen Streichen des Alpen-Karpatenbogens orientiertes Meeresbecken,

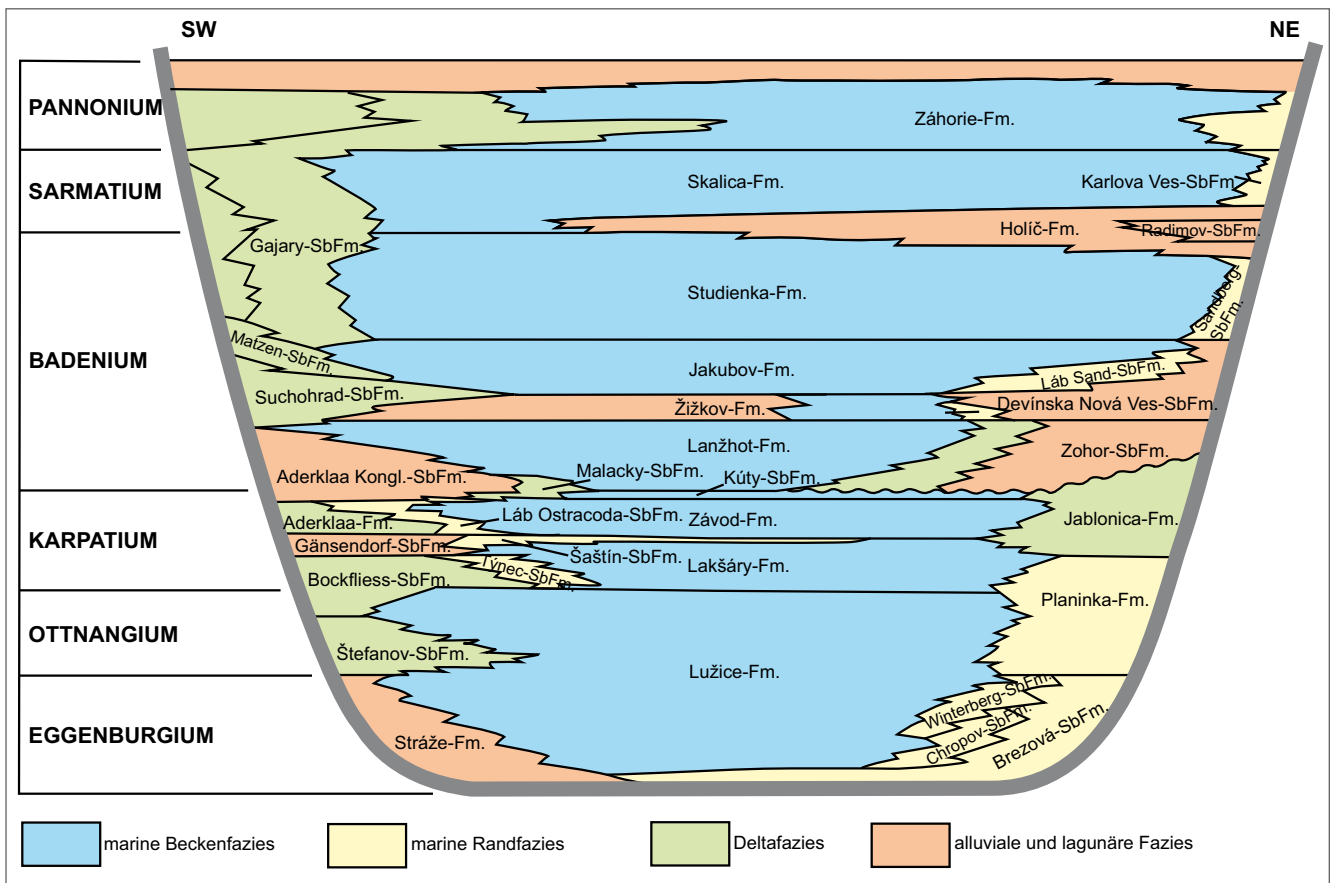


Abb. 25. Sedimentationssystem des Wiener Beckens (aus Kováč et al., 2004).

das im Naheverhältnis zur Molassezone und dem Waschbergtrug steht (POPOV et al., 2004). Auch gegen Südost bestand eine Verbindung mit dem innerkarpatischen/pannonischen Raum. Diese primäre Anlage der Trogbereiche währt bis ins Karpatium und wird ab dem Karpatium–Badenium von der NNE–SSW Achse des Neo-Wiener-Beckens abgelöst.

Proto-Wiener Becken (Eggenburgium–Karpatium)

Zur ersten Sedimentationsphase („Protobecken“) zählen die Ablagerungen vom Eggenburgium bis Karpatium. Obertags finden sich untermiozäne Sedimente nur in wenigen Vorkommen auf der Poysbrunner Hochscholle (Abb. 15) bei Poysdorf-Schrattenberg. Der Beckenbereich und seine faziellen Verhältnisse in der Frühphase sind in Abbildung 26 (Eggenburgium) dargestellt. Am Beginn der Beckenbildung stand eine archipelartige Konfiguration mit vermutlich gegliederten Küsten- und Inselbereichen und zwischengelagerten Senken, die sich im Wesentlichen auf den slowakisch/tschechischen Raum beschränken. In den Senkungsgebieten wurden anfangs terrestrisch-fluviatile Grobklastika abgelagert. In der österreichischen Literatur wird vom „Schlierbasisschutt“ gesprochen, der von JANOSCHEK (1943) als Flyschschutt bezeichnet wird, womit die Herkunft und Ausbildung des Materials angesprochen wird. Vom slowakischen Gebiet werden auch Kalkgerölle genannt. Der Schlierbasisschutt wurde in den Bohrungen auf der Mistelbacher und Poysbrunner Scholle angetroffen und JANOSCHEK (1951: 542) gibt eine maximale Mächtigkeit von 300 m westlich vom Steinbergbruch

(Hauskirchen) an. Jedoch zeigte sich, dass die verschiedenen Basisschuttbildungen nicht als chronostratigrafische Marker verwendbar sind, sondern ein „Funktionselement“ ohne zeitliche Relevanz bilden (PAPP et al., 1973: 65). So wird der Flyschschutt von Maustrenk (nordwestlich Zistersdorf) als ottnangisch angesehen (WESSELY, 2006: 200).

Mit der eggenburgischen Transgression findet der Übergang in flachmarine bis neritische Verhältnisse statt und es bilden sich mehrere Absenkungsgebiete (Senken von Lužice, Kopčany, Štefanov, Senice; JIŘIČEK & SEIFERT, 1990: 92). Eine Tiefenrinne erstreckt sich vom Raum Mistelbach gegen Nordost, die vermutlich eine tektonische Rinne auf den aktiven Flyschdecken des Untergrundes bildet. In der Rinne werden Sedimentmächtigkeiten des Eggenburgium von über 600 m angegeben (JIŘIČEK & SEIFERT, 1990: Abb. 4).

In den neu gebildeten Senkungsbereichen werden die feinglimmerigen Tonmergel der Unteren Lusčitz-Formation (nach Lužice, südwestlich Hodonin) abgelagert. In flachmarinen und strandnahen Bereichen gehen die zuvor grobklastischen Sedimente in die sandige und auch schluffig-tonige Fazies über („fining upward“). Die Untere Lusčitz-Formation repräsentiert die Schlierfazies des Eggenburgium, die als Cyclammina-Bathysiphon-Schlier bezeichnet wurde (GRILL, 1968: 61ff.). GRILL betont auch die lithologische wie faunistische Nahebeziehung zu zeitäquivalenten Sedimenten der Waschbergzone (ehemals Schieferige Tone und Tonmergel/Auspitzer Mergel; nicht zu wechseln mit dem oligozänen Pausramer Mergel, siehe Kapitel 3.1.2).

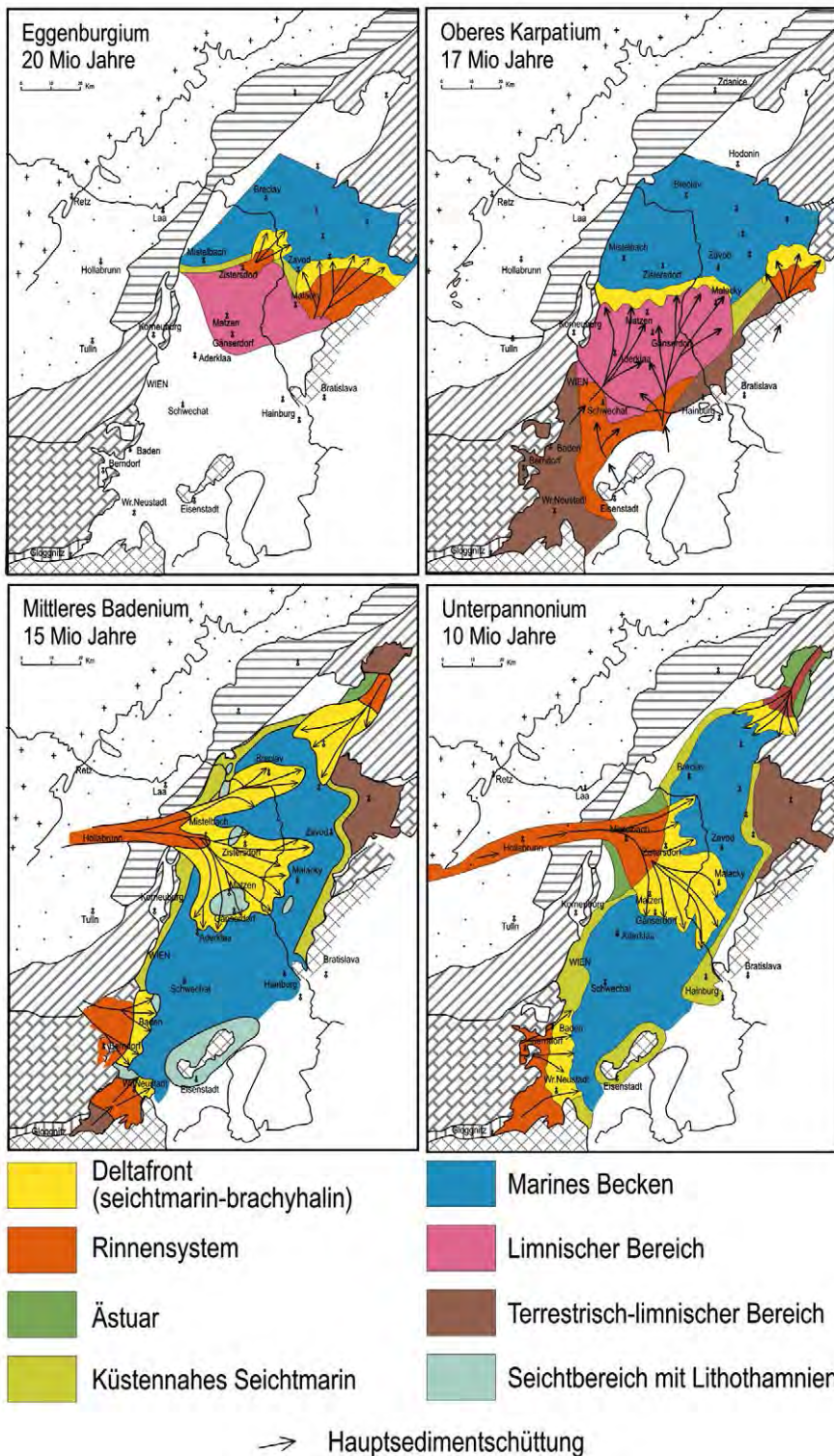


Abb. 26. Entwicklung der Ablagerungsbereiche im Wiener Becken (aus WESSELY, 2006).

Über der Unteren Luschitz-Formation folgen in den Beckenbereich vorgeifende markante Deltasandhorizonte („Štefanov sands“, „Hodonin sands“), die bis zu 150 m mächtig werden. Die Sandschüttungen markieren eine Regressionsphase mit Meeresspiegelabsenkung am Übergang vom Eggenburgium in das Ottnangium (ca. 18 Ma). Generell ist anzumerken, dass die Deltas im „Protobecken“ einen Haupteintrag von Südwest bis Südost erhielten (Abb. 26; das „Štefanov-Delta“ wäre jenes nordöstlich

(WESSELY, 2006: 200). Dieser hangende Schlieranteil zeichnet sich durch eine Faunenverarmung aus („Fossilarmes Schlier“) und wird mit dem *Oncophora*-Niveau verglichen (GRILL, 1968: 66).

Im Laufe des Karpatium kommt es zu einem weiteren Ausgreifen des Wiener Beckens gegen Süden. Die Absenkung der zentralen Trogbereiche (Schwechater Depression und Slowakische Tiefzonen) setzt sich fort; es kommt aber auch zur allmählichen Herausbildung der Horststruktur der

von Zistersdorf in Abbildung 26 – Eggenburgium; das südöstlich davon gelegene wäre das „Zavod-Delta“). Über den Sandschüttungen verbreiten sich wiederum marine Schliersedimente (Obere Luschitz-Formation), die GRILL (1968) als Elphidium-Cibicides-Schlier bezeichnete und der auch mit dem *Robulusschlier* verglichen wird (JIŘIČEK & SEIFERT, 1990: 94). Im Senkungsgebiet bei Mistelbach liegen bis zu 800 m mächtige Sedimente des Ottnangium, in der Štefanov Senke werden sie bis zu 700 m mächtig.

Weiterhin bestand auch im Ottnangium eine breite Verbindung zur Molassevertiefe im Gebiet Mistelbach-Mikulov. Zeitgleich beginnt auch die Einengung und Schuppung der Waschbergzone. Während des Ottnangium erweitert sich das nördliche Becken gegen Süden etwa bis in den Raum Gänserndorf. Der Matzener/Spanberger Rücken begrenzte den neuen Senkungsraum im Nordwesten. Dieser neue Trogbereich wird von Decken der Kalkalpen unterlagert, während der westlich anschließende Flyschrücken von Matzen/Spanberg letztendlich erst im Badenium seine Barrierefunktion („Hochzone“) verlor, und von Sedimenten der Sandschalerzone transgrediert wurde.

In dem während des Ottnangium neu gebildeten südlichen Senkungsraum bilden sich lakustrine Tonmergel, die Übergänge zu brackischen und brachyhalinen Verhältnissen zeigen. Weiters treten auch Sand- und Geröllhorizonte auf. Die Sedimente sind Bildungen eines von Süden vordringenden Deltakomplexes und werden als Bockfließer Schichten (Bockfließ, nordwestlich Gänserndorf) bezeichnet. Der Ablagerungszeitraum deckt oberstes Ottnangium und basales Karpatium ab (Abb. 25). Sie treten im Raum Matzen, im Marchfeldgebiet und gegen Nordosten etwa bis Dürnkrot-Gajary auf und erreichen im Raum Matzen bis zu 800 m Mächtigkeit (JIŘIČEK & SEIFERT, l.c.). Sie könnten teils dem obersten Anteil der Schlierabfolge bei GRILL entsprechen

Kleinen Karpaten (und Leithagebirge?). Eine bedeutende Absenkung findet auch im Korneuburger Becken statt (siehe Kapitel 3.2.2).

Im unteren Karpatium herrschen im nördlichen, marinen Beckenbereich ähnliche Sedimentationsbedingungen wie in der vorangegangenen Stufe. Im nördlichen Trogbereich werden Tonmergel und Sande abgelagert, die der Sedimentation der Laa-Formation in der Molassezone entsprechen. So besteht die karpatische Abfolge im slowakischen Tiefbereich (Suchohrad-Zavod) aus 600 bis 900 m Schlier (Lakšárska Nová Ves-Formation), gefolgt von einem brackisch-limnischen Deltasandpaket (100–400 m „Šaštín sands“), dem wiederum eine bis zu 1.000 m mächtige, marine bis brackische Schlierfolge (Zavod-Formation) des oberen Karpatium nachfolgt. Das Karpatium zeigt also eine zweiphasige Entwicklung. Auch in der Senke auf der Mittelbacher Hochscholle erreicht die Schlierfazies des Karpatium Mächtigkeiten von über 600 m (JIŘIČEK & SEIFERT, 1990: 97).

Gegen Süden geht die tiefere karpatische Schliereinheit des slowakischen Gebietes noch in die höheren, karpatischen Anteile der Bockfließ-Formation über. Nachfolgend bestehen im Bereich südwestlich des Matzener Rückens limnisch-terrestrische Bedingungen, welche die untere regressive Phase anzeigen. So liegen über der Bockfließ-Formation graue, teils bunte Mergel mit Sandsteinlagen. Andernorts setzt die Sedimentation mit Basalkonglomeraten, gefolgt von terrestrisch-limnischen, bunten Mergeln an. Diese Schichten werden als Gänserndorf-Formation bezeichnet und erreichen in einzelnen Trogbereichen 300 bis über 500 m Mächtigkeit. Im Norden verbindet sich die Gänserndorf-Formation mit den „Šaštín sands“ im progradierenden „Šaštín-Gänserndorf Delta“. Der zweite transgressiv-regressive Zyklus des oberen Karpatium (Abb. 26 – Oberes Karpatium sowie Abb. 25) ist im südlichen Beckengebiet durch die Aderklaaer Schichten vertreten: graue, tiefer auch graugrüne Mergel mit z.T. mächtigen Sandsteinlagen eines limnischen Ablagerungssystems. Sie haben eine Mächtigkeit von bis zu 1.000 m, sind im Marchfeldgebiet weit verbreitet und reichen schon weit in den südlichen Beckenbereich (Rauchenwart, Wienerherberg) zurück. Das Deltagebiet im Grenzbereich zur Slowakei ist durch die Lab-Formation vertreten, die eine reiche Ostrakodenfauna führt. Sie ist im Raum Malacky über 100 m mächtig. Im nördlich anschließenden Becken herrscht die Schliersedimentation der marin-brackischen Zavod-Formation.

Neo-Wiener-Becken

Die weitere Entwicklung des Wiener Beckens ist – beginnend im Karpatium – durch die tektonische Umstellung gekennzeichnet. Die Überschiebungsaktivitäten sind allmählich zum Stillstand gekommen und die Beckenabsenkung findet seitdem an den Hauptbruchstrukturen (Steinbergbruch u.v.a., siehe Kapitel 2.2.2 – „Das Wiener Becken“) insbesondere ab dem oberen Badenium statt. Die zentrale Achse des pull-apart-Beckens erfährt ihre endgültige Ausrichtung auf NNE–SSW. Damit beginnt die Phase des „Neobeckens“. Es kommt zu einer sukzessiven Ausweitung des Beckens in dieser Richtung. Im Norden erfolgt die Entwicklung der Moravischen Zentraldepression und in Folge des Hradiště Grabens (im Sarmatium). Im Süden erweitert

sich das Becken bis Wiener Neustadt. Jedoch treten auch Beckeninversionen auf, die mit der oben angesprochenen Entwicklung der Horststruktur der Kleinen Karpaten in Zusammenhang stehen könnte. So rückt der Beckenrand im karpatischen Senica-Zavod Trogbereich deutlich nach Süden zurück und es dominiert hier nachfolgend eine randnahe, littoral-lagunäre Fazies. Demgegenüber wird im Süden die limnische von der marinen Fazies abgelöst. Mit der tektonischen Umstellung geht eine großräumige Änderung der Faziesverteilung (Abb. 26 – Mittleres Badenium) einher. Der Hauptsedimenteintrag des Neobeckens kommt infolge aus WNW (aus der Molassezone) bzw. NE sowie in kleineren Deltabildungen im Süden. Die geotektonischen Umstellungen und der Meerestiefstand an der Wende Karpatium/Badenium bewirkten bedeutende Erosionen und die Ausbildung von Diskordanzen (Steirische Diskordanz u.ä.) (vgl. auch WEISSENBÄCK, 1996: erosiver Abtrag der Aderklaaer Schichten von bis zu 400 m).

Die Waschbergzone wird bald herausgehoben und infolge auch erodiert. Somit verliert die Waschbergzone letztlich mit der Badentransgression ihren eigenständigen Charakter, wie auch bei WESSELY (2006: 75) ihre Schichtfolge mit der Laa-Formation endet. Im nördlichen Abschnitt (ab Niederleis) wird die Waschbergzone im unteren Badenium transgrediert, wobei GRILL (1968: 67) das Übergreifen vom Westrand des Wiener Beckens über die Waschbergzone in das Molassebecken konstatiert. Die Molassezone wird im Laufe des Badenium weitgehend landfest und das Molassemeer hat sich im mittleren Badenium in die karpatische Vortiefe Polens zurückgezogen. Die kurzzeitigen Transgressionen der niederösterreichischen Molassezone im unteren Badenium und unteren Sarmatium gingen vom Wiener Becken aus (siehe Kapitel 3.1.2). Im Gebiet der Brucker Pforte sowie über das Mattersburger/Eisenstädter Becken entwickelte sich eine Verbindung zum östlich anschließenden Paratethysraum des Pannonischen Beckens. Dieses stand über die slowenisch-kroatischen Beckenbereiche während der unterbadenischen Transgression mit dem mediterranen Meer in Verbindung („Trans Dinaride Corridor“, vgl. KOVÁČ et al., 2007, auch Abbildung 6). Dieser Korridor wurde im oberen Badenium wieder geschlossen.

Badenium

Aus Obigem geht die üblicherweise verwendete Dreiteilung der Badenischen Stufe (unteres-mittleres-oberes) hervor. Sie geht auf GRILL (1943) zurück, der diese Gliederung aufgrund charakteristischer Vergesellschaftungen von benthischen Foraminiferen im Wiener Becken vornahm. Davon leitet sich die Unterteilung des „Torton“ in Lagenidenzone, Sandschalerzone und Buliminen-Bolivinenzone ab. Die Lagenidenzone wurde noch anhand von Evolutions-trends (Uvigerinen) in eine obere und untere Zone unterteilt (PAPP & TURNOVSKY, 1953). Obgleich allgemein in Gebrauch, sind diese Untergliederungen im Hinblick auf ihre Korrelierbarkeit – da stark faziesabhängig – keineswegs unproblematisch (KOVÁČ et al., 2007). Eine ähnliche Dreiteilung wurde in den 1970er Jahren auch für den Raum der karpatischen Vortiefe und für östliche Teile der zentralen Paratethys übernommen, die hier nach der spezifischen Entwicklung (Evaporitbildungen im mittleren Badenium) in die Unterstufen des Moravium, Wielicium und Kosovium gegliedert wurden (PAPP et al., 1978).

Die unterbadenische Sedimentation beginnt im Südteil des zentralen Beckenabschnitts – wie erwähnt behielt der Matzener Rücken bis ins mittlere Badenium seine Wirksamkeit – mit dem fluviatilen Aderklaaer Konglomerat, wodurch der Meerestiefstand angezeigt wird. Das Äquivalent am östlichen Beckenrand an den kleinen Karpaten bildet die Zohor-Subformation (Abb. 25). Die Konglomerate erreichen Mächtigkeiten von wenigen Zehnermetern auf der Hochscholle bei Oberlaa (hier Rothneusiedler Konglomerat genannt), bis zu über 400 m im Schwechater Tief (Bohrung Wittau 1). Gegen Norden hebt das Aderklaaer Konglomerat im Gebiet Matzen–Prottes – hier ebenso nur noch geringmächtig – aus. Das Geröllmaterial zeigt bevorzugt kalkalpine, aber auch zentralalpine und karpatische Herkunft. In der Brucker Pforte wurden äquivalente Konglomerate, dem Kristallin auflagernd, erbohrt oder finden sich obertägig im Leithagebirge (Mannersdorf); letztere jedoch ohne genauere zeitliche Einstufung. Weitere Grobklastikanschüttungen des unteren Badenium sind zu nennen:

- Das Andlersdorfer Konglomerat (nordwestlich Orth an der Donau; Obere Lagenidenzone, bei Bohrmeier 2.762, WESSELY, 2006: Abb. 386; insgesamt (inklusive Aderklaaer Konglomerat) 350 m Konglomerat).
- Die Auerthal-Formation der oberen Lagenidenzone (im Feld Matzen–Schönkirchen das Aderklaaer Konglomerat überlagernd) zeigt noch limnisch-fluviatile Einflüsse mit Konglomeratschüttungen vom Flyschrücken.
- Die Bannholzschotter in der Bucht von Niederleis östlich von Grafensulz (GRILL, 1968: 70f.).
- Die Blockschichten im Bereich der Falkensteiner Berge, der Waschbergzone auflagernd, werden von GRILL (1968: 56f.) bei der flachlagernden Molasse (Molassezone) mitbehandelt.

Allgemein übergreifen im Zuge der Badenium-Transgression die vollmarinen Sedimente sukzessive die älteren Ablagerungen. An Beckenrändern und Hochzonen bilden sich meist ab dem mittleren Badenium Leithakalke und seichtmarine Strandsande (Abb. 26). Im Beckeninneren werden Tonmergel abgelagert, wobei sich auch mächtige Deltas mit Sandfächern in die Troggebiete verbauen (Ur-Donau über die Zayafurche, Ur-March von Nordosten). KREUTZER (1986) stellt eine sequenzstratigrafische Zyklizität für das Badenium fest und er unterscheidet eine untere, transgressive Phase (die Lagenidenzonen und den Großteil der Sandschalerzone umfassend), dem die Highstandphase des oberen Badenium (oberste Sandschalerzone und Buliminen-Rotalienzone) folgt. In neueren Arbeiten werden für das Badenium drei Sequenzzyklen festgestellt (KOVÁČ et al., 2004). Im obersten Badenium macht sich bereits eine Regression mit einem Rückgang der Salinität und einer Reduktion des Faunenspektrums bemerkbar, welche auf die zunehmende Abschnürung der Paratethys zurückzuführen ist (Abb. 6, Schließung der Verbindung zum Mittelmeer).

Die Ablagerungen der badenischen Tonmergelfazies mit blaugrauen, sandarmen Tonmergeln finden sich im Tiefbereich der Schwechater Depression und des Marchfeldtiefs mit Mächtigkeiten über 650 m (Wittau 1) für die beiden Lagenidenzonen, wobei in diesem Raum die Untere Lagenidenzone noch etwa der eingeschränkten Verbreitung des Aderklaaer Konglomerats folgt und erst die Obere Zone

weiträumig im Becken ausgreift (WEISSENBÄCK, 1996). In diesem Trogbereich setzt sich die Tonmergelfazies auch in der Sandschalerzone fort. So kommen weitere 300 m an Tonmergeln zur Ablagerung. Die obere Zone des Badenium (Bulimina-Bolivina Zone) bleibt beispielsweise im Raum Aderklaa sandfrei (WESSELY, 2006: 205) und hat hier eine mittlere Mächtigkeit von rund 150 m. Die Tiefbohrung Liesing, die im Jahr 1914 abgeteuft wurde, durchörtert 600 m tonige Gesteine des Tortonium (KÜPPER, 1954: 125). Auf der Mistelbacher Scholle erreicht das untere Badenium in überwiegend mergeliger Ausbildung über 800 m (Bohrung Katzelsdorf 1) (GRILL, 1968: 72).

Der Stillwasserentwicklung stehen teils bedeutend größere Mächtigkeiten in den von den Deltaschüttungen beeinflussten Gebieten gegenüber, die insbesondere im oberen Badenium abgelagert werden. Im Tiefbereich östlich von Zistersdorf („Zistersdorfer Depression“) beträgt die Gesamtmächtigkeit der badenischen Ablagerungen großräumig über 2.000 m (JIŘIČEK & SEIFERT, 1990: Abb. 8). Einzelne Bohrungen bei Zistersdorf zeigen Maximalmächtigkeiten des Badenium von knapp 2.500 m, wobei das obere Badenium ca. 1.500 m erreicht. Maximalmächtigkeiten der Sandschalerzone von über 1.000 m werden im Feld Schönkirchen erreicht.

Als Vertreter der Deltasande sind zu nennen:

- Die über 500 m mächtigen Zwerndorfer Sande (Untere Lagenidenzone bis obere Sandschalerzone), die in den hangenden Anteilen gegen Westen, Süden und Osten mit den Tonmergeln verzahnen.
- Die Matzener Sande mit 15 Horizonten der oberen Sandschaler- bzw. der Buliminen-Rotalienzone (in Summe bis 600 m). Diesen unterlagert der sogenannte „16. Tortonhorizont“ (= „Matzener Sand“, bis 140 m, Hauptöllagerstätte des Feldes Matzen), der ab der Oberen Lagenidenzone bis in die Sandschalerzone sukzessive diskordant über ältere Schichten (Aderklaaer- bis Bockfließer Schichten) und infolge auch an den Spannberger Rücken herantritt. Der Rücken wird letztlich vom 11.–13. Torton-Horizont überflutet (KREUTZER, 1986).
- Die Aderklaaer Sande der Oberen Lagenidenzone, die im Süden mit Tonmergeln verzahnen und gegen Hangend über eine Wechsellagerung mit Tonmergeln in die Tonmergel der Sandschalerzone übergehen.
- Nördlich des Spannberger Rückens (im Gebiet von Pírawarth–Hohenruppersdorf) treten Sande in Wechsellagerung mit Tonmergel bei einer Sedimentzufuhr aus Nordwesten auf.

Die angesprochenen Sandfolgen bilden wichtige Öl- und Gasspeicher. Für eine zeitliche Korrelation der Sandhorizonte wurden sogenannte Markerhorizonte (Aderklaaer und Matzener Hauptmarker) herangezogen, wofür sich Bentonitlagen eignen. Rhyolitische Tufflagen sind auch für die lithostratigrafische Gliederung des Pannonischen Beckens von Bedeutung (HORVÁTH & TARI, 1999).

Im neuentwickelten, südlichen Beckenbereich werden vorwiegend Tonmergel eines Stillwasserbereichs abgelagert. Obertags sind diese Schichten als Badener Tegel bekannt und wegen ihrer reichen Mikro- und Makrofauna altberühmt. Die Typlokalität des Badener Tegel, zugleich Holostratotypus der Stufe des Badenium ist eine ehema-

lige Ziegelgrube bei Baden/Sooß. Stratigrafisch wird sie der Oberen Lagenidenzone zugerechnet. Die Sedimentationsverhältnisse eines neuen Troges im Raum Wiener Neustadt ist durch die Bohrung Sollenau 1 erschlossen: insgesamt wurden über 1.100 m an badenischen Ablagerungen erbohrt, wobei hier auch bereits die Untere Lagenidenzone mit knapp 350 m vertreten ist (BRIX & PLÖCHINGER, 1988: 34). Ansonsten wird der Bereich des südlichen Wiener Beckens im Achsenbereich ab der Oberen Lagenidenzone, an den Rändern und Hochschollen ab der Sand-schalerzone transgrediert.

Die Beckenrandsedimente des Badenium sind fluviatil/limnisch oder flachmarin ausgebildet. Im nördlichen Beckenbereich (Poysbrunner Scholle) finden sich limnisch beeinflusste Mergel und Süßwasserkalke (Ameis). Am Westrand des südlichen Wiener Beckens bilden sich Senken/Meerbuchten (z.B. Becken von Gaaden und nähere Umgebung), die bevorzugt mit Flussablagerungen gefüllt sind, wobei die Wildbachablagerungen der „Flyscheschotter“ (Flysches- und Kalkgerölle) hervorzuheben sind. Es handelt sich wahrscheinlich um Bildungen der Sandschalerzone, da sie lokal von Mergeln der Oberen Lagenidenzone unterlagert werden. Als limnische Bildungen sind die Braunkohlen von Grillenberg-Neusiedl (südwestlich Berndorf) zu nennen.

Marine Strandsedimente treten in flachen Küstenbereichen als Sande (Gainfarn bei Vöslau, Pötzleinsdorf in Wien), an Steilküsten als Grobklastika auf. Beispielsweise ist die Gainfarn Brekzie zu nennen, die noch vom Vöslauer (Badener) Konglomerat überlagert wird. Grobklastische Delta-bildungen finden sich auch im Gebiet von Lindabrunn-Enzesfeld. Im Stadtgebiet von Wien (Nußdorf) finden sich ebenso Geröllhorizonte und grobe Brekzien. Diese Ablagerungen gehen beckenwärts häufig in Mergel über. Ein charakteristisches Sediment der Küsten- und Seichtwassergebiete bildet der Leithakalk, der seine Hauptverbreitung am namensgebenden Bergrücken findet (mehrere Zehnermeter mächtig), sowie in weiteren Vorkommen an den Beckenrändern, z.B. St. Margarethen (Burgenland), Rauchstallbrunngraben bei Baden, Leithakalke bei Steinabrunn auf der Poysbrunner Scholle. Im Beckeninneren werden Leithakalke (Nulliporenkalke) an Untergrundhochs gebildet (Steinberg-Hoch, Matzen-Hoch (im oberen Badenium), Laxenburg-Hoch) oder treten als detritäre Lagen am Rande von Hochzonen auf. Die Leithakalke hatten als Bausteine eine große Bedeutung.

Sarmatium

Im Sarmatium (13 bis 11,6 Ma) setzen sich die allgemeinen Sedimentationsbedingungen sowie die bruchtektonischen Aktivitäten in ähnlicher Weise fort. Nach traditioneller Ansicht ist das Sarmatium durch seine Brackwasserverhältnisse und einer spezifischen Faunenentwicklung gekennzeichnet (ehemals „Brackische Stufe“ nach EDUARD SUESS), die den Übergang vom vollmarinen Stadium des Badenium zu den lakustrinen Bedingungen des Pannonium bildet. Dem werden in neueren Untersuchungen durchaus normalmarine bis hypersaline Bedingungen während der sarmatischen Stufe gegenübergestellt (PILLER & HARZHAUSER, 2005). Sequenzstratigrafisch folgen der regressiven Phase des obersten Badenium, einem Meerestiefstand an der Grenze Badenium/Sarmatium, eine transgressive Phase im

unteren Sarmatium und eine Hochstandphase im oberen Sarmatium (KREUTZER, 1993a: Abb. 117). Ein bedeutender Sedimenteintrag findet weiterhin über die Zayafurche statt. So können in der Mergel-Sand-Fazies (meist grünlichgraue Mergel mit Sandeinschüttungen) der Tiefscholle am Steinbergbruch bis zu 20 sarmatische Sandhorizonte (Nordfelder Gösting, Gaiselberg) ausgedehnt werden.

An den Beckenrändern bestehen kalkig-klastische Sedimentationsbedingungen mit Bildung von Bryozoenriffen, Oolithkalken und -sanden (Wolfsthal), Lumachellenkalken/-sanden (Atzgersdorfer Stein (Wien, 23. Bezirk)), Nexing (Bildungen eines zeitendominierten Deltas, Ho-lostratotypus des Sarmatium, (Obere Ervlienzone)) sowie „detritären“ Leithakalken (Steinbrüche im Leithagebirge). Von Interesse sind auch die Riesenkonglomerate aus Leithakalkblöcken am Steinberghoch (bei Windisch-Baumgarten), die Brandungsbildungen des oberen Sarmatium sind (GRILL, 1968: 84). Dem Becken zufließende Flusssysteme bilden grobklastische Ablagerungen (z.B. Siebenhirten bei Mistelbach, unteres Sarmatium (GRILL, 1968: 82); Brunner Konglomerat, Hainburger Berge (WESSELY, 2006: 211ff., Abb. 450)). Weiters sind auch die vielzähligen sarmatischen Sandablagerungen („Cerithien-Sande“) altbekannt. Obertägig treten die Sarmatium-Ablagerungen in einem mehr oder minder schmalen Saum am Beckenrand auf. Größere Areale mit sarmatischen Sedimenten finden sich im Wiener Raum (Heiligenstadt bis Perchtoldsdorf) sowie im Hochschollenbereich des Weinviertels. Als klassisches Stillwassersediment ist der Hernalser Tegel („Rissoen-Tegel“, Faziostratotyp des älteren Sarmatium, Wien, 17. Bezirk), hier in unmittelbarer Beckenrandnähe zu nennen.

Es sei noch eine kurze Zusammenschau der Mächtigkeiten der sarmatischen Ablagerungen im Wiener Becken gegeben: Senke von Wiener Neustadt (Sollenau 1) über 600 m; ansonsten im südlichen Beckenbereich ca. 200 bis 350 m; im Hochbereich von Laxenburg–Oberlaa 50 bis 100 m; in den Senkungsgebieten nördlich und östlich von Wien 700 bis 800 m; Raum Aderklaa 600 bis 700 m; im Raum Matzen und im Schönkirchen-Tallesbrunn-Zwerndorfer Hochbereich etwa 350 bis 400 m, während im Zistersdorfer Gebiet die maximalen Mächtigkeiten von über 1.200 m erreicht werden. In Normalprofilen nimmt das obere Sarmatium mehr als die Hälfte der Gesamtmächtigkeit des Sarmatium ein (GRILL, 1968: 83).

Pannonium

Der Übergang zum Pannonium weist in Bezug auf Ausdehnung und Sedimentationsverhältnisse auch keine wesentlichen Änderungen auf. Es zeigen sich sowohl konkordante als auch diskordante Übergänge an der Sarmatium-Pannonium-Grenze. Eine markante Schichtlücke, wie von anderen Becken bekannt, scheint hier nicht vorzuliegen (JANOSCHEK, 1951: 605). Die Abschnürung der zentralen Paratethys führt zu brackischen und nachfolgend zu Süßwasserverhältnissen („Pannonsee“), was sich auch in einem markanten Faunenumschlag und dem Ende der karbonatischen Randbildungen äußert. Die zuvor als biostratigrafische Marker leitenden Foraminiferen werden von Mollusken (Muscheln und Schnecken) und von Säugetieren abgelöst. Im Zuge des Seespiegelanstieges im höheren unteren Pannonium und mittleren Pannonium entsteht eine

endemische (d.h. ausschließlich in einem bestimmten Gebiet vorkommende) Fauna (WESSELY, 2006: 222). Ab dem oberen Pannonium liegen limnische bzw. terrestrisch-fluviatile Verhältnisse vor. Aus sedimentologisch-stratigrafischer Sicht weist das obere Pannonium eine, von den vorangegangenen Zonen stark abweichende Ausbildung auf, weshalb es im Schrifttum meist gesondert abgehandelt wird. Zeitlich wird das Pannonium in die Zonen A bis H untergliedert.

Aus der Strukturkarte der Sarmatium-Oberkante (BRIX & SCHULZ, 1993: Beilage 2) geht die Fortsetzung der Subsidenz der Tiefzonen an den Hauptbruchsystemen während des Pannonium hervor. Möglicherweise lässt sich eine verstärkte Absenkung im südöstlichen Beckenbereich (Pottendorfer Bruch) feststellen. In Tiefzonen erreicht das Pannonium eine Maximalmächtigkeit von 1.200 m. Obertägig dominiert unteres und mittleres Pannonium auf den Hochschollen und den Beckenrändern. Über den Tiefschollen bildet oberes Pannonium den Top der neogenen Sedimente.

Die Regressionsphase mit Seespiegeltiefstand an der Pannonium-Basis (ca. 11,5 Ma) führt primär zur Verlagerung der Küstenlinie in Richtung des zentralen Beckengebietes, einer wesentlichen Einengung des Sedimentationsbereiches, zum erosiven Einschneiden der Zubringerflüsse, Wiederaufarbeitung älterer Ablagerungen und der Progradation der Deltaschüttungen ins Becken. Die von Quarz dominierten fluviatilen Kiese, Sande und Schotter der unterpannonen Hollabrunn-Mistelbach-Formation sind im Hochbereich der Mistelbacher Scholle weit verbreitet und die zugehörigen distalen Sedimente dieser Schüttungen überdecken auch große Bereiche der Tiefzonen. Im Becken führen diese Schüttungen zu einer Abfolge von fein- und grobkörnigen Schichten (Wechsel von beständigen Mergelpaketen und Sandkörpern). Der „Große Unterpannoniansand“ (Zone C) aus Grobsanden mit Schottereinlagerungen erreicht am Steinbergbruch 60 bis 100 m Mächtigkeit. Die Zyklizität der Beckensedimentation setzt sich auch im mittleren Pannonium (Zonen D, E) fort (WESSELY, 2006: Abb. 436, 464). Im Feld Matzen werden fünf Unterpannon-Horizonte korreliert, die Deltaprogradationen mit coarsening upward-Zyklen darstellen und als distale Bildungen der Hollabrunn-Mistelbach-Formation zu betrachten sind. Für das mittlere Pannonium wurden zwei Sandhorizonte feldübergreifend korreliert. Im Tiefschollenbereich erreicht das untere Pannonium eine Mächtigkeit von bis zu 500 m (Raum Zistersdorf), das mittlere Pannonium ist generell etwas geringer mächtiger (etwa 100–300 m) (vgl. auch JIŘÍČEK & SEIFERT, 1990: Abb. 10). Allgemein lässt sich feststellen, dass – ohne über das gesamte Becken verallgemeinerbar – tiefere Anteile eher mergelreich sind und der Sandanteil gegen das mittlere Pannonium zunimmt. Im südlichen Beckenbereich dominiert die Tonmergelfazies (Stillwasserbereich) bei geringeren Sedimentmächtigkeiten (UP+MP: Sollenau: 270 m, Rauchenwarth: ca. 350 m).

Als fluviatile Schotterbildungen des unteren und mittleren Pannonium an Hoch- und Randzonen des Südabschnittes sind zu nennen: Triestingschotter, Piestingschotter, Lindenberglkonglomerat sowie Schotter des Hartberg bei Baden. Sie setzen sich bevorzugt aus Geröllen der Flyschzone zusammen. Bemerkenswert ist ihre topografische Hochlage, die im südlichen Wienerwaldgebiet (Piesting-

und Triestingtal) über 500 m erreicht und auch bei Gumpoldskirchen auf über 400 m liegen. Weiterhin werden in Küstenbereichen auch Sande abgelagert, die teilweise Aufarbeitungsprodukte älterer Ablagerungen sind. Ansonsten sind im Beckenbereich Tegel und sandige Tonmergel vorherrschend. Erstere sind/waren als Ziegelgruben erschlossen (Mannersdorf, Inzersdorf, Vösendorf (Holostratotypus des Pannonium, Zone E), Leobersdorf).

Das obere Pannonium tritt am Beckenrand und den Hochschollen nur noch vereinzelt auf (z.B. am Eichkogel bei Mödling). Lediglich im Südteil reicht es noch nahe an den Beckenrand. Somit beschränkt sich die Verbreitung des oberen Pannonium im Wesentlichen auf die Tiefschollengebiete. Dort erreichen oberpannone Ablagerungen noch Mächtigkeiten von über 600 m (WESSELY, 2006: 224). Neben der Aussüßung ist das obere Pannonium durch das Ausgreifen der fluviatilen Systeme ins Becken und seiner allmählichen Verlandung gekennzeichnet.

Durch die basale lignitische Serie (Cary-Formation) wird der Wechsel der Sedimentationsbedingungen im oberen Pannonium markiert. Der Umschlag manifestiert sich auch im Beckeninneren durch Lagen von dunklen Tönen und Lignitflözchen. Insgesamt wird das obere Pannonium aufgrund der mangelnden Fossilführung vom petrografischen Gesichtspunkt gegliedert, wobei auf die „lignitische Serie“ (Zone F) die „blaue Serie“ (Zone G) und hangend die „gelbe (bunte) Serie“ (Zone H) folgt.

Im südlichen Beckenbereich liegen an der oberen Pannonium-Basis die durch die Braunkohlenabbau bekannte Unteren Neufelder Schichten (Zone F, ca. 10–9,5 Ma), die neben den Ligniten (zwei Hauptflöze mit 9–10 m und 3–6 m, Gesamtmächtigkeit der Lignite bis 90 m) aus sandigen Tonmergeln, Tönen, Sanden und Schottern bestehen. In den Oberen Neufelder Schichten (Zone G und H) treten die Lignite stark zurück. Die Gesamtmächtigkeit der Neufelder Schichten erreicht über 700 m (ZORN, 2000: 25). Die Oberen Neufelder Schichten verzahnen im Gebiet von Wiener Neustadt mit dem Rohrbacher Konglomerat (verfestigte Schotter, Sandsteine und Lehmlagen), welches aus dem Raum Ternitz geschüttet wurde. Den Neufelder Ligniten entsprechen Kohlen, die in der Umgebung von Hodonín (Mähren/Tschechien) liegen.

Die „blaue Serie“ (Zone G) besteht weithin aus einer Wechsellagerung von Sanden, Tonmergeln und Tönen mit einzelnen Kies- und Feinschotterlagen sowie Lignitbändern und besitzt eine Mächtigkeit von 200 bis 350 m. Die überlagernde „gelbe (bunte) Serie“ baut sich aus gelblichen Feinsanden, Silten, grünlichen, rötlichen und grauen Tönen und Mergeln auf. Sie ist etwa 100 m mächtig. JANOSCHEK (1951: 622) gibt eine Mächtigkeit des oberen Pannonium – soweit nicht erosiv beseitigt – von 270 bis 430 m an. Als eine Sonderbildung des oberen Pannonium wäre der Süßwasserkalk des Eichkogels zu nennen, dem auch im Beckenbereich ein gehäuftes Auftreten von Mergel- und Kalkkonkretionen in der höheren Serie einhergeht (JANOSCHEK, 1951: 619; z.B. bei Moosbrunn und Wienerherberg). Bereichsweise kann das obere Pannonium einen bedeutenden „Reichtum [...] an Sand- und Schotterlagen“ (WESSELY, 2006: 226) aufweisen, die als Ablagerungen eines verzweigten Flusssystemes („braided river“) der Paläo-Donau gedeutet werden. Oberpannone Sande sind in zahlreichen Sandgruben des Wiener Beckens auf-

geschlossen. Mit Ausnahme lokaler Flussschotter unklarer Einstufung gibt es im Wiener Becken keine Sedimente des Pontium (RÖGL, 1996: 70). Mit Ende des Pannonium (ab

ca. 8 Ma) beginnt die endgültige Heraushebung des Beckens. DECKER (1996: 42) gibt einem Hebungsbetrag von über 300 m an.

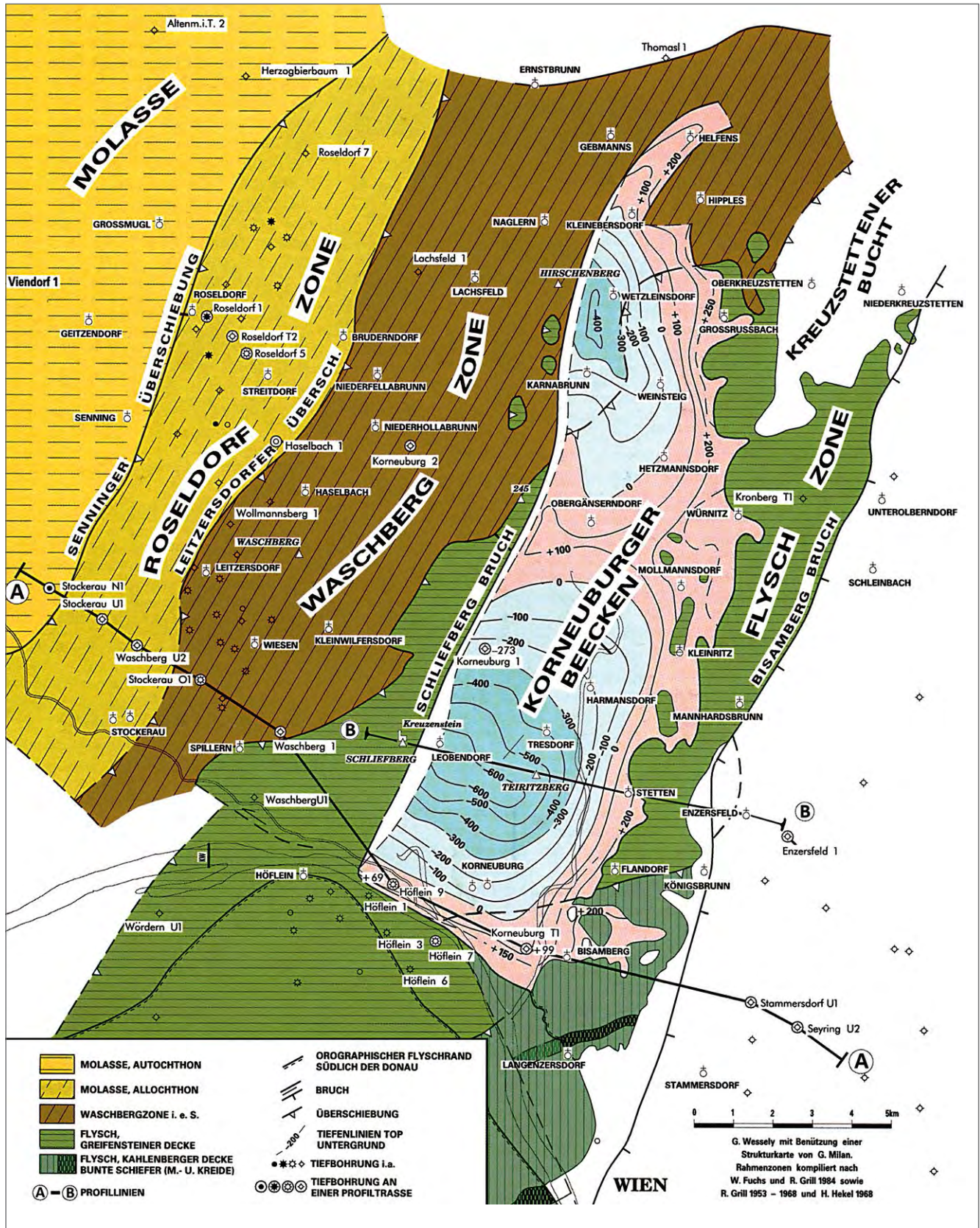


Abb. 27. Strukturkarte des vorneogenen Untergrundes des Korneuburger Beckens (aus WESSELY, 2006: Abb. 472; verändert).

3.2.2 Korneuburger Becken

„Die Bildung des Korneuburger Beckens ist eng mit der des Wiener Beckens in seiner Frühphase verknüpft. Die Haupt- und die Spätphase des Wiener Beckens sind im Korneuburger Becken nicht mehr vertreten“ (WESSELY: 1998: 9). Das Korneuburger Becken entspricht somit genetisch dem „Proto-Wiener Becken“ und seiner Klassifikation als „piggy-back-basin“ (siehe Kapitel 2.2.2. – „Das Wiener Becken“). Aufgrund von paläomagnetischen Daten wird eine Rotation des Korneuburger Beckens um 22° im Gegenuhrzeigersinn seit dem Karpatium festgestellt (WESSELY, 2006: 227), was etwa der Abweichung der Ausrichtung des Schliebergbruches von der zentralen Achse des Wiener Beckens entspricht.

Das Becken (Abb. 27) zeigt eine NNE–SSW gestreckte Form von 20 km Länge und 7 km Breite, die sich im Nordosten auf 1,5 km verengt. Die Begrenzung des Beckens ist

im Nordwesten durch den Schliebergbruch gegeben, der eine maximale Sprunghöhe von 800 m erreicht. Im nördlichen Verengungsbereich existieren kleinere Brüche, auch westfallende an seiner Ostbegrenzung. Die SE-Grenze ist ansonsten bruchlos mit einem kontinuierlichen Absinken des Untergrundes. Dagegen scheint der Charakter der SW-Begrenzung nicht restlos geklärt (WESSELY, 1998: 10, 2006: 227); die Beckenfüllung jedoch hebt gegen Südwesten aus. Es liegt somit ein asymmetrisches Becken mit Halbgrabenstruktur vor. Den Untergrund bildet zum Großteil die Flyschzone; im nördlichen Abschnitt unterlagern Gesteine der Waschbergzone. Eine gewisse Abweichung zeigt sich in der Untergrundkarte des Wiener Beckens (WESSELY et al., 1993), die hier die Flyschzone durchziehen lässt. Die Beckenbasis (Flyschzone und Waschbergzone) überlagert ihrerseits das Kristallin der Böhmisches Masse mit seiner autochthonen Sedimentbedeckung inklusive junger überfahrener Molassesedimente (Egerium–

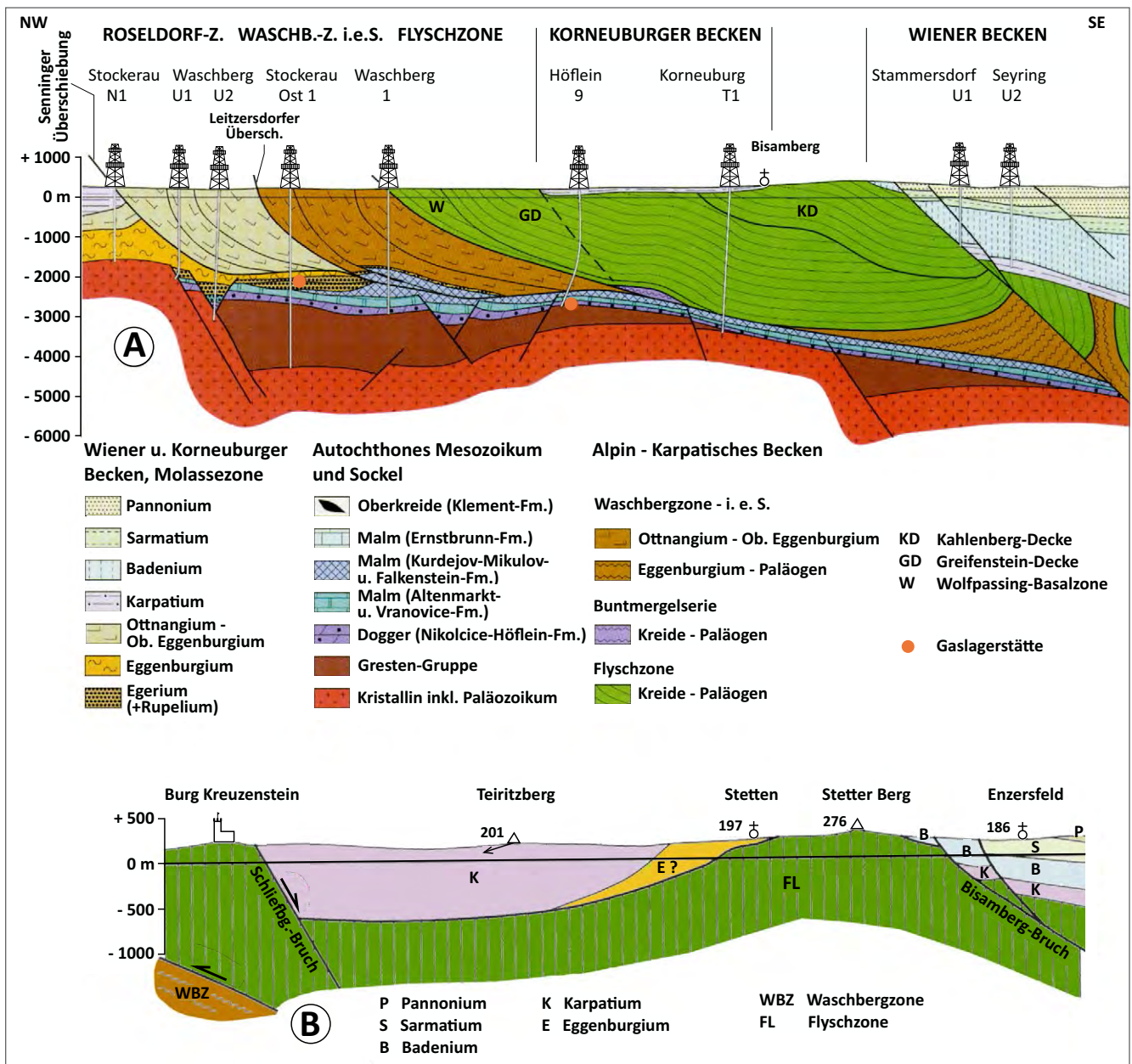


Abb. 28. Profilschnitte durch das Korneuburger Becken (aus WESSELY, 1998, 2006). Lage der Profilschnitte in Abbildung 27.

Eggenburgium; vgl. Abb. 28: Bohrung Stockerau Ost 1). Den obertägigen Rahmen bilden im Osten und im Südabschnitt der Westbegrenzung Gesteine der Flyschzone, im nördlichen Bereich die Waschbergzone (siehe Überschiebungslinie in Abbildung 27). Das Relief des Beckenuntergrundes zeigt zwei, dem Schließbergbruch angelegte Tiefzonen mit einem größeren, tiefer abgesenkten Bereich im Gebiet Leobendorf-Teiritzberg (650 m unter NN) und einem nördlichen Trog im Gebiet Karnabrunn-Wetzleinsdorf (350 m unter NN). Die dazwischenliegende Schwelle (bei Obergänserndorf) reicht bis etwa 100 m an die Geländeoberkante heran.

Die Klärung des Sedimentationsgeschehens im Korneuburger Becken ist wegen der spärlichen Erfassung durch Bohrungen (Korneuburg 1) mit einigen Unsicherheiten behaftet. In der älteren geologischen Literatur wurde die Beckenfüllung mit den helvetischen Grunder Schichten verglichen. Neuere Untersuchungen ergaben zwei „transgressive Schichtfolgen“: eine ältere Phase des Eggenburgium-Ottnangium und eine jüngere des Karpatium (HEKEL, 1968). Die ältere Phase wird durch die von HEKEL erfassten „Ritzendorfer Schichten“ repräsentiert. Es handelt sich um vollmarine, strandnahe, sandreiche und Geröllführende Tonmergel. Dazu treten fossilfreie Tonmergelfolgen sowie ockerfarbene Tonmergel und Sande. Obertägig treten diese Sedimente in einigen Vorkommen am nordöstlichen Rand des Beckens auf. Aufgrund seismischer Daten kann ein gut stratifiziertes Schichtpaket entlang des Ostabschnittes des Beckens als eine tiefere Schichtgruppe der Beckenfüllung erfasst werden (WESSELY, 1998: 12). Diese Schichten keilen gegen die Mitte des Beckens aus. Anteile dieses Schichtpakets vertreten wahrscheinlich die Ritzendorfer Schichten. Ob dieses tiefere Stockwerk nur aus Sedimenten des Eggenburgium/Ottnangium besteht oder auch karpatische Anteile enthält, und ob sedimentäre Vergleiche (Bockfließer Schichten) möglich sind, ist nicht endgültig geklärt. Nach WESSELY (1998: 12) könnte aus den seismischen Profilen für die tiefere Einheit auch ein ursprünglich westgerichtetes Onlap abgeleitet werden, das sich infolge der späteren Kippung als scheinbares downlap abzeichnet. Dies würde demnach ein näheres Verhältnis zum Wiener Becken als zur Molassezone – wie dies durch FUCHS (1980a: 173) in Betracht gezogen wurde, der von einem „östlichen Festland“ spricht – nahelegen. Auch ein Zusammenhang mit den eggenburgischen Sedimenten in der Rinne bei Mistelbach (siehe oben) scheint überlegenswert.

Die Hauptfüllung des Beckens bilden Sedimente des Karpatium, die mit dem Begriff der „Korneuburger Schichten“ (nach FUCHS, 1980a) zusammengefasst werden. Sie bestehen aus Tonmergeln, Tonen (auch Kohlentone), Silten, Sanden und Sandsteinen, untergeordnet aus Kiesen. Es sind Ablagerungen eines seichtmarinen Environments (im Nordteil, als Randbereich der Paratethys), das im Gebiet südlich der zentralen Schwelle, in ästuarine, teils terrestrische Bedingungen übergeht. Für den Hochbereich bei Obergänserndorf wird am Ostrand ein fluviatiler Eintrag aus dem Bereich des südlichen Wiener Beckens (entspricht der Aderklaa-/Gänserndorf-Formation) festgestellt (HARZHAUSER & WESSELY, 2003). Durch Meeresspiegelschwankungen und differenzielles Subsidenzgeschehen kommt es zum gegenseitigen Übergreifen der verschiedenen Faziestypen, auch mit kurzzeitigen marinen Über-

flutungen des Südteils. Diese sedimentären Bedingungen heben sich deutlich von dem nördlich anschließenden Sedimentationsgebiet der vollmarinen Laaer Schichten der Molassezone und des nördlichen Wiener Beckens ab und rechtfertigen somit die Eigenständigkeit der Korneuburger Schichten. In der Bohrung Korneuburg 1 wurden knapp 450 m Karpatium erbohrt. Auch die beiden Tiefgebiete dürften ausschließlich mit karpatischen Sedimenten aufgefüllt sein, wodurch sich eine Gesamtmächtigkeit von über 800 m ergibt. Jüngere Sedimente als Karpatium sind – nach derzeitigem Kenntnisstand – im Korneuburger Becken nicht vertreten. Das Absenkungsgeschehen hat sich ab dem Badenium ins Wiener Becken verlagert.

3.2.3 Eisenstädter (Mattersburger) Becken

Entgegen der Randstellung des Oberpullendorfer Beckens und des Seewinkelgebietes zum Westpannonischen Becken ist das Eisenstädter Becken in seiner heutigen Form eine Ausbuchtung des südlichen Wiener Beckens mit einer Umrahmung durch kristalline Hochzonen (Leithagebirge, Ruster Höhenzug, Brennborg/Soproner Gebirge, Rosalia). Wegen der „direkten Verbindung“ sowie der „sehr ähnlichen Entwicklung“ (PILLER & VAVRA, 1991: 174) wird das Eisenstädter Becken als Teil- oder Randbecken des Wiener Beckens angesehen (Abb. 15; WESSELY, 1993b: 376).

Das Eisenstädter Becken zeigt eine Ausdehnung von etwa 20 x 20 km. Entsprechend seiner Umrahmung besteht der Untergrund überwiegend aus den Kristallingesteinen des Semmering/Wechselsystems. In der Strukturkarte der „Tertiärbasis“ (KRÖLL & WESSELY, 1993) findet sich lediglich eine Bohrung (Zillingtal 1, 1944/45, ET: 1.415 m), die den „prätertiären“ Untergrund erreicht. Das Beckentiefste liegt mit über 2.400 m Neogenfüllung in der Umgebung von Mattersburg und bildet als „Mattersburger Bucht“ (PASCHER, 1991: 37) den Südteil des Eisenstädter Beckens. (Anmerkung: Der Topografie des Beckens folgend wäre es korrekter vom Mattersburger Becken, wie auch von WESSELY (1993b) verwendet, und einer Eisenstädter Bucht (TOLLMANN, 1955) im Mattersburger Becken zu sprechen.)

Das Becken weist somit eine asymmetrische Form auf. Die beiden NW–SE verlaufenden Staffelbrüche (Forchtensteiner Brüche, Abbildung 15), welche die Südwestbegrenzung des Beckens bilden, zeigen Sprunghöhen von etwa 800 bis 1.000 m. Im Verhältnis zur tektonischen Struktur des Neo-Wiener Beckens, dem sie zeitlich und genetisch(?) zuzuordnen sind, bilden sie randliche Querbrüche, die mit dem fortgesetzten Vorrücken des Karpatenbogens in Zusammenhang stehen könnten. Nach KÜPPER (1957) sind die Brüche ein Teil des „...weithin verfolgbaren [...] Bruchsystem[s] Sauerbrunn-Sieggrabener Sattel, Kobersdorf-Stoob-Klostermarienberg“, das „...mit großer Sprunghöhe gleichbleibend stets östlich abgesenkter Scholle das tektonische Charakterelement unseres Gebietes...“ bildet. KÜPPER bezieht diese Brüche in „...ein großes, zeitlich und genetisch einheitliches System...“ ein, mit dem er auch diverse Westrandbrüche des Wiener Beckens (Badener Bruch etc.) verbindet (KÜPPER, 1957: 63f., Tafel 12). In der Untergrundkarte zum Steirischen Becken (FLÜGEL, 1988), die auch das Oberpullendorfer Becken abdeckt, ist dieses Bruchsystem („Stoobar Verwurf“) nicht ausgeschlossen (Weiteres siehe im Abschnitt zum Oberpullendorfer Becken).

Die Schwelle zum südlichen Wiener Becken liegt im tiefsten Absenkungsbereich bei ca. 1.500 m unter GOK. Junge N-S streichende Störungssysteme werden für die Westbegrenzung des Ruster Höhenzuges sowie für die Grenzzone zum Wiener Becken festgestellt (WESSELY, 1993b: 376; Abb. 29). Nach WESSELY (l.c.) führten Inversionen zu starken Mächtigkeitsunterschieden der einzelnen Schichtpakete. Die Eisenstädter Bucht wird im Nordwesten vom Leithagebirge-Ostrandbruch begrenzt.

Die Kenntnisse über Abfolge und Verteilung der Beckenfüllung sind aufgrund der fehlenden Bohrungsaufschlüsse vergleichsweise gering. Aus dem oberflächlichen Verteilungsbild der Sedimente geht eine Abfolge von älteren Ablagerungen im Süden (ab dem Karpatium) zu jüngeren im nördlichen Bereich (Pannonium) hervor.

Ottnangium?–Karpatium

Absenkung und Sedimentation beginnen im Karpatium. Dies ist insofern beachtenswert, als sich der angrenzende Bereich des Wiener Beckens erst ab dem unteren Badenium bildet. Weiters treten im südlichen „Übergangsgebiet“ zum Becken von Oberpullendorf ältere Schichten des Ottnangium (z.B. Glanzkohlen vom Brennberg, Auwaldschotter u.a.) auf. Das bedeutet, dass für die Anfangsphase ein eigener Sedimentationsraum vermutlich mit Bezug zum Becken von Oberpullendorf und mit vorherrschend fluviatilen Bedingungen anzunehmen ist. So gehören nach PASCHER „...die Auwaldschotter nicht der Beckenfüllung...“ (PASCHER, 1991: 38) an. Bei WESSELY wird das Karpatium des Mattersburger Beckens durch die „kohleführende limnisch-fluviatile Brennberger Serie“ (WESSELY, l.c.) gebildet, wobei nicht ganz klar hervorgeht, welche Schichten damit verbunden sind. Wie weit die Klastika ins Beckeninnere reichen, ist ungewiss. Karpatium ist in der Bohrung Zillingtal 1 „als sehr fraglich anzusehen“ (l.c.). Vermutlich keilen die Klastika gegen den sich in Folge herausbildenden zentralen Beckenbereich bald aus. Ähnliches ist auch von den karpatischen Brennberger Blockschottern („Brennberger Blockstrom“ nach JANOSCHEK (1931) mit Kristallingeröllen bis zu 2 m Durchmesser) anzunehmen. Jedenfalls werden

diese und die unterlagernden Hochriegelschichten bei PASCHER mit dem „Neogen der Mattersburger Bucht“ in Verbindung gebracht, womit sich im gewissen Sinn die Frage der Südabgrenzung des Beckens stellt. Die untermiozänen Ablagerungen, die heute einen Höhenrücken zwischen der Rosalia und dem Soproner Gebirge bilden, werden sowohl im Norden wie im Süden von den jüngeren Schichten des Badenium überlagert. Diese Frage der Abgrenzung ist auch von KÜPPER (1957) angesprochen, der im Brentenriegel für die nachfolgende Zeit des Badenium eine trennende Barriere sieht (KÜPPER, 1957: 29, siehe auch Abschnitt 3.2.5).

Als regional eigenständiges(?) Glied des Karpatium ist die im Bereich des Ruster Höhenzuges auftretende Rust-Formation zu nennen. Diese baut sich aus feinen und groben, meist gut gerundeten, aber schlecht sortierten Sanden auf. Untergeordnet finden sich Kiese und Schotter mit Geröllen. Die Hauptbestandteile bestehen aus Quarz, Quarziten, Granitgneisen und seltener Glimmerschiefern. Sie erreichen eine Mächtigkeit von über 100 m und sind Flussablagerungen mit einer Schüttung aus Südosten. Nach FUCHS erfolgte auch eine weitere Schüttung über das „...damals unbedeutende Leithagebirge...“ (FUCHS, 1980b: 457) hinweg in Bereiche des späteren Wiener Beckens, womit hier ein Liefergebiet für die limnisch-fluviatilen Bildungen des südlichen Wiener Beckenbereichs in Betracht gezogen wird. Dies ist auch andeutungsweise in Abbildung 26 dargestellt. An der Westabdachung des Ruster Höhenzuges wurden diese Sedimente im oberen Unterbadanium (FUCHS, 1980b: 457) wiederaufgearbeitet, woraus dieser Zeitraum für die marine Ingression des Eisenstädter Beckens abgeleitet werden kann (ZORN, 2000: 17). Über die Verbreitung der „Ruster Schotter“ im Untergrund gibt es kaum Anhaltspunkte. Es soll jedoch nicht unerwähnt bleiben, dass über die zeitliche Einstufung der Ruster Schotter (KROH et al., 2003: 97: Ottnangium bis Karpatium) und auch der verschiedenen, insbesondere aus Bohrungen bekannten Vorkommen von „Basiskonglomeraten“, die vielfach als unterbadanisch eingestuft werden (TAUBER, 1959a: 19; SCHMID, 1968: 19: „... Konglomeratserie ... mitteltortone Transgressionskonglomerate“), doch gewisse Unklarheiten bestehen.

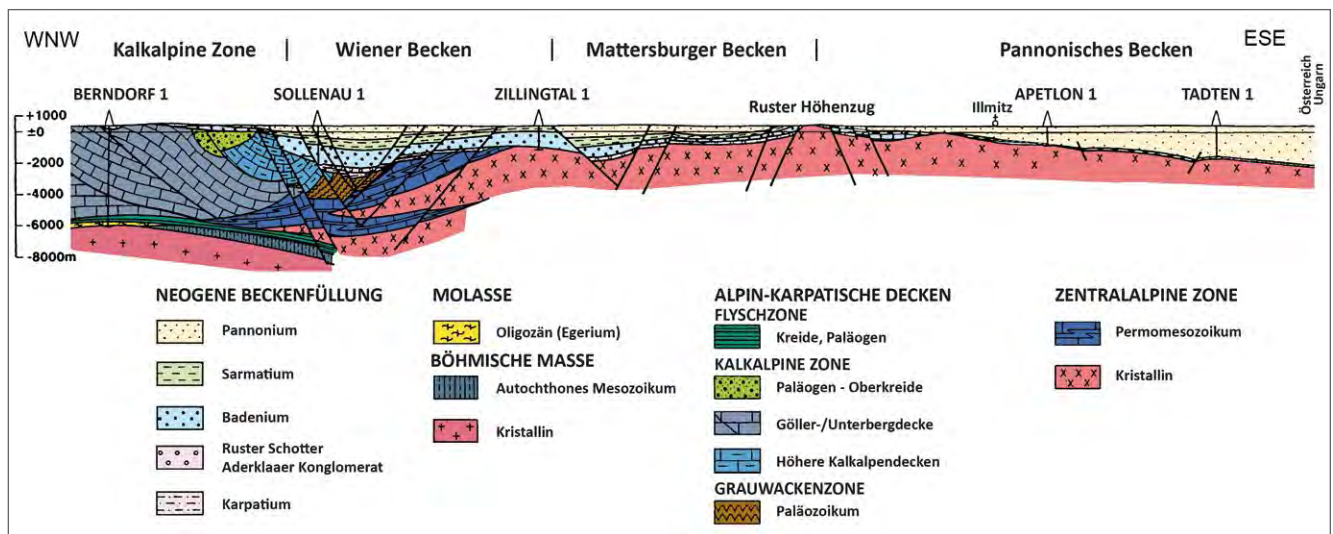


Abb. 29. Geologischer Schnitt vom Wiener Becken in das Pannonische Becken (nach WESSELY, 1993b).

Badenium

Zur Zeit des oberen Unterbadeniums setzt – wie auch für den Südtail des Wiener Beckens festgestellt – die eigentliche Absenkung des Beckens und die marine Ingression ein. Im Gebiet der Mattersburger Bucht untergliedert PASCHER (1991: 39) die Sedimente der Oberen Lagenidenzone in einen beckenrandnahen Sand-Schotter-Faziesbereich (West bis Süd), der gegen das Beckeninnere in den Sand-Ton-Faziesbereich übergeht. Erstere setzen mit den marinen Mattersburger Basisschottern ein, denen im Hangenden Sande und Schotter in Wechsellagerung mit braunen Ton(mergeln) folgen (TOLLMANN, 1985: 540). Sie stellen wahrscheinlich zum Großteil Wiederaufarbeitungsprodukte älterer Neogensedimente dar. KÜPPER (1957: 30) unterscheidet das „Torton“ am Südrand des Beckens in einen tieferen Anteil von Tonen und Tonmergeln mit Einschaltungen von Sanden und Grobklastika (Lagenidenzone, 500 m) und einen höheren Teil aus feinschichtig/tonigen Ablagerungen (700 m) des mittleren und oberen Badenium. In der Bohrung Zillingtal wurden etwa 645 m in überwiegend toniger Fazies (mittleres und oberes Badenium) durchörtert; die liegende Lagenidenzone ist über 400 m mächtig (KÜPPER, 1957: 63).

Basale badenische Ablagerungen am nördlichen Beckenrand (Leithagebirge) liegen in den „Burgstallschottern“ und in den sogenannten „Terebratelsanden“ (ZORN, 2000: 20) vor. Erstere, bestehend aus Quarz, Quarzit und Gneisen, sind bis 100 m mächtig und werden als Umlagerungsprodukte von Ruster Schotter gesehen. Die Terebratelsande – nach Neubearbeitungen als „Hartl-Formation“ (nach der klassischen Lokalität des „Hartl“ bei Eisenstadt) benannt (KROH et al., 2003) – überspannen den Zeitabschnitt der Unteren und Oberen Lagenidenzone. Bereichsweise überlagern sie die Burgstallschotter. Für die grobsandig bis feinkiesigen, untergeordnet feinsandig-siltigen, kalkigen, teils auch kreuzgeschichteten Terebratelsande ist das „massenhafte Auftreten von *Brachioipoden* [Armfüßer] und *Bryozoen*“ charakteristisch (ZORN, 2000: l.c.). Über den Sanden kommen hier Leithakalke zur Ablagerung. Sie erreichen in diesem Umfeld am Südwestrand des Leithagebirges eine Gesamtmächtigkeit von über 50 m (TOLLMANN, 1985: 535) und überdecken den Zeitraum vom oberen Unterbadenium bis zum Oberbadenium. Die Faziostratotyplokalität des Fenk-Steinbruchs (NNW Großhöflein) wird in die untere Buliminen-Bolivinen-Zone eingestuft (ZORN, 2000: 19).

Mittleres Badenium (Sandschaler-Zone) tritt in zentralen Beckenbereichen als sandiger, hellgrauer bis bräunlicher Tonmergel sowie als dunkler, plastischer, siltiger Mergel auf. Gesamtmächtigkeiten von 500 m werden von PASCHER (1991: 40) angenommen, wobei 100 bis 120 m obertags aufgeschlossen sind. Die Kalksandsteine (detritäre Leithakalke, über 100 m(!), vgl. TOLLMANN, 1985: 535) des Ruster Höhenzuges (z.B. Römersteinbruch) sind Bildungen des mittleren und oberen Badenium, wodurch sich der „Ruster Höhenzug“ als Hochzone auszeichnet. Jedoch wird auch die höhere Absenkungstendenz des Höhenzuges ab dem mittleren Badenium angezeigt. Weitere bekannte Leithakalkaufschlüsse (auch außerhalb des eigentlichen Beckens) finden sich bei Müllendorf (Kreidesteinbruch), Breitenbrunn, Winden, Jois (auch sarmatische Leithakalke) und Oslip. Oberes Badenium ist neben den Leithakalkvorkommen nur in geringer Verbreitung auf-

geschlossen. Der im Gebiet von Walbersdorf (ebenfalls einer klassischen Lokalität, bei Mattersburg) auftretende Teigel umfasst Anteile des mittleren und oberen Badenium (dunkel bis hellgraue, auch gelbbraune, siltige Mergel; bis 60 m). In der Bohrung Zillingtal erreicht das Badenium in „Walbersdorfer Fazies“ – fast ausschließlich Tonmergel – ca. 500 m. Die Schichten des Badenium fallen im Mattersburger Gebiet mit etwa 20 bis 30° gegen Nordost bis Norden ein (vermutlich leicht verkippt) und werden mit einer Schichtlücke vom unteren Sarmatium diskordant überlagert. Der weit überwiegende Anteil der Absenkung und der Auffüllung des Beckens fand somit im Badenium statt.

Sarmatium

Das Sarmatium setzt im Mattersburger Gebiet nach einer Erosionsdiskordanz lokal mit Sanden und Schottern ein. Ansonsten sind die Schichten des unteren und mittleren Sarmatium vorwiegend tonig. Das obere Sarmatium umfasst alle Korngrößen, vor allem aber Sande und Schotter (PASCHER, 1991: 43). Für den Mattersburger Raum gibt PASCHER eine Gesamtmächtigkeit des Sarmatium mit 100 bis 200 m an. Zillingtal 1 ergab ca. 200 m Sarmatmächtigkeit. In einer Strukturbohrung SE Zillingtal (PF 5) wurden etwa 250 m Sarmatium durchörtert, ohne Badenium anzutreffen. Jedoch fanden sich in den letzten 30 Bohrmetern drei Aufarbeitungshorizonte von badenischem Fossilmaterial, d.h. Badenium dürfte knapp unterhalb der Endteufe liegen. Wie aus einer Übersicht von Bohrprofilen hervorgeht, sind die Sarmatmächtigkeiten im Beckenbereich relativ konstant etwa 200 m und nehmen gegen den Rand sukzessive ab.

Die sarmatische Randfazies am Beckennordrand ist im Vergleich zum Badenium und dem Pannonium deutlich geringmächtiger entwickelt. Es kommt als detritärer Leithakalk (z.B. bei Schützen am Gebirge) oder in sandiger und mergeliger Fazies, sowohl des unteren wie des oberen Sarmatium vor (TOLLMANN, 1955: 36f.). Südlich St. Margareten (Zollhaus, Kiesgrube Käufer) befindet sich ein großer Schotter- und Sandabbau, in dem obersarmatische (Mactra-Schichten) Kiese und Sande (20 m) eines von Süden geschütteten Deltas auftreten, das von einzelnen Meeresvorstößen überflutet wurde (HARZHAUSER & PILLER, 2005: 33ff.). Die klastische Fazies setzt sich im südlich angrenzenden ungarischen Raum fort. Auch am Marzer Kogel-Schattendorfer Wald finden sich weit verbreitet „*Jungsarmat-Schotter*“ (PASCHER, 1991: 45). Hier ist auch fossilführendes unteres Sarmatium vertreten. Im traditionsreichen Fossilfundgebiet von Wiesen liegt die aufgelassene Sandgrube, die als Faziostratotypus des Sarmatium („Mactra-Schichten der *Porosonion granosum*-Zone“) ausgewählt wurde. Sie repräsentiert die feinsandige Fazies des Sublittorals (PAPP, 1974b: 176ff.; vgl. auch PILLER, 2000).

Pannonium

Pannone Sedimente bedecken – häufig von jungen Ablagerungen (Löß) überdeckt – weite Bereiche des Beckens, ziehen als Umrahmung des Leithagebirges gegen Nordosten weiter, wo sie in die Pannonen Serien des Seewinkelgebiets übergehen. Gegen Westen besteht eine sedimentäre Verbindung mit dem Wiener Becken. Das Pannonium besteht im Beckenbereich überwiegend aus Tonmergel,

untergeordnet finden sich Sande/Sandsteine, Schotter/Konglomerate (ZORN, 2000: 26). Die Mächtigkeiten erreichen weit verbreitet einige Zehnermeter, in einzelnen Senkungszonen vermutlich wenige hundert Meter. Bohrung Zillingtal weist 45 m Pannonium auf. Stratigrafisch werden Zonen B bis D nachgewiesen. Als lokale Bildung sind die fluviatilen Schotter des Foelik (SW Großhöflein) zu nennen, die den hangenden Abschluss der pannonen Ablagerungen bilden und die Zonen C bis E umfassen (LUEGER, 1980). Eine Trockenlegung des zentralen Beckenbereiches wird für das Pannonium E angenommen (FUCHS, 1965: 180). Hingegen treten Ablagerungen des oberen Pannonium in den Grenzbereichen des Beckens auf: am Übergang zum Wiener Becken (westlich Pötsching) finden sich die Ablagerungen der Neufeld-Formation (siehe oben, Kapitel 3.2.1). Die bis 700 m mächtigen, limnischen Sedimente beinhalten die bekannten Braunkohlen von Neufeld/Zillingdorf. Oberes Pannonium ist weiters im Neusiedlerseegebiet/Seewinkel vertreten.

3.2.4 Steirisches Becken

Die Abbildungen 30 und 32 zeigen die sedimentäre Abfolge im Steirischen Becken. Paläogeografische und fazielle Verhältnisse sind in Abbildung 31 zusammengestellt. Die Abbildungen 30 und 31 sind einem Exkursionsführer zum Steirischen Becken (GROSS et al., 2007) entnommen, der eine moderne Referenz zu diesem Thema darstellt. Im Beitrag zu den Tiefengrundwässern (SCHUBERT, 2015) sind weitere geologische Karten zu finden. Von den früheren zusammenfassenden Darstellungen sind die Arbeiten von KOLLMANN (1965) und EBNER & SACHSENHOFER (1991) zu nennen. (Sie werden nachfolgend als „K.K.“ bzw. „E&S“ zitiert.) Als „klassische“ Arbeiten zum „Jungtertiär“ an der „Ostabdachung der Zentralalpen“ gelten jene von WINKLER-HERMADEN aus der Zeit von 1913 bis 1962.

Die Grundlagen der tektonischen Entwicklung und die Strukturen des Beckens wurden oben behandelt. Zur Erkenntnis der Sedimente wie des Untergrundes haben wie-

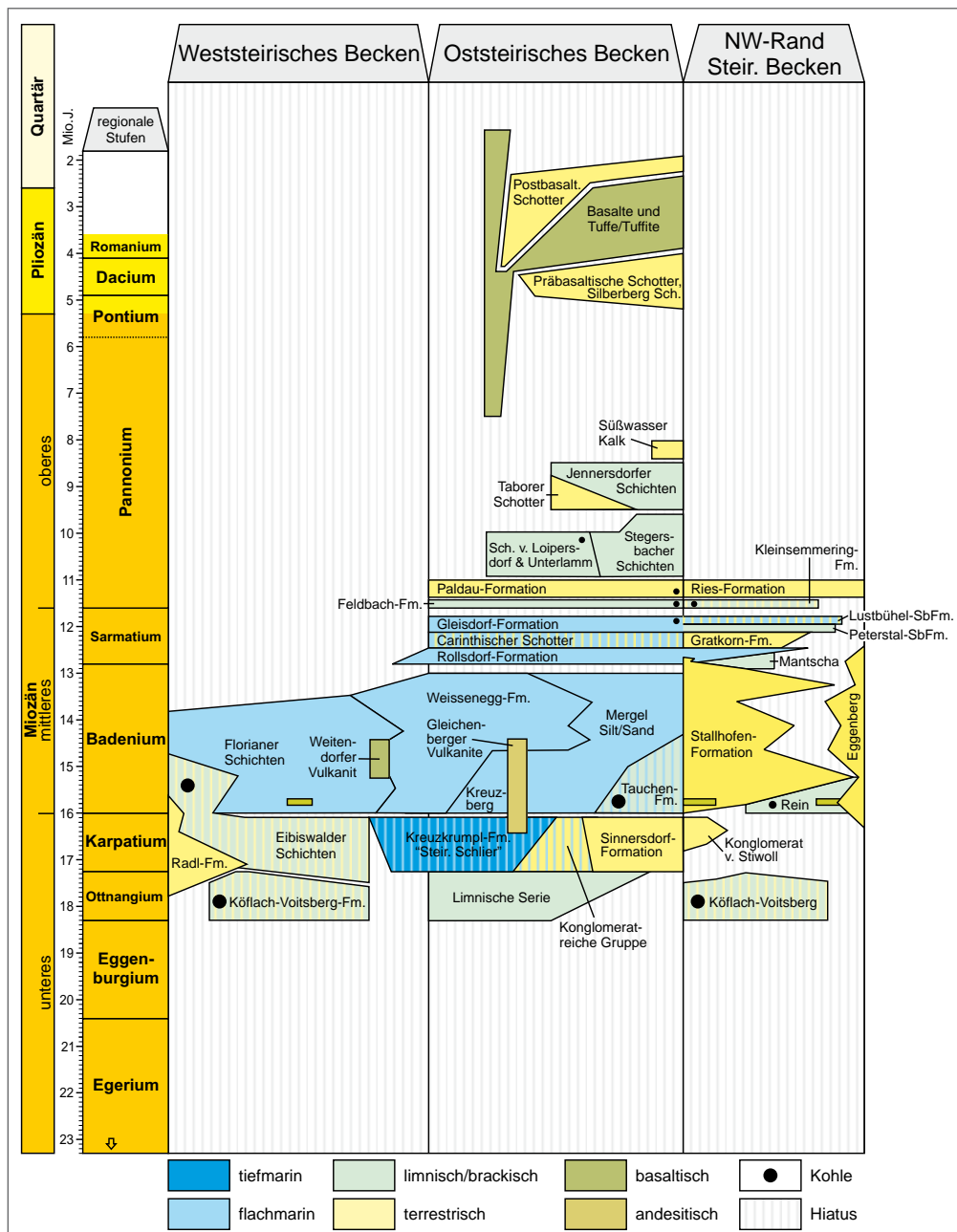


Abb. 30. Stratigrafische Tabelle des Neogens des Steirischen Beckens (aus GROSS et al., 2007).

derum die Kohlenwasserstoff-Bohraktivitäten (hauptsächlich in den 1960 bis 1980er Jahren) – wenn auch in der Dichte wegen der Nichtfündigkeit mit dem Wiener Becken nicht vergleichbar – sowie geophysikalische Untersuchungen beigetragen. In jüngerer Zeit sind einige Bohrungen für geothermale Nutzungen (Thermen) hinzugekommen. Zur Kartenbeilage ist zu bemerken, dass aufgrund diverser Neuinterpretationen, die sich insbesondere im Steirischen Becken ergaben und unten beleuchtet werden, einige zeitliche Zuordnungen – bevorzugt das Karpatium betreffend – nicht mehr dem neuesten Kenntnisstand entsprechen.

Der neogene Sedimentationszyklus des Steirischen Beckens beginnt im Ottnangium und endet im oberen Pannonium. Die Ablagerungen der Zonen F, G und H, die ehemals als Pontium betrachtet wurden, werden heute wieder zum Pannonium als Oberpannonium zugeordnet. Die numerischen Alterswerte sind Abbildung 30 zu entnehmen.

Ottnangium

Neben den häufig auftretenden, meist schwer einzustufenden basalen Bildungen (Basisbrekzien, Rotlehme etc.), beschränkt sich der Sedimentationsraum des Ottnangium auf einzelne frühe Senkungsbereiche. Im Zentralen Becken (Gnas-Subbecken) finden sich flachmarine (!) Sedimente des Ottnangium, wofür sich aus Seismiken Mächtigkeiten von bis zu 1.000 m ergaben (EBNER & SACHSENHOFER, 1995: 135). In der Bohrung Petersdorf 1 (Bohrjahr 1995; zur Lage der Bohrungen siehe Abbildung 18) werden die unteren 559 m dem limnisch-fluviatilen Ottnangium zugeordnet (HOHENEGGER et al., 2009: Tabelle 2). Im Fürstenfeld-Subbecken (Bohrung Übersbach 1) liegt über einer basalen Rotlehmserie (ca. 60 m) eine Serie mit bituminösen Mergelsteinen mit Glanzkohlen (ca. 60 m). Darauf folgen ca. 170 m mit Tonmergelsteinen und Mergelsandsteinen (K.K. 502f.). Die hangende „konglomeratreiche Serie“ (360 m), bestehend aus Tonmergel, Tonmergelsteinen, Tonsteinen und Mergelsandsteinen mit unvermittelten Konglomerateinschlüssen (bis 10 m mächtig) und reichen Glanzkohlenlagen an der Basis, die bei KOLLMANN noch dem Helvetikum s. str. zugeordnet wird, zählt EBNER & SACHSENHOFER (1991) zum Karpatium und wird bei HOHENEGGER et al. (2009) wieder mit dem Ottnangium verbunden. In der nördlich davon gelegenen Bohrung Fürstenfeld Thermal beginnt die Sedimentation erst im Karpatium.

Im Mureck-Subbecken (wird in der Literatur auch häufig mit dem Gnas-Becken verbunden) wurde eine maximale Mächtigkeit des Ottnangium von 540 m in Perbersdorf 1 (1953) erbohrt: Basisbrekzien, Tonmergel mit Lagen von Mergel- und Glimmersandsteinen, Konglomerate. Sie wurden von KOLLMANN als Äquivalente der limnisch-fluviatilen Schichtfolge des Radlgebirges/Eibiswalder Bucht angesehen (K.K. 498). In diesem Subbecken von Eibiswald, am Südeinde des Weststeirischen Beckens, liegen über basalen Rotlehm und kiesig bis tonigen Feinklastika grobe Blockschotter und Brekzien (Lokalbezeichnung Radl-Formation; Radlschotter, Radel-Wildbachsotter). Darüber folgen in Wechsellagerung Kiese, Sande und Silte mit gut gerundeten Gerölllagen (Untere Eibiswalder Schichten). Sie zeigen turbiditische Merkmale (Schuttströme), „channel fills“, Kreuzschichtungen und andere sedimentologische Merkmale, die sie als Ablagerungen eines alluvialen Fan-Delta-Komplexes kennzeichnen. Sie gehen

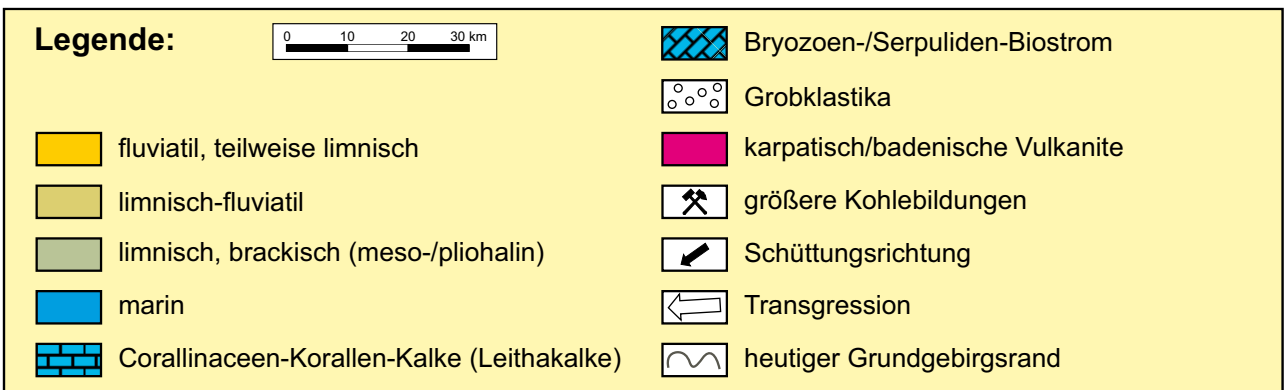
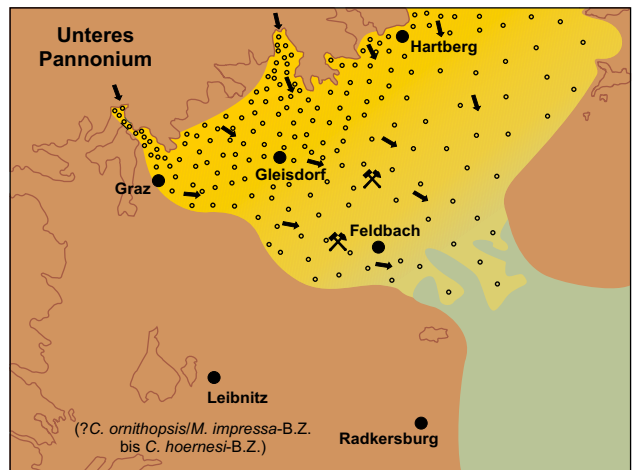
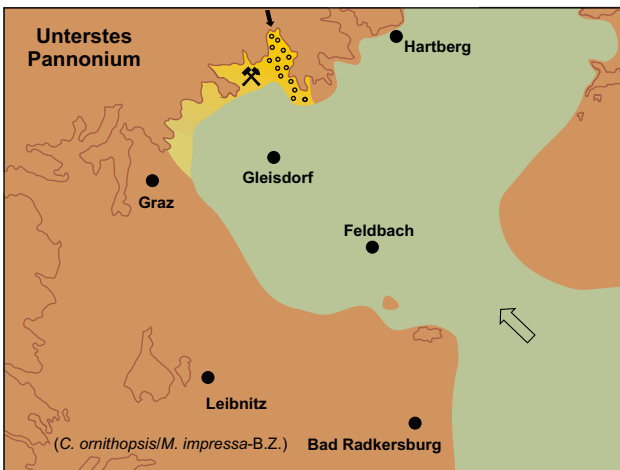
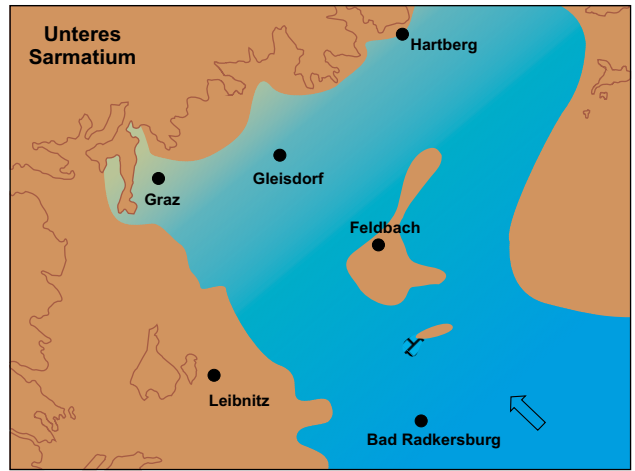
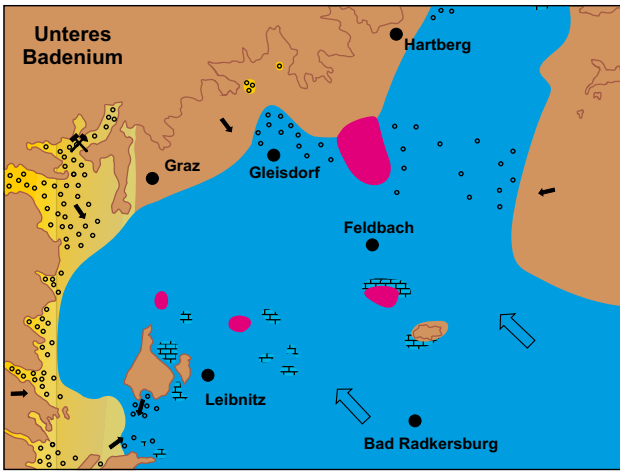
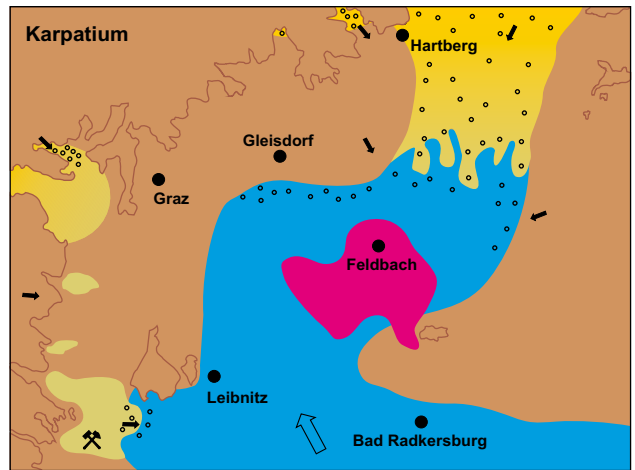
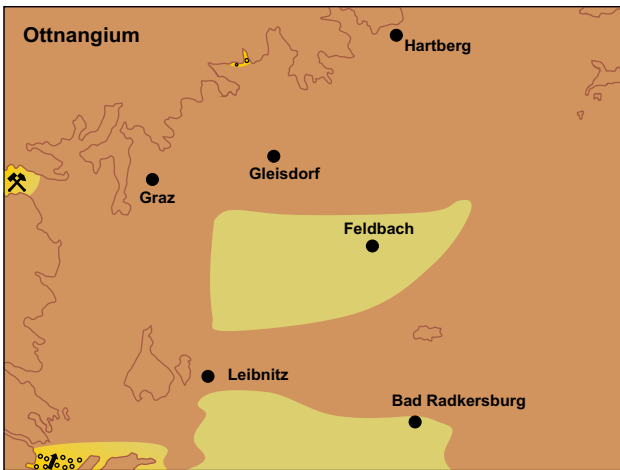
distal in marine Bedingungen über (STINGL, 1994). Die Mittleren und Oberen Eibiswalder Schichten gehören jüngeren Neogenzyklen an (Abb. 32). Gesamtmächtigkeiten von 2.000 bis (?3.000 m) wurden angegeben (SACHSENHOFER, 1996: 21). Nach KOLLMANN: 1.000 m Radlschichten und 300 bis 400 m Untere Eibiswalder Schichten (K.K. 501). Der topografisch höchste Bereich des Steirischen Beckens (Klementkogel, 1.052 m ü. A.) wird von diesen Einheiten aufgebaut. Demgegenüber liegt das untere Leibnitzer Feld bei Spielfeld heute auf ca. 250 m ü. A., woraus sich klare Hinweise auf junge und jüngste Hebungen ergeben. Dieser Problematik wird auch im aktuellen geowissenschaftlichen Diskurs nachgegangen, der die wesentliche Heraushebung auch des Beckenrandes (i.e. Koralmblock) mit der Inversion des Pannonischen Beckens (würde bedeuten ab dem Pontium) verbindet (LEGRAIN & STÜWE, 2010).

Nach neueren Untersuchungen (STEININGER et al., 1998) werden die zuvor als karpatisch angesehenen Kohlen im Revier Köflach-Voitsberg, die auch von ökonomischer Bedeutung waren, dem Ottnangium zugeordnet. Von der insgesamt 165 m mächtigen, tonig-sandigen Köflach-Voitsberg Formation (bei E&S 38: 300 m), die ein fluviatil-limnisches Abtragungsprodukt des lokalen Hinterlandes ist, wird das im unteren Drittel liegende Hauptlager der Braunkohle bis 30 m mächtig (HAAS et al., 1998). Es sei hier angemerkt, dass für den nördlichen Senkungsbereich des Weststeirischen Beckens auch die Begriffe der „Bucht von Stallhofen“ sowie „Teilbecken von Lieboch“ in Verwendung stehen.

Karpatium

Mit dem Karpatium setzt die rasche Absenkung der zentralen Gebiete des Oststeirischen Teilbeckens ein. Es werden Absenkungsbeträge bis zu 17 cm/100 a und darüber hinaus (siehe Kapitel 2.2.2 – „Das Steirische Becken“) genannt. Synsedimentäre Bruchtektonik (Randbrüche mit N-S bzw. SW-NE Ausrichtung) und Krustenausdünnung (SACHSENHOFER, 1996: 23) führen zu der Ausbildung der einzelnen Tief- und Hochzonen (Schwellen) und somit zur „...schrittweise[n] Ausgestaltung des heute morphologisch stark differenzierten Beckenbasements“ (E&S 39). Die mittelsteirische Schwelle bildet die westliche Beckengrenze. Eine Grabenstruktur entwickelt sich im Fürstenfelder Teilbecken, die sich gegen Norden in die Bucht von Friedberg-Pinkafeld fortsetzt. Im Süden bestand eine Verbindung zur Bucht von Eibiswald. EBNER & SACHSENHOFER (1991, 1995) weisen für das gesamte Weststeirische Becken einen karpatischen, limnisch-fluviatilen Faziesbereich aus. Die Auslassungen in diesem Sedimentationsraum für das Karpatium in Abbildung 31 dürfte mit diversen Neueinstufungen der Kohlen (siehe oben, auch GRUBER et al., 2003), neuen paläontologischen Befunden sowie radiometrischen Datierungen von Tuffen (HANDLER et al., 2006) in Zusammenhang stehen. Weiters beginnt im Karpatium der lebhafte Vulkanismus des Oststeirischen Beckens. Es handelt sich um einen Kalium-betonten, subalkalisch-alkalischen Vulkanismus, der mit Latiten, Trachyandesiten und Tuffen auftritt.

Abb. 31.
Paläogeografie und Faziesverteilung des Steirischen Beckens (aus Gross et al., 2007, zusammengefasst). ►



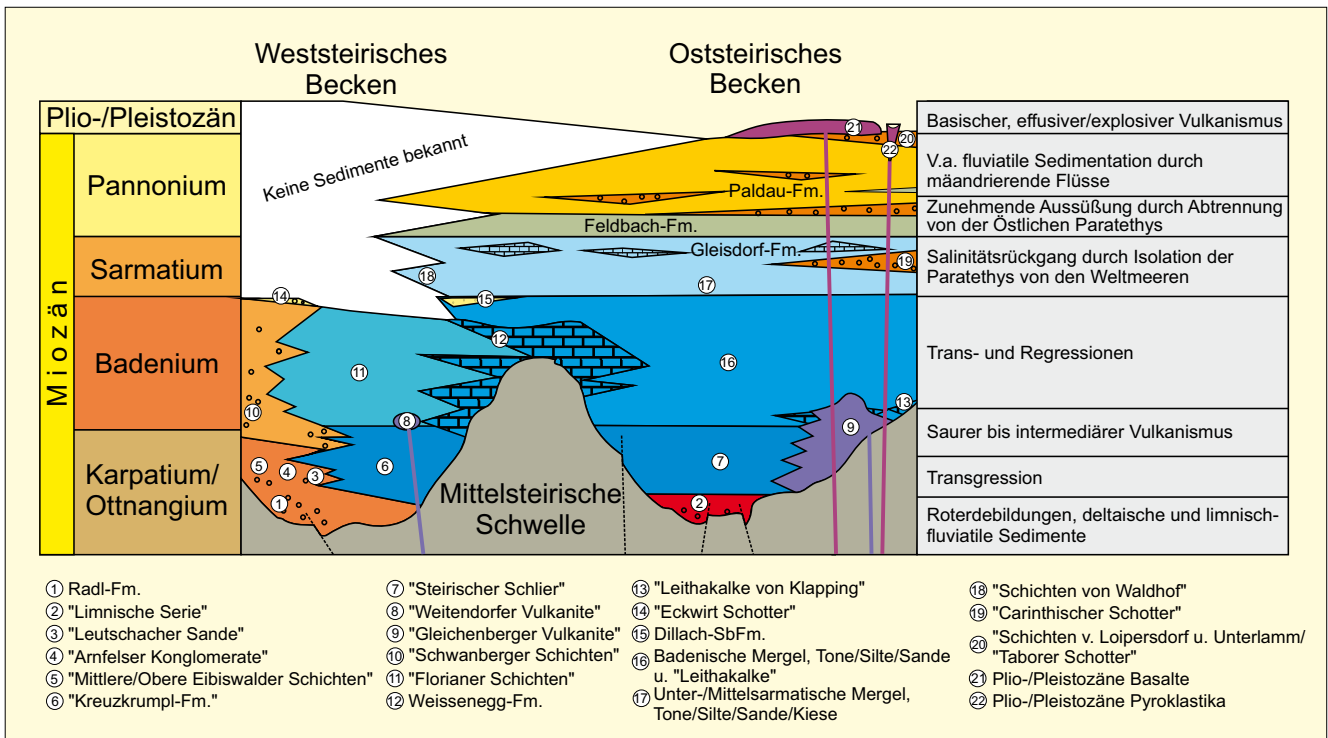


Abb. 32. Sedimentäre Abfolge des Steirisches Beckens (aus Gross, 2000, umgezeichnet).

Die marine Ingression – mit einer Verbindung zum Mittelmeer – erreicht den südlichen und mittleren Abschnitt des Beckens (Abb. 31), wo der „Steirische Schlier“ zur Ablagerung gelangt. KOLLMANN sieht eine „...gute regionalgeologische Parallele zwischen dem Steirischen Schlier und den Schichten des Karpat im klassischen Gebiet [...] darin, daß beide eine ausgeprägte Phase der marinen Transgression einleiten...“ (K.K. 509). Nach KOLLMANN gibt die Bohrung Perbersdorf 1 „...den besten Einblick in die Entwicklung und Gliederung des Steirischen Schliers“ (K.K. 511). Nach den ursprünglichen Bearbeitungen des Kernmaterials wurden 568 Bohrmeter dem Schlier des Karpatium zugeordnet. Es handelt sich um eine „...lithologisch sehr wechselnde Serie [...] aus sandarmen bis sandigen grauen bis dunkelgrauen [...] Tonmergeln mit Quarzsandsteinlagen...“ (K.K. 511). Im tieferen Teil finden sich Konglomerateinschlüsse mit Quarzgeröllen und aufgearbeiteten Vulkaniten. So konnte aus dieser Bohrung das Einsetzen des Vulkanismus „...kurz vor der marinen Ingression...“ abgeleitet werden (l.c.). Dieser Schichtkomplex (das Kernmaterial) ist neueren Untersuchungen unterzogen worden, wobei letztlich nur die unteren ~100 m als Karpatium, die oberen ~460 m als Lagenidenzone eingestuft wurden (HOHENEGGER et al., 2009: Tab. 1). In einer anderen Interpretation dieser Bohrung lag die Badenium/Karpatium-Grenze bei Bohrmeter 501, und auf das unterliegende Ottnangium (immerhin ein Drittel der Bohrstrecke) wurde „verzichtet“ (POLESNY, 2003). Damit erweist sich, dass auch biostratigraphische Einstufungen einem zeitlichen Wandel unterliegen.

Anmerkung: Leicht verständlich, dass man durch neue Erkenntnisse/Anschaungen etc. beim Versuch einer Darstellung der sedimentären Entwicklung der Beckenbereiche vor einige Schwierigkeiten gestellt zu sein scheint, will man nicht nur Einzelaspekte, sondern den weiteren Zusammenhang in ein Bild zusammenfas-

sen. Aber in einer dynamischen Wissenschaft muss man immer damit rechnen, womit auch klar wird, dass auch den neuesten Einsichten die Wahrscheinlichkeit des Vorübergehenden anhaftet. So gesehen ist die Naturwissenschaft auch als eine historische Wissenschaft aufzufassen.

Gesichert sind die Mächtigkeiten der Vulkanite mit über 1.000 m (Bohrungen Wiersdorf 1, St. Nikolai 1; E&S 40) und ihre Verbreitung (Abb. 31). Die Bohrung Perbersdorf 1 liegt am Südwestrand des Mitterlabill-Gleichenberg-Schildvulkanengebietes. Diese vulkanische Aktivität hielt, wie aus dieser Bohrung und anderen Hinweisen hervorgeht (E&S 44f.), bis ins untere Badenium an. Die jüngeren vulkanischen Aktivitäten des Badenium zeigen eine Nordverlagerung der Eruptionszentren (Weitendorf-Wundschuh, Ilz-Walkersdorf) an.

Anmerkung: Die Vorkommen der für den Oststeirischen Raum charakteristischen Thermalwässer aus dem tiefen Untergrund stehen mit dem Vulkanismus in engem Zusammenhang. Dies zeigt sich in den hohen CO₂-Gehalten der Wässer sowie den hohen Temperaturen, die einen erhöhten Wärmefluss aus dem Erdinneren anzeigen. Einige Thermen entnehmen ihre Wässer den Gesteinen des Beckenuntergrundes (paläozoische Karbonate: Waltersdorf, Blumau 2; triassische Karbonate: Radkersburg), andere fördern aus unterschiedlichen „tertiären“ Horizonten (Badenium: Fürstenfeld, Ilz, Bad Tatzmannsdorf; Sarmatium: Loipersdorf 2, Stegersbach).

Um auf den karpatischen Schlier zurückzukommen, so scheinen Mächtigkeitsangaben aufgrund der oben festgestellten Verhältnisse fragwürdig. Schwierigkeiten ergaben sich ja auch bei der Erklärung der Mächtigkeit von Ottnangium und Karpatium (über 3.500 m) im Eibiswalder Becken (KRÖLL et al., 1988: 40; E&S 39 sowie K.K. 515), insbesondere, wenn man die zeitliche Neueinstufung der höheren Eibiswalder Schichten (Badenium), neue Ansichten zur Hebungsgeschichte etc. mitberücksichtigt. Zur Schliermäch-

tigkeit spricht KOLLMANN von wenigen hundert Metern von hochmarinen, einförmigen Tonmergeln in der Gamlitzer Bucht, EBNER & SACHSENHOFER (1995: 137) allgemein von mehreren hundert Metern im südlichen und östlichen Beckenbereich. In der Bohrung Radkersburg ist das Karpatium mit überwiegender Schlierentwicklung etwa 550 m mächtig (bei E&S Tab. 2 ist der gröberklastische tiefere Anteil (220 m) das Ottnangium). Bohrung Petersdorf 1 hat ein schluffig-sandiges Karpatium von 215 m (HOHENEGER et al., 2009: Tab. 2). Angaben zur Wassertiefe reichen von 100 m (neritisch; Mureck-Subbecken) bis über 500 m (oberes Bathyal; Gnas-Becken) (EBNER & SACHSENHOFER, 1995: 137).

Obertags aufgeschlossene Schliervorkommen finden sich an der Mittelsteirischen Schwelle, wo auch die Typlokalität des „Steirischen Schliers“, eine alte Ziegelgrube bei Wagna/Leibnitz (GROSS et al., 2007: 171ff.) liegt. In der Gamlitzer Bucht, den Windischen Büheln und im angrenzenden nordslowenischen Raum ist der Schlier „klassisch aufgeschlossen“ (K.K. 514). In der Bucht von Eibiswald reicht er etwa bis Leutschach-Arnfels, wo er mit den „Arnfelder Konglomeraten“ verzahnt. Diese sind eine zyklische Abfolge von Konglomeraten, tonigen Sandsteinen und Mergeln, mit Geröllen aus mesozoischen Kalken, die eine Mächtigkeit von bis zu 300 m (E&S 40) erreichen. Sie sind Bildungen eines fluviatil-deltaischen Bereichs, mit einer Schüttung von Südwest (und Südost, K.K. 514). Die seinerzeit angenommene Überlagerung der Arnfelder Konglomerate auf den höheren Eibiswalder Schichten bedarf einer Neuinterpretation. Über dem Arnfelder Konglomerat liegen noch ca. 150 m an Kohle führenden, marinen Sanden (Leutschacher Sande), die bei EBNER & SACHSENHOFER (1991) – ebenso wie die Mittleren und Oberen Eibiswalder Schichten – dem Karpatium zugeordnet werden.

Die Verbreitung der marinen Fazies reicht im Fürstenfelder Teilbecken gegen Norden bis in den Raum Stegersbach-Litzelsdorf (POLESNY, 2003). KOLLMANN nahm noch einen „Einlasskanal“ aus dem Zalabecken über die Senke von Weichselbaum an (K.K. 523). Die Bohrung Übersbach zeigt eine über 750 m mächtige Wechsellagerung von Fein- und Grobklastika (POLESNY, 2003; nach der alternativen Interpretation, siehe oben, 398 m). Bohrung Stegersbach Thermal 1 hat etwa 850 m Grobklastika bei insgesamt ~1.100 m Karpatium (Gesamtmächtigkeit des „Tertiär“: 3.077 m; E&S Tab. 2). Demgegenüber ist in der nahegelegenen Bohrung Fürstenfeld Th 1 das Karpatium nur 127 m mächtig (bei E&S Tab. 2), bei POLESNY (2003) doch mit 504 m angegeben. Die randnahe Bohrung Blumau 1a zeigt ausschließlich Grobklastika (~632 m), wogegen Blumau 1 kein Karpatium antraf (GOLDBRUNNER, 1993a: 194). Daraus lassen sich die bedeutende synsedimentäre Bruchtektonik des Fürstenfelder Beckens im Karpatium (Absenkungen von etwa 2 cm/100 a bis 11 cm/100 a) sowie seine ausgeprägte Grabenstruktur ableiten.

Am Nordrand geht die Fürstenfelder Senke vom (eingeschränkt) marinen in den lagunären und limnisch-fluviatilen Faziesbereich über. Die fluviatile, aus Kies und Sandfolgen aufgebaute Sinnersdorf-Formation erfüllt die Bucht von Friedberg-Pinkafeld und zieht am Kristallinrand gegen Osten in das Becken von Oberpullendorf. Die „Rechnitzer Schieferinsel“ war zu dieser Zeit noch nicht exhumiert (PAHR, 1984: 20). Im westlichen Randbereich der Bucht reicht die Sinnersdorf-Formation in den Raum von Vorau

und kommt in weiteren Kristallineinbuchtungen vor. Sinnersdorfer Schichten in der Pöllauer Bucht sind fraglich (vgl. die Geologische Karte der Steiermark (1:200.000) mit jener des Burgenlandes). Neben den Kiesen und Sanden sind für die Sinnersdorf-Formation Wildbach- und Muren-sedimente (Blockschotter) sowie Konglomerate typisch und sie erweist sich als eigenständige terrestrische Randfazies (PAHR, 1984: 19f.). Auch sollen vulkanische Einlagerungen auftreten (teils nicht mehr auffindbare Andesituffe bei Aschau, Bentonite). Mächtigkeiten werden bis zu 600 m geschätzt.

Badenium

Der Übergang zum Badenium ist gekennzeichnet durch die altbekannte (seit STUR, 1871) tektonische Diskordanz, die dann durch STILLE (1924) als „Steirische Gebirgsbildung“ oder „Steirische Phase“ in die Literatur Eingang fand (FRIEBE, 1990: 228f.). Sie äußert sich in Verkippungen, erosiven Schichtreduktionen und auch Hebungen (z.B. des Steirischen Schliers in der Gamlitzer Bucht, l.c.: 254). TOLLMANN (1985: 572) nennt ein „...großwellige[s], west-ost-streichende[s] Faltensystem“. Nach FRIEBE ist sie „...bereits im höchsten Karpat angelegt worden“ (l.c.: 229). Zudem ist die Übergangsphase auch eine Phase der Regression.

In der badenischen Stufe kommt es zur größten Ausdehnung des Beckenbereichs bei gleichzeitiger Abnahme (bis Stillstand) der Subsidenzraten. Der weltweite Meereshochstand (STEININGER & WESSELY, 2000: 110) mit der Haupttransgression im oberen Unterbadanium führt in weiten Beckenbereichen zu marinen Bedingungen. Der nördliche Teil der Südburgenländischen Schwelle, der Bereich des Stadelberges und der Sausal werden für diesen Zeitraum als landfeste Gebiete (bzw. Inseln) betrachtet (Abb. 31). Das Rechnitzer Fenster wird sich allmählich erheben. Entsprechend bestand also ein großer offener Zusammenhang mit dem pannonischen Paratethysgebiet und über diesen (zeitweise) auch zum Mediterran (siehe oben).

Wie zum Wiener Becken festgestellt, kann auch im Steirischen Becken zwischen der Beckenfazies und den diversen Randbildungen unterschieden werden. Auch die Dreigliederung des Badenium ließ sich „...in guter Übereinstimmung“ für das Steirische Becken anwenden (K.K. 527). Wie oben dargelegt, scheint, entgegen der von KOLLMANN gerade für die Bohrung Perbersdorf 1 „...in einer für ganz Österreich einmaligen Klarheit“ festgestellten Grenzziehung zum unterlagernden Karpatschlier, diese nicht unverrückbar zu sein.

Aus den Korrelationsprofilen der Bohrungen (POLESNY, 2003; HOHENEGER et al., 2009) geht hervor, dass die Steirische Diskordanz auch in weiten Bereichen der tiefen Beckengebiete ausgebildet ist. Sie äußerte sich im Einsatz meist grobklastischer Sedimente oder „Aufarbeitungshorizonten“, welche die Regression anzeigen. Hinsichtlich Mächtigkeiten, Verteilung und Fazies der badenischen Beckensedimente können einige Tendenzen festgestellt werden. Die Mächtigkeiten in den einzelnen Gebieten weichen – unbeschadet der Neuinterpretationen – teils beträchtlich voneinander ab, insbesondere, wenn man die einzelnen Zonen miteinander vergleicht. In der Fürstenfelder Senke zeigen sich allgemein die höheren Mächtigkeiten: Fürstenfeld Th 1: ~1.150 (1.300) m; Blumau 1a: 1.000 m; Litzelsdorf: 773 m (oberes und mittleres Bade-

nium) (POLESNY, 2003: Abb. 2; E&S 46). Das untere Badenium ist im zentralen Beckenbereich (Gnas etc.) allgemein verbreitet (Petersdorf 1: 753 m von insgesamt 1.154 m Badenium), während es im Fürstenfelder Gebiet teils fehlt (z.B. Stegersbach, Litzelsdorf). Im Nahebereich der Vulkanbauten sind die Mächtigkeiten geringer (ca. 150 bis 300 m). Eine vulkanoklastische Beeinflussung sowie die Bildung von Leithakalken an flachmarinen Randbereichen (25 m Leithakalk in Bohrung Gleisdorf Th 1, GOLDBRUNNER, 1993a: 198), an den Untiefen der Vulkane sowie an den Südburgenländischen Schwellenbereichen werden festgestellt (E&S 45).

Im Gnaser-Murecker-Radkersburger Beckengebiet, dem Hauptablagerungsgebiet des Karpatschlier, setzt sich die marine Fazies im Badenium in einer überwiegend mergeligen, tonig-siltig-sandigen Entwicklung, die auch Einschaltungen von Vulkaniten und Grobklastika zeigt, fort (HOHENEGGER et al., 2009). Bohrung Mureck weist 450 m an badenischen Ablagerungen aus. Die Bohrung Radkersburg 2 erbrachte, bei einer Gesamtabfolge von 803 m Badenium, in einem mittleren Abschnitt eine Wechselfolge von Tonmergeln, Sandsteinen und Kiesen von ca. 250 m. Die Mächtigkeiten einzelner größerer Horizonte in dieser Wechselfolge liegen im Zehnermeterbereich. Ein weiterer Sandsteinhorizont (ca. 60 m) wird der Sandschalerzone zugeordnet. Ansonsten dominieren Tonmergel (ZETINIGG, 1992/1993: 141f.).

Im Fürstenfelder Teilbecken ist ein deutlich höherer grobklastischer Einfluss feststellbar: Übersbach 1 mit 117 m basalen Konglomeraten mit dünnen Bentonit-Tuffit-Lagen. Darauf folgen Nulliporenkalke und Tonmergel. Die weitere Abfolge (mittleres und oberes Badenium) ist in dieser Bohrung im Wesentlichen fein- bis grobsandig entwickelt (insgesamt 529 m; K.K. 548). Auch für die Bohrung Fürstenfeld Th 1 werden mehrere hundert Meter mächtige Konglomerate des Unterbadanium genannt (E&S 45; über 300 m). In Blumau 1a liegen auf den grobklastischen Schüttungen des Karpatium noch weitere 186 Bohrmeter Brekzien des unteren Badenium (GOLDBRUNNER, 1993a: 194f.). Der Randbruch bei Blumau wird im höheren Unterbadanium transgrediert. Die angrenzende Hochscholle bei Waltersdorf weist Mächtigkeiten des Badenium von ca. 300 bis 450 m auf. Aus der Sedimententwicklung im Fürstenfelder Becken lässt sich die Verlagerung der Absenkungstendenzen gegen Norden – wie auch für den Vulkanismus festgestellt – ableiten. Der Südrand scheint durch die Südburgenländische Schwelle stabil und flach auslaufend gewesen zu sein. Die Bohrung Binderberg 1 (= Loipersdorf 1) zeigt geringmächtiges Badenium (ca. 135 m) in Tonmergelfazies.

Zur Entwicklung des Badenium in den Randbereichen sind folgende Merkmale festzuhalten: Für den Osten wurde die fortschreitende Transgression im Friedberg-Pinkafelder Raum festgestellt. Der zentrale Beckenraum weitet sich am Nordrand in den Raum Gleisdorf aus. Zum Weststeirischen Becken wurde oben auf die Neubeurteilung hingewiesen, dass es weiträumig erst ab dem Badenium zum Sedimentationsraum wurde, womit die Mittelsteirische Schwelle ihre Grenzfunktion verlor (Abb. 31).

In der Friedberg-Pinkafelder Bucht folgt auf die Sinnersdorfer Schichten ein „mariner Sand-Schotterkomplex“, der teils kalkige Sedimente einschließt. Die benachbarten vulkanischen Aktivitäten wurden auch hier festgestellt. Bei

Schreibersdorf und bei Tauchen unterlagern diesem Komplex noch Kohleflöze (K.K. 549f sowie NEBERT, 1985). Das Tauchener Köhlefloz ist eine 25 m mächtige Flözfolge mit drei Kohlebänken (NEBERT, 1985: 42). Die Tauchen-Formation, mit der die badenischen Sedimente des Buchtgebietes bezeichnet werden, erreicht ca. 200 m Mächtigkeit. Biostratigrafisch ist Obere Lagenidenzone und Sandschalerzone erfasst. Die Thermalwasserbohrungen von Bad Tatzmannsdorf weisen für das Badenium alle drei Zonen auf (Th 3). In der, ca. 9 km südlich der Tauchener Kohlelager und weniger als 2 km vom penninischen Gebirgsrand entfernt gelegenen Tatzmannsdorf Th 1, wurden 454 m Badenium aufgeföhren, ohne es vollständig zu durchhörtern (GOLDBRUNNER, 1993b: 213). Die Tauchen-Formation wird mit den Ritzinger Sanden im Becken von Oberpullendorf korreliert (NEBERT, 1985: 41).

Am Nordrand des zentralen Beckens liegt an der Basis ein konglomeratischer Komplex, der bis zu 185 m mächtig wird (Ludersdorf 1; ab dem unteren Badenium). Ähnliche Basisbildungen erfolgen im östlich anschließenden Gebiet (Arnwiesen 1), hier erst im oberen Badenium (E&S 44). Auf die Basisbildungen folgen in den Nordrandbereichen flachmarine Sedimente (teilweise auch Leithakalke) mit ca. 100 m Mächtigkeit. Weiter östlich zeigt sich neben der Bildung eines neuen vulkanischen Zentrums (Ilz-Walkersdorf) eine mergelige Entwicklung im unteren Badenium (Walkersdorf 1: knapp 700 m Badenium mit über 100 m mächtigen Vulkaniten im mittleren Abschnitt; POLESNY, 2003). An diesem Beckennordrand setzt sich die Sedimentation im Sarmatium fort, während das Weststeirische Becken mit Ausnahme von kleinen Randbereichen, keine sarmatische Ablagerungen aufweist.

Das Weststeirische Becken hat – wie ausgeführt – drei Hauptsenkungsgebiete. Die älteren Ablagerungen wurden schon genannt. Das Becken wird nun ab dem unteren Badenium mit Sedimenten aufgefüllt. Der randliche Einfluss von terrestrischen, fluviatilen, deltaischen und/oder limnisch-brackischen Verhältnissen ist zeitlich und räumlich differenziert. Die Stallhofener Bucht bildet einen terrestrisch-limnisch-fluviatilen Bereich, der im Mittelsteirischen Schwellenbereich mit einem Delta in die marinen Verhältnisse übergeht (Dillach-Delta von FRIEBE, 1990: 247f.). Schichtglieder, die in der Stallhofener Bucht auftreten, sind das Stiwoller Konglomerat (terrestrisch, zuvor ins Karpatium gestellt), die Reiner Schichten (limnisch, Kohle führend), Eckwirt-Schotter (fluviatil) sowie einzelne neuere „Member“ (EBNER & STINGL, 1998). Abgesehen von der Köflach-Voitsberg-Formation, bedecken diese Grob- bis Feinklastika den „prätertären“ Untergrund der flachen, verästelten Buchtbereiche.

Die südlich anschließenden Teile des Weststeirischen Beckens sind im Badenium überwiegend marin entwickelt. EBNER & SACHSENHOFER (1991: 43) nennen eine Linie Pirka-Stainz als Grenzbereich zum marinen Environment. In der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 189 Deutschlandsberg (BECK-MANNAGETTA et al., 1991) ist der Grenzbereich als limnisches Unterbadanium („Stallhofer Schichten“) ausgewiesen. Mit den in neuerer Zeit in das Badenium eingestuften höheren Eibiswalder Schichten (mit den Kohlen des Revier Wies-Eibiswald) liegt auch am Südende des Beckens – zumindest zeitweise – ein limnisch-fluviatiler Bereich vor. Für die zeitliche Einstufung der Sedimente dienten oft tuffitische Einschaltungen, die nach der gängi-

gen Meinung mit dem unteren Badenium identifiziert wurden. Die weit verstreut auftretenden Vulkanite wurden mit dem Vulkanzentrum von Weitendorf-Wundschuh oder auch dem Gleichenberger Gebiet verbunden. Mit der Neuinterpretation der Eibiswald-Wieser Kohlen wird für die Florianer Bucht ein terrestrisch-fluviatiler Bereich (Basisschichten) für das untere Badenium und die marine Ingression (Florianer Schichten) im mittleren Badenium angenommen (GRUBER et al., 2003). Die feinklastischen Florianer Schichten wurden von NEBERT (1989) lithostratigrafisch in ein „Unteres Sand-Kies-Glied“, ein mittleres „Tegelglied“ und ein „Oberes Sand-Kies-Glied“ unterteilt. Entgegen ihrer früheren Einstufung als unterbadensisch hielt sie NEBERT (zumindest des mittlere Tegelglied) für oberbadensisch. Bei KOLLMANN schien noch das „...ganze Obertorton zu fehlen“ (K.K. 544). Im südlichen Abschnitt (ab Stainz) treten in den Kristallineinbuchtungen noch grobklastische Bildungen (Wildbach- und Murenschutt, Blöcke bis 1 m³ und größer) auf, die als Schwanberger Schichten bezeichnet werden.

FRIEBE (1990) nimmt für die Entwicklung der Weissenegg-Formation den gesamten Zeitraum des Badenium an, den er in vier transgressive/regressive Phasen teilt, wobei die Haupttransgression (zweite Phase) im höheren Anteil der Unteren Lagenidenzone und in der Oberen Lagenidenzone stattfindet. Die Weissenegg-Formation umfasst die flachmarinen Ablagerungen am Ostrand der Mittelsteirischen Schwelle (i.e. der Westrand des Gnaser Beckens) und damit verbundene Sedimente in einigen Buchten zum Weststeirischen Becken (z.B. Gamlitzer Bucht), die über der „steirischen Diskordanz“ liegen. Sie beinhaltet neben feinklastischen Bildungen wie Tonmergel (z.B. „Gamlitzer Tegel“) oder Sanden (z.B. „Spielfelder Sande“) auch die vielen größeren und kleineren Leithakalkvorkommen. FRIEBE fasst diese in fünf Areale zusammen, die vom Gebiet Wildon bis an die Staatsgrenze (Leithakalkkareal von Graßnitzberg) reichen (FRIEBE, 1990: Abb. 1). Sie treten in verschiedenen stratigrafischen Niveaus, vom unteren bis ins obere Badenium, auf. Das höchste Niveau der Weissenegg-Formation nimmt das oben genannte „Dillach-Member“ ein, das nach FRIEBE die letzte regressive Phase des obersten Badenium („Verarmungszone“) repräsentiert und mit den Eckwirtschottern korreliert wird (FRIEBE, 1990: 227). Die Verbindung (bzw. Abgrenzung) der Weissenegg-Formation zu den Florianer Schichten nördlich des Sausal überlässt FRIEBE weiterführenden Untersuchungen. Im Übergang zur Bucht von Eibiswald verzahnen Feinsande der Weissenegg-Formation mit der Kreuzberg-Formation („Kreuzbergschotter“, marine Sande und Grobklastika; unteres Badenium), die ihrerseits auf den schon genannten karpatischen Leutschacher Sanden und Arnfelder Konglomeraten liegt. Die Schichtfolge des Badenium unterlag im Bereich des Sausal einer nachfolgenden erosiven Reduktion (E&S 43).

Sarmatium

Der Übergang zum Sarmatium ist durch eine Regressionsphase mit einem weit verbreiteten Erosionshiatus gekennzeichnet (E&S 46f.). Dagegen gibt FUCHS (1980b: 468) für das Beckeninnere eine „Sedimentation [...] ohne Unterbrechung“ an. Auch nach KOLLMANN geht die Sedimentation „...abgesehen von kleinen Schichtreduktionen [...] ohne größere Unterbrechungen [...] weiter“ (K.K. 572). Obgleich eine Abnahme der Salinität festgestellt wird, herr-

schen im Sarmatium für weite Bereiche weiterhin marine Bedingungen vor (Abb. 30, siehe auch oben zum Wiener Becken). Das Subsidenzgeschehen zeigt die anhaltende Nordverlagerung, zu der ab dem Sarmatium die, für die nachfolgende Zeit charakteristische, allgemeine Ostverlagerung hinzukommt. So wird das Fürstenfelder Becken zum Hauptsenkungsgebiet und es wird dort in einem größeren Umfeld eine merkliche Zunahme der Absenkungsrate (bis 7,5 cm/100 a) festgestellt. Das Gleichenberger Vulkanengebiet, das Stadelbergegebiet sowie die Hochzone bei Waltersdorf bilden – zumindest im unteren Sarmatium – Inseln/Hochzonen (Abb. 31). Der weststeirische Raum wird zur aufsteigenden Zone (EBNER & SACHSENHOFER, 1995: Abb. 5; SACHSENHOFER et al., 1996: 407). Jedoch wurde auch eine Verbindung des Sarmatmeeres über das „...noch in der Tiefe versenkte Korallenkristallin“ (TOLLMANN, 1985: 580) in das Lavanttaler Becken angenommen (PAPP, 1974a: 77). Diese Versenkung der Koralle wurde bei FUCHS (1980b: 473) auch schon für die Badentransgression aus dem Weststeirischen Raum ins Lavanttaler Becken herangezogen. In diesem Zusammenhang erscheint es auch von Bedeutung, dass Nord- und Südkarawanken südlich des Klagenfurter Beckens im Sarmatium noch versenkt waren, und das den Karawanken auflagernde Sarmatium nachfolgend in ähnliche Höhen gebracht wurde, wie oben zum Klementkogel festgestellt wurde (BRENČIČ & POLTNIG, 2008: 21ff.). Der Versenkung der Koralle steht jedoch die „Heraushebung des umrahmenden Grundgebirges“ entgegen, die für die randlichen Blockschuttbildungen des Badenium verantwortlich ist (siehe oben; E&S 41). Das Schuttmaterial der Schwanberger Schichten besteht aus Gneisen der Koralle (NEBERT, 1989: 740). Das Mureck-Subbecken ist bei EBNER & SACHSENHOFER (1995) ebenso als Hebungszone ausgewiesen und erst im Raabgraben treten wieder Sedimente des Sarmatium auf. So ist für KOLLMANN ab dem Sarmatium die Verwendung des Begriffs „Oststeirisches Becken“ für einen „einheitlichen Ablagerungsraum“ gerechtfertigt (K.K. 553).

Entsprechend der Beckenentwicklung transgredieren mit dem neuerlichen Vorrücken des Meeres sarmatische Ablagerungen gegen Norden auf den Beckenrand. Im Raum Graz rückt der marine Sedimentationsraum weit nach Norden vor. Nördlich Gratkorn liegen die am weitesten ins Grazer Bergland vorstoßenden Sarmatium-Sedimente. Das Sarmatium bei Waldhof-Thal, in der Bucht von Stallhofen, überlagert noch teils die Eckwirtschotter. Im Nordosten liegt Sarmatium auf Badenium oder Karpatium (Sinersdorfer Schichten), transgrediert aber auch auf das sich weiter heraushebende Penninikum des Rechnitzer Fensters. Die obertägig verfolgbare Westgrenze der sarmatischen Ablagerungen verläuft am Ostrand des Grazer Feldes, über Wildon, St. Nikolai gegen Mureck. Wie weit diese Grenzlinie auch der paläogeografischen entspricht, ist fraglich, da sarmatische Ablagerungen wieder erodiert sein könnten. Die mögliche Verbindung ins Lavanttaler Becken wurde bereits angesprochen. Für den Raum Mitterlabill-St. Nikolai (am Osthang des Gnas-Beckens) nehmen EBNER & SACHSENHOFER (1991: 47) aufgrund des Inkohlungsgrades den Abtrag eines ca. 750 m mächtigen nachbadensischen Sedimentstapels an. Gegen Osten wird das Sarmatium – mit Ausnahme der „Sprone“ (Feldbach, Gleisdorf, Hartberg) – großflächig vom Pannonium überlagert.

Für die stratigrafische Gliederung des Sarmatium lässt sich – ebenso wie für das Badenium – jene des Wiener Beckens anwenden (K.K. 554), die nach der mikrofossilbasierten Dreizonengliederung ein unteres, mittleres und oberes Sarmatium unterscheidet.

Für die untersarmatischen Sedimente werden weithin, auch an den Beckenrändern, marine Verhältnisse angenommen (GROSS et al., 2007: 130). Im Gebiet Waldhof-Thal finden sich in den Tonen und Tonmergel einzelne Lignitflöze und Kalke eingeschaltet. Mit den östlich von Weiz auftretenden Rollsdorf-Schichten (E&S 48) sowie im Raum Hartberg–Friedberg sind feinklastische, flachmarine Bildungen des unteren Sarmatium aufgeschlossen. Die Rollsdorf-Schichten werden in jüngerer Zeit in das höhere Sarmatium eingestuft (Abb. 33). Für den weiten Beckenbereich ist das untere Sarmatium einheitlich in tonig-mergelig-sandiger Fazies ausgebildet. In dieser Fazies streicht es auch am West- und Südrand des Beckens aus (E&S 48). In der Bohrung Petersdorf 1 erreicht das tonig-sandige untere Sarmatium etwa 370 m, für Paldau 1 werden 251 m angegeben.

In den Bohrungen des Fürstenfelder Raumes lassen sich durch die mangelnde Trennung von unterem und mittlerem Sarmatium keine Einzelmächtigkeiten angeben. Bohrung Übersbach 1 erbrachte 412 m unteres und mittleres Sarmatium mit sehr einförmigen, gut geschichteten Tonen, Tonmergel und Sandlagen, die von mehreren Kies- und Schotterlagen unterbrochen werden (K.K. 571). Blumau 1 erbohrte knapp 700 m unteres und mittleres Sarmatium. Die größten Mächtigkeiten sind im Beckentief bei Fürstenfeld zu erwarten (Fürstenfeld Th. 1 mit 1.135 m Gesamtmächtigkeit des Sarmatium). Eine Schichtlücke im unteren Sarmatium zeigen die Bohrung Waltersdorf auf der nördlichen Hochzone, die am Westrand des Fürstenfelder Tiefs gelegene Bohrung Walkersdorf sowie die Bohrung Binderberg 1 am Südrand. Ab dem mittleren Sarmatium macht sich im südlichen Fürstenfelder Beckenbereich die Absenkung der zuvor stabilen Südburgenländischen Schwelle bemerkbar, womit die Verbindung in den pannonischen Raum (Senke von Weichselbaum) hergestellt wird. Bohrung Jennersdorf 1 zeigt noch relativ geringmächtiges (100 m) unteres und mittleres Sarmatium, dem 400 m oberes Sarmatium folgen.

Das obertägig auftretende mittlere Sarmatium wurde von KOLLMANN (1965) in seiner Kartenbeilage (Tafel 2) ausgewiesen. Es schließt sich als „*breites Band nordwestlich*“ des unteren Sarmatium an und ist als „...*äußerst monotone Serie grauer Tonmergel charakterisiert*“ (K.K. 560f.). KOLLMANN gibt für den Südteil des Gnaser Beckens eine Mächtigkeit von 130 m an. Die Kenntnis über seine Verbreitung gegen Osten, in das Gebiet von Gleichenberg, wäre „*wünschenswert*“ (K.K. 561). In dem Gebiet von Jagerberg bis zum Sulzbachtal tritt ein Schotterzug auf, der von WINKLER-HERMADEN als Bildung eines „*sarmato-carinthischen Deltas*“ betrachtet wird (WINKLER, 1927: 397f.). WINKLER gibt eine zusammenfassende Mächtigkeit von 30 m an, wobei einzelne Lagen etwa 6 bis 10 m erreichen. Der Schotterzug wäre ein „*guter Leithorizont*“ für die Grenze zum oberen Sarmatium (K.K. 561f.). Jüngere Neubearbeitungen der Tiefbohrungen ergaben die weite Verbreitung dieser Grobklastika im Untergrund und Mächtigkeiten von bis zu 100 m (HARZHAUSER & PILLER, 2004; siehe unten Tiefbohrung Übersbach und Binderberg). WINKLER (1927) sieht in dem Schotter die Grenze zwischen

dem unteren und mittleren Teil des älteren Sarmatium. GROSS et al. (2007: 130) nennen eine Regressionsphase am Ende des unteren Sarmatium mit Erosionen und der Progradation des „Carinthian Gravel“. Die größten Gerölle werden gebietsweise über faustgroß. Das Spezifische dieser Schotter ist ihre „*eigentümliche Geröllzusammensetzung*“ (WINKLER, 1927: 401), die neben diversen kristallinen Gesteinen eine Vielzahl von Elementen der südalpiner Permo-Trias (Karawanken) aufweist, wovon sich auch der Name ableitet, da WINKLER darin eine Deltabildung eines „*Vorläufers der Drau*“ sah (WINKLER, 1927: 402). Entgegen WINKLER zieht KOLLMANN die Herkunft der Schotter vom ungarischen Mittelgebirge in Betracht, jedoch bei TOLLMANN mit einer Schüttungsrichtung gegen ENE widerlegt schien (TOLLMANN, 1985: 569). Für ein derartiges Herkunftsgelände wiederum sprechen die hohen dextralen Verschiebungsbeträge, die für die Extrusion von Alcapa (300 bis 400 km; z.B. anhand des Versatzes des nordungarischen Paläogenbeckens) angenommen werden (FODOR et al., 1999: 319ff.).

Bei KOLLMANN sind die carinthischen Schotter Teil der liegenden fossilarmen Serie. Dieser folgt eine mittlere fossilreiche und eine hangende fossilarme Serie. Diese drei Serien sind bei KOLLMANN das obere Sarmatium an der Südflanke des Oststeirischen Beckens. Der Großteil dieser Abfolge im Hangenden der Schotter und andere Schichtglieder werden in der neueren Literatur als Gleisdorf-Formation zusammengefasst (siehe unten sowie GROSS, 2003: 54 und Abb. 33). HARZHAUSER & PILLER (2004: Abb. 1) ordnen die carinthischen Schotter der *Elphidium hauerinum* Zone zu.

Das obere Sarmatium ist vom Bereich Graz, wo es den neogenen Untergrund des Stadtgebietes aufbaut, in südöstlicher Richtung und an der Südflanke des Oststeirischen Beckens weit verbreitet (K.K. Geologische Karte) und in seiner Dreiteilung „über weite Strecken“ verfolgbar. Über den Kiesen („carinthischer Schotter“) folgen vorwiegend tonig-mergelig-sandige Sedimente (E&S 49). In der Umgebung des Gleichenberger Massivs ergibt sich ein Fazieswechsel durch die Einschaltung von teils mächtigen Sanden, Kalksandsteinbänken (die mit dem Atzgersdorfer Stein verglichen werden), Kies- und Konglomeratlagen („Mühldorfer Schotter“) sowie dünnen Lignitlagen („Lignit von Feldbach“; K.K. 566f; E&S 49).

Von den obersarmatischen Sedimenten des Nordrandes sind zu nennen:

- Die Gleisdorfer Schichten: bis 150 m mächtige feinsandige Tone mit Kies- und Grobsandlagen. Mit den Gleisdorfer Schichten werden auch die in der näheren Umgebung auftretenden karbonatischen Bildungen (früher abgebaute, oolithische Kalkbänke) in Verbindung gebracht (FRIEBE, 1994: 268). FRIEBE (1994) versucht die gemischt siliziklastisch-karbonatischen Sedimente des oberen Sarmatium in der Gleisdorf-Formation zusammenzufassen, der auch andere Lokalitäten (z.B. St. Anna am Aigen; Grafenberg bei Hartberg) als einzelne Member zugeordnet sind (Abb. 33). Sedimentologisch sind sie durch einen zyklischen Aufbau – marin-lagunär-deltaisch-marin – gekennzeichnet, der auf oszillatorischen Meeresspiegelschwankungen beruht.
- (Untere) Kohlen führende Serie von Weiz: in randnaher Position, limnisch-brackische Ablagerungen eines

Schwemmlandbereichs (bis 200 m), diverse ehemalige kleine Kohlebaue am Nordrand bis in die nähere Umgebung von Graz (E&S 49).

- Pucher Schotter (nach Puch bei Weiz; ca. 7 km östlich von Weiz): Ablagerungen eines fluviatilen Deltas mit einer „coarsening upward“-Charakteristik; bis 250 m.
- Das obere Sarmatium beim „Hartberger Sporn“: die karbonatisch beeinflusste Transgressionsbildung (Grabenberg, siehe oben) überlagert direkt den kristallinen Untergrund und es finden sich weitere Sand-Kalksandstein-Kalkmergel-Wechselfolgen (Löffelbach-Schildbach, E&S 50).
- In der Tauchener Bucht wird das gesamte klastische Sarmatium 200 m mächtig.

Dazu ist anzumerken, dass für einige der genannten ober-sarmatischen Schichtglieder in GROSS et al. (2007: 131) ein bereits pannones Alter angegeben wird bzw. sich ihr Sedimentationsumfang ins Pannonium erstreckt.

Soweit die Einzelmächtigkeiten des oberen Sarmatium erfasst sind, ergibt sich aus den Bohrungen folgendes Bild: im Gebiet von Gleisdorf (Arnwiesen, Ludersdorf, Wollsdorf) ist das obere Sarmatium ca. 150 bis 180 m mächtig. Anhand der Bohrungen von Petersdorf und Paldau kann die noch anhaltende Subsidenz des Gnaser Beckenraums im Sarmatium nachvollzogen werden. Auf die relativ große Mächtigkeit des unteren Sarmatium (siehe oben) sind für Paldau noch knapp 500 m mittleres und oberes Sarmatium ausgewiesen. In der Bohrung Petersdorf folgt den 370 Metern des unteren Sarmatium, ein 95 m mächtiges, tonig-sandiges mittleres Sarmatium, das regressiv Anzeichen aufweist. Von einer Gesamtmächtigkeit des oberen Sarmatium von 240 m sind im unteren Teil über 140 m karbonatisch entwickelt (biogene Kalke). Der Top des Sarmatium ist wieder tonig (HOHENEGGER et al., 2009: Tab. 2).

Waltersdorf hat ca. 230 m oberes Sarmatium, das auf über 400 m mittlerem Sarmatium liegt; das untere Sarmatium fehlt (siehe oben). Blumau 1 zeigt ebenso ca. 200 m oberes Sarmatium, während weiter südlich etwa 400 m oberes Sarmatium angetroffen wurde (Übersbach, Jennersdorf). In der Bohrung Übersbach liegt an der Basis des oberen Sarmatium eine Schotterserie von ca. 100 m, die mit dem „carinthischen Schotter“ verglichen wird. Darüber folgen hauptsächlich Tonmergel. Auch der oberste Abschnitt (ca. 100 m) ist durch Schotter, Sandsteine und Tone mit kohligten Schichten in Wechsellagerung gekennzeichnet (K.K. 571f.). Ähnliche Mächtigkeiten sind für Binderberg und Walkersdorf anzunehmen (700 m mittleres und oberes Sarmatium). Zur Bohrung Binderberg wäre anzumerken, dass sie in Folge zur Nutzung für die Therme Loipersdorf herangezogen wurde. Der zur Förderung genutzte Abschnitt (Meter 1.047 bis 1.117; ZETINIGG, 1992/1993: 129ff.) ist sandig-kiesig entwickelt und grobklastische Abschnitte des mittleren und oberen Sarmatium sind in Summe knapp 200 m mächtig (HARZHAUSER & PILLER, 2004: Abb. 7). In den Bohrungen Neuhaus (170 m) und Bachselten (33 m), die in einer Randeinbuchtung der Südburgenländischen Schwelle (Bereich Großpetersdorf) liegen, setzt die Sedimentation (vermutlich) mit dem oberen Sarmatium ein, wodurch die Absenkung dieses bisher stabilen Teils der Schwelle einsetzt.

Pannonium

In Abbildung 31 ist der weitere Wandel in der Beckenentwicklung während des unteren Pannonium dargestellt. Dazu ist in Erinnerung zu rufen, dass das Pannonium (ca. 11,6–7 Ma) in die Zonen A bis H unterteilt wird. Das untere Pannonium umfasst A, B und C, das mittlere Pannonium D und E, und das obere Pannonium F, G und H. Die beiden Teilbilder in Abbildung 31 würden somit Zone B und Zone C abdecken. EBNER & SACHSENHOFER (1991) geben für das Pannonium A eine Schichtlücke an. Das paläogeografische Kärtchen für das obere Pannonium ist in Abbildung 34 angefügt. Aus den Darstellungen kann man die Fortsetzung der sarmatischen Einengung des Beckenbereichs von Südwest im unteren Pannonium entnehmen. Auch die Fortsetzung der sarmatischen Tendenz der Nordverlagerung lässt sich in den Grundgebirgsbuchten feststellen. Das allgemein geringe Absenkungsgeschehen (< 1 cm/100 a) kommt im unteren Pannonium weiträumig zum Stillstand, was sich in der allgemeinen Geringmächtigkeit des Pannonium manifestiert. Für das mittlere Pannonium ist der Sedimentationsraum auf das Gebiet östlich vom steirisch-burgenländischen Grenzraum eingengt. Das obere Pannonium liegt nur mehr auf der Schwelle bzw. im Bereich der Senke von Weiselbaum. So ergeben sich für den Zeitraum nach dem unteren Pannonium (ab ca. 10,5 Ma) eine rasche Ostverlagerung des Sedimentationsraumes und der Beginn der letzten Inversion des Steirischen Beckens.

Mit der Abschnürung der zentralen Paratethys von der östlichen Paratethys in den Südkarpaten findet der Wandel in das Stadium des „Pannensee“ statt. Der generelle fazielle Trend geht von limnisch-brackischen Verhältnissen in der Zone B zu wechselnden fluviatilen und limnischen Bedingungen in den folgenden Zonenabschnitten über (Abb. 31, 32). Für das Pannonium wurde eine moderne stratigraphische Gliederung erstellt, in der die überkommenen Bezeichnungen der einzelnen Schichtglieder größtenteils integriert und auch definiert sind (GROSS, 2003; Abb. 33).

Unteres Pannonium

Die Verbreitung der Zone B konnte durch die Aufnahme- und Erkundungstätigkeiten der 1950er und 1960er Jahre „fast lückenlos regional“ erfasst werden (K.K. 587). Von den slowenischen, östlichen Windischen Büheln (Lendavatal) und dem burgenländischen Grenzbereich heraufziehend, umrahmen die Ablagerungen als „geschlossener Gürtel“ die sarmatischen Hüllen der Festgesteinsinseln von St. Anna und Gleichenberg und ziehen von Feldbach weiter über das Gnasbachtal gegen Nordwest bis in das obere Stiefingtal (etwa bis Vasoldsberg; K.K. 579ff.). KOLLMANN (l.c.) unterschied das Pannonium B an der Südostflanke in zwei Schichtpakete: das untere weist in seltenen Aufschlüssen an der Basis ein geringmächtiges Sandpaket (wenige Meter mit *Melanopsis impressa*) auf, dem teils gut geschichtete, grünliche bis bläulichgraue Tonmergel als Hauptmasse folgen. Sie geben aufgrund der reichen Fossilführung (Congerien etc.) einen „der besten Leithorizonte“ ab. Das obere Paket ist lithologisch stärker differenziert. Zu den Tonmergeln treten auch Sandlagen und -schnüre sowie Schotterlinsen hinzu. Im hangenden Bereich nehmen die sandigen Anteile an Mächtigkeit zu (GROSS, 2003: 25). Lokal kommt es zu Lignitbildungen („Lignite von Paldau“). GROSS (2003) nennt für die Ligni-

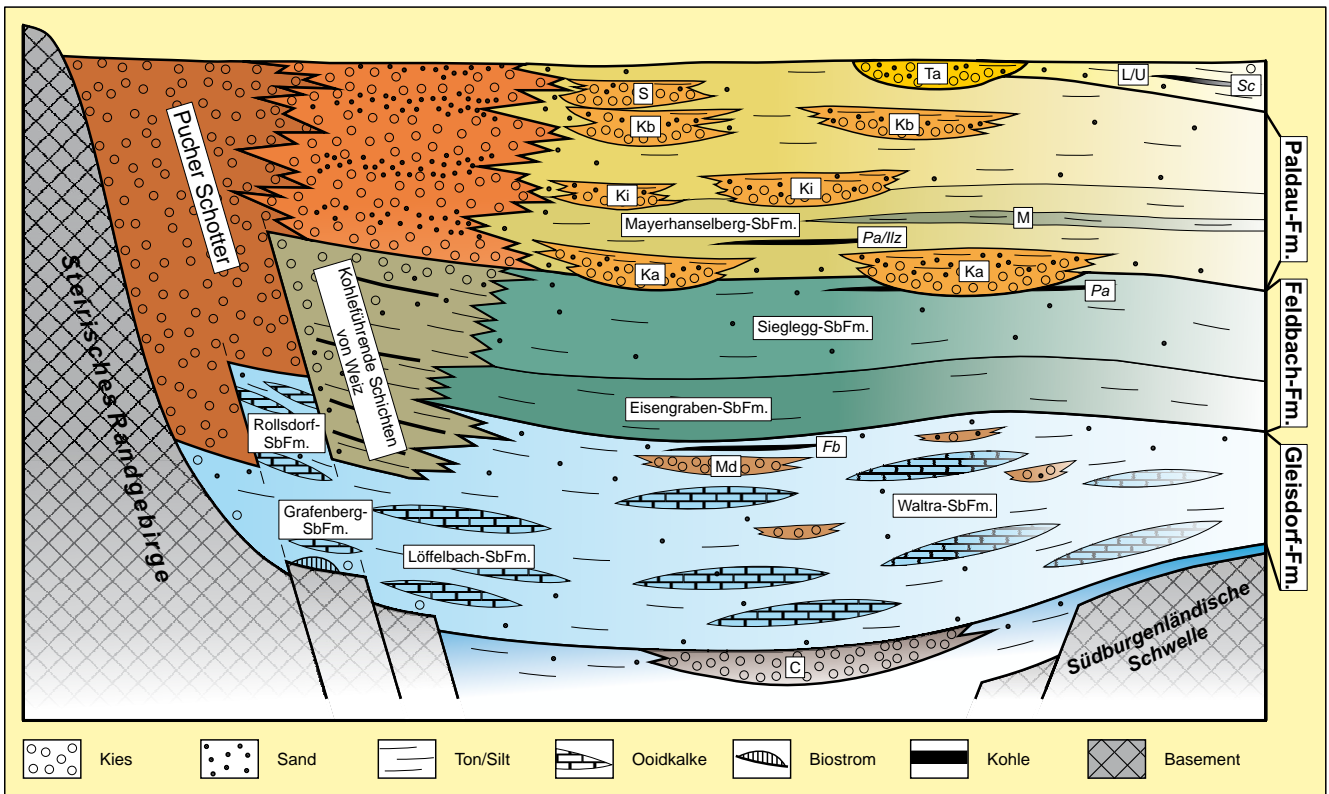


Abb. 33.
Die lithostratigraphische Abfolge in einem schematisierten NW-SE-Schnitt durch das Steirische Becken (oberes Sarmatium bis mittleres Pannonium; aus: GROSS, 2003: Abb. 2).
C: „Carinthischer Schotter“, Md: „Mühlendorfer Schotter“, Ka: Kapfenstein-Subformation, M: Münzgraben-Bank, Ki: Kirchberg-Subformation, Kb: Karnerberg-Subformation, S: „Schemerl-Schotter“, Ta: „Taborer Schotter“, L/U: „Schichten von Loipersdorf und Unterlamm“, Fb: Kohle von Feldbach, Pa: Kohle von Paldau, Ilz: Kohle von Ilz, Sc: Kohle von Schiefer, Fm: Formation, SbFm: Subformation.

te im Hangendanteil jene vom „Hanna-Stollen“. Für den Raum Perlsdorf (südwestlich Feldbach) bemisst KOLLMANN die Mächtigkeit der beiden Pakete mit je 40 m, weiter südwestlich mit bis zu 120 m (K.K. 582). In der neuen Gliederung (Abb. 33) werden diese beiden Schichtpakete in der Feldbach-Formation zusammengefasst und für die zwei Teile wurden die Subformationen von Eisengraben (unten) und Siglegg (oben) eingeführt. Ein obertägiges Grenzprofil konnte nicht gefunden werden.

Am Nordrahmen wird die „Obere kohlenführende Serie von Weiz“ zur Zone B gezählt. Auch die randnahen Puchert Schotter setzen sich ins Pannonium fort. Vom Südrand des Gleisdorfer Sarmatians gegen Osten bis in den Raum Hartberg-Pinkafeld ist Zone B sowohl obertägig, teils als Erosionsrelikte, sowie durch Bohrungen erfasst worden. Es handelt sich wiederum um meist gut geschichtete Tone. Von Bad Tatzmannsdorf, wo Pannonium B auf die „Rechnitzer Schieferinsel“ greift, zieht es unter den jüngeren Schichten gegen Süden über Güssing in den Raabgraben. In diesem Abschnitt werden auch die größten Mächtigkeiten erreicht: Fürstenfeld Th 1: 190 m, Blumau: 86 m. Beide Bohrungen stehen in der Zone B. Ein erosiver Abtrag höherer Ablagerungen wäre zu überlegen, da in den benachbarten Bohrungen – nördlich wie südlich – die pannonische Schichtfolge noch weitergeht.

Das Pannonium C nimmt im zentralen Beckenbereich den Großteil der oberflächlich verbreiteten Pannonium-Sedimente ein. Gegen Osten überlagern die jüngeren Zonen. KOLLMANN unterschied – dabei häufig auf WINKLER (1927)

zurückgreifend – in den „lithologisch reich gegliederten Ablagerungen“ mehrere Schichtglieder (Kapfensteiner Schotter bis Schemerl Schotter mit jeweiligen Zwischenserien, K.K. Taf. 2). Diese sind jetzt als Subformationen der Paldau-Formation eingegliedert (GROSS, 2003: 29ff. sowie Abbildung 33). In den vorwiegend aus Sanden, Kiesen und kalkfreien Tonen bestehenden fluviatilen und limnischen (?deltatischen) Ablagerungen des Pannonium C („Zwischenserien“) schalten sich flächenhaft die Schotterhorizonte ein, die für KOLLMANN Verlandungsphasen repräsentieren (K.K. 587). Er sieht in den verschiedenen, kartierbaren Schotterniveaus jeweils den Neueinsatz eines Sedimentationszyklus. Die Zyklizität (fluviatile Schotter – Pflanzen führende Tone (z.T. mit Kohleflözchen) – limnische Tone und Sande) wird mit wiederholten Vor- und Rückzügen des Pannonsee in Verbindung gebracht. Ein deltatischer Übergang in den Pannonsee wird im Bereich der Südburgenländischen Schwelle vermutet (GROSS, 2003: 34). Auch die Bildung von Kohlelagen (z.B. ehemaliger Bergbau von Ilz-Mutzenfeld, 1 m mächtiges Lager) und Kohleschmitzen setzt sich in der Zone C fort.

Generell zeigen die genannten Schotterniveaus eine Kornvergrößerung und Mächtigkeitszunahme von Süd nach Nord. Der bis faustgroße Geröllbestand besteht hauptsächlich aus Kristallingesteinen und Quarz; es treten auch Sandsteine und untergeordnet Karbonate auf. Die Matrix ist sandig. Die randlich am weitesten ausgreifenden Grobklastika, werden dem ersten Zyklus (Kapfensteiner Niveau) zugezählt (K.K. 588f.). Sie finden sich sowohl am Süd-

ostrand (Gleichenberg–Kapfenstein) und am Südwestrand, als auch in den Grundgebirgsbuchten im Norden, wie bei Graz (hier ohne Unterlagerung der Zone B) und im Raum Friedberg–Pinkafeld. Sie liegen zumeist erosiv dem Pannonium B (Feldbach-Formation) auf. Die nächsthöheren Niveaus nehmen sukzessive kleinere Räume ein. Die „Scheerl-Schotter“ konzentrieren sich auf die Umgebung von Nestelbach (ca. 9 km südwestlich von Gleisdorf).

An Mächtigkeitsangaben zu den einzelnen Schichtgliedern lassen sich folgende zusammenfassen (GROSS, 2003): Paldau-Formation: 100–160 m; Kapfenstein-Subformation: 20–40 m; Zwischenserie bei KOLLMANN: 50–80 m (jetzt Mayerhanselberg-Subformation: 40–50 m); Kirchberg-Subformation: 20–30 m; Karnerberg-Subformation: > 15 m. Für die Bohrung Übersbach werden 160 m für das Pannonium C angegeben, in Paldau 1 erreichen Zone B und C 143 m. Die Bohrung Binderberg hat – mit einem vermutlich geringmächtigen Anteil von Zone D – 358 m unteres Pannonium. Unter Berücksichtigung der ca. 80 m für Zone B, ergibt sich etwa die oben angegebene Maximalmächtigkeit von 160 m (oder darüber hinaus) für die Zone C. Die größte Gesamtmächtigkeit des unteren Pannonium wird für die Bohrung Litzelsdorf mit 396 Metern angegeben; ähnliches ist für die Bohrung Stegersbach Th 1 anzunehmen (E&S Tab. 2).

Mittleres Pannonium

Der Rückzug des Sedimentationsraumes im mittleren Pannonium (D, E) auf den östlichen Bereich wurde bereits genannt, wobei die Westbegrenzung vom Gebiet östlich von Fehring (Schiefer) über Fürstenfeld in den Stegersbacher Raum verläuft. Die mittelpannonen Ablagerungen bestehen aus Wechsellagerungen von bunten Tonen und Sanden, denen untergeordnet Kieslagen eingeschaltet sind. Sie werden als Schichten von Loipersdorf und Unterlamm bzw. als Stegersbacher Schichten bezeichnet (Abb. 30). Eine Unterscheidung der beiden Zonen ist kaum möglich (K.K. 597). In den höheren Anteilen schalten sich wiederum geringmächtige (70–80 cm) Kohleflöze ein (Abb. 33; Lignit von Schiefer, Hendorf etc., K.K. 598), die vorübergehend auch abgebaut wurden. Fossilmäßige Einstufungen sind selten (Zone D im Bereich Stegersbach–Litzelsdorf; nach PAPP, 1985: 74: Zone E).

Aus Bohrungen sind Mächtigkeiten des mittleren Pannonium von 100 m (Litzelsdorf) bzw. 134 m (Jennersdorf) bekannt. Die Bohrung Stegersbach Th 2 ist in den oberen 84 Metern kiesig-sandig dominiert und in den folgenden 46 Metern wechsellagern Sande mit schluffigen Sanden (BÖCHZELT & GOLDBRUNNER, 2000). Die Bohrungen Bachselten und Neuhaus in jener Bucht, die bereits im Zusammenhang mit der im Sarmatium beginnenden Absenkung der Südburgenländischen Schwelle genannt wurde, weisen Gesamtmächtigkeiten des Pannonium (inklusive oberpannone Anteile) von 544 bzw. 587 Metern auf. SAUERZOPF (1952: 7) schätzt für diesen Senkungsraum etwa 300 m unteres Pannonium und 150 m mittleres Pannonium an, d.h. die Entwicklung entspricht etwa jener im westlich davon liegenden Gebiet Stegersbach–Litzelsdorf. Auf der Südburgenländischen Schwelle südlich vom Rechnitzer Fenster (Bohrung R 3: 70 m, R 4: 60 m) und südwestlich des Eisenberger Aufbruchs (SB 01: 33 m) setzt die Sedimentation erst mit dem mittleren Pannonium ein (E&S l.c.).

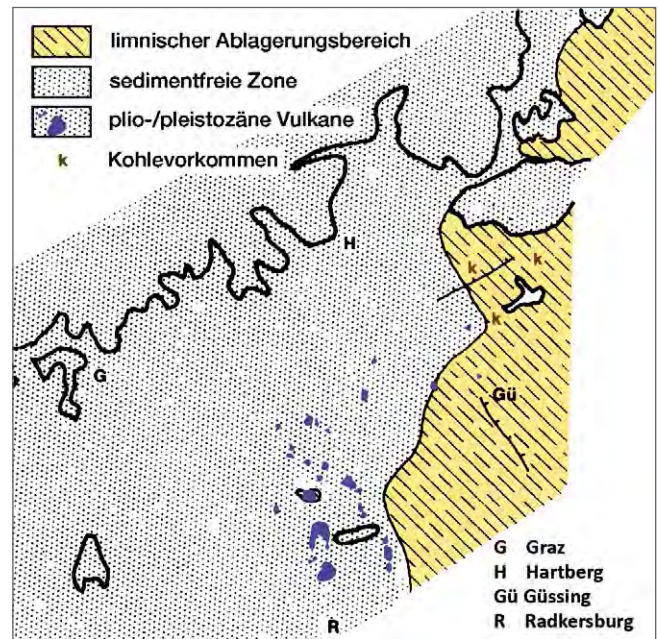


Abb. 34. Paläogeografische Karte des oberen Pannonium (nach EBNER & SACHSENHOFER, 1991).

Oberes Pannonium

Das obere Pannonium (Verbreitung in Abb. 34) wird wiederum durch einzelne, nach Lokalnamen bezeichnete Schichtglieder repräsentiert. Eine durchgehende bzw. eindeutige Verfolgung der Schichtglieder ist bislang nicht erfolgt, da ausgesprochene Leithorizonte (wie im Pannonium B) weitgehend fehlen. Der Fossilbefund ist gebietsweise und in einzelnen Horizonten bekanntlich sehr dürftig. Auch wird auf entsprechenden geologischen Karten keine Abgrenzung zum mittleren Pannonium ausgewiesen (vgl. Geologische Karte 1:50.000, Blatt 167 Güssing (HERRMANN et al., 1993), die Pannonium D bis F ausscheidet). Aufgrund dieser Datenlage wurde in der Kartenbeilage auf eine Grenzziehung verzichtet. Die Beschränkung des oberen Pannonium auf dem näheren Bereich des Schwellengebietes und östlich davon, wurde bereits festgestellt. Mit fortgesetzter Absenkung der Schwelle kommt auch erst oberes Pannonium dem Grundgebirge direkt zum Aufliegen (z.B. Bohrung R 1, 167 m), teils auch erst das jüngere obere Pannonium (R 5, 80 m). Das westliche Grenzgebiet wird somit zum Randfaziesraum oder aus anderer Sicht tendenziell zu einer Randbucht des Pannonischen Beckens (nach NEBERT (1979) ab dem oberen Pannonium). Die Mächtigkeit des oberen Pannonium nimmt gegen Osten rasch zu (Edlitz 1: ca. 345 m, Güssing 1: 455 m) und dieses Gebiet gehört schon zum eigentlichen (West) Pannonischen Becken („Raabgraben“). Meist sind in den Bohraufschlüssen alle drei Zonen (F, G, H) ausgewiesen.

Zum Westrand der Schwelle können – ausgehend vom Steirischen Becken – folgende Angaben zum oberen Pannonium gemacht werden: Die im burgenländisch-steirischen Grenzgebiet südlich der Raab mächtig auftretenden Schotter sind als Taborer Schotter (nach dem Flurnamen Tabor (mit Schloss) im Burgenland, scharf an der Landesgrenze) bekannt. Sie sind von Quarzgeröllen (bis nussgroß) dominiert und wechsellagern mit feinkörnigen Sedimenten. KOLLMANN (1965: 598f.) stellt sie in die Zone G, wes-

halb sie dem mittleren Pannonium (Schichten von Unterlamm) mit einer Schichtlücke in der Zone F auflagern. Sie verlieren gegen Nordost deutlich an Mächtigkeit bzw. fehlen vielfach nördlich der Feistritz.

Die Schichten von Jennersdorf, welche die Taborer Schotter überlagern, sind eine tonige Serie mit auffällig blau-grüner Färbung und werden 150 m mächtig (E&S 53). Sie sind im Hügellgebiet nördlich Jennersdorf charakteristisch ausgebildet (K.K. 599). Die nahe gelegene Bohrung Binderberg weist kein oberes Pannonium auf. In der Bohrung Jennersdorf (239 m für Zone F und G) ist jene Schichtlücke in der Zone F nicht ausgewiesen; sofern bleiben 90 m für die Zone F, die noch nicht weiter gekennzeichnet sind. SAUERZOPF bezeichnet die „fossilleere“ Zone G, also den höheren Jennersdorfer Schichten entsprechende Ablagerungen, als „...meist einförmig tonig-sandig“ (SAUERZOPF, 1952: 3).

Die Zone F besteht nach ZORN (2000: 27) aus einem basalen „Congerischnäbelhorizont“, dem Sande und Schluffe mit teils lignitischen Einlagerungen folgen. Weiters wird für die Zone F eine regressive Phase mit starkem Süßwasserzufluss von Westen verzeichnet (PAPP, l.c.). Die „Congerischnäbelhorizonte“ (Oberdorf, nordöstlich von Litzelsdorf) folgen den Stegersbacher Schichten und für SAUERZOPF sind sie „sehr weit verfolgbar“ (SAUERZOPF, l.c.). Darüber folgen die Tone und Sande mit Ligniten von Oberneuberg (RÖGL & STEININGER, 1989: 292). EBNER & SACHSENHOFER nennen für den Raum südlich Riedlingsdorf–Oberschützen (südlich Pinkafeld) ein maximal 200 m mächtiges oberes Pannonium, bestehend aus Schluffen, Feinsanden und Quarzkleinschottern (E&S 53).

Im Bereich der Schwelle und am Ostrand zum Westpannonischen Becken wurden in den 1950er bis 1970er Jahren kohlengologische Untersuchungen durchgeführt. Dies führte mitunter zur Abteufung der bereits herangezogenen Bohrungen (R 4 etc. und Cf-Strukturbohrungen). NEBERT (1979) hat die Kenntnisse zu diesem Gebiet sowie unter Heranziehung der Ergebnisse der Forschungen auf ungarischem Gebiet in einer Arbeit zu den Lignitvorkommen des Südostburgenlands zusammengefasst. Für NEBERT lässt sich die Gliederung des westungarischen oberen Pannonium auf das angrenzende österreichische Gebiet übertragen (NEBERT, 1979: 155) und er bezieht sie auch auf den Ostrand des Steirischen Beckens.

Die lithostratigrafische Gliederung (nach JASKÓ, 1975, vgl. NEBERT, 1979: Tab. 1) unterscheidet drei Einheiten: eine Ton-Sandfolge (op 1), die den unteren Anteil von Zone F umfasst, eine Lignitfolge (op 2; oberer Teil von Zone F und unterer Teil von Zone G) sowie eine Sandfolge mit Lignitlagen (op 3; Zone G (oben) und H). Die zeitliche Einstufung in die Zonen wird von NEBERT als Versuch gewertet (NEBERT, 1979: 150, siehe auch RÖGL & STEININGER, 1989). Die Gliederung zeigt sich auch in der Zweiteilung in einigen Bohrprofilen (E&S Taf. 2), wobei der höhere Teil der Sandfolge (op 3) entspricht.

Die Schichtabfolge hat folgende – aus dem ungarischen Gebiet gewonnene – allgemeine Charakteristik:

- Die liegende Ton-Sandfolge wird mit 200 m Mächtigkeit angegeben und ist im Arbeitsgebiet von NEBERT obertägig nicht aufgeschlossen.

- Der nachfolgende Lignitkomplex (150 m) besteht aus einer Wechsellagerung von Sanden, sandigen Tonen und Tonen. Karbonatisches und grobklastisches Material fehlen, jedoch sind Kohleschichten in unterschiedlichen Niveaus und wechselnden Mächtigkeiten eingelagert. Obertägig ist diese Folge nur selten zu erfassen. Von wirtschaftlicher Bedeutung waren die Kohlen von Torony (westlich Szombathely), mit denen die Vorkommen von Höll und Deutsch-Schützen verglichen werden (NEBERT, 1979: 153). Auch wird ein zeitlicher Vergleich mit jenen von Zillingdorf und Neufeld gezogen.
- In der hangenden Sandfolge (200 m, Sande und sandige Tone) finden sich noch wenige unbedeutende Lignitlagen. Gebietsweise sind im obersten Abschnitt Feinschotter typisch, die auch mit den Silberberg-Schottern verglichen werden. In der stratigrafischen Tabelle (PILLER et al., 2004) werden letztere jedoch jünger eingestuft, nämlich als „Pre-basaltic Gravel“ (Abb. 30, siehe unten). In verschiedenen Aufschlüssen sind die teils glimmerreichen Sande mittel- bis feinkörnig, auch tonig, bzw. mit tonigen Zwischenlagen. Die Schichtung kann mäßig bis gut ausgebildet sein, auch Kreuzschichtungen werden festgestellt.

Aus einigen Aufschlüssen und aus den Bohrungen im engeren Schwellenbereich, d.h. in den eigentlichen Hochzonen (z.B. Rechnitz, Eisenberg), wurde ein charakteristischer Schotter an der Basis von op 3 („Basalschotter“) festgestellt, der teils direkt dem Grundgebirge aufliegt und von Quarzgeröllen dominiert ist, die Faustgröße erreichen können. Die Matrix ist sandig. Sie sollen den Taborer Schottern entsprechen (NEBERT, 1979: 160). In der Bohrung R 4, die NEBERT in der räumlichen Gliederung am Ostrand des Steirischen Beckens gelegen betrachtet, wurde zwischen Bohrmeter 40 und 80 ein vergleichbares Schotterpaket angefahren. Ansonsten sind die, in dieser Bohrung durchteuften Schichten, recht eintönig. Sie bestehen hauptsächlich aus Mergeln und Tonmergeln, denen Tone, Sande und Feinschotter zwischengeschaltet sind (128 m oberes Pannonium, das noch von 60 m mittlerem Pannonium unterlagert wird). Obertägig wird das Verbreitungsgebiet des oberen Pannonium weitgehend von dieser obersten Folge (op 3) aufgebaut. Lediglich in der Bohrung Güssing 1 werden die vom ungarischen Gebiet gewonnenen Mächtigkeitsangaben erreicht (455 m oberes Pannonium; ohne Unterlagerung von älteren neogenen Sedimenten).

Zuletzt sind noch einige geologische Besonderheiten zu nennen, die der Zone H zugerechnet werden. Es sind dies die Vorkommen von Süßwasseropal (Opalit) am Csaterberg sowie von Süßwasserkalken, ebenfalls in der Umgebung Kohfidisch und Kirchnidisch, sowie nördlich davon, bei Hannersdorf (ZORN, 2000: 28). Sie wurden vielfach mit den Süßwasserbildungen im Wiener Becken (Eichkogel) verglichen.

Pliozän–Pleistozän

Im südöstlichen Vulkangebiet finden sich noch jüngere Bildungen des Neogen, die mit der alkalischen Phase des Pannonischen Magmatismus zu verbinden sind (siehe oben, Kapitel 2.2.2 – „Das Steirische Becken“). Als Haupttypen treten Basalte (Nephelinbasanite, Tephrite),

Nephelinite (als Lavadecken und Schlacken) und basaltische Tuffe und Tuffite (mit Mantelxenolithen) auf. Weiters sind feinklastisch-limnische Bildungen bekannt, die als Maarsedimente („Kraterseen“) beurteilt werden (GROSS, 2003: 52f.). Wichtige vulkanische Zentren mit Basalten und Laven finden sich bei Klöch, Straden und Stein. Vulkanoklastisch-pyroklastisch-phreatomagmatische Bildungen sind die auch touristisch bekannten Aufbauten der Riegersburg und bei Kapfenstein. Weitere landschaftsprägende vulkanoklastische Hügel sind der Schloßberg von Güssing und der Basalttuff des Kalvarienbergs von Tobai (ZORN & FRITZ, 2000). Der Zeitraum dieser vulkanischen Phase wurde zwischen 3,7 und 1,7 Ma datiert (BALOGH et al., 1994), womit sich ein sedimentationsfreier Zeitraum von ca. 3,5 Ma ergibt. Dies entspricht der Gesamtdauer des Badenium oder $\frac{3}{4}$ des Pannonium. Klastische Bildungen, die mit den Vulkaniten in räumlich-sedimentärer Beziehung stehen, werden als „Pre- and Post-basaltic gravel“ bezeichnet.

3.2.5 Das Becken von Oberpullendorf

Das Becken von Oberpullendorf – auch „Landseer Bucht“ bezeichnet – zählt zu den geologisch verhältnismäßig wenig untersuchten Gebieten Österreichs. So sind nur drei Tiefenbohrungen, die den Beckenuntergrund auf-

geschlossen haben, abgeteuft worden: Kroatisch Minihof (ÖMV 1981, ET 754 m) und die Thermalwasserbohrungen Lutzmannsburg 1 und 2 (1990, ET 951 m; 1999, ET 813 m). Strukturbohrungen wurden keine durchgeführt. Einige seichte Bohrungen dienten zur Wassererschließung. Im angrenzenden ungarischen Gebiet finden sich zumindest einige Bohrungen, die zusätzliche Aufschlüsse zur Sedimentationsgeschichte liefern. Abbildung 35 zeigt den strukturellen Bau des präneogenen Untergrundes.

Der Bau des Oberpullendorfer Beckens und seine neogenen Sedimente zeigen neben dem breiten Übergang zum Pannonischen Becken im Osten weitere Zusammenhänge an den Grundgebirgsrändern zum Mattersburger Becken im Norden und im Südosten über den sogenannten „Tertiärkorridor von Grodnau-Holzschlag“ (E&S 80) zur Friedberg-Pinkafelder Bucht des Steirischen Beckens. Die Grundgebirgsumrahmung des Beckens bilden das Soproner Bergland (Brennberg) im Norden, die Bucklige Welt im Westen und das Günser/Rechnitzer Gebirge im Süden. Sowohl die Umrahmung als auch der Untergrund setzen sich aus Ostalpinen Einheiten des Semmering/Wechselsystems und dem Penninikum der Rechnitzer Einheit zusammen. Das Relief des „prätertiären“ Untergrundes zeigt ein generelles Absinken gegen Osten, größere Brüche streichen NE-SW mit Sprunghöhen bis knapp 1.000 m. Die maximale Tiefe wird auf österreichischem Gebiet im Raum Deutsch-

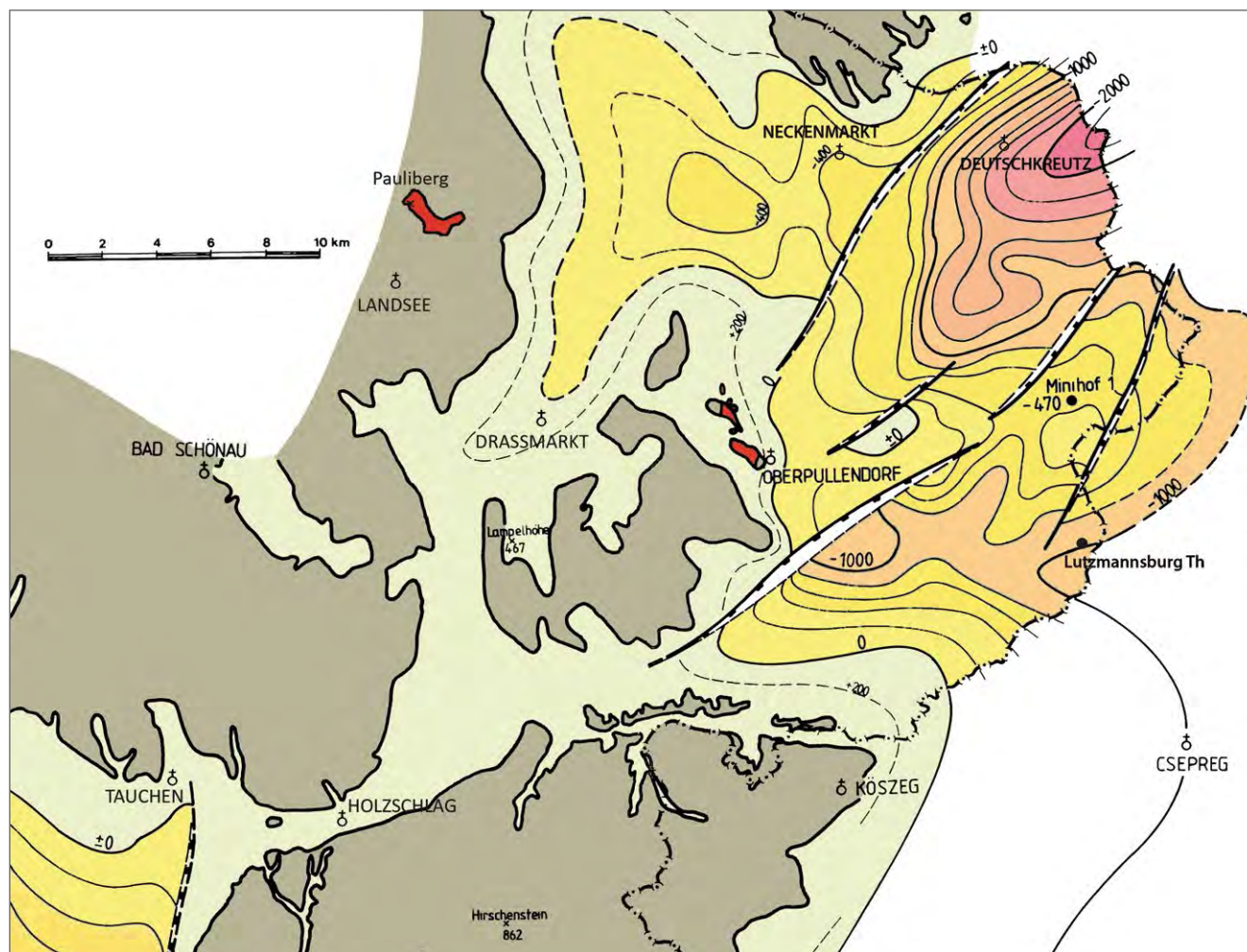


Abb. 35. Strukturkarte des Untergrundes des Beckens von Oberpullendorf (Kröll, 1988; Ausschnitt).

kreutz-Nagycekn (Großzinkendorf) mit über 2.000 m erreicht. Es handelt sich um eine lokale Senke, der sich östlich eine kleinere Hochzone (Pinnje) anschließt. Eine weitere Tiefzone befindet sich im Raum Lutzmannsburg. Im Westen ist das Becken generell seicht (KRÖLL, 1988). Strukturell ist das Oberpullendorfer Becken – zumindest für die jüngere Phase des Pannonium – eine Randbucht des Westpannonischen Beckens.

In der Beckenentwicklung sind folgende Strukturelemente von Bedeutung:

- initiale Einbruchgebiete am Alpenostrand;
- die Fortsetzung der Südburgenländischen Schwelle gegen Nordost über die Kristallingebiete südwestlich Oberpullendorf–Brennberg–Ruster Hügelland. Das Becken lässt sich in ein westliches Teilbecken (Draßmarkter Becken) und einem Beckenostteil untergliedern. Ob die Abgrenzung durch die Südburgenländische Schwelle (NEBERT et al., 1980: 44) oder den Stoober Verwurf (E&S 80) gebildet wird, ist nicht geklärt. Die von KÜPPER (1957: Tafel 12) gezeichnete tektonische Linie (entspricht dem Stoober Verwurf) ist im Abschnitt zum Mattersburger Becken genannt;
- die Exhumation des Rechnitzer Penninikums, d.h. das Herausheben von tieferen geologischen Einheiten durch eine tektonische Entfernung von überlagernden Schichten (siehe Steirisches Becken);
- die vulkanischen Aktivitäten (Pauliberg und Stoob/Oberpullendorf) im unteren Pannonium (radiometrische Alter zwischen 10,05 und 11,5 Ma (BALOGH et al., 1994: 59) sowie
- die Einbeziehung des Beckens in die Bildungsphase des Westpannonischen Beckens ab dem mittleren Pannonium.

Ottnangium–Karpatum

Die älteren Anteile der sedimentären Entwicklung sind gebirgsrandnahe Ablagerungen. Das Ottnangium ist durch die „Auwaldschotter“ vertreten. Es handelt sich um fluvial-grobklastische Bildungen, wobei die Unteren Auwaldschotter aus Kristallingeröllen in sandig-kiesiger Matrix bestehen. Die Oberen Auwaldschotter zeichnen sich durch das Hinzutreten von kalkalpinen Komponenten aus. Im Liegenden der Auwaldschotter treten als lokale Bildung – dem Ödenburger Kristallin auflagernd – die Süßwasserschichten von Brennberg mit den basalen Brennberger Glanzkohleflözen auf. Die mehr als 300 m mächtigen Auwaldschotter finden sich aufgeschlossen im Bereich Siegraben–Brennberg sowie am Westrand des Draßmarkter Teilbeckens bei Weingraben. Zum Karpatum wird der „Brennberger Blockstrom“ gerechnet (ZORN, 2000: 16f.). Er gilt als Äquivalent der Sinnersdorf-Formation (siehe oben). Der im Bereich Siegraben–Brennberg flächenhaft verbreitete, bis 150 m mächtige Blockschotter stellt eine terrestrische (Schlammströme, mit Auftreten von bis zu 2 m² großen Blöcken in gelber Schotter-Sand-Tegel-Grundmasse), untergeordnet fluviale Bildung dar. Das Gesteinsmaterial weist auf ein lokales Einzugsgebiet hin. Zur Verbindung in das Mattersburger Becken, siehe oben. Am Westrand des Draßmarkter Teilbeckens erreicht die Sinnersdorf-Formation Mächtigkeiten bis zu 200 m. Sie besteht aus Kristallinschuttmaterial in roter Matrix, die im Hangenden in rhyth-

mische Ablagerungen von Blockschutt, Schottern und Sanden übergehen. Die Ablagerungen ziehen entlang des Grundgebirgsrandes über die Einsenkung bei Holzschlag-Grodnau ins Steirische Becken.

Aus den Bohrungen Kroatisch Minihof und Lutzmannsburg werden Mächtigkeiten des Ottnangium/Karpatum mit 317 bzw. 485 m angegeben. Die Basis der Bohrung Minihof ist mit den limnischen Süßwasserschichten des Brennberggebietes äquivalent (E&S 80). Bohrung Lutzmannsburg zeigt eine grobklastische Entwicklung im Karpatum mit Mittel- bis Grobkiesen in toniger Matrix (GOLDBRUNNER, 1993c: 217). Über die sonstige Verbreitung des Ottnangium/Karpatum im Untergrund fehlen weitere Hinweise. In den Bohrungen im ungarischen Grenzraum ist kein Karpatum verzeichnet. Dies würde zur Auffassung von FUCHS (1980b: 457) passen, dass dort ein Liefergebiet für die Ruster Schotter gewesen wäre (vgl. Mattersburger Becken). Auch die, im Abschnitt zum Mattersburger Becken angesprochene Möglichkeit eines eigenständigen präbadensischen Sedimentationsraumes, könnte dadurch gestützt werden.

Anmerkung: Zwischen den Auwaldschottern und dem Brennberger Blockschotter lagern die teils mächtigen Süßwassersedimente der Hochriegelschichten (limnische, Pflanzen führende Sande, Tegel und Tone mit Lignitschmitzen). Untersuchungen von BACHMAYER et al. (1991) sowie von DRAXLER & ZETTER (1991) legen ein badenisches Alter der Hochriegelformation nahe! Diese grundlegende Fragestellung der Alterseinstufung der Sedimente hätte im Zusammenhang mit der Lagebeziehung weitreichende Konsequenzen, da dadurch natürlich auch die hangenden Blockschotter als jünger einzustufen wären. Eine vergleichbare Situation wurde oben bezüglich der Eibiswalder Schichten festgestellt. Weiters bestehen zum Gebiet Siegraben–Brennberg, dem Grenzbereich von Oberpullendorfer und Mattersburger Becken, unterschiedliche Auffassungen. PASCHER (1991: 48; ebenso KÜPPER, 1957: 65; siehe oben) sieht darin – M. VENDEL folgend – einen horstartigen Kristallinrücken, der ab dem Badanium zur Abtrennung der beiden Beckenbereiche führte. Dagegen transgrediert nach TOLLMANN (1985: 533) das Badenmeer von Nord, dem die weitere Ausweitung des Sedimentationsraumes gegen Süd im Sarmatium folgt. Ein zusätzlicher Diskussionspunkt findet sich in der Literatur mit der sogenannten Rabnitz-Formation (NEBERT et al., 1980: 88ff; BACHMAYER et al., 1991): Im Südteil des Draßmarkter Teilbeckens treten feinsandig bis grobschotterige, fluviale Ablagerungen im Hangenden des Sarmatium auf, die dem Dacium (Pliozän) zugeordnet wurden (WINKLER-HERMADEN, 1962). Sie sind in der Geologischen Karte des Burgenlandes (1999) jedoch nicht ausgewiesen. Diese Anmerkungen sollten einen Eindruck von den Unsicherheiten in der geologischen Erfassung dieses Gebietes vermitteln.

Badanium

Badenische Sedimente treten in einem Streifen am Nordrand des Beckens zutage, wobei sie Auwaldschotter/Blockschotter diskordant überlagern (ZORN, 2000: 22). Es handelt sich grundsätzlich um flachmarine Bildungen. Als ältestes Schichtglied konnte Obere Lagenidenzone festgestellt werden (MOSTAFAVI, 1978). Größere Verbreitung finden die mittelbadensischen (Sandschalerzone) Ritzinger

Sande, meist gelbliche, untergeordnet weiße Feinsande. An der Basis der Ritzinger Sande treten einzelne Kohlelagen auf, ansonsten zeigen sich Konglomerat-, Kies- und Schotterlagen als Einschaltungen. Weitere badenische Sedimente liegen als konglomeratische Kalke, Kalksande, Sandsteine sowie Tegel vor. Auch die höhere Zone (*Bulimina-Bolivina*) ist fossilbelegt (ZORN, 2000). Im Bereich östlich von Ritzing treten Leithakalke auf, die gegen Osten zu (im Raum Sopron) größere Verbreitung finden. Ein lokaler Trend kann von West nach Ost festgestellt werden, der von gröber- zu feinerkörnigen Sedimenten und einer Zunahme der karbonatischen Bildungen führt. KÜPPER (1957: 65) gibt die Mächtigkeit des Badenium mit ca. 300 m an.

In den oben genannten Bohrungen ist ab dem Badenium bis in das Pannonium eine Schichtlücke vorhanden, wogegen in den ungarischen Bohrungen badenische Sedimente meist vorhanden sind und in einem Tiefbereich (bei Csapod) schon über 800 m erreichen. Dies kann als Hinweis auf eine komplexe Strukturgeschichte des Westpannonischen Grenzraumes, des Raabgrabens, auch im Zusammenhang mit der Bildung des Rechnitzer Fensters gesehen werden. In den Bohrungen von Lutzmannsburg bildet das Penninikum den Untergrund, in Minihof das austroalpine Kristallin.

Sarmatium

Sarmatische Ablagerungen sind weitverbreitet im Westen und Süden des Oberpullendorfer Beckens. Im Süden überlagern sie Rechnitzer Einheit. Am Nordrand überlagert das Sarmatium in einem schmalen Streifen die Sedimente des Badenium. Im nördlichen Bereich besteht das Sarmatium überwiegend aus Tegeln mit Einschaltungen von Sanden und Kalksandsteinen (östlich Neckenmarkt). Es zeigen sich faziell kleinräumig wechselnde Bedingungen, da bereichsweise auch Kiese und Sande sowie kalkige Sedimente gegenüber den Feinklastika dominieren (SCHROFFENEGGER et al., 1999: 28). Das im Draßmarkter Teilbecken weitverbreitete Sarmatium besteht vorwiegend aus feinsandigen Tegeln und gelben bis weißen Sanden. Eine Mächtigkeit des Sarmatium von ca. 60 m wird für den südlichen Beckenbereich genannt und es sollte in diesem Teilbereich auch die ausschließliche Beckenfüllung darstellen (ZORN, 2000: 24f.). Brunnenbohrungen zur Mineralwassererschließung („Waldquelle“) in Kobersdorf ergaben eine über 250 m mächtige Wechsellagerung von Tonen, Schluffen, Sanden und Kiesen, mit lignitischen Einschaltungen im unteren Abschnitt. Auch hier am Nordwestrand könnte die gesamte Abfolge zum Sarmatium gehören. Aufgrund der Ausbildung der Sedimente kann grundsätzlich ein Flach- und Stillwasserbereich während des Sarmatium angenommen werden. Im ungarischen Grenzraum ist das Sarmatium häufig fehlend oder geringmächtig (wenige Zehnermeter).

Pannonium

Mit dem Pannonium setzt die eigentliche Absenkungsentwicklung des Westpannonischen Beckens ein. Pannonische Sedimente bedecken östlich einer Linie Lackenbach–Oberpullendorf–Frankenau weitflächig das Becken. Hinweise auf unteres Pannonium wurden im Gebiet von Ritzing gewonnen (KÜPPER, 1957: 33). Das obere Pannonium nimmt sicherlich einen großen Teil der Oberfläche

ein. Entsprechend der Absenkung nehmen die Sedimentmächtigkeiten von West nach Ost bedeutend zu. Im Raum Neckenmarkt kann mit einer Mächtigkeit von ca. 50 m gerechnet werden (SCHROFFENEGGER et al., 1999: 315), nicht unweit davon (Horitschon) mit mehr als 180 m (KÜPPER, 1957: 33). In den Bohrungen Minihof und Lutzmannsburg wurden 396 m respektive 446 m durchörtert und die pannonen Ablagerungen setzen im mittlerem Pannonium ein (E&S Tab 2). Nach GOLDBRUNNER ist in der Bohrung Lutzmannsburg das tiefere Pannonium in kiesiger Ausbildung nur 13 m mächtig, die hangenden 450 m sind feinklastisches oberes Pannonium (GOLDBRUNNER, l.c.). Im ungarischen Grenzraum sind die jüngeren Pannonium-Sedimente ebenfalls häufig mächtiger als das tiefere Pannonium. Etwa 15 km östlich der Grenze (Csapod) erreicht das Pannonium bereits ~2.000 m mit ca. 1.000 m jüngeres Pannonium.

Die pannonen Sedimente zeigen eine räumlich diversifizierte Ausbildung, wobei die zeitliche Einstufung schwer fassbar ist. Im Stoober Raum dominieren feine bis grobe, weiße fluviatile Quarzsande (Sand-Feinkies-Serie/weiße Basissande nach WINKLER-HERMADEN, 1962: 171), denen Kiese und Schotter, aber auch Tone (Töpfertone) eingeschaltet sind. Im nördlichen Beckenbereich ist das basale Pannonium stärker tegelig/tonmergelig ausgebildet (ZORN, 2000: 27). Höhere Anteile zeichnen sich durch ihre gröberklastische Ausbildung (Grobschotter, Kies, Sand und Ton; WINKLER-HERMADEN, 1962: 171) aus. Obgleich das Pannonium nur geringe Fossilführung aufweist, scheint die bekannte Schichtlücke mit dem Fehlen von Pannonium A auch hier vorzuliegen (TOLLMANN, 1985: 555).

Die neogenen Vulkanite (Basalte) beschränken sich auf die Vorkommen am Pauliberg (im Kristallin) und im Bereich Stoober/Oberpullendorf. Die Bildungsalter von 11,5 bzw. 11,1 Ma wurden erst in jüngerer Zeit radiometrisch erfasst (BALOGH et al., 1994). Zu früheren unterschiedlichen Alterseinstufungen aus geologisch-sedimentologischen Gesichtspunkten siehe TOLLMANN, 1985: 556; BALOGH et al., 1994: 65) Die Hochschaltung des isolierten Sarmatium-Vorkommens am Osthang des Pauliberges auf 500 m. ü. A. lässt sich aus dem jüngeren Magmenaufstieg erklären. Ein Zusammenhang der magmatischen Aktivität mit Aktivitäten am Stoober Verwurf scheint naheliegend (SCHROFFENEGGER et al., 1999: 29f.) – Bewegungen, die in ihrer Wirksamkeit den westlichen Beckenbereich von der pannonen Absenkung abkoppeln.

3.2.6 Zum Seewinkel und dem Nordabschnitt des Westpannonischen Beckens

Die großtektonischen Voraussetzungen und geologischen Abläufe, die zur Bildung des Pannonischen Beckensystems führten, wurden in Abschnitt 1.2.3 beleuchtet. Die Abbildungen 5 und 12 geben Einblick in die Verteilung der Beckengebiete und in die Geologie des Untergrundes. Der Bezug der inneralpinen Becken zum Pannonischen Becken („Extrusion“) wurde mehrfach hergestellt, wie auch bereits Anteile des Westpannonischen Beckens in Österreich behandelt wurden. In nomenklatorischer Hinsicht wurde bisher der in der österreichischen Literatur verwendete Begriff „Westpannonisches Becken“ gewählt, dem die, jenseits der zentralungarischen Kette („Transdanubian range“) gelegenen Beckengebiete der großen ungarischen

Tiefebene („Great Hungarian Plain“), gegenüberstehen. Für das westungarisch-slowakische Becken sind die Begriffe „Danube Basin“ sowie „Little Hungarian Plain Basin“ in Verwendung, die entweder vom geografischen Gesichtspunkt den nördlichen bzw. den südlichen Abschnitt des Hauptsenkungsbereichs umfassen oder jeweils für den gesamten Beckenbereich stehen (RASSER & HARZHAUSER, 2008: 1064ff.). Seine maximale Tiefe erreicht das Becken mit über 8.500 m im Gabčíkovo-Subbecken, das im ungarisch-slowakischen Grenzraum nördlich von Gyôr liegt.

In der Betrachtung der geologischen Verhältnisse des Seewinkels ist von seiner Lage am Westrand des Beckens auszugehen. Auf die begrenzende Wirkung der Südburgenländischen Schwelle und ihrer (möglichen) Fortsetzung gegen Norden (Soproner Berge) wurde bereits verwiesen. In weiterer Folge können auch die Westbegrenzungen des Nordabschnittes (Ruster Höhenzug, Teile des Leithagebirges, Brucker Pforte und Kleinen Karpaten) als beständige Elemente der Westgrenze angesehen werden. Zu den trennenden oder nichttrennenden Wirkungen der Grenzzonen im geologischen Zeitraum ist auf die jeweiligen Abschnitte verwiesen. Die Topografie des Untergrundes zeigt ein anfangs flaches Absinken gegen Osten (mit Untergrundhochs: Podersdorf), das sich infolge zunehmend versteilt (Abb. 15, 29, 36). Noch an der äußersten südöstlichen Ecke des Seewinkels zieht von NNE aus dem zentralen Becken eine Tiefenrinne (4.000 m) durch, die erst mit der Annäherung an das Rechnitzer Hochgebiet wieder ansteigt (diese Rinne wurde schon in Abschnitt zum Becken von Oberpullendorf erwähnt, wo über 1.200 m mächtige badenische und sarmatische Sedimente mit Basisbrekzien angetroffen wurden). Östlich dieser Rinne liegt eine Untergrundschwelle (Hochzonen von Mosonszentjános und Mihályi (NAGYMAROSY, 2008: 1070) und von diesen Hochs beginnt der Abstieg in den tiefen Beckenbereich nach Nordost und Ost.

In der strukturellen Entwicklung dieses Hauptsenkungsraumes im slowakischen-ungarischen Gebiet können zwei Phasen unterschieden werden: eine ältere (Karpatum bis Sarmatium), die teils mit der Entwicklung des Wiener Beckens vergleichbar scheint. Die initiale Absenkung wird durch ein sinistrales „pull-apart“ Becken gebildet, dessen Südostflügel mit der Rába-Störung in Verbindung steht (HRUŠECKY et al., 1996: 422, siehe auch Abbildung 5). Weiters sind in dieser Phase vulkanische Aktivitäten zu verzeichnen (Stratovulkane von Kráľová und Šurany). Die jüngere Phase („thermal subsidence“) beginnt im Pannonium. Die pannone (inklusive quartäre) Füllung erreicht bis zu 5.500 m (HRUŠECKY et al., 1996), d.h. in der älteren Phase werden auch einige tausend Meter an Sedimenten abgelagert. Zur Entwicklung des „Danube Basin“ in der jüngeren Phase siehe KOVÁČ et al. (2011). Eine kurzgefasste Entwicklungsgeschichte des Seewinkelgebietes findet sich bei HÄUSLER (2007).

Ältere Phase

Im Seewinkelgebiet gibt es wiederum einige Tiefbohrungen, die den „prätertiären“ Untergrund erreichten, sowie eine größere Anzahl von Strukturbohrungen, die zur Kenntnis der stratigrafischen Abfolge beitragen (KRÖLL & WESSELY, 1993). Vom ungarisch-slowakischen Grenzraum stehen ebenso einige Bohrungsdaten zur Verfügung. Zum Karpatum gehen aus den Bohrungen keine Informationen hervor. Auf die Annahme eines stabilen Hinterlan-

des im ungarischen Grenzraum als Sourceregion für die Ruster Schotter sowie zum Karpatum des Soproner/Oberpullendorfer Gebietes wurde oben eingegangen. Für den zentralen Senkungsraum des Danube Basin werden 300 bis 500 m karpatische und/oder unterbadenische Sedimente (terrestrisch-fluviatil-alluvial) genannt (KOVÁČ et al., 2003: 59). Aufgrund der allgemeinen Geringmächtigkeit (bis zum Fehlen) der Ablagerungen des Badenium sowie des Sarmatium (0 bis 79 m bzw. 0 bis 188 m) im Seewinkelgebiet, kann auf einen tektonisch stabilen Beckenrand geschlossen werden. Nach WESSELY (1993b: 373) ist eine primäre Geringmächtigkeit und Lückenhaftigkeit anzunehmen und HÄUSLER (2007: 13) – TAUBER folgend – spricht von einem „Inselarchipel“ bis in das mittlere Pannonium. Demgegenüber erreichen die badenischen Sedimente in dem östlich angrenzenden Rinnenbereich bereits über 500 m; teils mit mächtigen Basisbrekzien (über 300 m) sowie mit Leithakalken (bis 50 m). Sarmatium ist für den nördlichen Rinnenbereich nicht ausgewiesen. Im zentralen Donaubecken können badenische Ablagerungen 2.500 m und mehr erreichen (JIŘIČEK, 1978). Von den genannten Strukturbohrungen in der Brucker Pforte sind auch jene, bereits im Abschnitt zum Mattersburger Becken erwähnten, basalen Grobklastika bekannt, die in den Bohrprofilen als Konglomeratserie bezeichnet wurden. Nach TAUBER (1959a: 19) werden für diese Basalbrekzien und Konglomerate verschiedene Lokalnamen verwendet. Darunter nennt er auch die „Ruster Schotter“, womit sich die Frage nach der zeitlichen Einstufung ergibt (siehe oben). TAUBER zeichnet sie zwar in seinen Profildarstellungen als „Untertorton“ ein (Abb. 36), gibt jedoch zu bedenken, dass sie „kaum mit Recht [...] in ihrer Gesamtheit als Untertorton“ (TAUBER, l.c.) zu bezeichnen sind. Sie können bis zu 150 m mächtig werden. In den Bohrungen wurden sie meist mit 30 bis 50 m Mächtigkeit angetroffen. In den Profilschnitten von TAUBER (Abb. 36) sind für den Pfortenbereich auch immer wieder badenische Leithakalke eingetragen. Weiters ist für das Sarmatium ein basaler, mehrere Meter mächtiger Sandhorizont, charakteristisch. Die Tiefbohrung Apetlon 1 traf auch auf Leithakalk. Auf diese Bohrung bezugnehmend stellen FUCHS & SCHREIBER (1985: 68) fest, dass das Sarmatium (38 m) hauptsächlich aus Tonmergeln besteht, und somit vom hangenden Pannonium lithologisch kaum zu unterscheiden ist. Für das Sarmatium ist somit, wie auch für das folgende untere Pannonium, im Seewinkelgebiet ein Stillwasserbereich anzunehmen. Die Bohrung Frauenkirchen 1 erbrachte knapp 60 m Badenium bzw. 120 m Sarmatium (FUCHS & SCHREIBER, 1985: Abb. 10). Sarmatium ist im Donaubecken von seinem slowakischen Nordabschnitt mit etwa 100 bis 200 m und in einzelnen Senken bis 600 m bekannt (JIŘIČEK & SE-NEŠ, 1974: Abb. 12). Im ungarischen Abschnitt sind im Sarmatium große Teile sedimentationsfrei.

Jüngere Phase

Die jüngere Phase nimmt den Zeitraum des Pannonium ein. Da der Seewinkel zum eigentlichen Pannonischen Becken zählt, soll ein kurzer Blick auf die größeren Zusammenhänge dieses Gesamttraumes geworfen werden. Im Abschnitt zum Wiener Becken wurde die in diesem Becken entwickelte und in Österreich allgemein verwendete Zonengliederung (A–H, nach PAPP, 1951) angeführt. Weiters wurde die allgemeine Charakteristik der Aussüßung und die damit zusammenhängende charakteristische fau-

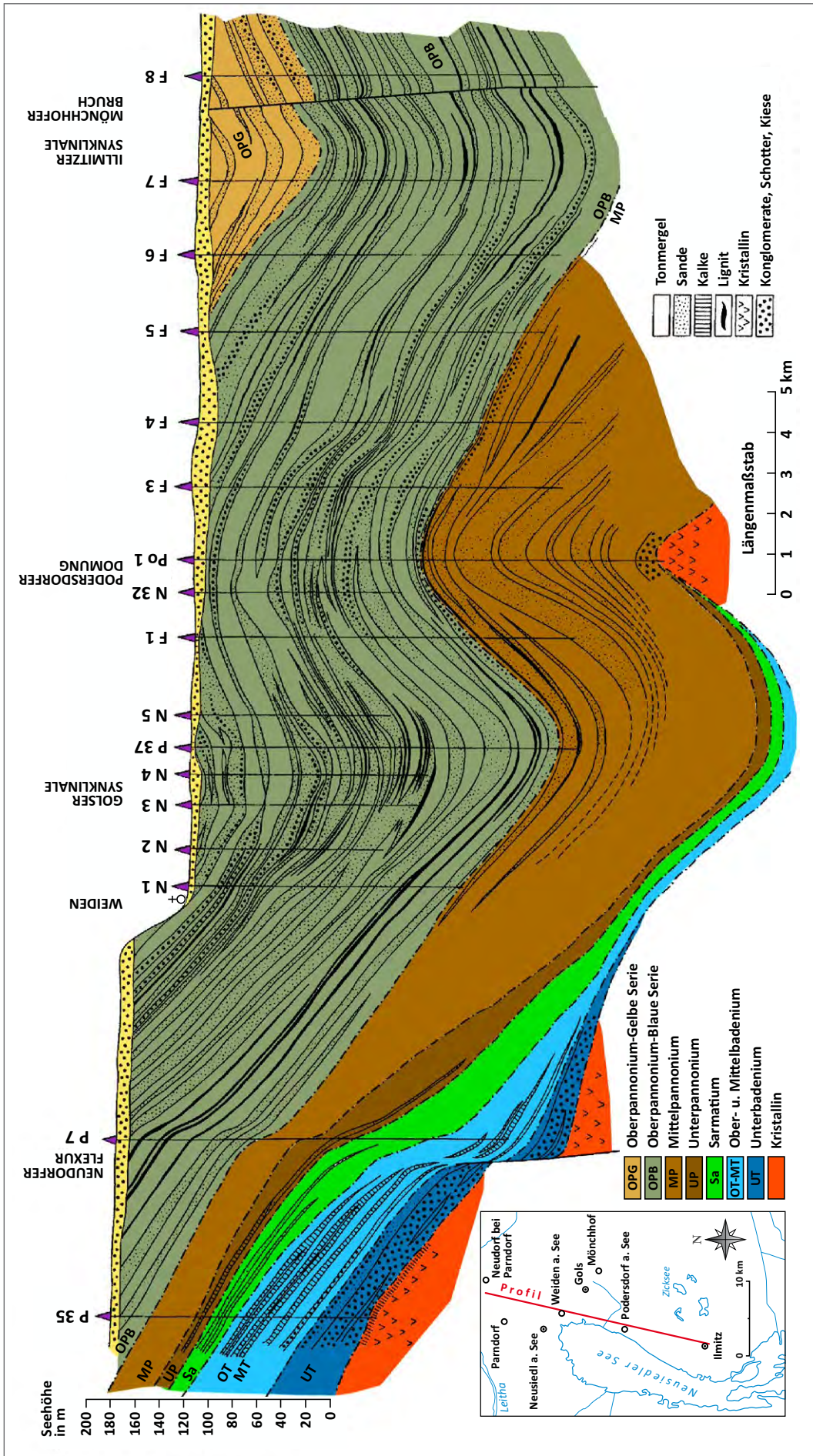


Abb. 36. Geologischer Schnitt durch den Seewinkel (N-S; Parndorfer Platte-Illmitz); nach TAUBER, 1959b, koloriert.

nistische Entwicklung (Melanopsiden, Congerien, Limnocardien) genannt. Diese eigenständige Entwicklung des Restgebietes der zentralen Paratethys ist mit dem Begriff des „Lake Pannon“ charakterisiert. Während im Sarmatium noch Verbindungen über das Dazische Becken zur östlichen Paratethys bestanden, wurde das Pannonische Beckensystem im Pannonium zu einem abgeschlossenen Gebiet (mit fraglichen Verbindungen nach Osten, POPOV et al., 2004: 32). Übrigens erreichte die östliche Paratethys im Sarmatium ihre größte Ausdehnung und das Sarmatium (s.l.) der östlichen Paratethys hat einen deutlich größeren chronostratigrafischen Umfang. Zur langen Geschichte der Definition des Pannonium und der Gliederung der pannonischen Sedimente über das gesamte Gebiet von zentraler und östlicher Paratethys wird auf die einschlägige ältere Literatur (PAPP et al., 1985; STEVANOVIĆ et al., 1989) sowie auf Arbeiten neueren Datums (z.B. POPOV et al., 2004) verwiesen. Nur so viel ist anzumerken, dass die Zonen F, G und H (i.e. das obere Pannonium) zeitweise auch mit der Stufe des „Pontien“ assoziiert wurden, dem gegenüber ein „Pannonien s.str.“ (A bis E) stand. Nach aktueller Ansicht ist das Pontium deutlich auf seinen jungen Anteil reduziert und aus dem Gliederungsschema für das Pannonische Becken zu eliminieren (PILLER et al., 2007: 161). Ebenso liegt die Obergrenze des Pontium wieder an der Miozän-/Pliozängrenze, d.h. es ist die jüngste regionale Stufe des oberen Miozäns. Das Pliozän, dessen Unterkante mit der Transgression über dem Messinium (Stichwort „Salinitätskrise“) seit CHARLES LYELL definiert ist, wird in der zentralen Paratethys in die Stufen Dacium und Romanium unterteilt.

Die generelle Entwicklung des „Lake Pannon“ ist durch die sukzessive Auffüllung und Landwerdung der diversen Beckenteile und einem abschließenden Rückzug des Sedimentationsraumes auf den südöstlichen Beckenteil (Umgebung von Belgrad) gekennzeichnet (MAGYAR et al., 1999). Weiteres wurden die Zyklizitäten in den Sedimentationsabfolgen und in den Seespiegelschwankungen mit astromisch gesteuerten Prozessen in Zusammenhang gebracht (HARZHAUSER et al., 2004). Die maximale Ausbreitung erreicht der Pannonosee im mittleren Pannonium. Das Ende der Sedimentation im westpannonischen Raum folgt dem Rückzug aus dem Wiener Becken. Oben wurde die Korrelierung der Abfolge im Südburgenland mit den Ligniten von Torony festgestellt. Bei NAGYMAROSY (2008) endet die Sedimentation in der kleinen ungarischen Tiefenebene mit Ligniten und der Hanság-Formation, während sich die Sedimentation in der großen Tiefenebene noch weiter fortsetzt. Somit scheint, unabhängig von den verschiedenen zeitlichen Einstufungen, ein Vergleich des westpannonischen Raumes mit dem Wiener Becken grundsätzlich möglich. Die generelle fazielle Ähnlichkeit von Wiener Becken und Seewinkelgebiet ist durch die Übernahme der Zonengliederung in der österreichischen Literatur dokumentiert. Für die slowakische Donautiefenebene stellt JIŘIČEK (1985) fest, dass die Randfazies jener der Wiener Entwicklung entspricht.

Der stratigrafische Umfang des Pannonium des Seewinkels umfasst nach FUCHS & SCHREIBER (1985) in den tieferen Beckenteilen (Tadten, Pamhagen) alle hier gebräuchlichen Zonen. Eine kontinuierliche Sedimentation vom Sarmatium in das Pannonium wird festgestellt und die Sedimente sind relativ einheitlich ausgebildet. Gegen den Beckenrand (Leithagebirge und Hainburger Berge) tritt eine fortschrei-

tende Verjüngung der transgressiven Auflagerung auf. Das Untergrundhoch bei Podersdorf wird erst vom Pannonium E überlagert (Bohrung Podersdorf 1 mit 190 m Pannonium E und 187 m oberes Pannonium), wie überhaupt der Schwerpunkt der Sedimentation auf das mittlere Pannonium und insbesondere auf das obere Pannonium fällt.

Unteres Pannonium ist bevorzugt von Tonmergeln mit nur geringen sandigen Anteilen aufgebaut. Ab dem mittleren Pannonium nimmt der Sandgehalt deutlich zu („sandige Tonmergel“). Im oberen Pannonium wechsellagern fein- bis mittelkörnige Sande mit geringmächtigen Tonmergellagen und gelegentlichen Ligniteinschaltungen (FUCHS & SCHREIBER, 1985: 68). WESSELY (1993b: 376) spricht von „mächtigen durchgehenden Sandkomplexen des Pontiens“. Vom petrografischen Gesichtspunkt sind die Ablagerungen des oberen Pannonium gegenüber dem unteren und mittleren Pannonium wesentlich abwechslungsreicher ausgebildet, worin sich die wechselnden faziellen Verhältnisse (limnisch (flach, sumpfig), fluviatil, deltaisich, terrestrisch etc.) ausdrücken. Der Umschlag von der Dominanz der Tonmergel zu den oberpannonischen Wechselfolgen mit ihren sandigen Anteilen ist als lithologischer Marker im pannonischen Raum meist gut zu fassen (Újfalu-Sandstein, Törtel-Sandstein etc.; JÁMBOR, 1989a).

Aus den zahlreichen Strukturbohrungen hat TAUBER eine feinere sedimentologische Charakterisierung des oberen Pannonium im Seewinkel gewonnen. Nach TOLLMANN – auf TAUBER zurückgreifend – zeigt der untere Anteil (Zone F, „Lignitische Serie“ im Wiener Becken) eine „vielfache [...] Wechselfolge von Tonmergeln und Sanden, zahlreichen Einschaltungen von Kohleflözchen und – im höheren Abschnitt – von Kieshorizonten“ (TOLLMANN, 1985: 546). In der Zone G („Blaue Serie“) treten die Lignite zurück, und die im oberen Teil der Zone F beginnende Einschaltung von Sanden kulminiert in der Zone G „... in der Bildung zahlreicher und zum Teil mächtiger Sand- und Kieshorizonte“ (TAUBER, 1959a: 20; in Abbildung 36 sind die beiden tieferen Zonen als „Blaue Serie“ zusammengefasst). Die „Gelbe Serie“ (Zone H) wird von Tonmergeln und Sanden mit wechselnden Anteilen aufgebaut. Als charakteristisch wird von TAUBER der Farbumschlag von den grauen (bläulich bis grünlich) Farben zu den gelb-bräunlichen Farben genannt, der auf die oxidierenden Verhältnisse durch den Frischwassereinfluss zurückzuführen ist. An Mächtigkeit tritt die Zone H gegenüber den beiden vorangehenden etwas zurück. Aus den Profildarstellungen von TAUBER (1959b) lässt sich die klare Tendenz zur Vorherrschaft der Tonmergel im Südosten des Seewinkels ablesen. Auch auf ungarischem Gebiet wurde die Dreiteilung des oberen Pannonium sowohl in der Randfazies, als auch in den Beckentiefen durchgehend festgestellt (JÁMBOR, 1989). Der Anteil der Sandschichten des oberen Pannonium wird für das ungarische Gebiet mit 40 bis 50 % angegeben (JÁMBOR, 1989a: 216).

In der Bohrung Pamhagen 1 ist das untere Pannonium ca. 550 m, das mittlere Pannonium ca. 280 m und das obere Pannonium 950 m (insgesamt 1.780 m) mächtig. Geringere Gesamtmächtigkeiten zeigen die Bohrungen Halbturn 2 (1.600 m), Frauenkirchen 1 (1.470 m), Halbturn 1 (1.150 m) und Apetlon (1.080 m); eine höhere die Bohrung Tadten 1 (2.020 m). Die maximale Mächtigkeit des oberen Pannonium wurde in der Bohrung Pamhagen 2 mit 1.100 m erreicht. (Das Quartär wurde aufgrund seiner ver-

gleichsweise untergeordneten Bedeutung in den Mächtigkeitsangaben nicht berücksichtigt.) Damit werden im Seewinkel die größten Mächtigkeiten des oberen Pannonium in Österreich erreicht (Wiener Becken etwa 600 m). Im „Donaubecken“ werden unteres und mittleres Pannonium 500 m (randlich) bis 2.000 m mächtig (JIŘIČEK, 1985). Das obere Pannonium ist dort weitflächig über 1.500 m mächtig. In der Bohrung Bösárkány, etwa 19 km südöstlich von Andau, wurden 2.500 m oberes Pannonium erbohrt

(MÉSZÁROS, 1989: 220). Untereres und mittleres Pannonium sind in dieser Bohrung über 1.000 m mächtig. Zuletzt sei noch der in der kleinen Ungarischen Tiefebene in mehreren (7) kleinen Durchbrüchen auftretende Basaltvulkanismus (Tapolca-Formation) genannt. Datierungen (3,0 bis 5,3 Ma; JÁMBOR, 1989b: 249) ergaben ein pliozänes Alter. Die Hauptzentren des jungen Basaltvulkanismus liegen im Südbereich des Bakony-Gebirges und im Nógráder Becken (Umgebung Salgótarján, nordöstlich von Budapest).

4. Literatur

ABERER, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **50**, 23–93, Wien.

ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (1992): Basin analyses: principles and applications. – 451 S., Blackwell Scientific Publications, Oxford.

ANIWANDTER, A., BIMKA, J. & ZYCH, D. (1990): Facies development of the Miocene Formations in the southwestern part of the Carpathian Foredeep and its oil and gas prospects. – In: MINAŘIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia. – Geol. B.-A.-Ústřední ústav geologický Praha, 186–198, Wien–Praha.

BACHMAYER, F., RÖGL, F. & SEEMANN, R. (1991): Geologie und Sedimentologie der Fundstelle miozäner Insekten in Weingraben (Burgenland, Österreich). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn (Teil 1), 53–70, Wien.

BALOGH, K., EBNER, F. & RAVASZ, C. (1994): K/Ar-Alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn (Teil 2), 55–72, Wien.

BECK-MANNAGETTA, P., EISENHUT, M., ERTL, V., HOMANN, O. & LEDOLTER, M. (Graphik) (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 189 Deutschlandsberg. – 1 Bl., Geol. B.-A., Wien.

BÖCHZELT, B. & GOLDBRUNNER, J. (2000): Tiefbohrung Stegersbach Thermal 2. Hydrogeologisch-technischer Abschlußbericht und Ansuchen um wasserrechtliche Nutzungsbewilligung. – Unveröff. Bericht, 21 S., Geoteam.Ges.m.b.H., Graz.

BRENČIČ, M. & POLTNIČ, W. (2008): Podzemne vode Karavank / Grundwasser der Karawanken. – 143 S., Geološki zavod Slovenije, Joanneum Research, Ljubljana–Graz.

BRIX, F. & GÖTZINGER, G. (1964): Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963. Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes (Teil 1). – Erdöl-Zeitschrift, **80**, 57–76, Wien.

BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. (1988): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt. – 85 S., Geol. B.-A., Wien.

BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.) (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. – 688 S., Verlag Naturhistorisches Museum, Wien.

CLOETINGH, S., BADA, G., MATENCO, L., LANKREIJER, A., HORVÁTH, F. & DINU, C. (2006): Modes of basin (de)formation, lithospheric strength and vertical motions in the Pannonian-Carpathian system: inferences from thermo-mechanical modelling. – In: GEE, D.G. & STEPHENSON, R.A. (Eds.): European Lithosphere Dynamics. – Geological Society of London, Memoirs, **32**, 207–221, London.

DE RUIJ, M.J. (2003): Deep marine sedimentation and gas reservoir distribution in Upper Austria: new insights from 3D seismic data. – Oil Gas European Magazin, **29**, 64–73, Hamburg.

DECKER, K. (1996): Miocene tectonics at the Alpine-Carpathian junction and the evolution of the Vienna basin. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **41**, 33–44, Wien.

DECKER, K. & PERESSON, H. (1996): Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, No. **5**, 69–77, London.

DRAXLER, I. & ZETTER, R. (1991): Palynologische Untersuchungen in den mittel-miozänen Hochriegelschichten (Süßwasserschichten) von Weingraben (Gemeinde Kaisersdorf, Burgenland, Österreich). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.) (1991): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn (Teil 1), 71–92, Wien.

EBNER, F. (1988): Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131/4**, 563–573, Wien.

EBNER, F. & SACHSENHOFER, R. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **49**, 96 S., Graz.

EBNER, F. & SACHSENHOFER, R. (1995): Palaeogeography, subsidence and thermal history of the Neogene Styrian Basin (Pannonian basin system, Austria). – Tectonophysics, **242**, 133–150, Amsterdam.

EBNER, F. & STINGL, K. (1998): Geological Frame and Position of the Early Miocene Lignite Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/4**, 403–406, Wien.

EINSELE, G. (2000): Sedimentary Basins: evolution, facies, and sediment budget. – 792 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).

FAUPL, P. & ROETZEL, R. (1987): Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130/4**, 415–447, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1988): Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle 1:200.000: Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – Geol. B.-A., Wien.

- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. (1999): Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (Eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. – Geological Society of London, Special Publication, **156**, 295–334, London.
- FRIEBE, J.G. (1990): Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **133/2**, 223–257, Wien.
- FRIEBE, J.G. (1994): Gemischt siliziklastisch-karbonatische Abfolgen aus dem Oberen Sarmatium (Mittleres Miozän) des Steirischen Beckens. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **137/2**, 245–274, Wien.
- FRISCH, W. & MESCHÉDE, M. (2007): Plattentektonik – Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. – 196 S., Darmstadt (WBG).
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, **297**, 1–15, Amsterdam.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: MCCANN, T. (Ed.): *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*, 1141–1232, London.
- FUCHS, R. & SCHREIBER, O.S. (1985): Das Pannonien im östlichen Burgenland (Seewinkel). – In: PAPP, A., JÁMBOR, A. & STEININGER, F. (Hrsg.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, Bd. **VII**, M6 Pannonien, 68–72, Budapest.
- FUCHS, W. (1965): Geologie des Ruster Berglandes. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **108**, 155–194, Wien.
- FUCHS, W. (1972): Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **115**, 205–245, Wien.
- FUCHS, W. (1980a): Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 144–176, Wien–New York (Springer).
- FUCHS, W. (1980b): Das inneralpine Tertiär. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 452–483, Wien–New York (Springer).
- GOLDBRUNNER, J.E. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. – *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie*, **39**, 5–94, Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1993a): Bohrungen im Becken. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: *Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente*, 194–201, Wien.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1993b): Die Heilwasservorkommen im nördlichen Randbereich des steirischen Beckens und der Landseer Bucht: Bad Tatzmannsdorf. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: *Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente*, 209–214, Wien.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1993c): Die Heilwasservorkommen im nördlichen Randbereich des steirischen Beckens und der Landseer Bucht: Die Bohrung Lutzmannsburg Thermal 1. – In: ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E.: *Die Mineral- und Heilwässer Österreichs: Geologische Grundlagen und Spurenelemente*, 217–218, Wien.
- GOLDBRUNNER, J.E. & KOLB, A. (1997): Die Tiefbohrungen in Laa an der Thaya. – *Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **17**, 61–70, Wien.
- GRILL, R. (1943): Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. – *Mitteilungen des Reichsamtes für Bodenforschung, Zweigstelle Wien*, **6**, 33–44, Wien.
- GRILL, R. (1953): Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **96**, 65–116, Wien.
- GRILL, R. (1956): Aufnahmen 1955 auf den Blättern Krems a. d. Donau (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1956**, 42–46, Wien.
- GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50000. – 52 S., Geol. B.-A., Wien.
- GRILL, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. – 155 S., Geol. B.-A., Wien.
- GROSS, M. (2000): Das Pannonium im Oststeirischen Becken. – *Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz*, **2**, 47–86, Graz.
- GROSS, M. (2003): Beitrag zur Lithostratigraphie des Oststeirischen Beckens (Neogen/Pannonium; Österreich). – *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, **16**, 11–62, Wien.
- GROSS, M., FRITZ, I., PILLER, W.E., SOLIMAN, A., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., MOSER, B., SCHOLGER, R., SUTTNER, T.J. & BOJAR, H.-P. (2007): The Neogene of the Styrian Basin – Guide to excursions. – *Joannea – Geologie und Paläontologie*, **9**, 117–193, Graz.
- GRUBER, W., HERMANN, S., SACHSENHOFER, R. & STINGL, K. (2003): Kohlefazies und Sedimentologie der Eibiswalder Bucht (Miozän, Steirisches Becken). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **93**, 15–29, Wien.
- HAAS, M., DAXNER-HÖCK, G., DECKER, K., KOLCON, I., KOVAR-EDER, J., MELLER, B. & SACHSENHOFER, R. (1998): Palaeoenvironmental studies in the Early Miocene Lignite Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/4**, 483–490, Wien.
- HAMILTON, W. (1997): Die Oncophoraschichten im Bereich Altprerau/Wildendürnbach und ihre Entstehung. – *Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **17**, 97–98, Wien.
- HANDLER, R., EBNER, F., NEUBAUER, F., BOJAR, A.-V. & HERMANN, S. (2006): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Miocene tuffs from the Styrian part of the Pannonian Basin: an attempt to refine the basin stratigraphy. – *Geologica Carpathica*, **57/6**, 483–494, Bratislava.
- HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2004): Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. – *Stratigraphy*, **1**, 65–86, New York.
- HARZHAUSER, M. & PILLER, W.E. (2005): Das Neogen des Wiener Beckens. – 75. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft, 1–42, Graz.
- HARZHAUSER, M. & WESSELY, G. (2003): The Karpatian of the Korneuburg Basin. – In: BRZOBHATÝ, R.L., CÍCHA, I., KOVAC, M. & RÖGL, F. (Eds.): *The Karpatian: A lower Miocene Stage of the Central Paratethys*, 107–109, Brno.
- HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G. & PILLER, W.E. (2004): An integrated stratigraphy of the Pannonian (Late Miocene) in the Vienna Basin. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **95/96**, 6–19, Wien.
- HÄUSLER, H. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu den Blättern 79 Neusiedl am See, 80 Ungarisch-Altenburg, 109 Pamhagen. – 88 S., Geol. B.-A., Wien.

- HEKEL, H. (1968): Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisambergzug). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **111**, 293–337, Wien.
- HERRMANN, P., FELLNER, D. & SCHÖNLAUB, H.P. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 167 Güssing. – 1. Bl., Geol. B.-A., Wien.
- HOHENEGGER, J., RÖGL, F., ČORIĆ, S., PERVESLER, P., LIRER, F., ROETZEL, R., SCHOLGER, R. & STINGL, K. (2009): The Styrian Basin: A key to the Middle Miocene (Badenian/Langhian) Central Paratethys transgressions. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102/1**, 102–132, Wien.
- HOLZER, H. & KÜPPER, K. (1953): Geologische Beobachtungen am Hollingstein (Waschbergzug). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1953**, 146–150, Wien.
- HORVÁTH, F. & TARI, G. (1999): IBS Pannonian Basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (Eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. – Geological Society of London, Special Publication, **156**, 195–213, London.
- HRUŠECKÝ, I., ŠEFARA, J., MASARYK, P. & LINTNEROVA, O. (1996): The structural and facies development and exploration potential of the Slovak part of the Danube Basin. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. – EAGE Special Publication, No. **5**, 417–429, London.
- 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. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **98**, 52–66, Wien.
- HUISMANS, R.S., PODLADCHIKOV, Y.Y. & CLOETINGH, S. (2002): The Pannonian basin: Dynamic modelling of the transition from passive to active rifting. – *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, **3**, 41–63, Amsterdam.
- JÁMBOR, A. (1989a): Allgemeine Charakteristik der pontischen „oberpannonischen“ Bildungen Ungarns. – In: STEVANOVIĆ, P., NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAČ, A. & JÁMBOR, A. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen („Zentrale“) Paratethys*, Band **VIII**, Pontien, 212–219, Zagreb–Beograd.
- JÁMBOR, A. (1989b): Geologische Merkmale der pontischen („oberpannonischen“) Basalte Ungarns. – In: STEVANOVIĆ, P., NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAČ, A. & JÁMBOR, A. (Eds.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen („Zentrale“) Paratethys*, Band **VIII**, Pontien, 241–250, Zagreb–Beograd.
- JANOSCHEK, R. (1931): Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär (Mittleres Burgenland). – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **24**, 38–133, Wien.
- JANOSCHEK, R. (1943): Das Inneralpine Wiener Becken. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): *Geologie der Ostmark*, 427–514, Wien.
- JANOSCHEK, R. (1951): Das Inneralpine Wiener Becken. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): *Geologie von Österreich*, 525–693, Wien.
- JANOSCHEK, R. (1964): Das Tertiär in Österreich. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **56**, 319–360, Wien.
- JIRIČEK, R. (1978): Die Donautiefenebene in der SW Slowakei. – In: PAPP, A., CICHÁ, I., SENEŠ, J. & STEININGER, F. (Hrsg.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, Bd. **VII**, M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), 76–79, Bratislava.
- JIRIČEK, R. (1985): Die slowakische Donautiefenebene. – In: PAPP, A., JÁMBOR, A. & STEININGER, F. (Hrsg.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, Bd. **VII**, M6 Pannonien, 75–77, Budapest.
- JIRIČEK, R. & SEIFERT, P. (1990): Paleogeography of the Neogene in the Vienna Basin and the adjacent part of the Foredeep. – In: MINAŘIKOVÁ, D. & LOBITZER, H. (Eds.): *Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia*. – Geol. B.-A.-Ústřední ústav geologický Praha, 89–105, Wien–Praha.
- JIRIČEK, R. & SENEŠ, J. (1974): Die Entwicklung des Sarmat in den Becken der Westkarpaten der ČSSR. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENEŠ, J. (Hrsg.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys*, Band **IV**, M5 Sarmatien, 77–85, Bratislava.
- KÁZMÉR, M., DUNKL, I., FRISCH, W., KUHLEMANN, J. & OZSVÁRT, P. (2003): The Palaeogene forearc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians: subduction erosion and basin evolution. – *Journal of the Geological Society*, **160**, 413–428, London.
- KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **57**, 476–632, Wien.
- KOVÁČ, M., ANDREYEVA-GRIGOROVICH, A.S., BRZOBOHATÝ, R., FODOR, L., HARZHAUSER, M., OSZCZYPKO, N., PAVELIĆ, D., RÖGL, F., SAFTIĆ, B., SLIVA, L. & STRÁNIK, Z. (2003): Karpatian Paleogeography, Tectonics and Eustatic Changes. – In: BRZOBOHATÝ, R., CICHÁ, I., KOVÁČ, M. & RÖGL, F. (Eds.): *The Karpatian. A Lower Miocene stage of the Central Paratethys*, 49–72, Brno.
- KOVÁČ, M., BARÁTH, I., HARZHAUSER, M., HLAVATÝ, I. & HUDÁČKOVÁ, N. (2004): Miocene depositional systems and sequence stratigraphy of the Vienna Basin. – *Cour.Forsch.-Inst. Senckenberg*, **246**, 187–212, Frankfurt a. M.
- KOVÁČ, M., ANDREYEVA-GRIGOROVICH, A.S., BAJRAKTAREVIĆ, Z., BRZOBOHATÝ, R., FILIPESCU, S., FODOR, L., HARZHAUSER, M., NAGY-MAROSY, A., OSZCZYPKO, N., PAVELIĆ, D., RÖGL, F., SAFTIĆ, B., SLIVA, L. & STUDENČKA, B. (2007): Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. – *Geologica Carpathica*, **58**, 579–606, Bratislava.
- KOVÁČ, M., SYNÁK, R., FORDINÁL, K., JONIAK, P., TÓTH, C., VOJTKO, R., NAGY, A., BARÁTH, I., MAGLAY, J. & MINÁR, J. (2011): Late Miocene and Pliocene history of the Danube Basin: inferred from development of depositional systems and timing of sedimentary facies changes. – *Geologica Carpathica*, **62/6**, 519–534, Bratislava.
- KRENMAYR, H.-G. & ROETZEL, R. (2000): Die lithostratigraphische Formalisierung der Melker und Linzer Sande: Die „Linz-Melk-Formation“. – *Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz*, **2**, 10, Graz.
- KREUTZER, N. (1986): Die Ablagerungssequenzen der miozänen Badener Serie im Feld Matzen und im zentralen Wiener Becken. – *Erdöl-Erdgas-Kohle*, **102**, 492–503, Hamburg–Wien.
- KREUTZER, N. (1993a): Das Neogen des Wiener Beckens. – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): *Erdöl und Erdgas in Österreich*, 232–248, Wien.
- KREUTZER, N. (1993b): Lagerstätten im Neogen des Wiener Beckens und dessen Untergrund. – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): *Erdöl und Erdgas in Österreich*, 403–434, Wien.
- KRHOVSKÝ, J., RÖGL, F. & HAMRSMID, B. (2001): Stratigraphic correlation of the Late Eocene to Early Miocene of the Waschberg Unit (Lower Austria) with the Zdanice and Pouzdrany Units (South Moravia). – *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, **14**, 225–254, Wien.

- KROH, A., HARZHAUSER, M., PILLER, W. & RÖGL, F. (2003): The Lower Badenian (Middle Miocene) Hartl Formation (Eisenstadt – Sopron Basin, Austria). – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **16**, 87–109, Wien.
- KRÖLL, A. (1980): Die österreichischen Erdöl- und Erdgasprovinzen. Das Wiener Becken. – In: BACHMAYER, F. & BRIX, F. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 147–179, Wien.
- KRÖLL, A. (1988): Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle 1:200.000: Reliefkarte des prätertiären Untergrundes. – Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1993): Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Wiener Becken und angrenzende Gebiete 1:200.000: Strukturkarte – Basis der tertiären Beckenfüllung. – Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. – 49 S., Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2001): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Niederösterreichs und der angrenzenden Gebiete. – 25 S., Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006a): Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Molassezone Salzburg-Oberösterreich 1:200.000: Strukturkarte der Molassebasis. – Geol. B.-A., Wien.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006b): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich. – 22 S., Geol. B.-A., Wien.
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – *Sedimentary Geology*, **152**, 45–78, Amsterdam.
- KUHLEMANN, J., FRISCH, W. & DUNKL, I. (2001): The Oligocene geologic and paleotopographic evolution of the Eastern Alps. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **14**, 129–152, Wien.
- KÜPPER, H. (1954): Das Inneralpine Wiener Becken südlich der Donau. – In: GRILL, R. & KÜPPER, H. (Red.) (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000, 123–132, Wien.
- KÜPPER, H. (Red.) (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz. – 67 S., Geol. B.-A., Wien.
- KÜPPER, H. (1967): Die Ergebnisse der Bohrung Urmannsau als Beitrag zur Alpengeologie. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **60**, 65–68, Wien.
- LEGRAIN, N. & STÜWE, K. (2010): Evidence of young regional uplift in the non-glaciated Easternmost Alps: the dissected relict landscape of the Styrian margins. – *Journal of Alpine Geology*, **52**, 164–165, Wien.
- LEMCKE, K. (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Ober- und Miozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. – *Geologische Rundschau*, **73**, 371–397, Stuttgart.
- LUEGER, J. (1980): Die Molluskenfauna aus dem Pannon (Obermiozän) des Fölligberges (Eisenstädter Bucht) im Burgenland (Österreich). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **73**, 95–134, Wien.
- MAGYAR, I., GEARY, D.H. & MÜLLER, P. (1999): Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **147**, 151–167, Amsterdam.
- MALZER, O. & SPERL, H. (1993): Das Steirische Becken (Steiermark und Südburgenland). – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 378–384, Wien.
- MALZER, O., RÖGL, F., SEIFERT, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & BRIX, F. (1993): Die Molassezone und deren Untergrund. – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 281–358, Wien.
- MANDIC, O. & HARZHAUSER, M. (2003): Molluscs from the Badenian (Middle Miocene) of the Gaiendorf Formation (Alpine Molasse Basin, NE Austria) – Taxonomy, Paleocology and Biostratigraphy. – *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien: Serie A*, **104**, 85–127, Wien.
- MÉSZÁROS, L. (1989): Geologische Charakteristik und wirtschaftliche Bedeutung der pontischen „oberpannonischen“ Bildungen in der Kleinen Ungarischen Tiefebene. – In: STEVANOVIĆ, P., NEVEŠKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAČ, A. & JÁMBOR, A. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen („Zentrale“) Paratethys, Band **VIII**, Pontien, 220–225, Zagreb–Beograd.
- MOSTAFAVI, M. (1978): Die Neogenentwicklung am Nordrand des Oberpullendorfer Beckens (Burgenland). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **25**, 111–143, Wien.
- NAGYMAROSY, A. (2008): Pannonian Basin Systems. – In: McCANN, T. (Ed.): *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*, 1070–1074, London.
- NEBERT, K. (1979): Die Lignitvorkommen Südburgenlands. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **122/1**, 143–180, Wien.
- NEBERT, K. (1985): Kohlengeologische Erkundung des Neogens entlang des Ostrandes der Zentralalpen. – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, **6**, 23–77, Wien.
- NEBERT, K. (1989): Das Neogen zwischen Sulm und Laßnitz (Südweststeiermark). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **132/4**, 727–743, Wien.
- NEBERT, K., GEUTEBRÜCK, E. & TRAUSSNIGG, H. (1980): Zur Geologie der neogenen Lignitvorkommen entlang des Nordostsporns der Zentralalpen (Mittelburgenland). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **123/1**, 39–112, Wien.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2004): The Hollabrunn-Mistelbach Formation (Upper Miocene, Pannonian) in the Alpine-Carpathian Foredeep and the Vienna Basin in Lower Austria - An example of a Coarse-grained Fluvial System. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **144/2**, 191–221, Wien.
- NEHYBA, S. & ROETZEL, R. (2010): Fluvial deposits of the St. Marein-Freischling Formation – insights into initial depositional processes on the distal external margin of the Alpine-Carpathian Foredeep in Lower Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **103/2**, 50–80, Wien.
- PAHR, A. (1984): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart. – 47 S., Geol. B.-A., Wien.
- PAPP, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **39–41**, 99–193, Wien.
- PAPP, A. (1974a): Die Entwicklung des Sarmats in Österreich. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENEŠ, J. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostatotypen: Miozän der zentralen Paratethys: Band **IV**, M5 Sarmatien (sensu E. Suess, 1866): Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus, 75–77, Bratislava.

- PAPP, A. (1974b): 4. Faziostratotypus: Wiesen D II. Burgenland, Wiener Becken. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENEŠ, J. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostratotypen: Miozän der zentralen Paratethys: Band **IV**, M5 Sarmatien (sensu E. Suess, 1866): Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus, 176–182, Bratislava.
- PAPP, A. (1985): Alpenostrand – Das Steirische Becken. – In: PAPP, A., JÁMBOR, A. & STEININGER, F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostratotypen: Miozän der zentralen Paratethys: Band **VII**, M6 Pannonien (Slavonien und Serbien), 72–74, Budapest.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K. (1953): Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **46**, 117–142, Wien.
- PAPP, A., CICHA, I. & SENEŠ, J. (1978): Gliederung des Badenien, Faunenzonen und Unterstufen. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENEŠ, J. & STEININGER, F. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostratotypen: Miozän der zentralen Paratethys: Band **VI**, M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), 49–52, Bratislava.
- PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J. (Hrsg.) (1973): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, Band **III**, M2 Otnangien. – 841 S., Bratislava.
- PAPP, A., JÁMBOR, A. & STEININGER, F. (Hrsg.) (1985): Chronostratigraphie und Neostratotypen: Miozän der zentralen Paratethys: Band **VII**, M6 Pannonien (Slavonien und Serbien) – 636 S., Budapest.
- PASCHER, G. (1991): Das Neogen der Mattersburger Bucht (Burgenland). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn (Teil 1), 35–52, Wien.
- PERESSON, H. (2006): Neotektonik. – In: WESSELY, G.: Geologie der österreichischen Bundesländer – Niederösterreich, 255–258, Geol. B.-A., Wien.
- PILLER, W. (2000): Wiesen-Pötsching – Naturdenkmal Sandgrube (Sandgrube Biricz). – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): Geologie der österreichischen Bundesländer – Burgenland, 93, Geol. B.-A., Wien.
- PILLER, W. & HARZHAUSER, M. (2005): The myth of the brackish Sarmatian Sea. – Terra Nova, **17**, 450–455, Oxford.
- PILLER, W. & VAVRA, N. (1991): Das Tertiär im Wiener Becken und Eisenstädter Becken. – In: HOFMANN, T., ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Eisenstädter Becken, 169–216, Wien.
- PILLER, W., EGGER, J., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.G., KRYSSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – 1 Bl., Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission.
- PILLER, W., HARZHAUSER, M. & MANDIC, O. (2007): Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions. – Stratigraphy, **4/2–3**, 151–168, New York.
- POLESNY, H. (2003): The Karpatian in the Styrian Basin. – In: BRZOBOHATÝ, R., CICHA, I., KOVÁČ, M. & RÖGL, F. (Eds.): The Karpatian. A Lower Miocene stage of the Central Paratethys, 127–131, Brno.
- POLTNIG, W. & HERLEC, U. (2012): Geologisch-naturschutzfachliche Grundlagen des Geoparks Karawanken (pdf). – 197 S., www.geopark-karawanken.at/files/2012_2012_geopark_karawanken_naturschutzfachliche_grundlagen.pdf (abgerufen am 26.11.2015).
- POPOV, S.V., RÖGL, F., ROZANOV, A.Y., STEININGER, F.F., SHCHERBA, I.G. & KOVAC, M. (Eds.) (2004): Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys: 10 maps Late Eocene to Pliocene. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **250**, 46 S., Frankfurt am Main.
- RASSER, M.W. & HARZHAUSER, M. (Coord.) (2008): Paleogen and Neogene. – In: MCCANN, T. (Ed.): The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic, 1031–1139, London.
- ROETZEL, R. (1983): Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **126/1**, 129–179, Wien.
- ROETZEL, R. (Red.) (1999): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 Retz–Hollabrunn. – 366 S., Geol. B.-A., Wien.
- ROETZEL, R. (2003): The Karpatian Sediments in the Alpine-Carpathian Foredeep in Austria. – In: BRZOBOHATÝ, R., CICHA, I., KOVÁČ, M. & RÖGL, F. (Eds.): The Karpatian. A Lower Miocene stage of the Central Paratethys, 97–100, Brno.
- ROETZEL, R. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000: Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geol. B.-A., Wien.
- ROETZEL, R., CICHA, I., DECKER, K. & HEINRICH, M. (1999a): C8 Gogendorf – Sand- und Kiesgrube der Gemeinde Gutersdorf. – In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 Retz–Hollabrunn, 348–350, Geol. B.-A., Wien.
- ROETZEL, R., MANDIC, O. & STEININGER, F. (1999b): Lithostratigraphie und Chronostratigraphie der tertiären Sedimente im westlichen Weinviertel und angrenzenden Waldviertel. – In: ROETZEL, R. (Red.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 Retz–Hollabrunn, 38–54, Geol. B.-A., Wien.
- RÖGL, F. (1996): Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **41**, 65–73, Wien.
- RÖGL, F. (1998): Palaeogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien: Serie A, **99**, 279–310, Wien.
- RÖGL, F. (1999): Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (Short overview). – Geologica Carpathica, **50/4**, 339–349, Bratislava.
- RÖGL, F. (2001): Mid-Miocene Circum-Mediterranean paleogeography. – Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz, **4**, 49–59, Graz.
- RÖGL, F. & STEININGER, F. (1989): Das Pont in Österreich. – In: STEVANOVIC, P., NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAČ, A. & JÁMBOR, A. (Eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Neogen der Westlichen („Zentrale“) Paratethys, Band **VIII**, Pontien, 286–293, Zagreb–Beograd.
- RÖGL, F., HOFMANN, T., ZORN, I., BRZOBOHATÝ, R. & STOJASPAL, F. (1997): Die Typuslokalität der Laaer Serie. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **17**, 75–81, Wien.
- RÖGL, F., KRHOVSKY, J., BRAUNSTEIN, R., HAMRSMID, B., SAUER, R. & SEIFERT, P. (2001): The Ottenthal Formation revised – sedimentology, micropaleontology and stratigraphic correlation of the Oligocene Ottenthal sections (Waschberg Unit, Lower Austria). – In: PILLER, W. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **14**, 291–346, Wien.
- RUPP, C. (2008): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000. Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Geol. B.-A., Wien.

- RUPP, C. (2011): Vorlandmolasse. – In: RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000, Erläuterungen, 101–121, Geol. B.-A., Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. Erläuterungen. – 255 S., Geol. B.-A., Wien.
- SACHSENHOFER, R. (1996): The Neogene Styrian Basin: An overview. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **41**, 19–32, Wien.
- SACHSENHOFER, R., SPERL, H. & WAGINI, A. (1996): Structure, development and hydrocarbon potential of the Styrian Basin (Pannonian Basin system, Austria). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, No. **5**, 393–414, London.
- SACHSENHOFER, R., JELEN, B., HASENHÜTTL, C., DUNKL, I. & RAINNER, T. (2001): Thermal history of the Tertiary basins in Slovenia (Alpine-Dinaride-Pannonian junction). – *Tectonophysics*, **334**, 77–99, Amsterdam.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian trustbelt in Austria. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **85**, 264 S., Wien.
- SAUERZOPF, F. (1952): Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des südburgenländischen Pannons. – *Burgenländische Heimatblätter*, **14/1**, 1–16, Eisenstadt.
- SCHAFFER, F.X. (1943): Das Alpenvorland. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): *Geologie der Ostmark*, 515–553, Wien.
- SCHMID, H. (1968): Das Jungtertiär an der SE-Seite des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn (Burgenland). – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **41**, 74 S., Eisenstadt.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101**, 139–183, Basel.
- SCHNABEL, W. (Red.) (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000, Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHROFFENEGGER, V., RAKASEDER, S. & KURZWEIL, H. (1999): Grundwasserhöflichkeit im Mittleren Burgenland. – 333 S., Amt der Burgenländischen Landesregierung, Abt. Wasser- und Abfallwirtschaft, Eisenstadt.
- SCHUBERT, G. (1999): Zu den hydrogeologischen Verhältnissen im Obermarkersdorfer Becken. – In: ROETZEL, R. (Red.): *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1999 Retz-Hollabrunn*, 171–178, Geol. B.-A., Wien.
- SCHUBERT, G. (2015): Hydrogeologie der trinkbaren Tiefgrundwässer in Österreich. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **64**, 11–70, Wien.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria. *Geologie von Österreich – kurz und bunt*. – 4. Auflage, 80 S., Geol. B.-A., Wien.
- SEGHEDI, I., DOWNES, H., SZAKÁCS, A., MASON, P.R.D., THIRLWALL, M.F., ROŞU, E., PÉCSKAY, Z., MÁRTON, E. & PANAIOTU, C. (2004): Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis. – *Lithos*, **72**, 117–146, Amsterdam.
- SEIFERT, P., BRAUNSTEIN, R. & BALDI, T. (1991): Korrelation der oligozänen Schichtfolgen von Ottenthal (Waschbergzone, Niederösterreich) mit der Region Kiscell (Budapest, Nordungarn). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn (Teil 1)*, 109–129, Wien.
- STAMPFLI, G. & KOZUR, H. (2006): Europe from Variscan to the Alpine cycles. – *Geological Society of London, Memoirs*, **32**, 57–82, London.
- STEININGER, F. & ROETZEL, R. (1991): Die tertiären Molassesedimente am Ostrand der Böhmisches Masse. – In: HOFMANN, T., ROETZEL, R. & NAGL, D. (Hrsg.): *Exkursionen im Tertiär Österreichs. Molassezone, Waschbergzone, Korneuburger Becken, Eisenstädter Becken*, 59–141, Wien.
- STEININGER, F. & WESSELY, G. (2000): From the Tethyan Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene Stratigraphy, Paleogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogene Basin evolution in Austria. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, 95–116, Wien.
- STEININGER, F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L. (1986): Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine foredeep. – *Giornale di Geologia*, ser. 3, **48/1–2**, 285–297, Bologna.
- STEININGER, F., DAXNER-HÖCK, G., HAAS, M., KOVAR-EDER, J., MAURISSCH, H., MELLER, B. & SCHOLGER, R. (1998): Stratigraphy of the „Basin Fill“ in the Early Miocene Lignite Opencast Mine Oberdorf (N Voitsberg, Styria, Austria). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/4**, 491–496, Wien.
- STEVANOVIĆ, P., NEVESSKAJA, L.A., MARINESCU, F., SOKAČ, A. & JÁMBOR, A. (Eds.) (1989): *Chronostratigraphie und Neostatotypen, Neogen der Westlichen („Zentrale“) Paratethys*, Band **VIII**, Pontinen. – JAZU & SANU, 952 S., Zagreb–Beograd.
- STILLE, H. (1924): *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. – 443 S., Berlin (Bornträger).
- STINGL, K. (1994): Depositional environment and sedimentary of the basinal sediments in the Eibiswald Bucht (Radl Formation and Lower Eibiswald Beds), Miocene Western Styrian Basin, Austria. – *Geologische Rundschau*, **83/4**, 811–821, Stuttgart.
- STUR, D. (1871): *Geologie der Steiermark* – Verlag des geognostisch-montanistischen Vereines für die Steiermark, 654 S., Graz.
- SUCESS, E. (1852): Sandstein- und Mergellagen in der Gegend von Nikolsburg in Mähren. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **3/4**, 129, Wien.
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIAN, P. & TÓTH, T. (1999): Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. – *Geological Society of London, Special Publication*, **156**, 215–250, London.
- TAUBER, A.F. (1959a): *Geologische Stratigraphie und Geschichte des Neusiedlerseegebietes*. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **23**, 18–24, Eisenstadt.
- TAUBER, A.F. (1959b): *Grundzüge der Tektonik des Neusiedlerseegebietes*. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **23**, 26–31, Eisenstadt.
- THENIUS, E. (1974): *Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. Niederösterreich*. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bundesländerserie*, 280 S., Wien.
- TOLLMANN, A. (1955): *Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht*. – *Wissenschaftliche Arbeiten aus dem Burgenland*, **10**, 74 S., Eisenstadt.
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich, Band 2. Außerzentralalpiner Anteil*. – 710 S., Wien.

- WACHTEL, G. & WESSELY, G. (1981): Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **74/75**, 137–165, Wien.
- WAGNER, L. (1996a): Die tektonisch-stratigraphische Entwicklung der Molasse und deren Untergrundes in Oberösterreich und Salzburg. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **16**, 36–65, Wien.
- WAGNER, L. (1996b): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (activ margin). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, No. **5**, 217–235, London.
- WEISSENBÄCK, M. (1996): Lower to Middle Miocene sedimentation model of the central Vienna Basin. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, No. **5**, 355–363, London.
- WESSELY, G. (1993a): Der Untergrund des Wiener Beckens. – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 249–280, Wien.
- WESSELY, G. (1993b): Das Pannonische Becken einschließlich des Mattersburger Beckens (Burgenland). – In: BRIX, F. & SCHULZ, O. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 371–378, Wien.
- WESSELY, G. (1998): Geologie des Korneuburger Beckens. – In: SOVIS, W. & SCHMIDT, B. (Hrsg.): Das Karpat des Korneuburger Beckens Teil 1 – Beiträge zur Paläontologie, **23**, 9–23, Wien.
- WESSELY, G. (2000): Sedimente des Wiener Beckens und seiner alpinen und subalpinen Unterlagerung. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **44**, 191–214, Wien.
- WESSELY, G. (2006): Geologie der österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. – 416 S., Geol. B.-A., Wien.
- WESSELY, G., KRÖLL, A., JIŘÍČEK, R. & NĚMEC, F. (1993): Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Wiener Becken und angrenzende Gebiete 1:200.000: Geologische Einheiten des prä-neogenen Beckenuntergrundes. – Geol. B.-A., Wien.
- WINKLER, A. (1927): Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **77**, 393–456, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1962): Die jüngsttertiäre (sarmatisch-pannonisch-höherpliozäne) Auffüllung des Pullendorfer Beckens (= Landseer Bucht E. Sueß) im mittleren Burgenland und der pliozäne Basaltvulkanismus am Pauli-Berg und bei Oberpullendorf-Stoob. – Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Sitzungsberichte: Abteilung I, **171**, 143–192, Wien.
- ZETINIGG, H. (1992/1993): Die Mineral- und Thermalquellen der Steiermark. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **50/51**, 362 S., Graz.
- ZORN, I. (2000): Das Paläogen und Neogen. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): Geologie der österreichischen Bundesländer – Burgenland, 15–28, Wien.
- ZORN, I. & FRITZ, I. (2000): Miozäner und plio-/pleistozäner Vulkanismus. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): Geologie der österreichischen Bundesländer – Burgenland, 28–30, Wien.



Zur Geologie der Ostalpen

RALF SCHUSTER*

10 Abbildungen

Ostalpen
Orogenese
Plattentektonik
tektonische Einheiten
Metamorphose
tektonische Modelle

Inhalt

Zusammenfassung	143
Abstract	144
Einleitung	144
1. Regionale Geologie der Ostalpen	144
1.1. Plattentektonik	145
1.2. Beschreibung der tektonischen Einheiten der Ostalpen	147
1.2.1. Einheiten vom (jurassisch-paläogenen) Südrand des Europäischen Kontinents (Subpenninikum, Helvetikum)	147
1.2.2. Einheiten aus dem Bereich des Penninischen Ozeans (Penninikum)	147
1.2.3. Einheiten vom Adriatischen Mikrokontinent (Ostalpin, Südalpin)	149
1.2.4. Einheiten, die aus dem Neotethys Ozean hervorgegangen sind (Meliatikum)	150
1.2.5. Spät-paläogene und neogene Sedimente innerhalb der Alpen	150
1.2.6. Eozän-oligozäner und miozäner Magmatismus	150
1.3. Deformations- und Metamorphoseereignisse in den Einheiten der Ostalpen	151
1.3.1. Ordovizisches thermisches Ereignis	151
1.3.2. Variszisches Kollisionereignis (Oberdevon bis Karbon)	152
1.3.3. Permische extensionales Ereignis (Perm bis Trias)	152
1.3.4. Jurassisches Obduktionereignis (Oberjura)	153
1.3.5. Alpidisches Kollisionereignis (Kreide bis Neogen)	153
2. Modelle zur Geologie der Ostalpen	155
2.1. „Alte Geologie“	155
2.2. Zeit der Deckenlehre	157
2.3. Zeitalter der Plattentektonik	158
2.3.1. TOLLMANN (1977)	158
2.3.2. NEUBAUER et al. (2000)	161
2.2.3. SCHMID et al. (2004)	161
Danksagung	161
Literatur	162

Zusammenfassung

Die tektonischen Großeinheiten der Ostalpen sind im Wesentlichen aus vier paläogeografischen Räumen hervorgegangen, die im Jura und in der Kreide bestanden haben. Helvetikum und Subpenninikum stammen vom Südrand des Europäischen Kontinents. Das Penninikum umfasst Decken, die aus dem Bereich des Penninischen Ozeans und darin befindlichen kontinentalen Krustenstücken abzuleiten sind. Ostalpin und Südalpin werden aus Material des Adriatischen Mikrokontinents aufgebaut und das Meliaticum entstammt dem Bereich des Neotethys Ozeans. Die Gesteine der Ostalpen wurden vor allem während des Ordovizischen-, Variszischen- (Oberdevon-Karbon), Permischen- und Alpidischen Ereignisses (Unterkreide bis heute) geprägt. Das jüngste tektonische Element der Ostalpen ist die Allochthone Molasse. Die Nomenklatur zur Untergliederung der Ostalpen hat sich seit Mitte des 19. Jahrhunderts ständig verändert. Sie widerspiegelt immer die zur jeweiligen Zeit populären Modelle zur Gebirgsbildung und lässt sich grob in drei Phasen gliedern: Zur Zeit der „Alten Geologie“ wurden die Gesteine als weitestgehend autochthon betrachtet.

* RALF SCHUSTER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. ralf.schuster@geologie.ac.at

Mit dem Aufkommen der Deckenlehre konnte man die oberflächliche Verteilung der Gesteine weitgehend erklären, der Antriebsmechanismus für die Deckenbewegungen blieb allerdings unverstanden. Heute befinden wir uns im Zeitalter der Plattentektonik, in dem wir versuchen, die über die Zeit in der Erdkruste entstandenen Strukturen mit den plattentektonischen Prozessen in Einklang zu bringen. Mit geophysikalischen Methoden sind wir auch zunehmend in der Lage, die Strukturen in der tieferen Lithosphäre und Asthenosphäre zu beobachten. Auch heute werden verschiedene tektonische Nomenklaturen für die Ostalpen angewendet. Wichtig ist, dass man sich bewusst ist, dass jede Nomenklatur, die man verwendet, ein bestimmtes tektonisches Modell impliziert.

On the geology of the Eastern Alps

Abstract

The major tectonic units of the Alps developed from four paleogeographic domains, which existed in the Late Jurassic and Cretaceous. The Helvetic and Subpenninic nappes derived from the southern margin of the European continent, whereas the Penninic nappes developed from the Penninic Ocean and continental fragments therein. The Austroalpine and Southalpine nappes comprise material from the Adriatic microcontinent and the Meliata slices derived from the Neotethys Ocean. The youngest tectonic element is the Allochthonous Molasse. During the Phanerozoic rocks found in the Eastern Alps were affected by the Ordovician, Variscan (Late Devonian to Carboniferous), Permian and Alpine (Early Cretaceous to recent) Events.

Nomenclature for the tectonic subdivision of the Eastern Alps changed during the past 160 years. At all times it reflected the actual model for mountain building and in general three periods can be distinguished: During the period of "Old Geology" the rock units were thought to be more or less autochthonous. When nappe tectonics was established, it was possible to explain the surface distribution of the chronostratigraphic units at the surface of the continents, but the driving forces for the orogenic processes were not realized. Today we try to describe the near surface structures of the Earth by using the concept of plate tectonics and based on geophysical data we are able to look at structures in the deeper lithosphere and asthenosphere. Today several nomenclatures are in use to describe the Alpine orogen. It is important to know that any nomenclature implies a certain tectonic model.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist einerseits als Erklärung der tektonischen Gliederung der Ostalpen in der „Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs“ (BERKA et al., 2009; siehe Beilage 1), vor allem aber zur Erläuterung der tektonischen Untergliederung der Ostalpen, wie sie in letzter Zeit von der Geologischen Bundesanstalt verwendet wird, gedacht. Demnach beinhaltet der erste Teil eine Zusammenfassung der Geologie der Ostalpen, wie er in ähnlicher Weise schon an anderen Stellen gegeben wurde (HOINKES et al., 2010; SCHUSTER et al., 2013). Im zweiten Teil wird ein historischer Überblick über die Entwicklung der tektonischen Nomenklatur in den Ostalpen gegeben und die bisher angewandten Gliederungen werden diskutiert. Definitionen zu den übergeordneten tektonischen Einheiten der Ostalpen, wie sie derzeit an der Geologischen Bundesanstalt verwendet werden, finden sich im Thesaurus Service auf www.geologie.ac.at/services/thesaurus/.

menfassung der Geologie der Ostalpen, wie er in ähnlicher Weise schon an anderen Stellen gegeben wurde (HOINKES et al., 2010; SCHUSTER et al., 2013). Im zweiten Teil wird ein historischer Überblick über die Entwicklung der tektonischen Nomenklatur in den Ostalpen gegeben und die bisher angewandten Gliederungen werden diskutiert. Definitionen zu den übergeordneten tektonischen Einheiten der Ostalpen, wie sie derzeit an der Geologischen Bundesanstalt verwendet werden, finden sich im Thesaurus Service auf www.geologie.ac.at/services/thesaurus/.

1. Regionale Geologie der Ostalpen

Das alpidische Orogen bildete sich seit der frühen Kreide durch die fortdauernde Konvergenz zwischen Afrika und Europa. Die Geologie des alpin-mediterranen Raumes ist jedoch sehr komplex, da sich zwischen den beiden Kontinenten mehrere kleine kontinentale Bereiche und mehr als ein ozeanischer Raum befanden, welche durch ein Zusammenspiel von verkürzenden, extensionalen und lateralen Bewegungen in die heutige Anordnung gelangten. Das macht es schwierig, die plattentektonische Konfiguration durch die Zeit zu rekonstruieren (FRISCH, 1979; HAN- DY et al., 2010; CARMINATI et al., 2012). Die Modelle zur Plattentektonik des alpinen Raumes haben sich in den letzten Jahrzehnten rasch weiterentwickelt. Grund dafür sind zahlreiche moderne strukturgeologische, sedimentologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen sowie tiefenseismische Profile und Modelle zur Manteltomografie, die uns Einblick in die heutige Situation unter den Alpen geben. Die Daten lassen aber immer noch genug Raum für verschiedene Interpretationen und unterschiedliche, häufig unzureichende Nomenklaturen führen oft zu Missverständnissen.

Diese Zusammenfassung der Geologie der Alpen beruht im Wesentlichen auf der tektonischen Interpretation von SCHMID et al. (2004) bzw. FROITZHEIM et al. (2008) sowie

auf der Zusammenfassung der Metamorphosegeschichte des alpidischen Orogens durch OBERHÄNSLI et al. (2004) bzw. SCHUSTER et al. (2004) und der darin angegebenen Literatur.

Geografisch lassen sich die Alpen in die Südalpen (südlich des Periadriatischen Störungssystems), die Ostalpen, die Zentralalpen und den Bogen der Westalpen untergliedern. Diese geografischen Teilstücke zeigen auch Unterschiede in ihrem geologischen Aufbau. Sie sind zu unterschiedlichen Anteilen aus verschiedenen paläogeografischen Räumen hervorgegangen und die an ihrem Aufbau beteiligten geologischen Einheiten zeichnen sich durch verschiedenen lithologischen Inhalt aus (Abb. 1). Die geologischen Einheiten wurden auch zu unterschiedlichen Zeiten in den alpidischen Orogenkeil eingebaut und bewirken bestimmte geologische Strukturen und eine charakteristische Morphologie.

Im Folgenden wird ein Überblick über die plattentektonischen und lithotektonischen Einheiten der Alpen und eine Einführung in die wesentlichen Ereignisse, die zur Bildung der in den Alpen auftretenden Gesteine geführt haben, gegeben.

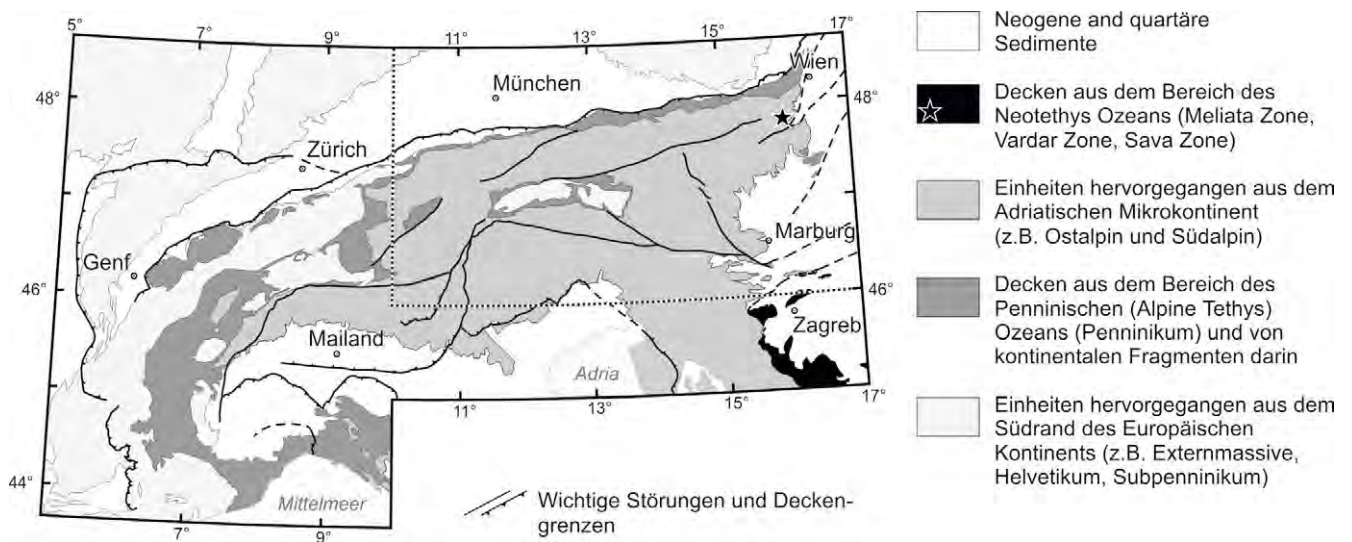


Abb. 1. Karte des Alpenraumes, in welcher die paläogeografische Herkunft der wesentlichen tektonischen Einheiten dargestellt ist (basierend auf SCHMID et al., 2004). Der punktierte Rahmen markiert den in den Abbildungen 2, 4, 5, 6 und 7 dargestellten Bereich.

1.1. Plattentektonik

Das alpidische Orogen wird in tektonische Einheiten untergliedert, welche sich in vielen Bereichen auf die jurassisch-kretazische Paläogeografie zurückführen lassen. Vereinfacht dargestellt, gab es zu dieser Zeit zwei Ozeane und zwei Kontinente, die durch eine schmale kontinentale Brücke miteinander verbunden waren. Bei den Ozeanen handelt es sich um den Neotethys Ozean und den Penninischen Ozean (Alpine Tethys oder besser Alpiner Atlantik). Der Neotethys Ozean bildete eine von Osten her in den heutigen Alpenraum eingreifende Bucht. Der Penninische Ozean bestand aus zwei Ästen, die sich als östliche Ausläufer des Atlantiks in den heutigen Alpenraum erstreckten. Im Norden befand sich eine große Kontinentmasse, die den heutigen Europäischen Kontinent beinhaltete und im Süden lag eine Kontinentmasse, der das heutige Afrika angehörte. Die kontinentale Brücke zwischen den beiden Kontinentalmassen wurde in der Unterkreide vom Europäischen Kontinent abgetrennt und bildete den „Adriatischen Sporn“ am Nordrand von Afrika, beziehungsweise ab der mittleren Kreide den Adriatischen Mikrokontinent (siehe Abbildungen in SCHUSTER et al., 2015).

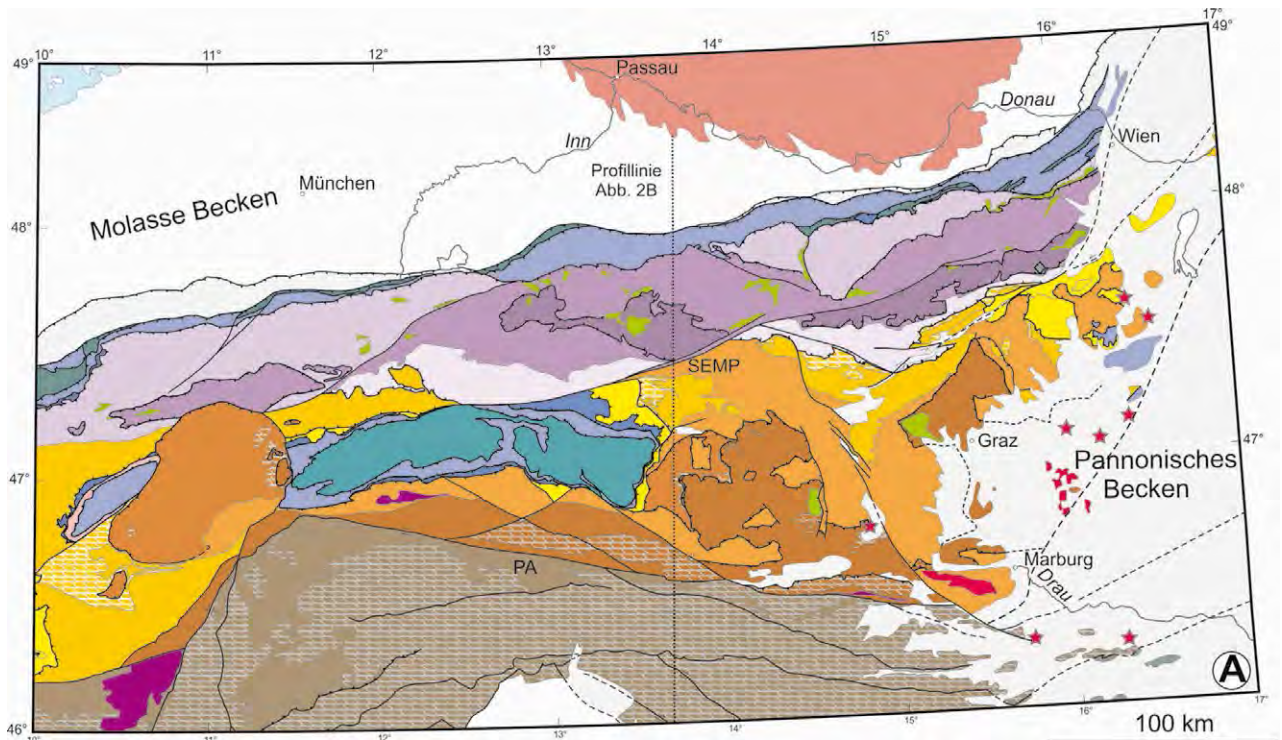
In den Alpen finden sich diese paläogeografischen Elemente von Süden gegen Norden, beziehungsweise vom Liegenden gegen das Hangende in folgender Weise wieder (Abb. 1, 2):

Das nördliche Vorland des alpidischen Orogens besteht aus der Europäischen Platte. Diese baut sich im Bereich der Karte in Abbildung 2 aus Mantellithosphäre, kontinentaler Kruste mit variszischer Prägung, variszisch post-orogener, spät-karbonen bis kretazischen Plattformsedimenten und dem nördlichen Vorlandbecken des alpidischen Orogens (Autochthone Molasse) auf.

Der jurassische bis paläogene Südrand des Europäischen Kontinents wird durch das Helvetikum, Ultrahelvetikum und Subpenninikum repräsentiert. Im Hangenden folgen die Reste des Penninischen Ozeans, welcher sich mit zwei Ästen (Piemont-Ligurischer und Valais Ozean) als ostge-

richtete Fortsetzung des Atlantiks im Jura und in der Kreide entwickelt hatte. Die Gesteine dieses ozeanischen Bereiches bauen die Oberen und Unteren Penninischen Decken im Bereich des Nordrandes der Ostalpen (im Wesentlichen Ybbsitzer Klippenzone und die Decken der Rhenodanubischen Flyschzone), sowie den Inhalt des Unterengadiner Fensters, Tauernfensters und der Rechnitzer Fenstergruppe auf. Die östlichsten Ausläufer des Iberia-Briançonnais Mikrokontinents, der sich zwischen den beiden Ästen des Penninischen Ozeans befand, reichen von Westen her als Mittlere Penninische Decken bis in den Bereich des Unterengadiner Fensters. Darüber folgen das Ostalpin und, getrennt durch das Periadriatische Störungssystem (PA), das Südalpin. Beide Einheiten entstanden aus kontinentaler Kruste vom Nordrand des Adriatischen Mikrokontinents. Überreste des Neotethys Ozeans (beinhaltet Meljata-, Hallstatt-, Vardar Ozean...) sind in einigen wenigen Aufschlüssen im östlichsten Teil der Ostalpen erhalten und werden als Meliatikum bezeichnet (KOZUR & MOSTLER, 1992; MANDL & ONDREJIČKOVÁ, 1993).

Der Penninische Ozean öffnete sich im Jura und in der Kreide und wurde im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung in der Oberkreide und dem Paläogen geschlossen. Die Europäische Platte agierte dabei als Unterplatte, während die Adriatische Platte die Oberplatte darstellte. Die Suturzzone des Penninischen Ozeans kann entlang der gesamten Alpen verfolgt werden. Das Eoalpidische Ereignis in der Kreide ist auf eine intrakontinentale Verkürzung innerhalb des Nordrandes des Adriatischen Mikrokontinents zurückzuführen, wobei das heutige Ostalpin entstand (STÜWE & SCHUSTER, 2010). Die Subduktion begann in der frühen Unterkreide (Valanginium; ca. 135 Ma), während die größten Versenkungstiefen kontinentaler Kruste und die höchsten Metamorphosebedingungen in Gesteinen des Ostalpines in der frühen Oberkreide (ca. 95 Ma, THÖNI, 2006) erreicht wurden. Dabei waren Teile des heutigen Ostalpines in einer Unterplattenposition, während andere der initialen Oberplatte angehörten.



ALPIDISCHES OROGEN

- 1 Neogene und quartäre Sedimente
- 2 Känozoische Magmatite; Periadriatische Magmatite / Pannonische Magmatite
- 3 Oberkretazische bis paläogene Sedimente der Gosau-Gruppe
- Decken aus dem Bereich des Neotethys Ozean**
- 4 Decken der Internen Dinariden / Meliaticum
- Decken hervorgegangen aus dem Adriatischen Mikrokontinent Südalpin**
- 5 Kristallin, paläozoische und mesozoische (Meta)Sedimente
- Ostalpin**
- 6 Drauzug-Gurktal-Deckensystem: Kristallin/permo-mesoz. Sed.
- 7 Ötztal-Bundschuh-Deckensystem: Kristallin/permo-mesoz. Metased.
- 8 Bajuvarisches Deckensystem: permo-mesozoische Sedimente
- 9 Tirolisch-Norisches Deckensystem: paläozoische Metasedimente und permo-mesozoische Sedimente
- 10 Juvavisches Deckensystem: permo-mesozoische Sedimente
- 11 Veitsch-Silbersberg-Deckensystem: Kristallin/paläozoische Metased.
- 12 Koralpe-Wölz-Deckensystem: Kristallin

- 13 Silvretta-Seckau-Deckensystem: Kristallin/permo-mesoz. (Meta)Sed
- 14 Unterostalpin: Kristallin/permo-mesozoische Metasedimente
- Decken aus dem Bereich des Penninischen Ozeans und dem Iberia-Briançonnais Mikrokontinent**
- 15 Obere Penninische Decken: Ophiolithe/jurassische-kretazische Sedimente und Metasedimente
- 16 Mittlere Penninische Decken: Kristallin/postvariszische Sedimente
- 17 Untere Penninische Decken: Ophiolithe/kretazische Sedimente und Metasedimente
- Decken hervorgegangen aus dem Südrand des Europäischen Kontinents**
- 18 Helvetikum und Ultrahelvetikum: permo-mesozoische Sedimente
- 19 Subpenninikum: Kristallin/permo-mesozoische Metasedimente
- VORLAND DES ALPIDISCHEN OROGENS**
- 20 Oligozäne bis pannone und quartäre Sedimente
- 21 Karbone und permo-mesozoische Sedimente
- 22 Moldanubikum und Moravikum: Kristallin
- Wichtige Störungen und Deckengrenzen

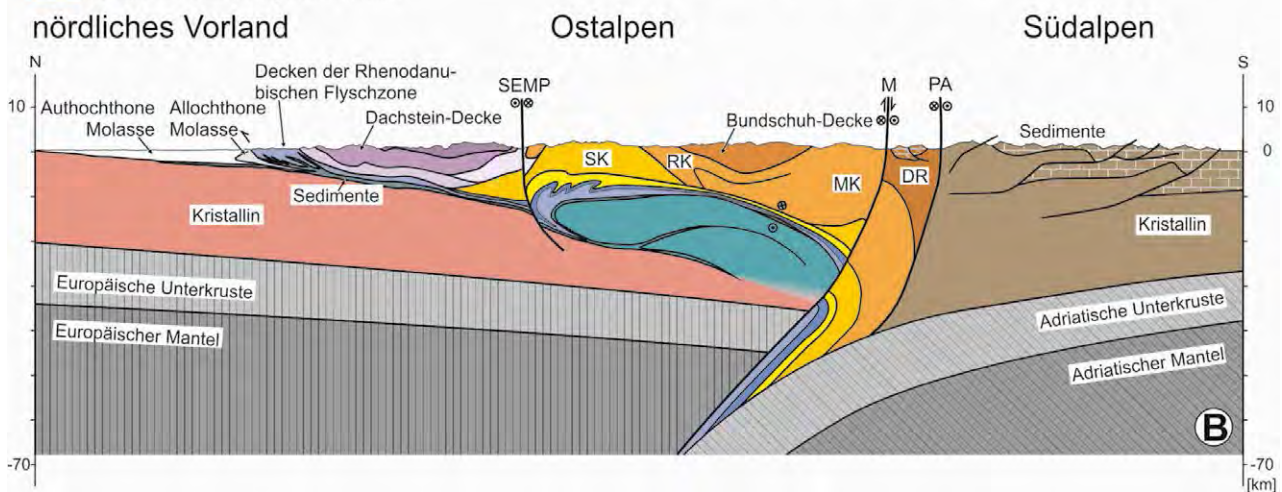


Abb. 2. (A) Tektonische Karte der Ostalpen nach der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004). Die Nummern der Einheiten beziehen sich auf den Text. (B) Profil durch die Ostalpen. DR: Drauzug, RK: Radenthein-Komplex, MK: Millstatt-Komplex, SK: Schladming-Komplex, SEMP: Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg Störungssystem, M: Mölltal Störung, PA: Periadriatisches Störungssystem.

Das Westende des Neotethys Ozeans grenzte buchtartig an den „Adriatischen Sporn“ am Nordrand von Afrika bzw. an den Adriatischen Mikrokontinent. Während der westgerichteten Ausdehnung des Ozeans bildete sich ozeanische Kruste in der Trias („Meliata Ozean“), im Jura („Vardar Ozean“), aber auch in der Kreide (USTASZEWSKI et al., 2009). Die Verkürzung innerhalb dieses ozeanischen Bereiches begann bereits im Mitteljura an einer intraozeanischen Subduktionszone (SCHMID et al., 2004). Im Oberjura wurden Ophiolith-Decken auf den Rand der kontinentalen Kruste des „Adriatischen Sporns“ obduziert (GAWLICK et al., 1999; MISSONI & GAWLICK, 2010). Diese Decken sind in den Dinariden noch heute weit verbreitet. Daten sprechen dafür, dass Ausläufer davon auch im Ostteil der heutigen Ostalpen vorhanden waren. Diese sind heute vollständig erodiert, das Abtragungsmaterial findet sich aber in den Sedimenten der Kreide, insbesondere in jenen der Gosau-Gruppe (SCHUSTER et al., 2007, 2011).

1.2. Beschreibung der tektonischen Einheiten der Ostalpen

Die Beschreibung der tektonischen Einheiten basiert auf der Karte und den Profilen in SCHMID et al. (2004). Vom Liegenden gegen das Hangende, beziehungsweise von Norden gegen Süden werden die Alpen aus folgenden tektonischen Einheiten aufgebaut (Abb. 2, 3):

1.2.1. Einheiten vom (jurassisch-paläogenen) Südrand des Europäischen Kontinents (Subpenninikum, Helvetikum)

Der Südrand des Europäischen Kontinents besteht aus tief erodierter, variszisch (spätes Devon bis Karbon) geprägter, kontinentaler Kruste (23). Diese ist reich an karbonen Plutoniten und steht in Kontakt zu ihrem lithosphärischen Mantel. Darüber lagern zum Teil spät-karbone bis kretazische sedimentäre Gesteine (22). Diese Kruste fällt gegen Süden unter den alpidischen Orogenkeil und dessen Vorlandbecken. Dieses alpin-karpatische Vorlandbecken ist mit spät-paläogenen bis neogenen Sedimenten gefüllt (21).

Die Externmassive bestehen aus duktil mäßig deformierten, aber intern gestapelten Teilen der Europäischen Platte, die in Fenstern innerhalb der West- und Zentralalpen an der Erdoberfläche auftreten. Die Externmassive bestehen aus variszisch geprägtem Kristallin, sowie spät-karbone bis kretazischen Sedimentabfolgen. Die Decken des Helvetikums und Ultrahelvetikums (19) bilden einen Falten- und Überschiebungsgürtel aus dünnen abgeschernten Sedimentgesteinsabfolgen. Am Nordrand der Zentralalpen nehmen sie große Bereiche ein, während sie in den Ostalpen nur als dünne Schuppen auftreten. Die helvetischen und ultrahelvetischen Decken wurden vom jurassisch-paläogenen Südrand von der Europäischen Platte abgeschernt. Aus dem gleichen paläogeografischen Raum stammt das Subpenninikum (20). Es beinhaltet Decken aus variszisch geprägten kristallinen Gesteinen mit spät-karbone bis kretazischen Metasedimenten, die von ihrem lithosphärischen Mantel abgeschernt wurden. Die subpenninischen Decken bauen in den Ostalpen das Ve-

nediger- und Modereck-Deckensystem (PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER, 2011; SCHMID et al., 2013) im Bereich des Tauernfensters auf. Die Verwendung des Begriffs Subpenninikum impliziert, dass das krustale Material, welches diese Einheit heute aufbaut, nicht durch einen Ozean vom Südrand des Europäischen Kontinents getrennt war (z.B. FROITZHEIM et al., 1996; KURZ et al., 2001). Die Eklogit führenden Einheiten des Subpenninikums (Adula-Decke, Cima Lunga-Decke in den Zentralalpen und die Eklogitzone im Tauernfenster) enthalten auch Material vom südlich angrenzenden Penninischen Ozean und entstanden in einem Subduktions- und Akkretionskanal (ENGI et al., 2001; KURZ & FROITZHEIM, 2002).

1.2.2. Einheiten aus dem Bereich des Penninischen Ozeans (Penninikum)

Die penninischen Einheiten beinhalten drei paläogeografische Elemente: Den Piemont-Ligurischen Ozean, den Iberia-Briançonnais Mikrokontinent und den Valais Ozean.

Der Piemont-Ligurische Ozean öffnete sich im späten Jura. Die ältesten Anteile des Ozeanbodens bestanden aus exhumiertem subkontinentalem Mantel, welcher unter den angrenzenden kontinentalen Bereichen herausgezogen worden war (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996). Die serpentinierten Lherzolithen werden von Radiolariten und Aptychenkalken sowie turbiditischen Sedimenten des Oberjura und der Kreide überlagert. Der Iberia-Briançonnais Mikrokontinent wurde in der Kreide, bei der Öffnung des Valais Ozeans, vom distalen Südrand Europas abgetrennt. Die daraus entstandenen Decken bestehen aus variszisch metamorphen Kristallingesteinen, permo-karbone klastischen Sedimenten und auflagernden Seichtwassersedimenten der Trias und des Unterjura. Darüber lagern Tiefwassersedimente. Die aus dem Valais Ozean gebildeten Decken enthalten kretazische Ophiolithe und teilweise kretazische bis eozäne, kalkreiche Turbidite. Gegen Osten keilte der Iberia-Briançonnais Mikrokontinent aus und der Valais- und Piemont-Ligurische Ozean vereinigten sich zu einem Ozeanbecken (z.B. STAMPFLI, 1994; FROITZHEIM et al., 1996). Aufgrund dieser Situation ist die Unterteilung der zwei ozeanischen Bereiche in den heutigen Ostalpen konzeptionell (KURZ et al., 2001). Charakteristische Schichtfolgen, Analysen der Liefergebiete des klastischen Sedimenteintrages sowie das Alter und die geochemische Signatur der Ophiolithe erlauben aber die Differenzierung von Decken, die aus dem südlichen, beziehungsweise nördlichen Anteil des vereinigten Penninischen Ozeans stammen.

Das Penninikum kann in Untere-, Mittlere- und Obere Penninische Decken untergliedert werden, wobei diese jeweils vornehmlich aus einem der drei oben genannten paläogeografischen Bereiche hervorgegangen sind.

Die Unteren Penninischen Decken (18) bestehen vor allem aus Material des Valais Ozeans und aus dem im Osten anschließenden ozeanischen Bereich des Vahic Ozeans (FROITZHEIM et al., 2008). Sie bauen große Teile der Zentralalpen auf und setzen sich gegen Osten in den Decken der Rhenodanubischen Flyschzone am Nordrand der Ostalpen fort (KURZ et al., 1998). Die Decken der Rhenodanubischen Flyschzone bestehen aus unmetamorphen kretazisch-paläogenen Flyschsedimenten. Weiters bauen die Unteren

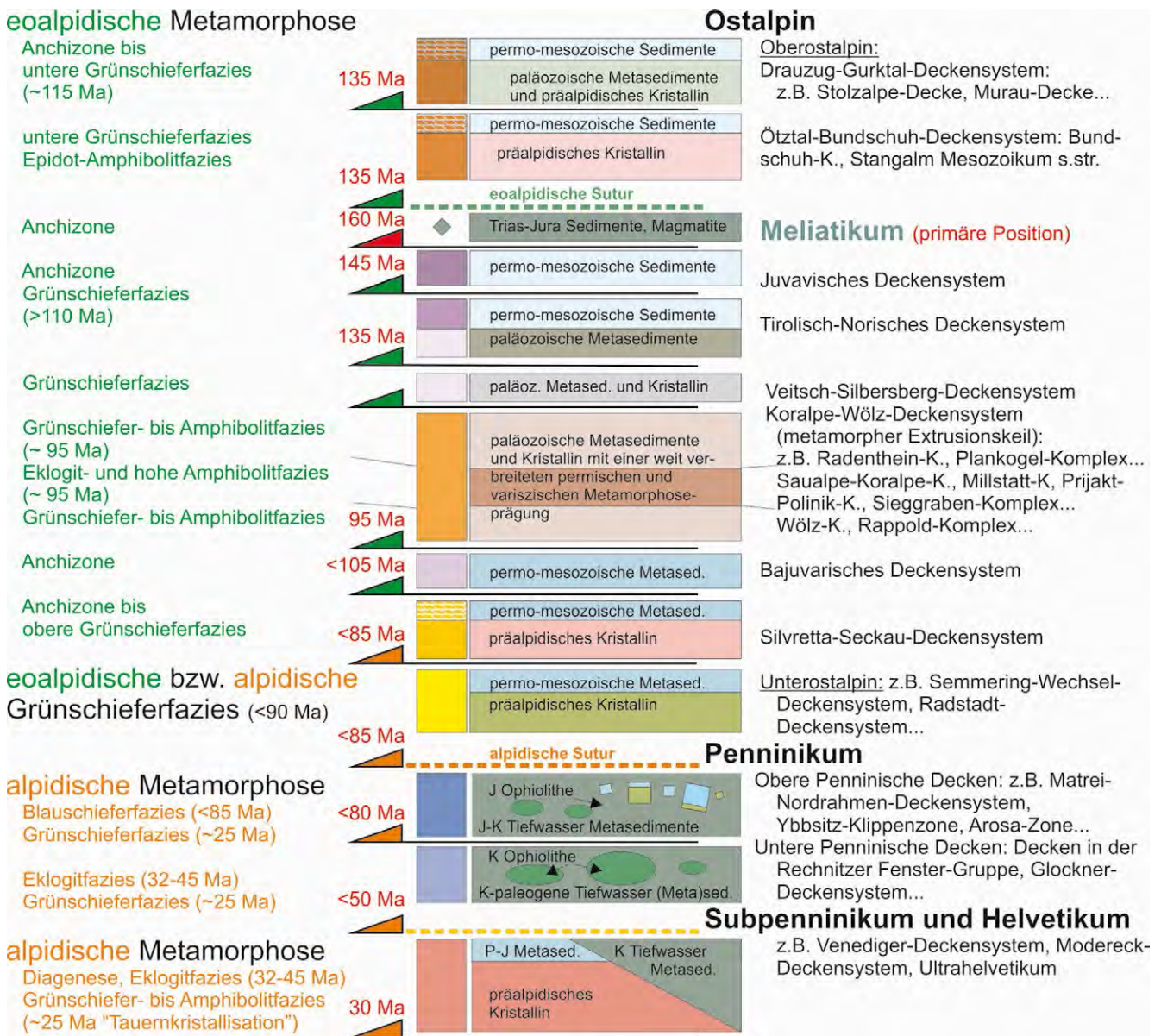


Abb. 3. Block-Diagramm, welches die wesentlichen tektonischen Einheiten der Ostalpen zeigt. In der Spalte links ist der Metamorphosegrad während des Eoalpidischen (kretazischen) und Neoalpidischen (paläogen-neogenen) Ereignisses und der Zeitpunkt des Metamorphosehöhepunktes angegeben. Die roten Zahlen geben an, zu welchem Zeitpunkt die jeweilige Einheit als Decken abgeschert und in den Orogenkeil eingebaut wurde. Die Stellung des Meliatikums bezieht sich auf die prä-eoalpidische Platznahme auf dem Kontinentalrand des Adriatischen Mikrokontinents (verändert nach SCHUSTER et al., 2013).

Penninischen Decken den zentralen Teil des Unterengadiner Fensters (GRUBER et al., 2010), das Glockner-Deckensystem im Tauernfenster und die Decken im Bereich der Rechnitzer Fenstergruppe auf (FROITZHEIM et al., 2008). Im Bereich der Fenster haben die oft kalkigen Metasedimente und Ophiolithe eine metamorphe Überprägung, die von der Grünschieferfazies bis in die Eklogitfazies reicht.

Die Mittleren Penninischen Decken (17) sind zum größten Teil aus dem Iberia-Briançonnais Mikrokontinent hervorgegangen. Die kontinentale Kruste dieses ehemaligen Mikrokontinents baut die Iberische Halbinsel sowie Teile von Sardinien und Korsika auf. Mittlere Penninische Decken sind in den West- und Zentralalpen verbreitet und reichen mit Ausläufern bis in das Unterengadiner Fenster. Dort sind sie durch die Tasna-Decke und die Fimber-Zone vertreten (GRUBER et al., 2010).

Gesteine, die vom Piemont-Ligurischen Ozean stammen, bauen die Oberen Penninischen Decken auf (16). Sie sind in den West- und Zentralalpen weit verbreitet. Am Westrand der Ostalpen zeigt die Arosa-Zone eine von Norden gegen Süden zunehmende metamorphe Überprägung. Die un- bzw. schwach metamorphen Anteile finden sich zum Teil in Fenstern unter den überlagernden ostalpinen Decken und setzen sich im nördlichen Teil der Ostalpen in Form der Ybbsitzer Klippenzone (DECKER, 1990) weit gegen Osten hin fort. Sie zeichnen sich durch charakteristische Abfolgen mit Serpentiniten, jurassischen Radiolariten und Aptychenkalken aus. In direktem Kontakt dazu befindet sich die Kahlenberg-Decke, die nach FAUPL & WAGREICH (1992) eine paläogeografische Nahbeziehung zur Ybbsitzer Klippenzone zeigt. Äquivalente zu den höher metamorphen Anteilen der Arosa-Zone finden sich im Unterengadiner Fenster in Form der Brückelkopf und

Flimspitz Schuppen (GRUBER et al., 2010). Im Tauernfenster sind die Oberen Penninischen Decken durch das Matrei-Nordrahmen-Zone-Deckensystem (z.B. Matrei-Zone, Reckner-Decke, Nordrahmenzone) vertreten.

1.2.3. Einheiten vom Adriatischen Mikrokontinent (Ostalpin, Südalpin)

Der nördliche Teil des ehemaligen Adriatischen Mikrokontinents bestand aus cadomisch geprägter kontinentaler Kruste (NEUBAUER, 2002) mit paläozoischen metasedimentären Abfolgen und magmatischen Gesteinen, die auf *rifting*- und Subduktionsprozesse zurückzuführen sind. Besonders intensiv war die magmatische Aktivität im Ordovizium, sie dauerte aber mehr oder weniger kontinuierlich bis ins Karbon an. Während des Variszischen Ereignisses wurden die nördlichen Teile des späteren Adriatischen Mikrokontinents von Metamorphose und synorogener Magmatismus betroffen, ab dem späten Karbon wurden postorogene Sedimente in lokalen Depressionen und am Südrand des Orogens abgelagert. Im Perm wurde die Lithosphäre gedehnt. Basaltschmelzen stiegen an die Unterkruste auf und bewirkten eine intensive magmatische Aktivität und eine begleitende Hochtemperatur-/Niederdruck (HT/LP)-Metamorphose. In weiterer Folge wurden im späten Perm und in der Trias mehr als 3 km mächtige, flachmarine Sedimente auf der durch thermische Subsidenz kontinuierlich absinkenden Lithosphäre abgelagert. So bildete sich ein breiter Schelf mit Karbonatplattformen, der im Südosten mit einem passiven Kontinentalrand an den Neotethys Ozean angrenzte und der ab dem Mitteljura im Nordwesten durch den Penninischen Ozean (Piemont-Ligurischen Ozean) begrenzt wurde. In den Alpen sind das Ostalpin und das Südalpin aus dem Adriatischen Mikrokontinent hervorgegangen. Beide sind durch das Periadriatische Störungssystem voneinander getrennt.

Das Ostalpin wurde im Zuge des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide von der Unterkruste und vom Mantel abgetrennt, zu einem komplexen Deckenstapel geformt und gegen Nordwesten auf die penninischen Decken geschoben. Es lässt sich in ein Unter- und Oberostalpin untergliedern.

Das Unterostalpin (15) bildete den Kontinentalrand hin zum Penninischen Ozean. Die unterostalpinen Einheiten sind durch Extension während der Öffnung des ozeanischen Raumes im Jura gekennzeichnet. Sie bestehen aus kontinentalem Krustenmaterial und auflagernden Metasedimenten, die zeitlich vom Perm bis in den Jura reichen können. Während der Schließung des Ozeans entstanden in der Oberkreide unter grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen und großem Fluiddurchsatz Decken und tektonische Zonen. Das Unterostalpin überlagert die Decken des Penninikums und es kann weiter in Deckensysteme gegliedert werden. Am Alpenostrand befindet sich das Semmering-Wechsel-Deckensystem, den Rahmen des Tauernfensters bildet das Radstadt-Deckensystem, im Rahmen des Unterengadiner Fensters gehören die Subsivrettiden Schollen zum Unterostalpin und an der Ost-Westalpengrenze liegt das Err-Bernina-Deckensystem.

Das Oberostalpin stellt einen Deckenstapel dar, der sich in der Unterkreide und bis in die mittlere Oberkreide bildete. Den tektonisch tiefsten Anteil stellt das Silvret-

ta-Seckau-Deckensystem (14) dar, welches aus Kristallin mit einer dominanten variszischen Metamorphoseprägung und Resten von transgressiv auflagernden permo-triassischen Metasedimenten besteht. Während des Eoalpidischen Ereignisses erreichte die Metamorphose sub-grünschiefer- bis amphibolitfazielle Bedingungen.

Im Norden wird das Silvretta-Seckau-Deckensystem vom Veitsch-Silbersberg-Deckensystem (12), welches aus geringen Anteilen von variszisch amphibolitfaziell metamorphem Kristallin (Kaintaleck-Komplex) sowie grünschieferfaziellen paläozoischen Gesteinen besteht, als auch durch das Bajuvarische (9), Tirolisch-Norische (10) und Juvavische Deckensystem (11) überlagert. Die unmetamorphen bzw. sub-grünschieferfaziell geprägten permo-mesozoischen Sedimente der drei letzteren bauen die Nördlichen Kalkalpen (= geografische Einheit) auf. Die triassischen Anteile zeigen eine fazielle Zonierung in Richtung des Neotethys Ozeans, wobei die Juvavischen Decken aus dem Bereich stammen, der am nächsten zum Ozeanbecken lag. Im Tirolisch-Norischen Deckensystem lagern die mesozoischen Sedimente noch transgressiv grünschieferfaziellen paläozoischen Metasedimenten auf (z.B. in der Norischen Decke und der Staufen-Höllengebirge-Decke).

Im Süden wird das Silvretta-Seckau-Deckensystem durch das Koralpe-Wölz-Deckensystem (13) überlagert. Dieses besteht ausschließlich aus großteils polymetamorphen Gesteinen mit neoproterozoischen bis devonen (früh-karbonen?) Eduktaltern. Die Komplexe der einzelnen Decken zeigen unterschiedlich starke Metamorphoseprägungen während des Variszischen und Permo-Triassischen Ereignisses (SCHUSTER et al., 2004). Im Zuge des Eoalpidischen Ereignisses wurden die vormals auflagernden permo-mesozoischen Sedimente vollständig abgeschert, während die Gesteine des heutigen Koralpe-Wölz-Deckensystems subduziert wurden und zum Teil eine eklogitfazielle Metamorphose erfuhren. Bei der Exhumation ab dem Turonium entstand ein metamorpher Extrusionskeil, bei dem sich die am höchsten metamorphen Gesteine im Zentrum befinden (Abb. 3).

Das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem (8) zeigt eine ähnliche lithologische Zusammensetzung wie das Silvretta-Seckau-Deckensystem, es nimmt jedoch eine tektonische Position auf dem Koralpe-Wölz-Deckensystem ein. Es beinhaltet das „Brenner“- und „Stangalm-Mesozoikum“, die in der Erforschungsgeschichte der Ostalpen von besonderer Bedeutung sind (z.B. TOLLMANN, 1959, 1977; FRANK, 1983). Darüber lagert das Drauzug-Gurktal-Deckensystem (7), welches aus variszisch und zum Teil auch permo-triassisch metamorphem Kristallin, anchizonal bis grünschieferfaziell metamorphen paläozoischen Metasedimenten und unmetamorphen permo-triassischen Sedimenten (RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000) aufgebaut ist. Innerhalb des Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystems nimmt der Grad der eoalpidischen Metamorphose von der Amphibolitfazies im Liegenden bis zur Diagenese in den höchsten Anteilen des Deckenstapels ab.

Die von der Oberkreide bis ins Paläogen reichenden Sedimente der Gosau-Gruppe (4) stellen syn- bis postorogene Ablagerungen in Bezug auf das Eoalpidische Ereignis dar (FAUPL & WAGREICH, 2000).

Das Südalpin (6) besteht aus Decken kontinentaler Kruste der Adriatischen Platte, welche während des Alpidi-

schen Ereignisses im Paläogen und Neogen, südgerichtet auf den Rand der undeformierten Adriatischen Platte überschoben wurde. Es stellt damit den *retro wedge* des alpidischen Orogens dar (z.B. SCHMID et al., 1996). Im Bereich der Ivrea-Zone in den Westalpen ist ein primärer Kontakt von Kruste und subkontinentalem lithosphärischem Mantel erhalten und an der Erdoberfläche sichtbar. Im Südosten setzt sich das Südalpin in den Externen Dinariden fort.

1.2.4. Einheiten, die aus dem Neotethys Ozean hervorgegangen sind (Meliatikum)

Das Meliaticum (5) repräsentiert Reste des Neotethys (Meliata) Ozeans. Diese Reste beinhalten Serpentine, basische Vulkanite und Tiefwassersedimente aus dem ozeanischen Becken. Die Gesteine sind mit jenen aus der Meliata-Zone in den Westkarpaten zu vergleichen (MANDL, 2000; KOZUR & MOSTLER, 1992; MANDL & ONDREJIČKOVÁ, 1993). Das Meliaticum ist in den Ostalpen nur in Form kleiner tektonischer Scherlinge zwischen dem Tirolisch-Norischen- und Juvavischen Deckensystem des Ostalpins vorhanden. Diese tektonischen Scherlinge zeigen lediglich eine sub-grünschieferfazielle Metamorphose und keine Hinweise auf ein Hochdruckereignis. Weiters findet sich Material aus dem Bereich des Neotethys Ozeans als Detritus in den kretazischen Sedimenten des Ostalpins (FAUPL & WAGREICH,

2000) und im Haselgebirge, einem evaporitischen Tektonit an der Basis des Juvavischen Deckensystems (SCHORN et al., 2013).

1.2.5. Spät-paläogene und neogene Sedimente innerhalb der Alpen

Im Bereich der Ostalpen wurden bis ins Oligän spät-paläogene bis oligänische Sedimente aus dem Alpin-Karpatischen-Vorlandbecken in das alpidische Orogen eingebaut. (WESSELY, 2006). So entstanden die Decken bzw. deutlich deformierten Bereiche der Allochthonen Molasse (1), welche auch Schürflinge aus dem Untergrund des Molassebeckens enthalten (z.B. in der Waschbergzone). Ab dem Karpatium entstanden entlang von Störungen Becken (1), deren Sedimente den älteren Deckenbau diskordant überlagern, die aber auch größtenteils noch eine interne Deformation zeigen.

1.2.6. Eozän-oligozäner und miozäner Magmatismus

Die Periadriatischen Magmatite (2) umfassen kalkalkalische Tonalite, Granodiorite und Granite, sowie untergeordnete alkalibasaltische Ganggesteine. Sie kristallisierten im Eozän und Oligozän und werden mit dem Abreißen

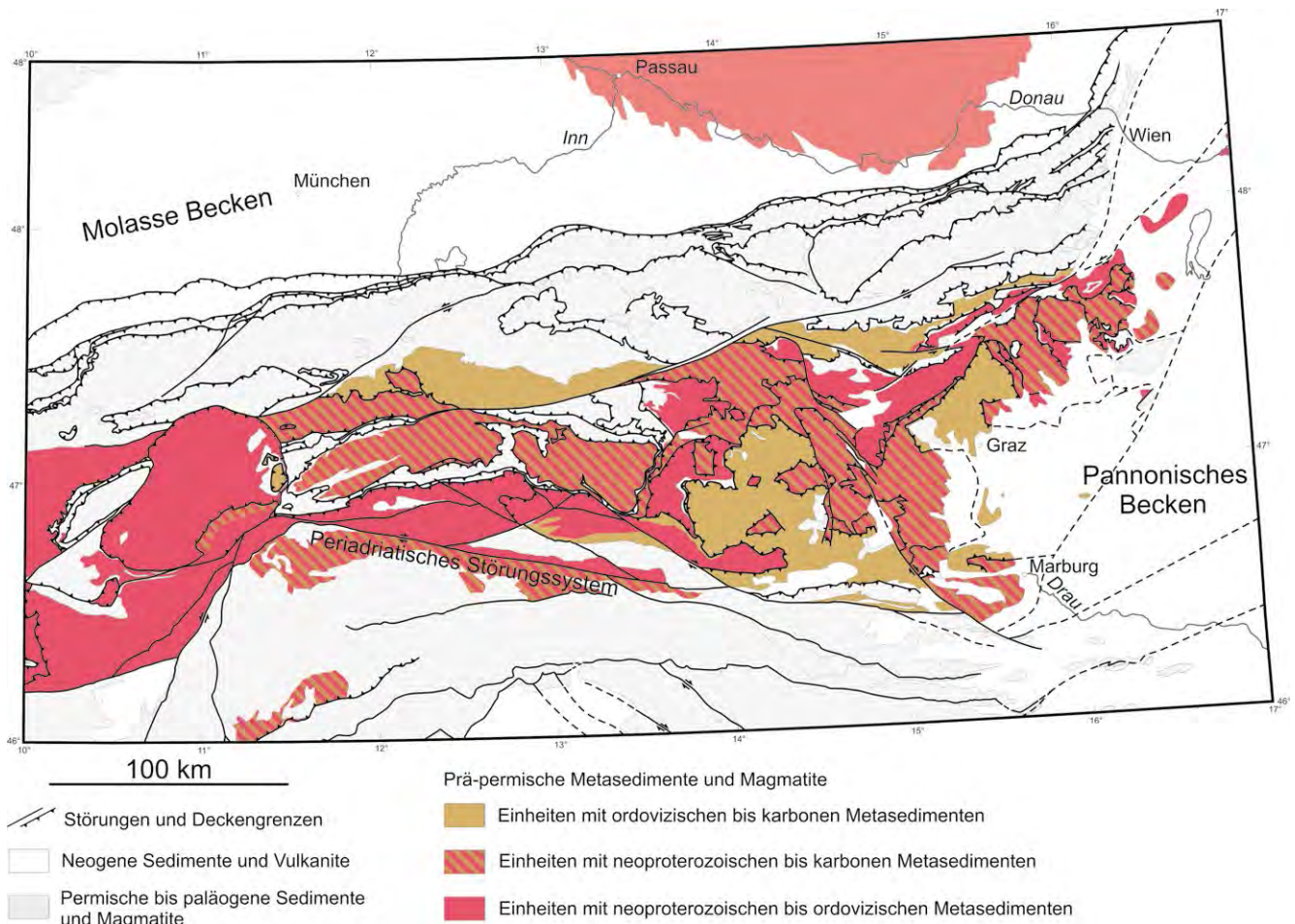


Abb. 4. Karte der Ostalpen, welche die Verteilung der Eduktalter der prä-permischen Metasedimente zeigt. Die weiten Altersspannen sind bereichsweise durch fehlende Daten, andererseits aber auch durch die maßstabsbedingten Zusammenfassungen zu begründen. Die Gliederung basiert weitgehend auf dem Auftreten von ordovizischen und variszischen Magmatiten, sowie der Sr-Isotopie von Marmoren (e.g. NEUBAUER, 2002; SCHULZ et al., 2004; PUHR et al., 2012).

(*slab break-off*) der seit der Unterkreide subduzierten Lithosphäre vom Südrand der Europäischen Lithosphärenplatte in Zusammenhang gebracht (DAVIS & VON BLANKENBURG, 1995). Die Platznahme der Intrusionen erfolgte während einer Seitenverschiebungstektonik entlang des Periadriatischen Störungssystems. Der Pohorje Pluton westlich von Maribor gehört nicht zu den Periadriatischen Magmatiten, sondern zu den miozänen bis quartären Pannonischen Magmatiten (3). Diese entstanden durch die Dehnung der Lithosphäre im Bereich des Pannonischen Beckens, welche mit der Bildung des Karpatenbogens in Verbindung steht (FODOR et al., 2008).

1.3. Deformations- und Metamorphoseereignisse in den Einheiten der Ostalpen

Dieses Kapitel beinhaltet eine kurze Zusammenfassung der Deformations- und Metamorphoseereignisse in den Einheiten der heutigen Ostalpen. Seit dem Beginn des Phanerozoikums können fünf wesentliche Ereignisse gefasst werden. Die Eduktalter der in diesem Bereich auftretenden (meta)sedimentären Gesteine sind in Abbildung 4 dargestellt. Bisher gibt es keine Hinweise auf größere Gesteinskörper, die älter als neoproterozoisch sind.

1.3.1. Ordovizisches thermisches Ereignis

Das Ordovizische Ereignis findet sich in ostalpinen Einheiten mit jungproterozoischen bis ordovizischen Eduktaltern. Es wird vor allem durch Magmatite mit Kristallisationsaltern zwischen 460 und 485 Ma repräsentiert, nur untergeordnet finden sich Hinweise auf ein zeitgleiches Metamorphoseereignis. Beim Ordovizischen Ereignis handelt es sich wahrscheinlich nicht um ein Kollisionseignis. Eher spiegelt es Dehnungsprozesse am Nordrand von Gondwana wider (RAUMER et al., 2012).

Das Ordovizische Ereignis ist im Ostalpin in allen Krustenstockwerken nachzuweisen (Abb. 5): In der tieferen Kruste intrudierten Basite und Diorite und es kam zur Bildung von Migmatiten (z.B. Winnebach Migmatit, KLÖTZLI-CHOWANETZ et al., 1997). Granitoide, häufig in Form von leukokraten Muskovitgraniten (z.B. Bundschuh-Orthogneis) kristallisierten in der mittleren Kruste (SCHULZ et al., 2004). In der oberen Kruste entstanden subvulkanische Intrusiva (Schwazer Orthogneis, PESTAL et al., 2009) und an der Erdoberfläche bildeten sich saure bis intermediäre Vulkanite (Laven, Ignimbrite, z.B. Blasseneck Porphyroid, HEINISCH, 1981).

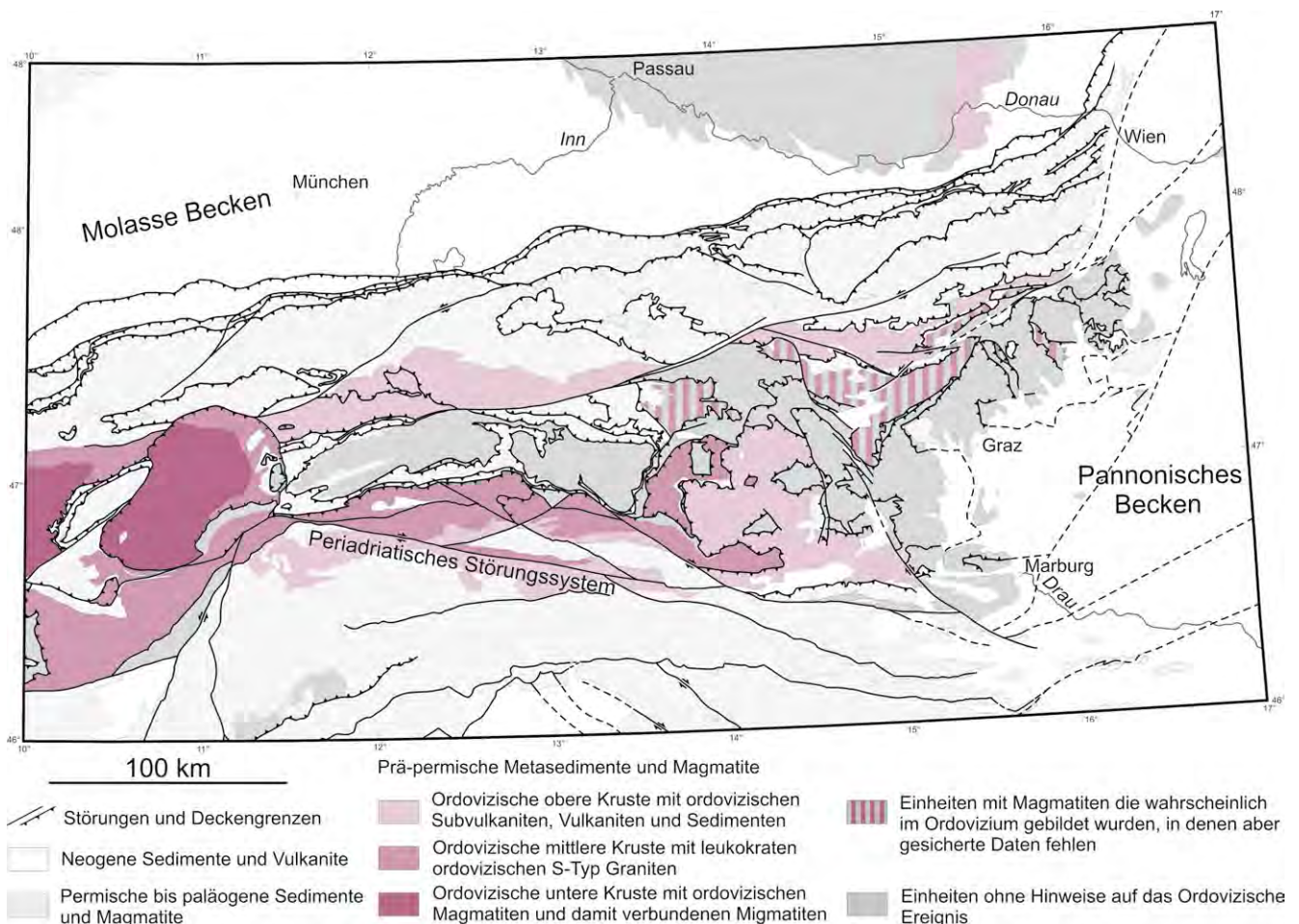


Abb. 5. Karte der Ostalpen, welche die Verteilung des Ordovizischen Ereignisses zeigt. Basierend auf dem Auftreten von ordovizischen Sedimenten und Vulkaniten, Plutoniten und Migmatiten lassen sich obere-, mittlere- und untere Krustenstockwerke unterscheiden.

1.3.2. Variszisches Kollisionsereignis (Oberdevon bis Karbon)

Das Variszische Ereignis ist das Ergebnis der Kontinentkollision von Gondwana (inklusive der Perigondwana Terranes = Hun Superterran) mit Laurussia (inklusive Avalonia) im späten Devon und Karbon, welches zur Entstehung des Superkontinents Pangäa führte (KRONER & ROMER, 2013). Es ist in den Alpen im Subpenninikum, Ostalpin und Südalpin dokumentiert (Abb. 6).

Innerhalb des variszischen Ereignisses lassen sich mehrere Phasen unterscheiden: Altersdaten um 380 Ma sind die ältesten Nachweise einer früh-variszischen Metamorphose in einigen ostalpinen Einheiten (z.B. Kaintaleck-Komplex im Veitsch-Silbersberg-Deckensystem) (HANDLER et al., 1997).

Eine subduktionsbezogene Niedertemperatur-/Hochdruck-Metamorphose knapp vor 350 Ma führte zur Bildung von Eklogiten, die heute im Silvretta-Seckau- und Ötztal-Bundschuh-Deckensystem auftreten (MILLER & THÖNI, 1997). Der Höhepunkt der variszischen Regionalmetamorphose ereignete sich um ca. 340 Ma bei mittleren Druckbedingungen (ca. 25 °C/km). Bei der Exhumation durchquerten die höhergradig metamorphen Gesteine das Sillimanit-Stabilitätsfeld auf einem geothermischen Gradienten von ca. 35 °C/km (TROPPEL & HOINKES, 1996). Variszische Granitoide mit spät-karbonen und früh-permischen Intrusionsaltern sind im Subpenninikum weit verbreitet („Zentralgneise“). Im Ostalpin sind sie aber entgegen früherer Anschauungen selten. Sie finden sich aber im Silvretta-Seckau-Deckensystem in den Schladminger- und Seckauer Tauern (SCHERMAIER et al., 1997). Typische variszische Abkühlalter liegen zwischen 320 und 290 Ma (THÖNI, 1999).

Innerhalb des variszischen Orogens lassen sich Bereiche mit intensiver magmatischer Aktivität und Gebiete, die vornehmlich eine Metamorphoseprägung zeigen, unterscheiden (Abb. 6). Wegen der alpidischen Überprägung ist aber nicht viel über den Internbau des variszischen Orogens innerhalb der Alpen bekannt. Wahrscheinlich lag das Subpenninikum eher in einer zentralen Position, während das Ostalpin und Südalpin in einer randlichen Position beheimatet waren. Die alpidisch entstandene Norische Decke zeigt einen Internbau in dem variszische Decken erhalten sind (SCHÖNLAUB, 1982). In einigen variszischen Einheiten wurde südgerichtete duktile Scherung und eine variszische Deckenstapelung beobachtet (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

1.3.3. Permische extensionales Ereignis (Perm bis Trias)

Das Permische Ereignis folgte im Anschluss an das Variszische Ereignis, ist aber von diesem unabhängig. Es kam dabei zu einer Dehnung der Lithosphäre im Bereich des

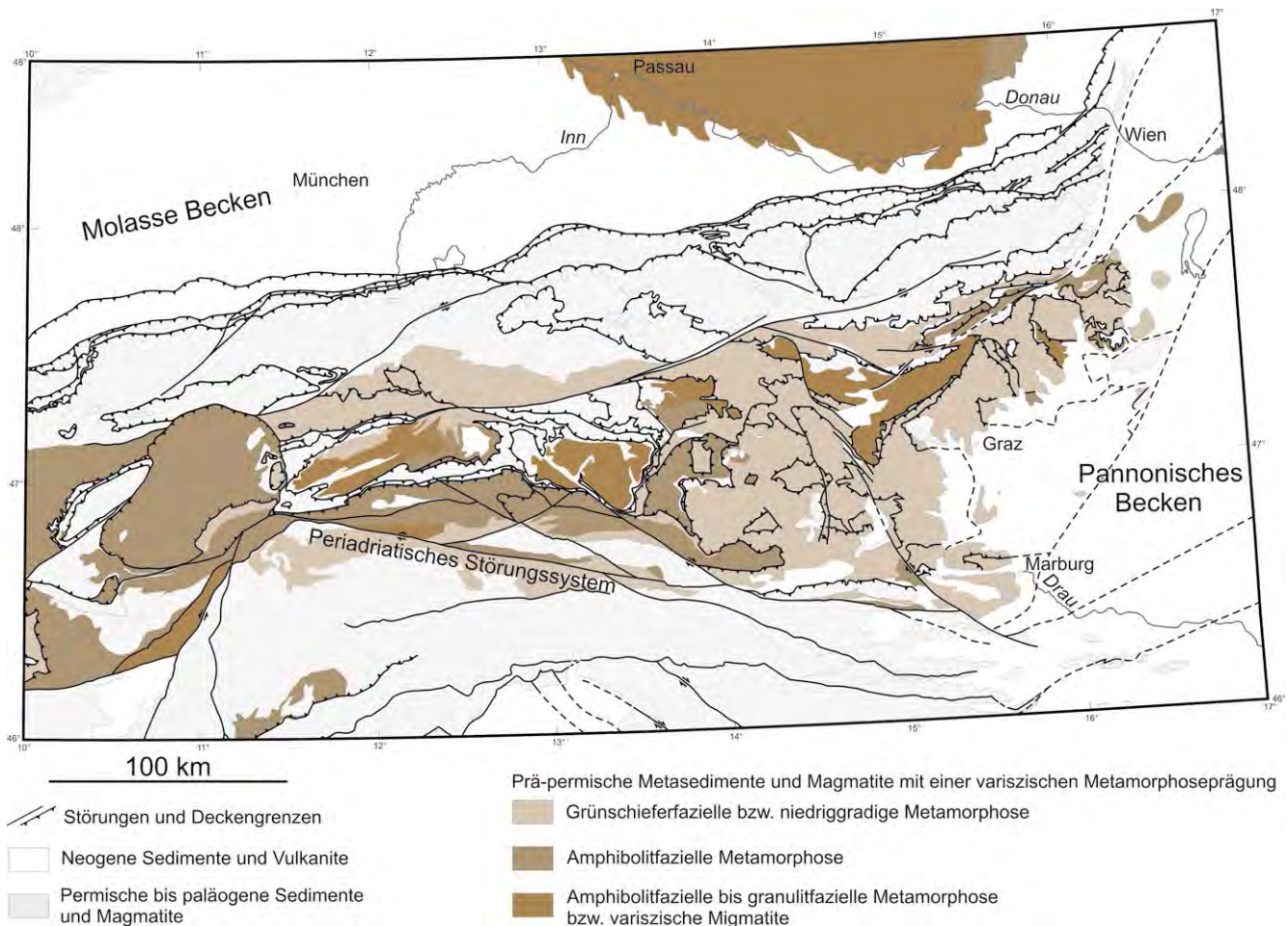


Abb. 6. Karte der Ostalpen, welche die Verteilung des Variszischen Ereignisses zeigt (unter Verwendung von FREY et al., 1999).

heutigen Ostalpins, Südalpins und Teilen der Einheiten in den Zentralen Westkarpaten. Der Beginn des Permischen Ereignisses lässt sich mit dem Zeitpunkt festlegen, als die Lithosphären-, bzw. Krustendicke unter den normalen Wert sank und die Dehnung somit nicht mehr mit einem Kollaps des variszischen Orogens in Zusammenhang gebracht werden kann. Das geschah etwa um 290 Ma. Während des Permischen Ereignisses stiegen Basaltschmelzen aus dem Mantel an die Unterkruste auf und bewirkten eine intensive magmatische Aktivität und eine begleitende Hochtemperatur-/Niederdruck-Metamorphose mit einem geothermischen Gradienten, der bis zu 45 °C/km erreichte (SCHUSTER & STÜWE, 2008). Der Metamorphosehöhepunkt erfolgte etwa um 270 Ma. Hinweise auf das Permische Ereignis sind Grabenbildungen, Gabbros, Granite und weit verbreitete Pegmatite sowie metamorphe Gesteine mit Andalusit und Sillimanit (SCHUSTER et al., 2001; HÄBLER & THÖNI, 2001). In weiterer Folge wurden die permisch metamorphen Gesteine nicht exhumiert, sondern die Lithosphäre kühlte langsam gegen einen normalen geothermischen Gradienten von etwa 25 °C/km ab, der um etwa 200 Ma erreicht wurde. Dieser Umstand erzeugte thermische Subsidenz und so wurden im späten Perm und in der Trias mehr als 3 km mächtige, flachmarine Sedimente auf der kontinuierlich absinkenden Lithosphäre abgelagert.

Eine Karte, welche die Verbreitung des Permischen Ereignisses in den Ostalpen zeigt, findet sich in SCHUSTER & STÜWE (2008).

1.3.4. Jurassisches Obduktionseignis (Oberjura)

Im Mitteljura, um etwa 170 Ma, begann die Schließung des Neotethys Ozeans an einer intraozeanischen Subduktionszone. An dieser wurden ozeanische Anteile der Adriatischen Platte unter die Europäische Platte, bzw. ein kurzzeitig existierendes Plattenfragment subduziert. Während der initialen Subduktion kam es durch Metamorphose bei temperaturbetonten Bedingungen der Grünschiefer- bis Granulitfazies zur Bildung einer *metamorphic sole* aus den Basalten der abtauchenden Platte. Diese wurden zum Teil an die Oberplatte angegliedert. Nachdem der ozeanische Anteil der Adriatischen Platte subduziert war, kam es ab ca. 160 Ma zur Obduktion von Ophiolith-Decken (West Vardar-Zone) auf den Rand der adriatischen kontinentalen Kruste. Diese Vorgänge lassen sich in den Dinariden gut rekonstruieren (GAWLICK et al., 2002).

Gerölle von Gesteinen aus dem Neotethys Ozean, welche von lokalen Liefergebieten stammen müssen, finden sich in der Unteren Gosau-Subgruppe im Vorkommen Pfeningbach am Alpenostrand (SCHUSTER et al., 2007). Sie legen nahe, dass auch die am Rand des Neotethys Ozeans gelegenen, heute östlichen Teile des Ostalpins von diesem Ereignis betroffen waren.

1.3.5. Alpidisches Kollisionseignis (Kreide bis Neogen)

Die ab der frühen Unterkreide (ca. 135 Ma) einsetzende Konvergenz zwischen der Afrikanischen-, Adriatischen- und Europäischen Platte erzeugte eine Verkürzung im heutigen Alpenraum, die letztendlich für die Bildung der Alpen verantwortlich ist.

Zunächst entstand eine südost gerichtete Subduktionszone, welche im Bereich der heutigen Ostalpen innerhalb der Kruste des Adriatischen Mikrokontinents lag (KURZ & FRITZ, 2003; SCHUSTER, 2003; JANÁK et al., 2004; STÜWE & SCHUSTER, 2010). Diese entwickelte sich wahrscheinlich entlang einer spät-jurassischen sinistralen Seitenverschiebungszone, die den Neotethys Ozean mit dem Piemont-Ligurischen Ozean verband (SCHMID et al., 2004; SCHUSTER et al., 2015). An der Subduktionszone entstand ein Orogenkeil, der sich bis in das Miozän kontinuierlich von Südosten gegen Nordwesten weiter vorbaute (*tectonic progradation*; FRISCH, 1979). Dieser beinhaltet auch verschiedene Einheiten mit Hochdruckgesteinen, die vom Liegenden (intern) gegen das Hangende (extern) abnehmende Metamorphosealter aufweisen und die für die Rekonstruktion der Ereignisse von großer Bedeutung sind. Detaillierte Abhandlungen der alpidischen Metamorphoseentwicklung in den einzelnen Einheiten, sowie Karten, welche die Verteilung der Metamorphosegrade zeigen, finden sich in FREY et al. (1999), OBERHÄNSLI et al. (2004) und in Abbildung 7.

Die tektonischen Prozesse während der Kreide – auch als Eoalpidisches Ereignis bezeichnet – führten zur Bildung des Ostalpins. Teile der heutigen ostalpinen Decken bildeten die tektonische Unterplatte, während andere Teile davon (Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem), sowie das heutige Südalpin und die stabilen Anteile der Adriatischen Platte, als Oberplatte während der initialen Kollision fungierten. Die Grenze zwischen Unter- und Oberplatte (eoalpidische Suturzone) ist durch spät-kretazische Abschiebungen und känozoische Störungen weitgehend überprägt. Die frühe Deckenstapelung im eoalpidischen Orogenkeil war WNW- bis NW gerichtet. Große Teile der permo-mesozoischen Sedimentfolgen wurden von der Unterplatte abgeschert (Veitsch-Silbersberg-Deckensystem, Bajuvarisches-, Tirolisch-Norisches- und Juvavisches Deckensystem), während der kristalline Untergrund mit seiner Mantellithosphäre versenkt und metamorphosiert wurde. Der Höhepunkt der druckbetonten eoalpidischen Metamorphose erfolgte um etwa 95 Ma in der frühen Unterkreide (THÖNI, 2006), wobei in den am tiefsten versenkten Teilen des Kristallins eklogitfaziale Metamorphosebedingungen (THÖNI & MILLER, 1996; MILLER et al., 2005) und im Bereich von Pohorje sogar ultra-Hochdruckbedingungen erreicht wurden (JANÁK et al., 2004, 2015). Danach lösten sich die Gesteine vom Mantel ab und wurden gegen die Erdoberfläche exhumiert, wobei sie eine Überprägung unter mittleren Druckbedingungen erfuhren. Im Ostteil der Ostalpen erfolgte die Exhumation durch NW-, N- und NE-gerichtete Überschiebungen im Liegenden der Eklogit führenden Komplexe (z.B. WILLINGSHOFER & NEUBAUER, 2002) und SE- bzw. süd-gerichtete Abschiebungen in deren Hangendem (z.B. KOROKNAI et al., 1999). Es entstand ein Deckenstapel (metamorpher Extrusionskeil = Koralpe-Wölz-Deckensystem), der im tieferen Anteil einen invertierten und im höheren Anteil einen aufrechten Metamorphosegradienten aufweist. Abkühlalter der Gesteine liegen im Bereich zwischen 90 und 70 Ma, abhängig von der Position im Deckenstapel (HOINKES et al., 1999; THÖNI, 1999).

Die fortdauernde Subduktion der nördlichen Lithosphärenplatte führte in weiterer Folge, ab der mittleren Oberkreide (ca. 85 Ma), zur Subduktion des Piemont-Ligurischen- und Valais Ozeans. Sedimente und Ophiolithe aus dem ozeani-

schen Bereich wurden abgeschert und als Akkretionskeil an den Orogenkeil angegliedert. Im Eozän (ca. 45 Ma) war der ozeanische Bereich komplett verschwunden und kontinentale Lithosphäre der Europäischen Platte trat in die Subduktionszone ein (SCHMID et al., 2013). Diese Prozesse, die als Meso- und Neopalidisches Ereignis bezeichnet werden, sind in den Zentral- und Westalpen dominierend. Dabei entstanden die Decken des Penninikums, Subpenninikums und Helvetikums. Auch in den Ostalpen bewirkten sie zwischen 45 und 32 Ma die Bildung der Hochdruckgesteine, die heute in Teilen der penninischen und subpenni-

nischen Decken auftreten. Darauf folgte zwischen 30 und 25 Ma eine Überprägung unter temperaturbetonten Bedingungen, welche im Bereich der Hohen Tauern als „Tauernkristallisation“ bezeichnet wird (SANDER, 1921; THÖNI, 1999). Im Eozän und Oligozän riss auch die seit der Unterkreide subduzierte Lithosphäre vom Südrand der Europäischen Lithosphärenplatte ab (*slab break-off*). Heiße Asthenosphäre stieg dabei auf und führte in weiterer Folge zur Bildung der Periadriatischen Magmatite (DAVIS & VON BLANKENBURG, 1995).

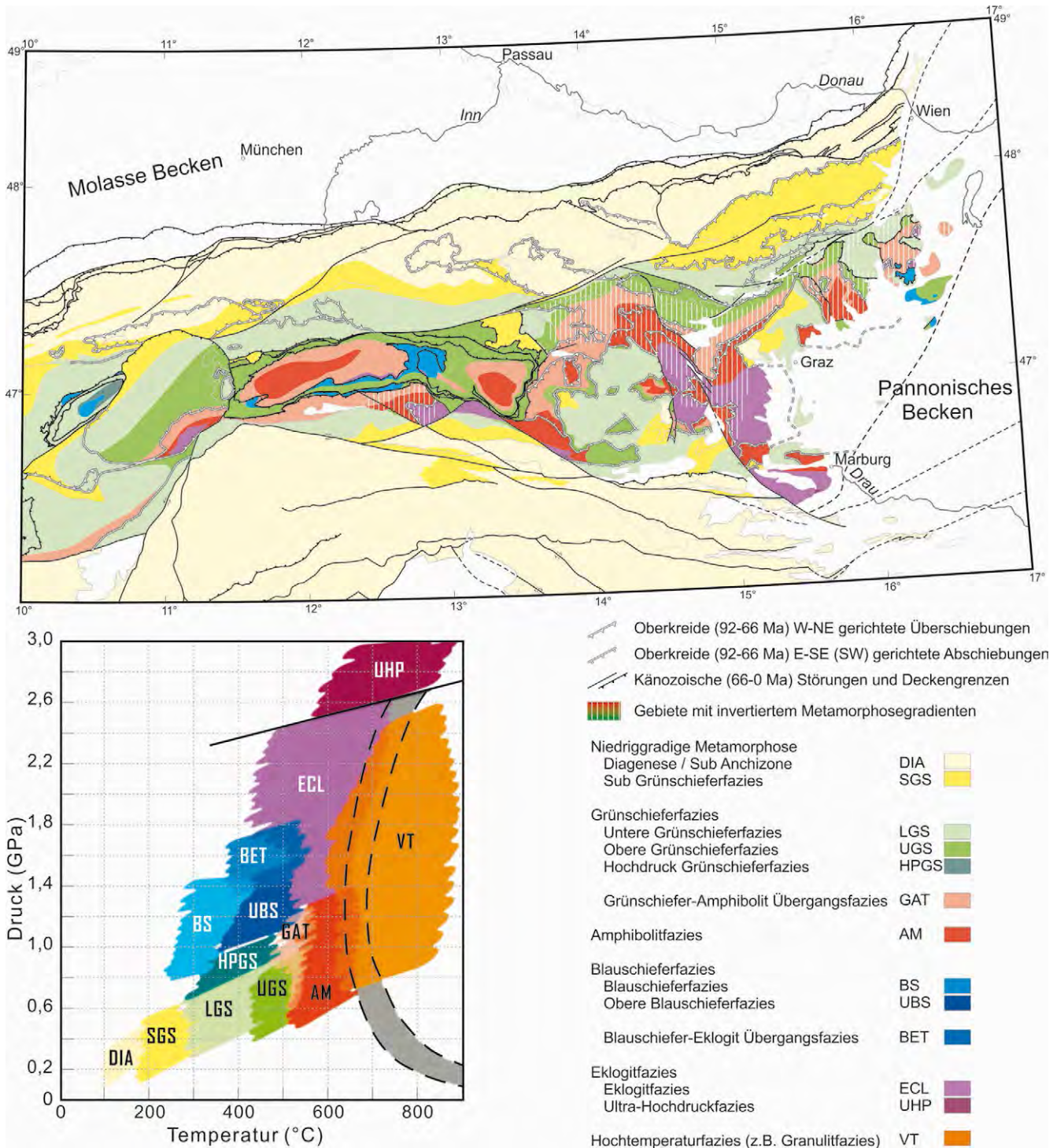


Abb. 7. Karte der Ostalpen, welche die Verteilung der alpidischen Metamorphose zeigt (verändert nach OBERHÄNSLI et al., 2004). Weiters sind Gebiete mit aufrechten und invertiertem Metamorphosegradienten (*metamorphic field gradient*), sowie wichtige kretazische und känozoische Strukturen ausgeschieden.

Um 23 Ma führte der Vorstoß des Südalpen-Indenters zu einer weiteren markanten N-S Einengung der Ostalpen, welche im Bereich des Brenners 50 % der vormaligen Breite beträgt (SCHARF et al., 2013). Gleichzeitig kam es bei der endgültigen Schließung des östlichen Teiles des Penninischen Ozeans (Vahic Ozean) zu Dehnungsprozessen, die zu einer Streckung des Orogenkeils in E-W Richtung und zu einem „Ausfließen“ gegen Osten führte. Dieser Prozess wird als laterale Extrusion bezeichnet (RATSCHBACHER et al., 1989). Im Zuge dessen entwickelte sich ein System aus Seitenverschiebungen und Abschiebungen, an denen sich tektonische Fenster (GENSER & NEUBAUER, 1989; FÜGENSCHUH et al., 1997; DUNKL et al., 1998) bildeten. Die Abkühlung der penninischen und subpenninischen Decken im Unterengadiner Fenster, Tauernfenster sowie in der Rechnitzer Fenstergruppe, erfolgte zwischen 25 und 15 Ma (LUTH & WILLINGSHOFER, 2008). Auch die direkt an die Fenster angrenzenden Gesteine des Ostalpins zeigen

in manchen Bereichen noch eine strukturelle oder thermische Beeinflussung durch diese Ereignisse (HOINKES et al., 1999; SCHUSTER et al., 2004).

Das oligozäne bis miozäne Störungssystem hat einen wesentlichen Einfluss auf die heutige Morphologie der Ostalpen. Blöcke, wie die Saualpe, Koralpe oder die Niederen Tauern, wurden dabei herausgehoben. Gleichzeitig entstanden an den Störungen Becken, wie das Wiener-, Knittelfelder- oder Klagenfurter Becken. Im Bereich des Steirischen- und Pannonischen Beckens ist die Beckenbildung von vulkanischer Aktivität begleitet (Pannonische Magmatite). Die Gesteine im Bereich der Störungen waren tektonisch zerrüttet, sodass sie bevorzugt erodiert wurden. Das geschah vor allem während der Eiszeiten, die wesentlich zur Formung der heutigen Tallandschaften beitrugen. Wichtige Seitenverschiebungen sind das Periadriatische Störungssystem, die Inntal-, die Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg- oder die Lavanttal-Störung.

2. Modelle zur Geologie der Ostalpen

In der „Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000“ (BERKA et al., 2009) sind die prä-miozänen Gesteine im Bereich der Alpen sehr ähnlich, wie in der tektonischen Karte von SCHMID et al. (2004) untergliedert. Um die Unterschiede zu anderen Unterteilungen klarer zu machen, wird in diesem Kapitel die Entwicklung der geologischen Nomenklatur und der tektonischen Modelle der Ostalpen über die vergangenen etwa 160 Jahre diskutiert. Vorausgeschickt seien ein paar Worte betreffend geologischer Nomenklatur und tektonischer Modelle im Allgemeinen.

Eine Nomenklatur (lateinisch *nomenclatura*: „Namensverzeichnis“) ist eine für bestimmte Bereiche verbindliche Sammlung von Benennungen aus einem bestimmten Themen- oder Anwendungsgebiet. Die Gesamtheit der in einem Fachgebiet gültigen Benennungen bildet eine Terminologie. Die Terminologie der Erdwissenschaften umfasst eine Reihe von Nomenklaturen zu verschiedenen Themen, die sich über lange Zeit entwickelt haben. Für die meisten Bereiche, wie die Chronostratigraphie, Lithologie und Lithostratigraphie, gibt es internationale oder nationale Gremien (International Union of Geological Sciences (IUGS); Commission for the Geological Map of the World (CGMW); Commission for the Management and Application of Geoscience Information (CGI); Österreichische Stratigraphische Kommission...), die einen jeweils aktuellen Stand der Nomenklatur festlegen. Auch zum Thema Tektonik gibt es Kommissionen bei der IUGS und bei der CGMW. Bis jetzt ist aber nicht definiert was eine tektonische Einheit ist und es gibt auch noch keinen Vorschlag zu einer tektonischen Nomenklatur. Daraus erwachsen viele Freiheiten bei der Erstellung tektonischer Karten und der Benennung der dazugehörigen Legenden.

Allgemein ist ein Modell ein vereinfachtes Abbild der Wirklichkeit. Die „tektonische Wirklichkeit“ ist sehr individuell und daraus ergibt sich, dass es verschiedene Modelle gibt und verschiedene Nomenklaturen, welche die einzelnen Modelle am besten beschreiben. Bei der Erstellung von Publikationen kann man sich auf ein bestehendes Modell beziehen oder ein eigenes, (subjektiv) besseres Mo-

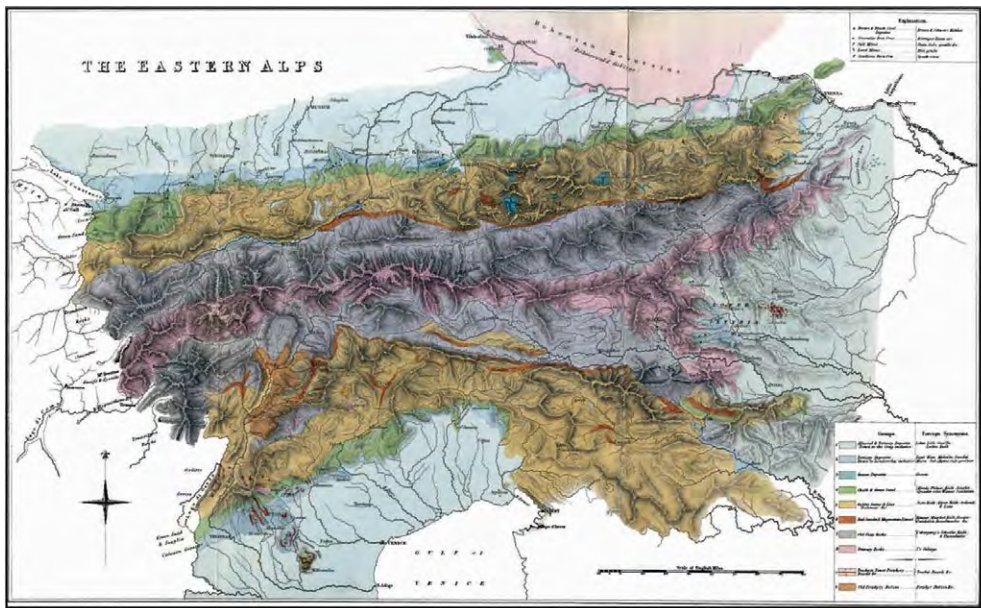
dell vorschlagen. Wichtig dabei ist, dass man gleichzeitig überprüft, ob die Nomenklatur, die man verwendet, auch zu den eigenen Aussagen passt. Ansonsten ist es unbedingt notwendig, entweder die Begriffe entsprechend neu zu fassen oder bei großen Abweichungen zur bisherigen Definition neue Begriffe zu schaffen. In vielen Fällen scheint es, dass die ursprünglichen Autoren ihren eigenen Begriffen wesentlich kritischer gegenüberstehen, als die Anwender, welche diese Begriffe zitieren. So kommt es oft zu Missinterpretationen.

Die tektonische Nomenklatur der Ostalpen war immer vom Stand der Kartierung und dem zur jeweiligen Zeit favorisierten Modell zur Gebirgsbildung bestimmt. Aus diesem Grund lässt sich die Entwicklung in drei Phasen untergliedern: Der Abschnitt „Alte Geologie“ (nach KOBER, 1938) umfasst die Zeit vor 1900, als von einer relativen Autochthonie der Gesteine ausgegangen wurde und Tektonik keine bedeutende Rolle spielte. Es folgte die Zeit der Deckenlehre, in der man die Geologie in den obersten Kilometern der Kontinente einigermaßen überblickte, die Antriebsmechanismen aber kaum verstanden waren. Heute befinden wir uns im Zeitalter der Plattentektonik, in dem wir versuchen, die über die Zeit in der Erdkruste entstandenen Strukturen mit den plattentektonischen Prozessen in Einklang zu bringen. Mit geophysikalischen Methoden sind wir auch zunehmend in der Lage, die Strukturen in der tieferen Lithosphäre und Asthenosphäre zu beobachten.

Die Übergänge zwischen den Phasen verliefen schleichend und die Entwicklung wird im Folgenden in sehr verkürzter Weise und beschränkt auf zusammenfassende Werke dargestellt.

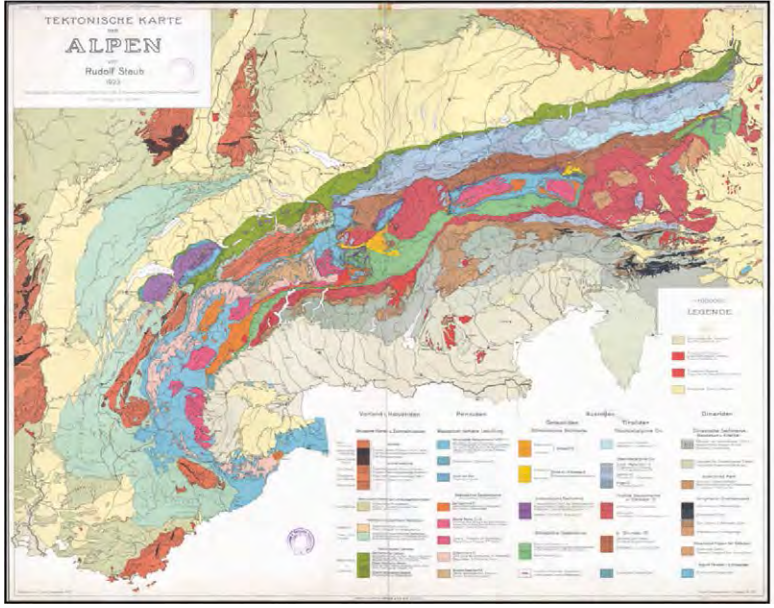
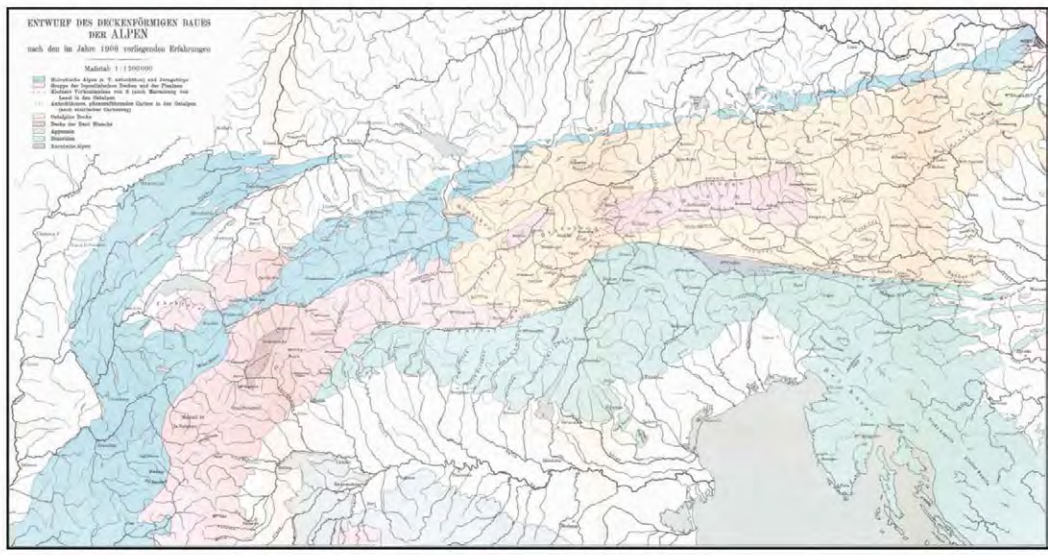
2.1. „Alte Geologie“

Eine erste geologische Übersichtskarte, welche die gesamten Ostalpen abdeckt, stammt von SEDGWICK & MURCHISON (1832) (Abb. 8A). In dieser sind die Alpen sehr symmetrisch dargestellt. Über einer zentralen Zone aus alten Granitoiden und Schiefnern lagern Zonen, die gegen



A Sedgwick & Murchison (1832)

B Suess (1909)
Entwurf des decken-
förmigen Baues
der Alpen



C Staub (1923)
Tektonische Karte der Alpen

Abb. 8. Historische Karten aus der Zeit vor der Plattentektonik. A) Geologische Karte der Ostalpen von SEDGWICK & MURCHISON (1832), B) „Entwurf des deckenförmigen Baues der Alpen“ aus dem „Antlitz der Erde“ von SUSS (1909), C) „Tektonische Karte der Alpen“ von STAUB (1923).

das Hangende zusehends jünger werden. In jüngeren Karten, wie in jener von STUDER (1851) oder der ersten Landesaufnahme der Monarchie (HAUER & JAHN, 1867–1871), sind noch die gleichen Grundzüge zu erkennen, die zusehends dichter werdenden Informationen verkomplizieren das Bild aber allmählich. Die Legenden zu diesen Karten sind noch recht einfach gehalten. Die höher metamorphen Gebiete sind zumeist lithologisch untergliedert, während in den Sedimentabfolgen eine chronostratigrafische Gliederung vorgenommen wurde. Diese chronostratigrafische Einstufung beruhte zumeist noch auf wenigen Makrofossilfunden, die in vielen Gebieten auf einzelne Schichtglieder beschränkt und so nicht immer repräsentativ waren. Das führte dazu, dass in den oben erwähnten Karten die Nördlichen Kalkalpen als Jura und Kreide und der Nordrand der Alpen als Eozän dargestellt wurde.

In weiterer Folge wurden im Ostteil der Alpen die nordalpine Flyschzone, nördliche Kalkzone, Zentralzone, der Drauzug und die südliche Kalkzone ausgeschieden, wobei die beiden letzteren großteils die geografischen Südalpen umfassen. Mit Zentralzone wurden dabei die Gebiete aus höher metamorphen Kristallingesteinen bedacht, die als alt („Altkristallin“) eingestuft und im Zentrum des Gebirges aus der Tiefe aufragend interpretiert wurden. *„Alle diese Zonen waren bodenständig, autochthon, an der Stelle, wo sie noch heute stehen, auch entstanden“* (KOBBER, 1938: 1). Diese Interpretation beruhte auf den Modellen, die man zu dieser Zeit für den Bau von Gebirgen im Allgemeinen und die Alpen im Speziellen hatte. Man ging entweder von einem Schrumpfen der Erde aufgrund einer allmählichen Temperaturabnahme oder von zyklischen Beckenbildungen (Geosynklinalen) und darauffolgendem Zusammenschub, der zur Gebirgsbildung führte, aus.

In der Karte der Ostalpen von DIENER (1903) sind noch die oben genannten Zonen ausgeschieden, sie enthält aber schon zahlreiche Details. So sind gewisse magmatische Gesteinskörper ausgeschieden und auch schon – zumindest relativ – zeitlich eingestuft (z.B. posttriadische Tonalite, „tertiäre“ Eruptivgesteine). Weiters sind Bereiche dargestellt, welche nicht so recht in die umgebende Zone passen und die sich durch ein bestimmtes Alter auszeichnen (z.B. Karbon der Stangalpe). Auch lokale Überschiebungen, wie die *„Überschiebung von Kleinzell“*, waren zu dieser Zeit bereits dokumentiert (DIENER, 1903: 77).

2.2. Zeit der Deckenlehre

Mit dem Einzug der Deckenlehre (LUGEON, 1902; TERMIER, 1904) ist eine wesentliche Veränderung in den Karten festzustellen. In der Karte „Entwurf des deckenförmigen Baues der Alpen“, die im „Antlitz der Erde“ von SUESS (1909) enthalten ist, sind im Wesentlichen die noch heute verwendeten tektonischen Einheiten zu erkennen (Abb. 8B). So finden sich die „Helvetischen Alpen und das Juragebirge“, die „Gruppe der Lepontinischen Decken und der Pieninen“ (Subpenninikum und Penninikum), die „Ostalpine Decke“ und die „Dinariden“ (Südalpin).

Die „Tektonische Karte der Alpen“ von STAUB (1923) zeigt in beeindruckender Weise, wie rasch die Kartierung der Alpen seit 1850 vorangeschritten war (Abb. 8C). Die detailreiche Darstellung entspricht in vielem unseren heutigen Karten und die Legende ist klar gegliedert. In der höchst-

ten Hierarchie werden die tektonischen Einheiten „Vorland und Helvetiden“, „Penniden“ (Penninikum und Subpenninikum), „Austriden“ (Ostalpin) und „Dinariden“ (Südalpin) unterschieden (STAUB, 1924). Darunter erfolgt eine weitere tektonische Untergliederung, bei der z.B. im „Vorland“ die „Zentralmassive“ (Externmassive) ausgeschieden sind. In dieser tieferen Hierarchie wird aber auch die in den älteren Karten eingeführte lithologische Untergliederung in „Kristallin und auflagernde Sedimente“ weitergeführt. So finden wir oft „Altkristalline Deckenkerne“ und davon getrennte „Sedimente“, welche zumeist die permischen und mesozoischen Ablagerungen umfassen. In den „Austriden“ werden „hochostalpine Tiroliden“ und „mittelostalpine“ und „unterostalpine Grisoniden“ unterschieden. Zu den „Tiroliden“ gehörte auch der geografische Bereich der Nördlichen Kalkalpen, in welchem intern bereits eine Dreigliederung vorhanden war, die, wenn auch anders benannt, dem Bajuvarischen-, Tirolischen- und Juvavischen Deckensystem entspricht.

In „Der Geologische Aufbau Österreichs“ untergliedert KOBBER (1938) ganz ähnlich wie seine Vorgänger in „Penninisches Deckensystem“, „Ostalpine Deckenmasse“, „Flyschzone“ (= „Sandsteinzone“) und „Dinariden“ (inklusive Südalpin). Das „Penninische Deckensystem“ beinhaltet tiefere Decken mit Kernen aus Zentralgneis (z.B. Ankogel-Decke, Sonnblick-Decke...) und die tektonisch höchste „Modereck Decke“, welche *„am meisten laminiert, zerschuppt und zerschlitzt ist“* (KOBBER, 1938: 16). Eine Glockner-Decke gibt es nicht, vielmehr stellt die „Glockner Gruppe“ die stratigrafisch höheren, jurassischen und kretazischen Anteile der „Modereck Decke“ dar. Das ist aus heutiger Sicht ein Rückschritt gegenüber KOBBER (1920). In der letztgenannten Arbeit über das östliche Tauernfenster, in der die Ergebnisse einer ganzen Arbeitsgruppe verarbeitet sind, ist eine Gliederung in „Venediger“- , „Modereck“- und „Glockner Decke“ vorhanden, welche einiges mit heutigen Anschauungen gemeinsam hat (PESTAL & HELLERSCHMIDT-ALBER, 2011; SCHMID et al., 2013).

Die „Ostalpine Deckenmasse“ wird weiter in „Zentralzone“, „Grauwackenzone“ und „Kalkalpenzone“ unterteilt. In der „Zentralzone“ werden lokale Einheiten unterschieden, die heute nicht mehr gebräuchlich sind (z.B. „Lungauriden“, „Semmeringiden“, „Muriden“, „Koriden“...). Hingegen führen die drei tektonischen Einheiten, welche die „Kalkalpenzone“ aufbauen, schon nahezu idente Namen wie heute: „Bajuvarische Decken und Randketten“, „Tiroliden“ und „Juvaviden“.

Die „Flyschzone“ sieht KOBBER (1938: 125) als Fortsetzung des „Helvetischen Deckensystems“ in den Zentralalpen. Daher ergibt sich kein genetischer Zusammenhang zum „Penninischen Deckensystem“. Nachvollziehen kann man diese Anschauung, wenn man in Betracht zieht, dass Kober das Modell der Geosynklinalen vertrat. Die Alpine Geosynklinale soll gegen den Rand des Gebirges, also von Süden gegen Norden gewandert sein, ehe sie vollständig „ausgepresst“ wurde (KOBBER, 1938: 126). Trotzdem sieht das oberflächennahe Profil 1 in der Beilage zu KOBBER (1938) unseren heutigen Profilen durch die Alpen recht ähnlich, ganz im Gegensatz zu den tiefen Anteilen in Profil 2.

SCHAFFER (1951) schildert die Geologie von Österreich in seinem gleichnamigen Werk in vielen Details, ist aber in

Hinsicht auf die Interpretation der Beobachtungen sehr zurückhaltend. Die Gliederung beruht auf den oben genannten Zonen. Das in der Literatur dieser Zeit diskutierte Ausmaß des Deckenbaues halten er und seine Koautoren für überzogen. Dementsprechend gibt das Werk der Diskussion über die tektonische Gliederung der Ostalpen wenige Impulse.

Ganz anders angelegt ist die „Ostalpensynthese“ von TOLLMANN (1963). In diesem Werk findet sich eine konsequente tektonische Gliederung, der alle Gesteinseinheiten der Ostalpen unterworfen werden. Besondere Kontroversen löste die Untergliederung des Ostalpins in ein Ober-, Mittel- und Unterostalpin aus. Die weitere Verbesserung des Konzeptes führte schließlich zur „Geologie von Österreich“ (TOLLMANN, 1977, 1987), dessen Inhalt weiter unten beleuchtet wird.

Die Arbeit „Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen“ von CLAR (1965) verdient besondere Erwähnung am Ende dieses Kapitels, weil sie eine wesentliche Frage aufwirft, die erst im Zeitalter der Plattentektonik allmählich einer Lösung näher gebracht werden konnte. Er schreibt „...daß die meisten maßgebenden Darstellungen der besonders weiträumigen ostalpinen Deckenüberschiebungen von Termier bis heute nur wenig oder keine Mühe darauf verwendet haben, das erschlossene Bewegungsbild auch durch glaubhafte Vorstellungen über seinen Mechanismus zu ergänzen und dessen **mechanische Möglichkeit** zu erläutern“ (CLAR, 1965: 11–12). In der Arbeit wird beschrieben, dass sich der Deckenstapel gegen Norden verbaut und dabei immer jüngere stratigrafische Abfolgen eingebaut werden. Als antreibende Kraft wird auf eine nicht weiter beschriebene „Unterströmung im Sinne von O. Ampferer oder E. Kraus“ verwiesen und die finale Platznahme der Decken der Nördlichen Kalkalpen, auf dem als penninisch angesprochenen Flysch, soll durch Abgleiten beim „jungen Aufstieg der Zentralzone“ begründet sein. Als großer Gegensatz zu heutigen Anschauungen ist jedoch anzumerken, dass das Ostalpine Kristallin als eine während des Alpidischen Ereignisses starre und steife Platte gesehen wird.

Als letztes sind für diesen Zeitabschnitt noch die Werke von GWINNER (1971) und OBERHAUSER (1980) zu erwähnen, die sich weniger in die aufgeheizten Diskussionen dieser Zeit einmischen, sondern eher versuchen, einen gemeinsamen Nenner zu finden bzw. die Daten möglichst neutral darzustellen. GWINNER (1971) verzichtet daher auf eine Unterteilung von Mittelostalpin und Oberostalpin.

2.3. Zeitalter der Plattentektonik

Die Beobachtungen, die zu unserem heutigen Modell der Plattentektonik führten, reichen bis ins späte 16. Jahrhundert zurück. Schon damals fielen die Ähnlichkeiten der Küstenlinien von Südamerika und Afrika auf und es wurde auf eine ehemalige Zusammengehörigkeit und spätere Wanderung der Kontinente geschlossen. Nach vielen weiteren Schritten führte schließlich die Erforschung der Ozeane in den 1960er Jahren zum Durchbruch der Plattentektonik (FRISCH & MESCHÉDE, 2007). Trotzdem hat es noch einige Jahrzehnte gedauert, bis es gelang, die Alpen in plattentektonischem Sinn hinreichend zu beschreiben.

2.3.1. TOLLMANN (1977)

Die „Geologie von Österreich“ von TOLLMANN (1977) entstand zwar einige Zeit nachdem die Plattentektonik weitgehend akzeptiert war, es finden sich aber noch viele Aussagen, die Begriffe der Geosynklynaltheorie enthalten und das in dem Werk vermittelte Modell der Ostalpen beruht auf einer „zylindristischen“ Nord-Süd Abwicklung der vormaligen Paläogeografie.

Die beschriebenen Großenheiten sind nur zum Teil klar als tektonische Einheiten erkennbar, immer wieder finden sich auch Begriffe, die man als geografische Einheiten identifizieren muss. In der Übersichtskarte am Anfang des Werkes (TOLLMANN, 1977: 2) sind in der Legende noch viele „Zonen“ zu finden und auch ihre Deutung lässt noch Anklänge an frühere Arbeiten erahnen. So umfasst die „Flyschzone“ nicht mehr die Allochthone Molasse, jedoch noch die Ybbsitzer Klippenzone. Nur an wenigen Stellen ist erkennbar, dass der in einigen Textpassagen bereits als „rhenodanubischer Flysch“ bezeichnete Sedimentkörper zu den Penninischen Decken gehört. Im Zusammenhang damit wird aber noch von einer Geosynklinale bzw. einem Sedimenttrog gesprochen, nicht aber von einem Ozean. Die „Flyschzone“ wird nördlich der als Mittelpenninikum (Briançonnais) angesprochenen kontinentalen Einheiten des Tauernfensters (Subpenninikum; SCHMID et al., 2004) angesiedelt und soll (größtenteils) auf kontinentaler Kruste abgelagert worden sein. Die tiefmarinen Sedimente und Ophiolithe im Unterengadiner Fenster und Tauernfenster sowie in der Rechnitzer Fenstergruppe, sollen hingegen aus einem südlich des Mittelpenninikums gelegenen Becken mit ozeanischer Kruste stammen. Nur an einer Stelle (TOLLMANN, 1977: 43) ist aber tatsächlich von „penninischer ozeanischer Kruste“ die Rede.

Wichtigstes Gliederungsschema innerhalb des Ostalpins ist die Verteilung der triassischen Faziesräume. Durch diese werden Ober-, Mittel- und Unterostalpin als lateral benachbarte Sedimentationsräume definiert (Abb. 9A). Unter- und Mittelostalpin sind durch eine „zentralalpine“, geringer mächtige, kontinentnähere Fazies charakterisiert, welche sich deutlich von der Fazies des Oberostalpins unterscheiden soll. Die großen ostalpinen Kristallinareale bilden eine zusammenhängende mittelostalpine Decke. Dieses Kristallin soll eine intensive variszische Metamorphose erfahren haben, während sich die alpidische Deformation nur entlang von diskreten Bewegungsbahnen äußert und die alpidische Metamorphose nur die Grünschieferfazies erreicht hat. Das Mittelostalpin soll ab dem Perm eine dicke Kruste gebildet haben, worauf sich aufgrund der Iso-stasie nur geringmächtige permo-triassische Sedimente in „zentralalpiner Fazies“ ablagern konnten.

Der Meliata-Hallstatt-Ozean soll sich südlich des heutigen Juvavikums befunden haben. Das „Periadriatische Lineament“ stellt eine Suturzone dar, an der ozeanische Kruste des Vardar Ozeans, aber auch große Teile von kontinentaler Kruste verschwunden sind. Im Besonderen sollen große Teile der mittleren und unteren kontinentalen Kruste, welche die Unterlage der Nördlichen Kalkalpen gebildet haben, verschwunden sein (z.B. TOLLMANN, 1987). Die Argumente für die Abtrennung des Mittelostalpins sind in fünf (TOLLMANN, 1977: 193–206) bzw. neun Punkten (TOLLMANN, 1987: 79) klar dargelegt und fordern eine Diskussion im Zuge jüngerer Daten geradezu heraus.

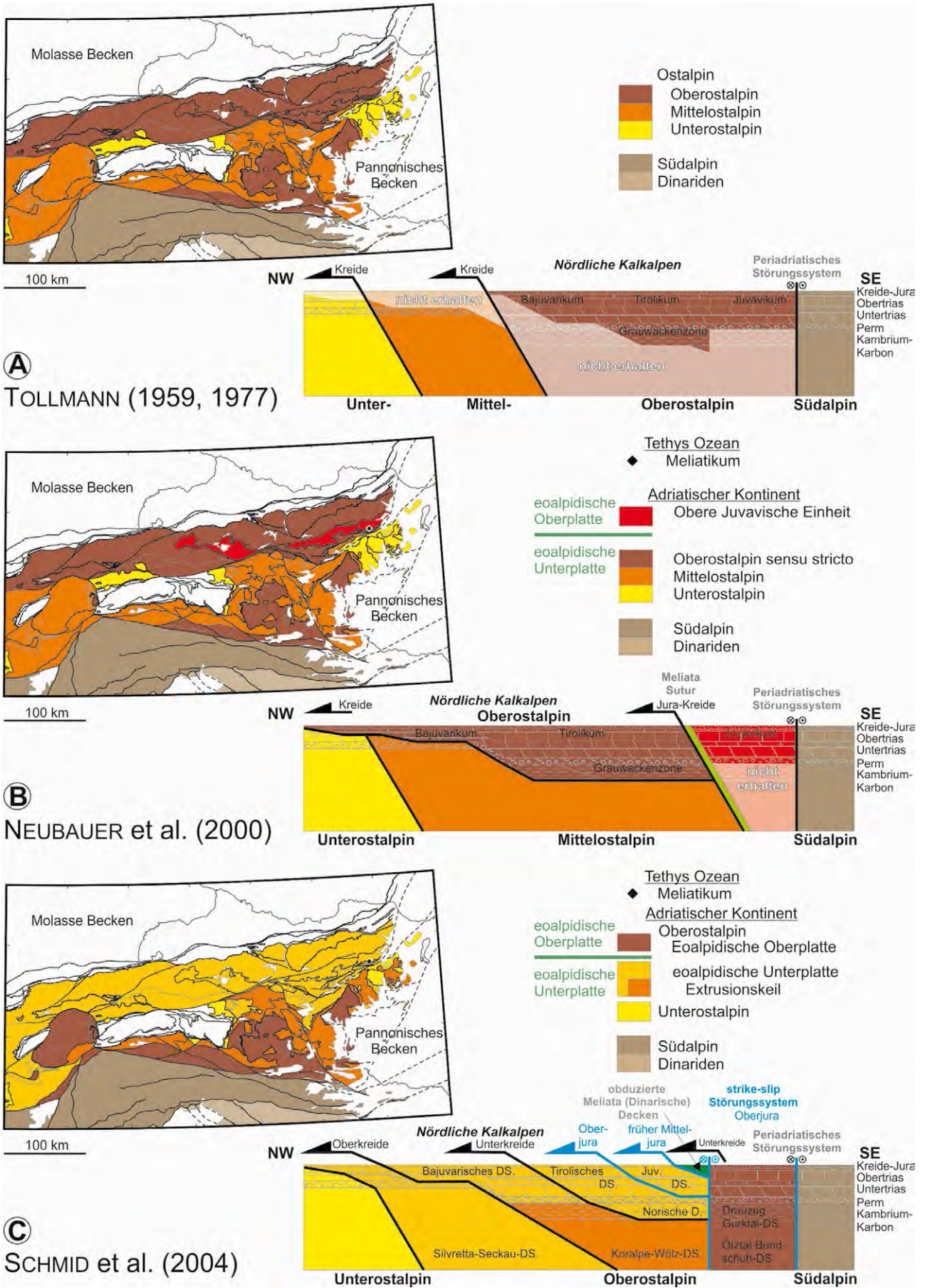


Abb. 9. Tektonische Modelle von A) TOLLMANN (1977), B) NEUBAUER et al. (2000) und C) SCHMID et al. (2004). Dargestellt sind die Verteilung der Einheiten im Kartenbild und ein schematisches Blockbild (Erläuterung siehe Text).

Das erste echte plattentektonische Modell des Alpenraumes, welches auch die zu dieser Zeit bekannten Daten aus den Ostalpen berücksichtigt, findet sich in FRISCH (1979). Die postulierte Paläogeografie entspricht in vielen Aspekten den heutigen Ansichten. Die Bildung der Alpen wird mit zwei Subduktionszonen erklärt. Eine erste soll sich in der Unterkreide am Südrand des Piemont-Ligurischen Ozeans gebildet haben. Nach der Schließung des Ozeans soll es bei der Kollision der kontinentalen Kruste der Adriatischen Platte mit kontinentaler Kruste der „Briançonnais Platte“ zur Bildung der Decken des Ostalpins, Piemontais und Briançonnais (Subpenninikum des Tauernfensters nach SCHMID et al., 2004) gekommen sein. In der frühen Oberkreide soll eine zweite Subduktionszone am Südrand des Valais Ozeans entstanden sein. Nach der Schließung dieses ozeanischen Beckens kam es zu einer zweiten Kontinent-Kontinent Kollision zwischen dem zuvor entstandenen Deckenstapel und der Helvetischen Zone.

Ungeklärt bleiben bei dem Modell die Fragen, wieso es bereits in der Unterkreide zur Deckenbildung und Metamorphose im Ostalpin gekommen ist. Diese Fragen werden aber offen angesprochen. Weiters ist zu bemerken, dass der tiefere, aus Lithosphärischem Mantel bestehende Anteil der Platten noch nicht in die Überlegungen einbezogen wird.

Die Lehrbücher von FAUPL (1984, 2003) sowie FAUPL & WAGREICH (2000) stützen sich weitestgehend auf das tektonische Konzept von TOLLMANN (1977). Das wird besonders beim Betrachten der in diesen Arbeiten enthaltenen Übersichtskarte der Ostalpen deutlich (Abb. 10). Auf der

anderen Seite sind aber deutlich die Einflüsse des plattentektonischen Modells von FRISCH (1979) zu erkennen. So werden konsequent Bereiche mit ozeanischer und kontinentaler Kruste unterschieden.

In den Zeitraum zwischen 1980 und 2000 fallen einige wesentliche Beobachtungen, die eine Modifizierung des plattentektonischen Modells der Ostalpen von FRISCH (1979) erforderten. Das Verständnis der Verbreitung der kretazischen Metamorphose im Ostalpinen Kristallin verbesserte sich nach und nach (FRANK, 1987) und es gelang die Datierung der Eklogite in der Saualpe und Koralpe (THÖNI & JAGOUTZ, 1992, 1993). Die kretazischen Alter zeigten, dass sich große Teile des Ostalpins nicht während der gesamten Alpenbildung in einer Oberplattenposition befunden haben können, und dass es eine alpidische Suturzone in den Ostalpen geben muss, die südlich bzw. im Hangenden der ozeanischen Sutur des Penninischen Ozeans liegt. Weiters fand man zum ersten Mal Reste des Neotethys Ozeans in den Ostalpen, welche mit dem Meliaticum der Westkarpaten korreliert werden konnten (KOZUR & MOSTLER, 1992; MANDL & ONDREJIČKOVÁ, 1993). Darauf beruhend, entwickelte sich eine Diskussion über den genetischen Zusammenhang zwischen den Resten des Neotethys Ozeans und den kretazischen Eklogiten. Die Ergebnisse führten zu adaptierten paläogeografischen Darstellungen mit weiter gegen Westen reichenden Ausläufern des Tethys Ozeans (z.B. FRANK, 1987) und neuen plattentektonischen Modellen, mit einer an diesen ozeanischen Bereich geknüpften Subduktionszone, die bis in den Alpenraum reichte (FROITZHEIM et al., 1996).

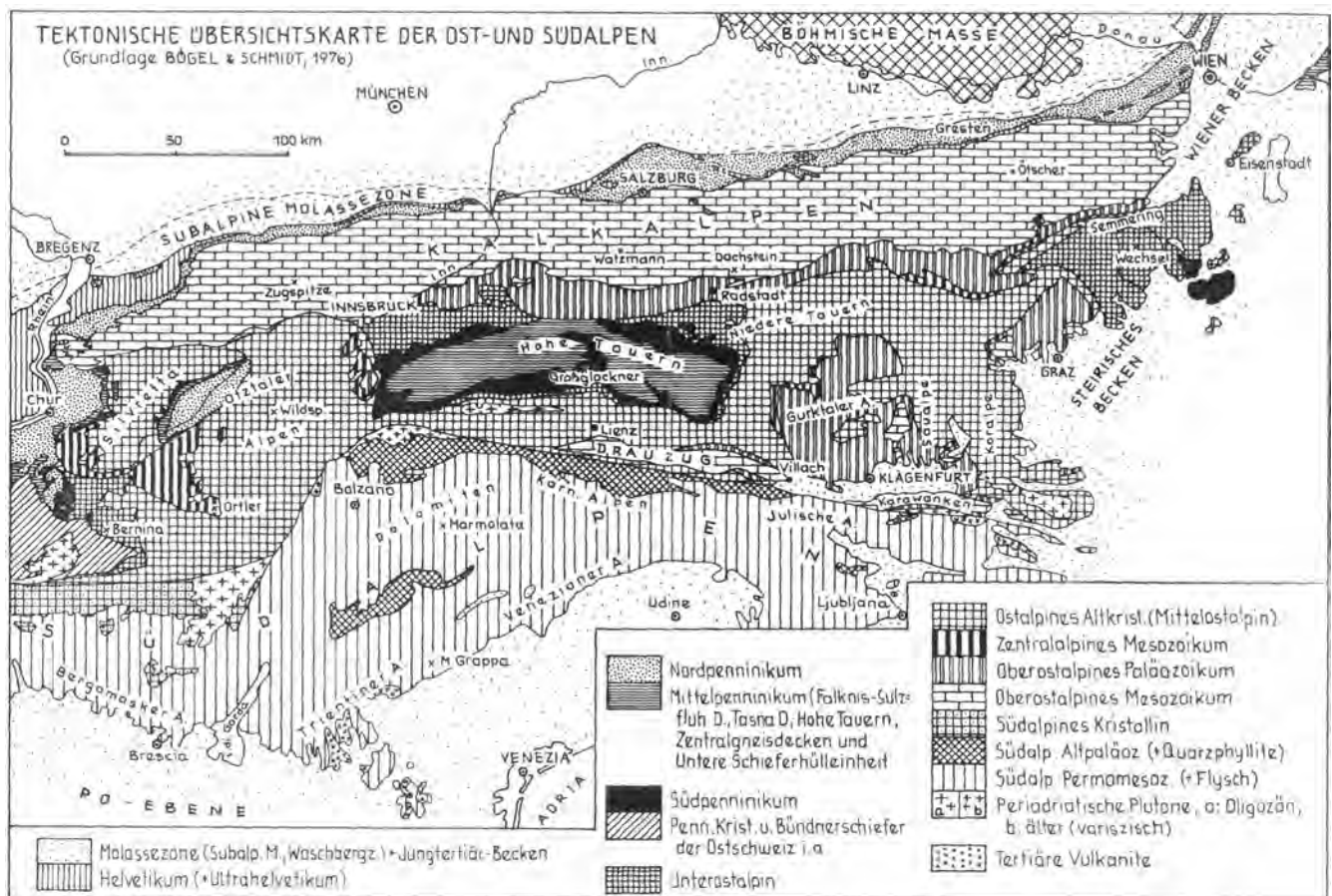


Abb. 10. Tektonische Karte der Ostalpen aus FAUPL (1984).

Auch der Beleg einer im Ostalpinen Kristallin weit verbreiteten permischen Metamorphose (SCHUSTER & THÖNI, 1996; SCHUSTER et al., 2001) hatte Einfluss auf die Diskussion über das Mittelostalpin im Sinne von TOLLMANN (1959, 1977, 1987).

2.3.2. NEUBAUER et al. (2000)

Auch in der Arbeit von NEUBAUER et al. (2000) ist schon in den Abbildungen sofort erkennbar, dass die Plattentektonik auch in den Ostalpen Einzug gehalten hatte. Weiters geht bereits aus dem Titel der Arbeit – „The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process“ – hervor, dass man sich die Alpen als Produkt von zwei unabhängigen Subduktionszonen vorstellt, an denen zwei ozeanische Räume verschwunden sind (NEUBAUER et al., 2000: 126, Abb. 6). Gemeint sind der Penninische Ozean und der Meliata-Hallstatt-Ozean (= Vardar Ozean in TOLLMANN, 1987). Auf der anderen Seite ist noch in vielem die Darstellung von TOLLMANN (1977) erkennbar. So wird der Valais Trog, aus dem die Rhenodanubische Flyschzone stammen soll, noch immer von kontinentaler Kruste unterlagert und ist nördlich der als Briançonnais titulierten kontinentalen Einheiten des Tauernfensters (Subpenninikum; SCHMID et al., 2004) beheimatet.

Auch die Untergliederung des Ostalpins in Ober-, Mittel- und Unterostalpin deckt sich räumlich mit jener von TOLLMANN (1963, 1977). Im Gegensatz zur Definition von TOLLMANN (1977) stellen Ober-, Mittel- und Unterostalpin aber keine benachbarten Sedimentationsräume mehr dar (Abb. 9B), da Teile der oberostalpinen Kalkalpen über dem Mittelostalpin und dem Unterostalpin abgelagert worden sein sollen (NEUBAUER & GENSER, 1990: 208, Abb. 4). Auch ist das Mittelostalpin nicht mehr eine mehr oder weniger zusammenhängende Decke, sondern wird als alpidischer Deckenkomplex mit zum Teil intensiver duktiler Deformation verstanden. Im Kristallin gibt es eine weit verbreitete variszische Metamorphose und eine unterschiedlich starke eoalpidische (kretazische) Metamorphose, die bis in die Eklogitfazies reicht (NEUBAUER et al., 1999; FREY et al., 1999).

Der Meliata-Hallstatt-Ozean soll sich zwischen dem Tirolikum und dem Juvavikum (zwei Deckeneinheiten innerhalb der Nördlichen Kalkalpen) befunden haben (Abb. 8B). Da die heutige Faziesanordnung im Juvavikum einen Ozean im Süden anzeigt, müsste das Juvavikum im Jura oder in der Unterkreide um 180° rotiert sein. Die angenommene ozeanische Suturzone im Liegenden der Juvavischen Decken lässt sich nirgends durch das übrige Ostalpin in den Mantel verbinden. Demnach müsste sie weiterhin irgendwo im Bereich des Periadriatischen Störungssystems liegen.

2.2.3. SCHMID et al. (2004)

Das Modell von SCHMID et al. (2004) wurde im ersten Teil dieser Arbeit bereits ausführlich dargestellt. Für den Bereich des Ostalpins basiert es ganz wesentlich auf der Arbeit von SCHUSTER (2003), in der die Position der kretazischen Eklogite innerhalb des Kristallins diskutiert wird. An dieser Stelle sollen daher nur die Unterschiede zu den vorher beschriebenen Modellen erläutert werden.

Ein wesentlicher Punkt ist, dass die kontinentalen Einheiten im Tauernfenster als Subpenninikum bezeichnet werden. Das Subpenninikum soll, ebenso wie das Helvetikum, vom jurassisch- bis eozänen Südrand des Europäischen Kontinents abgesichert worden sein. Der Rhenodanubische Flysch wird daher, ebenso wie große Teile der tiefmarinen Sedimente in den penninischen Fenstern, aus dem südlich gelegenen Penninischen Ozean bezogen. Die Mittleren Penninischen Decken (Briançonnais) enden im Bereich des Unterengadiner Fensters, östlich davon soll nur mehr ein ozeanisches Becken vorhanden gewesen sein, welches sich ab dem Mitteljura öffnete.

Das Ostalpin wird in Ober- und Unterostalpin unterteilt, wobei das Oberostalpin in Deckensysteme gegliedert wird (Abb. 9C). Diese sollen die interne Struktur des Ostalpinen Kristallins und dessen Metamorphosezonierung widerspiegeln. Berücksichtigt werden eine variszische, eine permo-triassische und eine eoalpidische (kretazische) Metamorphose. Von besonderem Interesse ist das Auftreten der während der eoalpidischen Metamorphose gebildeten Eklogite. Diese befinden sich im Koralmpe-Wölz-Deckensystem. Es werden, basierend auf SCHUSTER (2003), Einheiten unterschieden, die strukturell über oder unter den Eklogit führenden Einheiten liegen.

Weiters wird angenommen, dass die Einheiten aus dem Neotethys Ozean (Meliata-Hallstatt-Ozean) im frühen Mitteljura auf den zukünftigen ostalpinen Einheiten Platz genommen haben. Ein Modell, wie die Subduktion des Neotethys Ozeans mit der Bildung der Alpen in Zusammenhang stehen könnte, findet sich in SCHUSTER et al. (2011, 2013, 2015). Nach diesem soll es im Oberjura zu Seitenverschiebungen gekommen sein. Das Eoalpidische Ereignis begann innerhalb des Ostalpins an einer intrakontinentalen Suturzone (STÜWE & SCHUSTER, 2010), die sich an den Seitenverschiebungen entwickelte. Die Subduktion an dieser einen, gegen Süden bzw. Südosten abtauchenden Lithosphärenplatte soll für die Bildung der Ostalpen verantwortlich sein. An der Oberfläche gibt es keine ozeanische Neotethys (Meliata-Hallstatt) Sutur, da die Decken aus dem ozeanischen Bereich der Neotethys bereits vor der Bildung der oberjurassischen Seitenverschiebungen durch Obduktion auf dem Rand der adriatischen kontinentalen Kruste Platz genommen haben sollen.

Wie in der Einleitung zum zweiten Teil dieser Arbeit festgehalten, steht es den jeweiligen Verfasserinnen und Verfassern von Arbeiten frei, für welche Nomenklatur der Ostalpen sie sich entscheiden. Dies sollte aber bewusst praktiziert werden, da die einzelnen zugrundeliegenden Modelle wesentliche Unterschiede aufweisen.

Danksagung

Ich möchte mich bei allen Kolleginnen und Kollegen an der Geologischen Bundesanstalt und an den Universitäten für viele spannende Diskussionen bedanken. Für die Durchsicht des Manuskripts bedanke ich mich bei CHRISTIAN CERMAK (GBA) und GERIT GRIESMEIER.

Literatur

- BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & SCHUBERT, G. (2009): Karte der trinkbaren Tiefengrundwässer Österreichs 1:500.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- CARMINATI, E., LUSTRINO, M. & DOGLIONI, C. (2012): Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. – *Tectonophysics*, **579**, 173–192, Amsterdam.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **Sonderheft G** (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **116/2**, Teil), 11–35 (267–291), Wien (Hannover).
- DAVIS, H.J. & VON BLANKENBURG, F. (1995): Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogenes. – *Earth Planet Science Letters*, **129**, 85–102, Amsterdam.
- DECKER, K. (1990): Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). – *Sedimentary Geology*, **67**, 85–99, Amsterdam.
- DIENER, C. (1903): Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. – 320 S., Wien–Leipzig (Ternitz-Freytag).
- DUNKL, I., GRASEMANN, B. & FRISCH, W. (1998): Thermal effects of exhumation of a metamorphic core complex on hanging wall syn-rift sediments: an example from the Rechnitz Window, Eastern Alps. – *Tectonophysics*, **297**, 31–50, Amsterdam.
- ENGI, M., BERGER, A. & ROSELLE, G.T. (2001): Role of the tectonic accretion channel in collisional orogeny. – *Geology*, **29**, 1143–1146, Denver.
- FAUPL, P. (1984): Einführung in die Historische Geologie – 184 S., Eisenstadt.
- FAUPL, P. (2003): Historische Geologie – Eine Einführung. – 2., verbesserte Auflage, 271 S., Wien.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and paleogeographic implications. – *Cretaceous Research*, **13**, 387–403, Kidlington.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92** (1999), 79–94, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- FODOR, L.I., GERDES, A., DUNKL, I., KOROKNAI, B., PÉCSKAY, Z., TRAJANOVA, M., HORWÄTH, P., VRABEC, M., JELEN, B., BALOGH, K. & FRISCH, W. (2008): Miocene emplacement and rapid cooling of the Pohorje pluton at the Alpine-Pannonian-Dinaric junction, Slovenia. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101**, 255–271, Basel.
- FRANK, W. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – Jahresbericht 1982 Hochschulschwerpunkt S 15/4, 249–262, Graz.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379–406, Wien.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): The new metamorphic map of the Alps: Introduction. – *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **79**, 1–4, Zürich.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, **60**, 121–139, Amsterdam.
- FRISCH, W. & MESCHÉDE, M. (2007): Plattentektonik. – 2. Auflage, 196 S., Darmstadt.
- FRÖITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). – *GSA Bulletin*, **108**, 1120–1133, Boulder.
- FRÖITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **89**, 81–110, Basel.
- FRÖITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: MCCANN, T. (Hrsg.): *The Geology of Central Europe: Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*, 1141–1232, London.
- FÜGENSCHUH, B., SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. (1997): Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window. – *Terra Nova*, **9**, 213–217, Oxford.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – *Geologische Rundschau*, **87**, 644–657, Berlin-Heidelberg (Springer).
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., MISSONI, S. & SUZUKI, H. (2002): Middle to Late Jurassic radiolarite basins in the central part of the Northern Calcareous Alps as a key for the reconstruction of their early tectonic history – an overview. – *Memorie della Societa Geologica Italiana*, **57/2**, 123–132, Roma.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **81**, 233–243, Wien.
- GRUBER, A., PESTAL, G., NOWOTNY, A. & SCHUSTER, R. (Hrsg.) (2010): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 141 Landeck. – 192 S., Geol. B.-A., Wien.
- GWINNER, M.P. (1971): *Geologie der Alpen*. – 477 S., Stuttgart.
- HABLER, G. & THÖNI, M. (2001): Preservation of Permo-Triassic low-pressure assemblages in the Cretaceous high-pressure metamorphic Saualpe crystalline basement (Eastern Alps, Austria). – *Journal of metamorphic Geology*, **19**, 679–697, Oxford.
- HANDLER, R., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1997): ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. – *Geologische Rundschau*, **86**, 69–80, Berlin-Heidelberg (Springer).
- HANDY, M.R., SCHMID, S.M., BOUSQUET, R., KISSLING, E. & BERNOULLI, D. (2010): Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. – *Earth-Science Reviews*, **102**, 121–158, Amsterdam.
- HAUER, F. & JAHN, E. (1867–1871): Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie nach den Aufnahmen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, M. 1:576.000. – 12 Bl., Geol. R.-A., Wien.
- HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **124/1**, 1–109, Wien.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **79**, 155–181, Zürich.

- HOINKES, H., KOLLER, F., DEMÉNY, A., SCHUSTER, R., MILLER, C., THÖNI, M., KURZ, W., KRENN, K. & WALTER, W. (2010): Metamorphism in the Eastern Alps. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series*, **1**, 1–47, Szeged.
- JANÁK, M., FROITZHEIM, N., LUPTÁK, B., VRABEC, M. & KROGH RAVNA, E.J. (2004): First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism in Pohorje, Slovenia: Tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. – *Tectonics*, **23**, TC5014, Washington.
- JANÁK, M., FROITZHEIM, N., YOSHIDA, K., SASINKOVÁ, V., NOSKO, M., KOBAYASHI, T., HIRAJIMA, T. & VRABEC, M. (2015): Diamond in meta-sedimentary crustal rocks from Pohorje, Eastern Alps: a window to deep continental subduction. – *Journal of Metamorphic Geology*, **33/5**, 495–512, Oxford. doi: 10.1111/jmg.12130.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ, E., KLÖTZLI, U. & KOLLER, F. (1997): Lower Ordovician migmatization in the Ötztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology. – *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **77**, 315–324, Zürich.
- KOBER, L. (1920): Das östliche Tauernfenster. – *Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, **98**, 1–42, Wien.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien (Springer).
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **79**, 277–295, Zürich.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Südrubanyaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **18**, 87–129, Innsbruck.
- KRONER, U. & ROMER, R.L. (2013): Variscan tectonics. – Two plates – Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. – *Gondwana Research*, **24/1**, 298–329, Amsterdam.
- KURZ, W. & FRITZ, H. (2003): Tectonometamorphic evolution of the Austroalpine Nappe Complex in the central Eastern Alps – consequences for the Eo-Alpine evolution of the Eastern Alps. – *International Geology Review*, **45/12**, 1100–1127, Columbia.
- KURZ, W. & FROITZHEIM, N. (2002): The exhumation of eclogite-facies metamorphic rocks – a review of models confronted with examples from the Alps. – *International Geology Review*, **44**, 702–743, Columbia.
- KURZ, W., NEUBAUER, F., GENSER, J. & DACHS, E. (1998): Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria, Italy): a review. – *Geologische Rundschau*, **87**, 225–242, Berlin-Heidelberg (Springer).
- KURZ, W., NEUBAUER, F., GENSER, J., UNZOG, W. & DACHS, E. (2001): Tectonic evolution of Penninic Units in the Tauern Window during the Paleogene: Constraints from structural and metamorphic geology. – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Hrsg.): *Paleogene of the Eastern Alps*. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, **14**, 347–375, Wien.
- LUGEON, M. (1902): Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses. – Sonderdruck aus: *Actes de la Société helvétique des Sciences naturelles*, **1902**, 13 S., Genève.
- LUTH, S.W. & WILLINGSHOFER, E. (2008): Mapping of the post-collisional cooling history of the Eastern Alps. – *Swiss Journal of Geosciences, Supplement*, **101**, 207–223, Heidelberg.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Example of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, 61–78, Wien.
- MANDL, G.W. & ONDREJIČKOVÁ, A. (1993): Radiolarien und Conodonten aus dem Meliaticum im Ostabschnitt der NKA (A). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136/4**, 841–871, Wien.
- MILLER, C. & THÖNI, M. (1997): Eo-Alpine eclogitization of Permian MORB-type Gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. – *Chemical Geology*, **137**, 283–310, Amsterdam.
- MILLER, C., THÖNI, M., KONZETT, J., KURZ, W. & SCHUSTER, R. (2005): Eclogites from the Koralpe and Saualpe Type-localities, Eastern Alps, Austria. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **150**, 227–263, Wien.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2010): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). – *International Journal of Earth Sciences*, **100**, 1605–1631, Berlin-Heidelberg (Springer).
- NEUBAUER, F. (2002): Evolution of late Neoproterozoic to early Palaeozoic tectonic elements in Central and Southeast European Alpine mountain belts: review and synthesis. – *Tectonophysics*, **352**, 87–103, Amsterdam.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, **120**, 203–219, Graz.
- NEUBAUER, F., HOINKES, G., SASSI, F.P., HANDLER, R., HÖCK, V., KOLLER, F. & FRANK, W. (1999): Pre-Alpine metamorphism in the Eastern Alps. – *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **79**, 41–62, Zürich.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, 117–134, Wien.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R., ENGI, M., GOFFE, B., GOSSO, G., HANDY, M., KOLLER, F., LARDEAUX, J.M., POLINO, R., ROSSI, P., SCHUSTER, R., SCHWARTZ, S., SPALLA, I.E., AGARD, P., BABIST, J., BERGER, A., BERTLE, R., BUCHER, S., BURRI, T., HEITZMANN, P., HOINKES, G., JOLIVET, L., KELLER, L., LINNER, M., LOMBARDO, B., MARTINOTTI, G., MICHARD, A., PESTAL, G., PROYER, A., RANTISCH, G., ROSENBERG, C., SCHRAMM, J., SÖLVA, H., THÖNI, M. & ZUCALI, M. (2004): *Metamorphic structure of the Alps 1:1.000.000*, CGMW, Paris.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Unterengadiner Fenster. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – 699 S., Wien-New York.
- PESTAL, G. & HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (2011): Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **151/1+2**, 142–148, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (Hrsg.) (2009): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000*. – 162 S., Geol. B.-A., Wien.
- PUHR, B., SCHUSTER, R., HOINKES, G., RICHOS, S. & PROYER, A. (2012): Metamorphic conditions and Sr-, C- and O-isotope characteristics of marbles from the Austroalpine Koralpe-Wölz high pressure nappe system east of the Tauern Window, Eastern Alps. – *Abstract Volume PANGEO 2012 Salzburg*, 114–115, Salzburg.
- RANTISCH, G. & RUSSEGGER, B. (2000). Thrust-Related Very Low Grade Metamorphism within The Gurktal Nappe Complex (Eastern Alps). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142**, 219–225, Wien.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The Eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407, Denver.

- RAUMER, J.F., BUSSY, R., SCHALTEGGER, U., SCHULZ, B. & STAMPFLI, G.M. (2012): Pre-Mesozoic Alpine basements – Their place in the European Paleozoic framework. – *GSA Bulletin*, **125**/1–2, 89–108, Boulder.
- SANDER, B. (1921): Zur Geologie der Zentralalpen. – *Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt*, **71**/3–4, 174–224, Wien.
- SCHAFFER, F.X. (1951): Geologie von Österreich. – 2., veränderte Auflage, 805 S., Wien.
- SCHARF, A., HANDY, M.R., FAVARO, S., SCHMID, S.M. & BERTRAND, A. (2013): Modes of orogen-parallel stretching and extensional exhumation in response to microplate indentation and roll-back subduction (Tauern Window, Eastern Alps). – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **102**/6, 1627–1654, Berlin-Heidelberg (Springer).
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – *Tectonophysics*, **272**, 315–333, Amsterdam.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – *Tectonics*, **15**, 1036–1064, Washington D.C.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97**, 93–117, Basel.
- SCHMID, S.M., SCHARF, A., HANDY, M.R. & ROSENBERG, C.L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria) – A new tectonic map, cross-sections and tectonometamorphic synthesis. – *Swiss Journal of Geosciences*, **106**, 1–63, Heidelberg.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **124**/2, 361–423, Wien.
- SCHORN, A., NEUBAUER, F., GENSER, J. & BERNROIDER, M. (2013): The Haselgebirge evaporitic mélange in central Northern Calcareous Alps (Austria): Part of the Permian to Lower Triassic rift of the Meliata ocean? – *Tectonophysics*, **583**, 28–48, Amsterdam.
- SCHULZ, B., BOMBACH, K., PAWLIK, S. & BRÄTZ, H. (2004): Neoproterozoic to Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **93**, 824–843, Berlin-Heidelberg (Springer).
- SCHUSTER, R. (2003): Das eo-Alpidische Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins. – *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2003*, Blatt 148 Brenner, 141–159, Wien.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): Permian metamorphic event in the Alps. – *Geology*, **36**, 603–606, Washington D.C.
- SCHUSTER, R. & THÖNI, M. (1996): Permian Garnet: Indications for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **141**, 219–221, Wien.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permian-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine-Southalpine realm. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **42**, 37–58, Wien.
- SCHUSTER, R., KOLLER, F., HOECK, V., HOINKES, G. & BOUSQUET, R. (2004): Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps – Metamorphic evolution of the Eastern Alps. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **149**, 175–199, Wien.
- SCHUSTER, R., KOLLER, F. & FRANK, W. (2007): Pebbles of upper-amphibolite facies amphibolites in the Gosau Group of the Eastern Alps: relics of a metamorphic sole? – *Abstract 8th ALPSHOP Davos/Switzerland*, 74, Davos.
- SCHUSTER, R., KOLLER, F., GAWLICK, H.-J., FRANK, W. & LEIN, R. (2011): Relation of the Tethys ocean to the Cretaceous (Eoalpine) subduction in the Alps: data, framework and ideas. – *Alpine Workshop 2011, Abstract Volume*.
- SCHUSTER, R., KURZ, W., KRENN, K. & FRITZ, H. (2013): Introduction to the Geology of the Eastern Alps. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **99**, 285 S., Wien.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENNMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): *Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt*. – 4. Auflage, 80 S., Geol. B.-A., Wien.
- SEDGWICK, A. & MURCHISON, R.I. (1832): XVIII. – A Sketch of the Structure of the Eastern Alps; with Sections. – *Transactions of the Geological Society of London*, **1832**, v.s. 2–3, 301–420, London.
- STAMPFLI, G.M. (1994): Exotic terrains in the Alps: a solution for a single Jurassic ocean. – *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **74**, 449–452, Zürich.
- STAUB, R. (1923): *Tektonische Karte der Alpen*. – Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Bern.
- STAUB, R. (1924): *Der Bau der Alpen*. – *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, **52** (N.F. **82**), 272 S., Bern.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz*. – Mittelzone und südliche Nebenzone der Alpen. – 1. Band, 485 S., Bern (Stämpfische Verlagshandlung).
- STÜWE, K. & SCHUSTER, R. (2010): Initiation of Subduction in the Alps: Continent or Ocean? – *Geology*, **38**/2, 175–178, Washington D.C.
- SUESS, E. (1909): *Das Antlitz der Erde*. – III. Band, erste Hälfte, 508 S., Prag-Wien-Leipzig.
- TERMIER, P. (1904): Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. – *Bulletin de la Société Géologique de France, Serie IV*, **3** (1903), 711–765, Paris.
- THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **79**, 209–230, Zürich.
- THÖNI, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. – *Mineralogy and Petrology*, **88**, 123–148, Wien.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southern Austria). – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 347–368, Oxford.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1993): Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. – *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **73**, 177–189, Zürich.
- THÖNI, M. & MILLER, C. (1996): Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. – *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 453–466, Oxford.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **10**, 1–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): *Ostalpensynthese*. – 256 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen*. – 766 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): *Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän*. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **80**, 47–113, Wien.

- TROPPER, P. & HOINKES, G. (1996): Geothermobarometry of Al_2SiO_5 -bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal basement. – *Mineralogy and Petrology*, **58**, 145–170, Wien.
- USTASZEWSKI, K., SCHMID, S.M., LUGOVIĆ, B., SCHUSTER, R., SCHALTEGGER, U., BERNOULLI, D., HOTTINGER, L., KOUNOV, A., FÜGENSCHUH, B. & SCHEFFER, S. (2009): Late Cretaceous intraoceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina): Implications for the collision of the Adriatic and European plates. – *Lithos*, **108**, 106–125, Amsterdam.
- WESSELY, G. (2006): *Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich*. – 416 S., Geol. B.-A., Wien.
- WILLINGSHOFER, E. & NEUBAUER, F. (2002): Structural evolution of an antiformal window: the Scheiblingkirchen Window (Eastern Alps, Austria). – *Journal of Structural Geology*, **24**, 1603–1618, Oxford.

Die Böhmisches Masse in Österreich: Was gibt es Neues?

FRIEDRICH FINGER¹ & GERHARD SCHUBERT²

4 Abbildungen, 1 Tabelle

Gewidmet unserem Lehrer und Mentor, Herrn Prof. GÜNTHER FRASL (1924–2003),
 Gründer und Ordinarius des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg
 in den Jahren 1967 bis 1992.

Böhmische Masse
Variszisches Gebirge
Rheische Suture
Plattentektonik
Geochronologie

Inhalt

Zusammenfassung	167
Abstract	167
Einleitung	168
Plattentektonischer Hintergrund	168
Die Stellung der Drosendorfer Einheit im tektonischen Bau des Waldviertels	168
Argumente für eine bruno-vistulische Abstammung der Drosendorfer Einheit	171
Die Rolle der Gföhler Einheit	172
Der Südböhmische Batholith und das Bavarikum	173
Literatur	176

Zusammenfassung

Im vorliegenden Beitrag wird die Geologie der Böhmisches Masse in Österreich unter Berücksichtigung der aktuellen geochronologischen Datenlage rekapituliert. Neben den traditionellen Sichtweisen werden moderne plattentektonische Konzepte, wie die mögliche Korrelation der Waldviertler Drosendorfer Einheit mit dem Moravikum, erörtert. Das variszische Geschehen wird in den Rahmen eines unterkarbonischen Subduktions-Kollisions-Szenarios an der Rheischen Suture gestellt, unter Beteiligung einer avalonischen (bruno-vistulischen) und einer armorikanischen Kontinentalmasse. Des Weiteren wird auf die Bedeutung der oberkarbonischen bavarischen Phase der variszischen Orogenese hingewiesen.

The Bohemian Massif in Austria: What is new?

Abstract

The geology of the Austrian part of the Bohemian Massif is recapitulated in this paper under consideration of the most recent geochronological data. In addition to traditional views, we discuss new plate tectonic concepts that involve a possible correlation of the Drosendorf and the Moravian unit. The Variscan events are interpreted within the framework of a Lower Carboniferous subduction-collision scenario at the Rhenic suture, involving Avalonian (Bruno-Vistulian) and Armorican crustal fragments. Furthermore, the significance of the Upper Carboniferous Bavarian phase of the Variscan orogeny is highlighted.

1 FRIEDRICH FINGER: Universität Salzburg, Hellbrunnerstrasse 34, 5020 Salzburg. friedrich.finger@sbg.ac.at

2 GERHARD SCHUBERT: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerhard.schubert@geologie.ac.at

Einleitung

Die geologische Ebene der hydrogeologischen Themenkarte im Anhang (Beilage 1) untergliedert das Kristallin der Böhmisches Masse in die beiden Großeinheiten *Moldanubikum* und *Moravo-Silesikum* (*Bruno-Vistulikum*) sowie die *spätvariszische Granitmasse des Südböhmischen Batholiths* innerhalb des Moldanubikums. Dem geologisch versierten Betrachter wird auffallen, dass – übrigens erstmals in einer geologischen Übersichtskarte von Österreich – von der traditionellen Trennlinie zwischen Moldanubikum und Moravikum an der Hangendgrenze des moravischen Bittescher Gneiskörpers abgegangen wurde. Stattdessen wurde die Bunte Serie des Waldviertels (Drosendorfer Einheit einschließlich Dobragneis), die nach bisheriger Lehrmeinung ohne Abstriche in das Moldanubikum eingegliedert war, zusammen mit dem klassischen Moravikum zu einer moravo-silesischen bzw. bruno-vistulischen Einheit kombiniert. Diese Vorgangsweise folgt einem Vorschlag von MATURA (2003). Wir werden im Folgenden begründen, warum wir dieses neue Gliederungskonzept prinzipiell für richtungswesend halten, und dabei vor allem plattentektonische Argumente ins Treffen führen.

Generell hat die wissenschaftliche Forschung in der Böhmisches Masse in den letzten Jahren viele neue Denkanstöße erhalten. In der österreichischen Fachliteratur sind diese rezenteren Forschungsansätze bisher noch kaum verarbeitet. Aufgabe dieses Artikels ist es somit auch, eine aktualisierte Bibliografie zu liefern und die wichtigsten Neuerungen für den heimischen Leserkreis kurz zu referieren, mit dem Versuch, Unterschiede und Zusammenhänge zu den früheren Sichtweisen darzustellen.

Plattentektonischer Hintergrund

Dem weltweiten Trend folgend, wurde auch das mitteleuropäische Variszikum in den letzten beiden Jahrzehnten unter Zuhilfenahme plattentektonischer Modellvorstellungen interpretiert. Nach aktueller Vorstellung setzt sich das variszische Orogen aus mehreren unabhängigen Mikrokontinenten (allochthonen Terranen) zusammen, welche sich im Altpaläozoikum und Devon schrittweise vom Gondwana-Nordrand ablösten (Abb. 1). Im Zuge der devonisch-karbonischen Konvergenz von Gondwana und Baltika verschmolzen diese Terrane in neuer Anordnung zum variszischen Gebirge (TAIT et al., 1997; ZULAUF, 1997; FRANKE, 2000; WINCHESTER et al., 2002; KRONER & ROMER, 2013; STAMPFLI et al., 2013).

Ein wichtiger Bestandteil des variszischen Orogens ist der vom südamerikanischen Sektor Gondwanas herstammende bandförmige Mikrokontinent *Avalonia*. Dieser ist im frühen Silur bereits nahe an Baltika herangedriftet (Abb. 1) und bildet später die nördliche Flanke der Varisziden. Die große kadmische Kontinentalmasse des Bruno-Vistulikums (DUDEK, 1980; ZIEGLER, 1986; KALVODA et al., 2007; KALVODA & BÁBEK, 2010), welche weite Teile Mährens unterlagert und sich nach Auffassung der Autoren in das Waldviertel fortsetzt (Moravikum und Drosendorfer Einheit), kann dieser avalonischen Nordflanke der Varisziden zugerechnet werden (ZIEGLER, 1986; FINGER et al., 2000; FRANKE & ŽELAŽNIEWICZ, 2000).

Von Günther Frasl wurde schon früh die Konzeption vertreten, dass das Moravikum ein variszisch reaktivierter Randteil der bruno-vistulischen Kontinentmasse ist (FRASL, 1989, 1991). Ein starkes Argument für eine avalonische bzw. „südamerikanische“ Abkunft des Moravikums haben später FRIEDL et al. (2000) durch den Nachweis ererbter mesoproterozoischer Zirkonrelikte im Bittescher Gneis geliefert. Diese mesoproterozoischen Zirkonrelikte gelten heute allgemein als diagnostisch für Avalonia (NANCE & MURPHY, 1996; ŽELAŽNIEWICZ et al., 2009; MAZUR et al., 2010; DÖRR et al., 2014).

Die Hauptmasse des mitteleuropäischen Variszikums, nämlich der moldanubische Gürtel, das Saxothuringikum und das Bohemikum sind hingegen Bestandteile einer anderen plattentektonischen Domäne (*Armorika* nach TAIT et al., 1997 und WINCHESTER et al. 2002; *Galatia* nach STAMPFLI et al., 2013). Diese Einheiten stammen vom nordafrikanischen Sektor Gondwanas. Zu Beginn des Silurs waren sie wahrscheinlich noch mit Gondwana verbunden (Abb. 1). Ihre Ablösung führte in der Folge zur Öffnung der Palaeotethys (STAMPFLI et al., 2013). Im Zuge der variszischen Orogenese kollidierten diese armorikanisch/galatischen Einheiten dann mit den avalonischen Elementen im Vorfeld von Baltika. Dabei wurde der Rheische Ozean geschlossen (NANCE et al., 2010).

Für den österreichischen Teil der Böhmisches Masse stellt sich nun die Frage, wo genau diese wichtige Suture des Rheischen Ozeans einzuzeichnen ist. Zunehmend kristallisiert sich dabei heraus, dass die klassische Grenze zwischen dem Moldanubikum und dem Moravikum, wie sie bis dato in jedem Lehrbuch zu finden war, nicht mit dieser rheischen Suture identisch ist, sondern dass auch die Drosendorfer Einheit noch zur avalonischen Domäne gehört.

Die Stellung der Drosendorfer Einheit im tektonischen Bau des Waldviertels

Die großangelegte Kartierungskampagne der Geologischen Bundesanstalt in den 1960er- und 1970er Jahren, welche vor allem von Gerhard Fuchs, Alois Matura und Otto Thiele (1928–2013) getragen wurde, liefert bis heute das Basiswissen für tektonische Interpretationen. Wir geben hier zum Einstieg einen kurzen Überblick über die damals definierten geologischen Einheiten. Eine Zusammenfassung über die ältere Erforschungsgeschichte des Gebiets ist in WALDMANN (1951) und FUCHS & MATURA (1976) nachzulesen.

Die hochdruckmetamorphe *Gföhler Einheit* (FUCHS, 1976), mit den Granuliten und dem Gföhler Gneis als Hauptlithologien, befindet sich in tektonisch höchster Position (siehe Profil in Abbildung 2), wobei von FUCHS (1976) bekanntlich eine westvergente Platznahme mit Wurzelzone im östlichen Waldviertel postuliert wurde, während die meisten anderen Bearbeiter für die Hauptmasse der Waldviertler Gföhler Einheit eine komplett allochthone Natur mit Ost- oder Nordost-Transport Richtung Moravikum annehmen (Gföhler Decke nach THIELE, 1984). Eine an der Basis der Gföhler Einheit liegende Sequenz mit zahlreichen basischen Gesteinen (Amphibolite, Ultrabasite) wurde von THIELE (1984) als *Raabser Einheit* zusammengefasst und als Teildecke der Gföhler Decke angesehen.

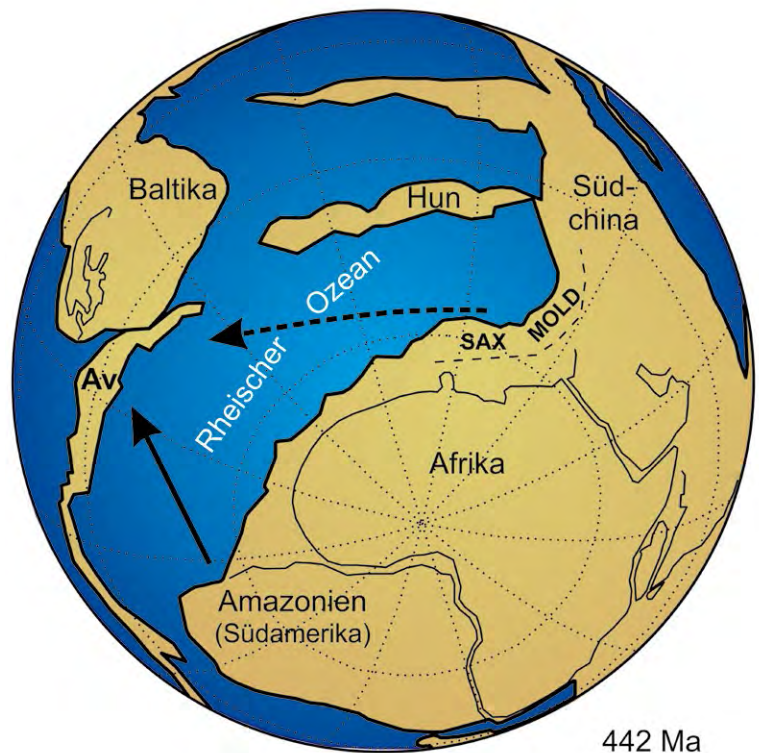


Abb. 1.
Rekonstruktion der Kontinentverteilung zu Beginn des Silur (442 Ma) nach STAMPFLI et al. (2013). Das bandförmige avalonische Terrane (Av), welches in seinem Ostabschnitt das Bruno-Vistulikum bzw. Moravo-Silesikum mit sich führt, ist vom südamerikanischen Sektor von Gondwana in Richtung Baltika abgewandert (Pfeil). Die Hauptmasse der heutigen Varisziden liegt hingegen noch am nördlichen Gondwana-Rand im Vorfeld von Nordafrika. Das Abdriften dieser Einheiten in Richtung Baltika steht noch bevor (Öffnung der Palaeotethys; strichliert angedeutet). MOLD, SAX: vermutete Positionen des Moldanubikums und Saxothuringikums.

Darunter folgt dann das „tiefere Moldanubikum“ (Drosendorfer Decke nach THIELE, 1984) mit der *Bunten Serie* (*Drosendorfer Einheit* nach FUCHS, 1976), die durch eine bunte Wechselfolge von Marmoren, Quarziten, Amphiboliten, Paragneisen, Grafitchiefer und Orthogneisen in den Regionalkarten sehr markant hervortritt. Am westlichen Ende der Bunten Serie liegt der große Dobragneiskörper, an welchen wiederum die vielfach Cordierit führenden Paragneise der sogenannten *Monotonen Serie* oder *Ostrong-Einheit* anschließen (FUCHS, 1976; LINNER, 1996).

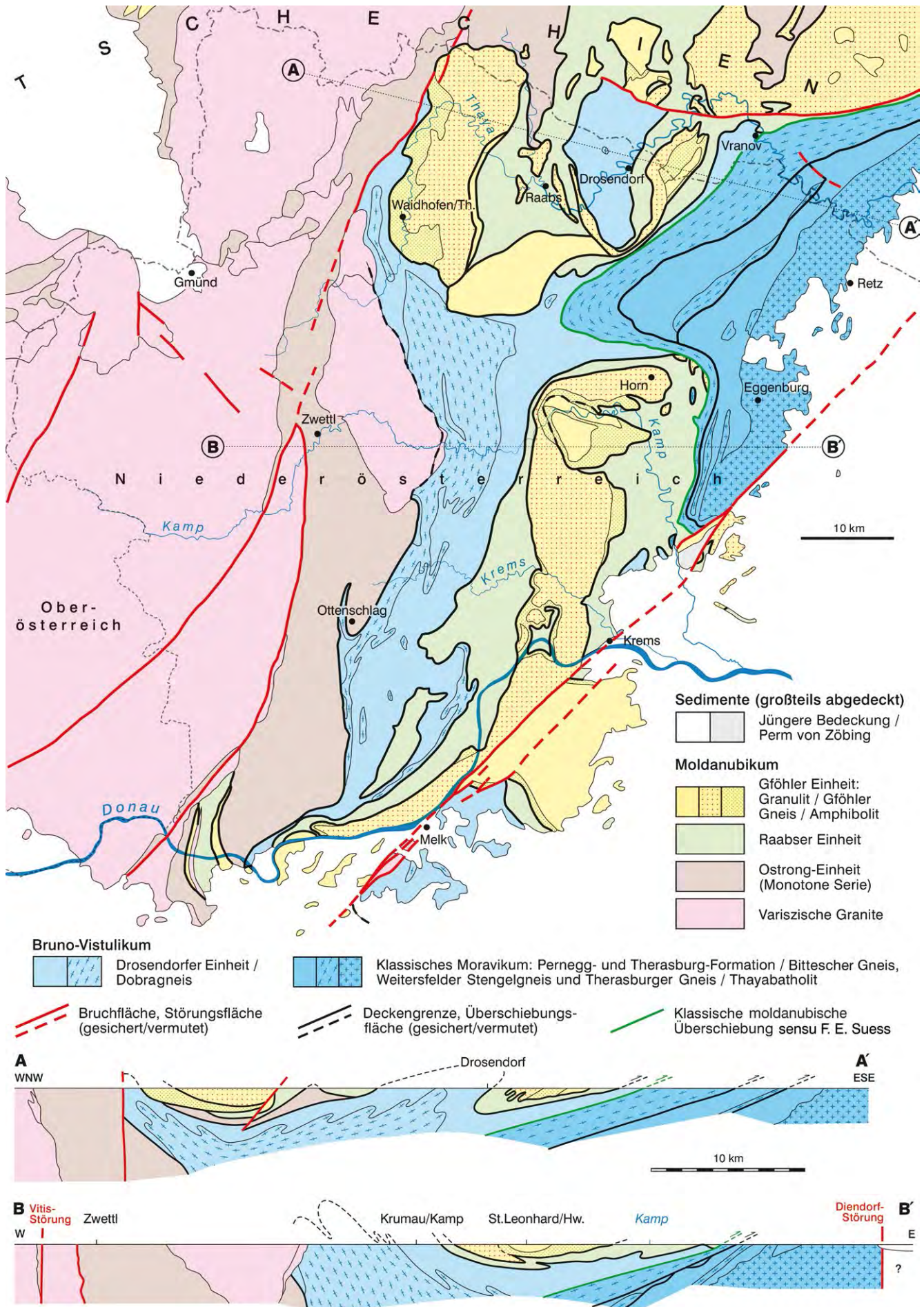
Es ist zu beachten, dass FUCHS (1976, 1991) die Bunte Serie (Drosendorfer Einheit) lediglich als das westliche tektonische Unterlager der Gföhler Einheit definiert, entsprechend seinem Konzept einer Einwurzelung der Gföhler Einheit im Osten. THIELE (1976, 1984) und auch MATURA (1976) zeichnen die Bunte Serie hingegen muldenförmig unter der Gföhler Einheit durch und interpretieren gewisse Marmor führende Einheiten im Hangenden des Bittescher Gneises (z.B. die Vranov-Einheit) ebenfalls als Bunte Serie. Vor allem in den tektonischen Profilen von MATURA (1976, 2003) kommt diese Vorstellung eines muldenförmigen tektonischen Baus sehr deutlich zum Ausdruck (Abb. 2). Zwischen Drosendorfer Einheit und der westlich angrenzenden Ostrong-Einheit zeichnet MATURA (2003), ebenso wie FUCHS (1976), eine tektonische Grenze ein, während THIELE (1984) eher an einen Primärzusammenhang denkt und beide zu einer Drosendorfer Decke zusammenfasst.

FUCHS (1976) fordert für das Waldviertel eine zumindest zweiphasige Entwicklungsgeschichte mit zwei deutlich getrennten Orogenesephasen (intramoldanubischer Bau versus moravische Unterschiebung). Hingegen hält beispielsweise THIELE (1984) ein Zustandekommen der gesamten Tektonik in einem Guss, also während der variszischen Orogenese, für wahrscheinlich. Ein ähnliches Konzept ver-

treten später FRITZ & NEUBAUER (1993). Der muldenförmige tektonische Bau wird von FRITZ & NEUBAUER (1993) durch die moravische Unterschiebung im Osten, in Kombination mit einer kompressiven Rückschubung von Bunter Serie und Dobragneis am Westflügel erklärt.

Schon in den 1960er Jahren hat Günther Frasl (siehe z.B. FRASL, 1968) die Diskussion eröffnet, ob die beiden Großeinheiten Moldanubikum und Moravikum (im klassischen Sinne von Franz Eduard Suess (1867–1941)) in Lithologie und Metamorphosegrad wirklich so unterschiedlich sind, wie das in der Literatur oft idealisiert dargestellt wurde. Nach eingehendem Studium der variszischen Metamorphosezonierung im Moravikum, welche an Stärke gegen Westen zunimmt, stellte FRASL (1970) fest, dass beispielsweise im Bereich des Messener Bogens ein nahezu kontinuierlicher Temperaturübergang in das höher metamorphe Moldanubikum gegeben ist. Weiters verweist Frasl schon damals auf die lithologische Ähnlichkeit zwischen dem moldanubischen Dobragneis und dem moravischen Bittescher Gneis. Noch konsequenter in seiner Aussage ist dann MATURA (1976), der in Profilschnitten den Bittescher Gneis im Untergrund der Waldviertler Mulde direkt mit dem Dobragneis zusammenführt. Diese Interpretation bildet später eine wesentliche Grundlage für das platten-tektonische Model von FINGER & STEYRER (1995), in welchem die Drosendorfer Einheit zusammen mit dem Moravikum als passiver Kontinentalrand des Bruno-Vistulikums gedeutet wird (Abb. 3).

Ein Nachsatz ist hier angebracht: So fortschrittlich und wichtig die von Fuchs, Matura und Thiele definierten Einheiten für das tektonische Verständnis des österreichischen Anteils der Böhmisches Masse waren und sind, so sehr verwirrend und unglücklich geriet der spätere Versuch internationaler Arbeitsgruppen, genau diese geologischen Begriffe aus dem Waldviertel auf weite Teile der südlichen



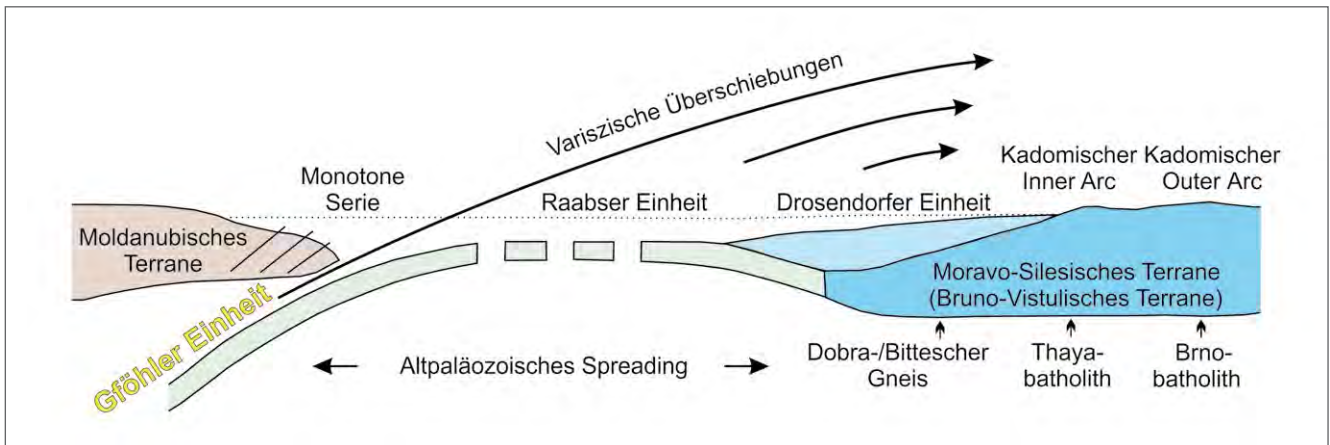


Abb. 3. Das hier abgebildete Modell von FINGER & STEYRER (1995) stellt einen der ersten Versuche dar, den geologischen Bau des Waldviertels mit moderner Plattentektonik zu verbinden. Zentrales Element dieses Modells ist, dass die Raabser Einheit (THIELE, 1984) als erhaltener Rest eines variszisch subduzierten altpaläozoischen Ozeans gedeutet wird. Moravikum und Drosendorfer Einheit bilden den passiven Rand einer bruno-vistulischen bzw. moravo-silesischen Kontinentalplatte, welcher dann bei der variszischen Orogenese mit einem aktiven moldanubischen Kontinentalrand kollidierte. Diese Vorstellung passt ausgezeichnet in das aktuelle Bild moderner globaltektonischer Rekonstruktionen für das variszische Orogen (karbonische Kollision von Armorika/Galatia mit avalonischen Kontinentalfragmenten – STAMPFLI et al., 2013).

Böhmischen Masse bis in den Prager und Regensburger Raum auszuweiten (z.B. FRANKE, 1989, 2000). Bis zu einem gewissen Grad ist das noch für die Gföhler Einheit nachvollziehbar, als Sammelbegriff für alle allochthonen Hochdruck-Hochtemperaturgesteine im Moldanubikum der Böhmischen Masse. Völlig ungeeignet ist aber die Verwendung des Namens Drosendorfer Einheit für das gesamte nicht-hochdruckmetamorphe Moldanubikum Böhmens und Bayerns, handelt es sich bei der Originaleinheit im Waldviertel doch womöglich um ein bruno-vistulisches Element, welches dann vom übrigen Moldanubikum klar abzugrenzen wäre (siehe dazu die Diskussion in FINGER et al., 2007a). Aber auch die Hochdruckeinheiten des böhmischen Moldanubikums (z.B. bei Český Krumlov, Písek oder Kutná Hora) haben höchstwahrscheinlich ihre eigene geologische Entwicklung und sind nicht direkt mit der spezifischen tektonischen Situation im Waldviertel zu parallelisieren, die sehr stark von der Unterschiebung und Indentor-Wirkung der bruno-vistulischen Platte geprägt ist. Wie später noch ausgeführt wird, ist die Interpretation von TOLLMANN (1982), der alle Hochdruckeinheiten der südlichen Böhmischen Masse zu einer riesigen Gföhler Decke kombiniert, vermutlich nicht haltbar.

Argumente für eine bruno-vistulische Abstammung der Drosendorfer Einheit

Ganz große Bedeutung kommt natürlich der Frage zu, ob der Dobragneis und der Bittescher Gneis wirklich zu parallelisieren sind, nämlich im Sinne eines ehemals zusammenhängenden magmatischen Systems. Was den Bittescher Gneis betrifft, so kann dessen kadomisches (spätproterozoisches) Protolith-Alter (MORAUF & JÄGER, 1982) heute als gesichert gelten (FRIEDL et al., 2000, 2004). Hingegen scheinen Teile des Dobragneises auf ein wesentlich älteres magmatisches Edukt zurückzugehen, mit Zirkonaltern von

1,38 Ga (GEBAUER & FRIEDL, 1994). Obzwar Sm-Nd Isotopendaten (LIEW & HOFFMANN, 1988) durchaus eine verwandte Krustenentwicklung erkennen lassen, ist der erhoffte geochronologische Beweis zur Parallelisierung von Dobragneis und Bittescher Gneis mittels Zirkondatierungen bisher ausgeblieben. Nichtsdestoweniger lässt das von GEBAUER & FRIEDL (1994) gefundene mesoproterozoische Zirkonalter (1,38 Ga) auf eine Zugehörigkeit des Dobragneises zu Avalonia bzw. zur bruno-vistulischen Einheit schließen (FRIEDL et al., 2004). Auch bei einer aktuellen Untersuchung der Universität Salzburg konnten wieder diese mesoproterozoische Zirkonkomponenten im Dobragneis festgestellt werden.

Zu erwähnen ist, dass der Dobragneis nach neuesten Befunden (LINDNER & FINGER, 2015) nicht als einheitlicher Körper gesehen werden darf. Er zerfällt in zumindest zwei unterschiedliche magmatische Suiten. Jene Teile des Dobragneiskörpers, die dem Bittescher Gneis geochemisch am ähnlichsten sind, werden erst jetzt geochronologisch bearbeitet und könnten unter Umständen tatsächlich ein kadomisches Bildungsalter aufweisen, wie erste noch unpublizierte Daten vermuten lassen. Man darf auf den Ausgang dieser laufenden Untersuchungen jedenfalls sehr gespannt sein.

Ein weiteres Argument für eine Zuordnung der Drosendorfer Einheit zu Avalonia haben geochronologische Untersuchungen an Zirkonen aus Quarziten und Paragneisen bei der Stadt Drosendorf erbracht (GERDES & FINGER, 2005). Abgesehen davon, dass dabei die bisher ältesten Zirkone Österreichs (3,4 Ga) entdeckt wurden, fanden sich nämlich wieder die für Avalonia diagnostischen mesoproterozoischen Zirkonkomponenten. Wie mehrfach gezeigt wurde, sind solche Zirkonalter in anderen Teilen des Moldanubikums, wie auch im Bohemikum oder Saxothuringikum, im Allgemeinen nicht vorhanden (ZEH et al., 2001; LINNEMANN et al., 2004; DROST et al., 2004; STRNAD & MIHALJEVIČ, 2005; KOŠLER et al., 2014). Die letztgenannten armorikanisch/galatischen Anteile des variszischen Gürtels weisen in ihrem Zirkonalterspektrum immer eine sehr charakteristische Lücke zwischen etwa 1 und 1,8 Ga auf, wie sie auch

◀ Abb. 2. Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Waldviertels mit zwei Profilschnitten (leicht modifiziert nach einer Vorlage von MATURA, 2003).

für Nordafrika typisch ist (DÖRR et al., 2014). Übrigens wurde diese „mesoproterozoische Lücke“ auch bei Proben aus der Waldviertler Ostrong-Einheit festgestellt (FINGER et al., 2007b), was die tektonische Abgrenzung dieser Einheit von der Drosendorfer Einheit rechtfertigt.

Schließlich wurde eine mesoproterozoische Zirkonpopulation (1,25 Ga) vor kurzem auch in einem plagioklasreichen Gneis im Nahebereich des Waidhofener Amphibolitkörpers gefunden (MAYER et al., 2013). Ursprünglich wurde dieses Gestein als Teil der Raabser Einheit interpretiert (MAYER, 2004), jedoch legen neuere Einschätzungen eine Verbindung zur Drosendorfer Einheit nahe.

Zusammenfassend kann man also festhalten, dass die Zirkongeochronologie eine Zuordnung der Drosendorfer Einheit zu Avalonia und somit zur bruno-vistulischen Platte massiv unterstützt. Eine Zusammenlegung der Drosendorfer Einheit mit dem Moravikum (MATURA, 2003), wie sie in der vorliegenden hydrogeologischen Themenkarte vorgenommen wurde, erscheint somit ein guter Ansatz. Ob dabei ein einfaches Modell mit direkter Verbindung von Dobra- und Bittescher Gneis zur Anwendung kommen kann (MATURA, 1976), oder ob die Drosendorfer Einheit einen weitgehend eigenständigen tektonischen Span aus dem Randbereich der bruno-vistulischen Platte bildet (FINGER et al., 2007a), bleibt zu diskutieren.

Das Konzept einer plattentektonischen Verbindung von Drosendorfer Einheit und Moravikum ist nicht zuletzt auch deshalb attraktiv, da dieses zu einer einfachen Rückwicklung des Waldviertler Deckenbaus führt (FRITZ & NEUBAUER, 1993; FINGER & STEYRER, 1995; FRITZ, 1996): Die über der Drosendorfer Einheit liegende, amphibolitreiche Raabser Einheit (THIELE, 1984) kann dann nämlich zwanglos als ozeanische (rheische) Suturzone zwischen Bruno-Vistulikum (Avalonia) und Moldanubikum (Armorika/Galatia) gedeutet werden (FINGER & VON QUADT, 1995). Gleichzeitig können die darüber liegenden Hochdruckgesteine der Waldviertler Gföhler Einheit aus einer unter das Moldanubikum abtauchenden Subduktionszone bezogen werden (Abb. 3).

Die Rolle der Gföhler Einheit

Die Frage, ob die Gföhler Einheit (FUCHS, 1976) west- oder ostwärts auf die Bunte Serie (Drosendorfer Einheit) aufgeschoben wurde, ist in mehreren Arbeiten von Gerhard Fuchs und Otto Thiele in überaus engagierter, spannender und lehrreicher Weise thematisiert worden. Die meisten späteren Bearbeiter geben letzterer Annahme den Vorzug, u.a. weil sich diese, wie zuvor ausgeführt, besser mit den variszischen plattentektonischen Gegebenheiten vereinbaren lässt.

TOLLMANN (1982) hat den Begriff der Gföhler Einheit erstmals auf weite Teile Mährens und Südböhmens ausgedehnt und postuliert eine riesige Gföhler Decke, welche praktisch das ganze Moldanubikum zwischen Prag und der Donau wurzellos überlagert haben soll (Abb. 4). Dieses Modell wurde in der Folge auf internationaler Ebene sehr hofiert (FRANKE, 1989, 2000), während in den letzten Jahren zunehmend Stimmen dagegen laut werden. So präsentiert beispielsweise die tschechische Forschergruppe um Karel Schulmann strukturgeologische Argumente für einen steilen diapirartigen Aufstieg der Granulitmasse von Český

Krumlov (FRANĚK et al., 2006). Gleichzeitig weisen mehrere neue Arbeiten auf den Umstand hin, dass die moldanubischen Hochdruckeinheiten vielfach in räumlicher Verbindung mit bestimmten kalireichen Plutoniten aus dem Erdmantel stehen, den sogenannten Durbachitplutoniten (JANOŮŠEK & HOLUB, 2007; FINGER et al., 2007a; VON RAUMER et al., 2014). Der selektive Aufstieg dieser Magmen in der Nähe von Vorkommen von Hochdruckgesteinen ist im Rahmen eines Deckenmodells im Sinne von TOLLMANN (1982) nicht vernünftig erklärbar (Abb. 4). Vielmehr ist anzunehmen, dass die Durbachitplutone die steilen Exhumationskanäle der Hochdruckgesteine für ihren eigenen Aufstieg nützten.

Während die Schulmann-Gruppe auch für die Gföhler Gneise und Granulite des Waldviertels eine diapirartige Tiefenstruktur postuliert (RACEK et al., 2006), stellen die meisten österreichischen Bearbeiter den Deckencharakter der Waldviertler Gföhler Einheit bis dato nicht in Frage (FRITZ & NEUBAUER, 1993; FINGER & STEYRER, 1995; FRITZ, 1996; MATURA, 2003; FINGER et al., 2007a). Angelehnt an THIELE (1984) erscheint uns folgendes Szenario am wahrscheinlichsten: Nach steilem Aufstieg aus einer Subduktionszone in die Mittelkruste werden große Teile der Gföhler Einheit infolge der sukzessiven Unterschiebung durch die bruno-vistulische Platte als Decke gegen Nordosten transportiert (siehe Abbildung 4). Dementsprechend sind hier im Waldviertel auch einige der durbachitischen Begleitintrusionen, wie z.B. der Wolfshofer Gneis (Intrusionsalter 338 ± 4 Ma nach FRIEDL, 1997), noch massiv in die regionale Deformation mit einbezogen (FRANK et al., 1990).

Als Faktum kann gelten, dass zumindest Teile der Gföhler Einheit nicht nur hohen Drucken (> 12 kbar), sondern auch extrem hohen Metamorphosetemperaturen ausgesetzt waren (für die Granulite werden z.B. 1.000 °C angenommen – O'BRIEN, 2000; KRENN & FINGER, 2010). Das erfordert besondere tektonothermische Verhältnisse in der Subduktionszone, die durch ein Abbrechen der subduzierten Platte (slab break-off) und ein dadurch bedingtes Hochsteigen der heißen Asthenosphäre zustande gekommen sein könnten (Abb. 4). Ein solches Szenario könnte u.a. auch das rapide intrusionsartige Aufsteigen der Gesteine (nämlich in partiell geschmolzenem Zustand – ROBERTS & FINGER, 1997) aus der Subduktionszone in die überlagernde moldanubische Mittelkruste erklären. Neuere Arbeiten aus dem tschechischen Teil des Moldanubikums (FARYAD et al., 2010, 2015) belegen übrigens eine eklogitfaziale Vorgeschiechte für einige der böhmischen Hochdruck-Hochtemperaturgranulite und unterstreichen damit umso mehr die Verbindung zu einer Subduktionszone. Alternative Modelle, wonach die böhmischen Granulite lediglich eine karbonisch mobilisierte alte Unterkruste repräsentieren, erscheinen somit immer weniger realistisch.

Die Exhumation der Waldviertler Gföhler Einheit ist wahrscheinlich zwischen 345 und 335 Ma erfolgt (FRANK et al., 1990; KLÖTZLI et al., 2000), während das Subduktionsstadium (prograde Hochdruckmetamorphose) vielleicht schon 10–30 Ma vorher anzusetzen ist (FINGER et al., 2007a). Hier tappt die Geochronologie allerdings noch ziemlich im Dunkeln und die Subduktionsphase könnte der Exhumationsphase ebenso gut auch unmittelbar vorausgegangen sein und z.B. nur 345 Ma alt sein (siehe Diskussion in FRIEDL et al., 2011).

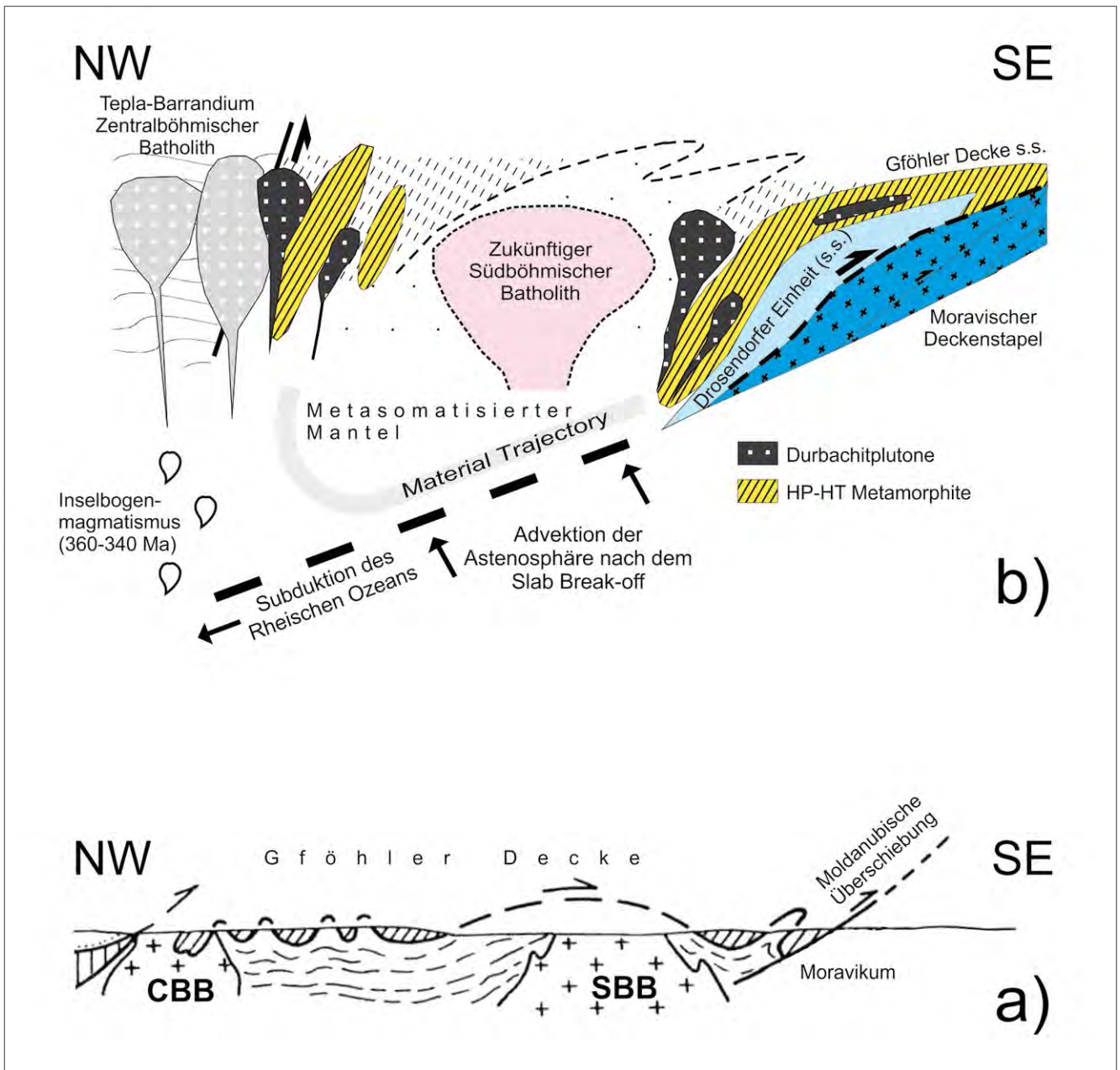


Abb. 4.
 Zwei gegensätzliche Konzeptionen zur Platznahme der Hochdruckgesteine der Gföhler Einheit.
 A: Das vielzitierte Modell von TOLLMANN (1982) postuliert die Existenz einer riesigen, flachliegenden Gföhler Decke, welche das Moldanubikum vom Prager Raum bis hin zum Moravikum überspannt haben soll und später teilweise erodiert wurde (CBB: Zentralböhmischer Batholith; SBB: Südböhmischer Batholith – Abbildung aus FRANKE, 1989, leicht modifiziert).
 B: Demgegenüber steht die Möglichkeit eines steilen Aufstiegs der moldanubischen Hochdruckeinheiten an mehreren Stellen, wobei an den Exhumationskanälen der Hochdruckgesteine die Durbachitplutone nachdringen (aus FINGER et al., 2007a). Sowohl die (besonders heiße) Granulitbildung wie auch die Durbachite könnten mit dem Prozess eines Slab Break-Off in Verbindung stehen. Die Kollisionsprozesse mit der bruno-vistulischen Platte führen in der Folge dazu, dass große Teile der Waldviertler Gföhler Einheit, im Unterschied zu weiter westlich gelegenen Vorkommen von Hochdruckgesteinen (z.B. bei Český Krumlov), nachträglich noch einen ausgeprägten Deckencharakter erhalten. Die Waldviertler Mulde (in der Abbildung nicht gezeigt) wird durch Rücküberschiebungen ausgeformt (FRITZ & NEUBAUER, 1993).

Der Südböhmische Batholith und das Bavarikum

Die aktuelle Forschung bestätigt in vielerlei Hinsicht die frühen Vorstellungen von FUCHS (1962, 1976), THIELE (1962) und FUCHS & THIELE (1968), wonach im Bavarikum (FUCHS, 1976), also im westlichen Mühlviertel und im Sauald, ein älterer NNE gerichteter Gebirgsbau durch jungvariszische orogene Prozesse weitgehend überprägt wurde, und zwar unter Ausbildung markanter NW–SE verlaufender

Strukturen. Diese „bavarische Phase der variszischen Orogenese“ (FINGER et al., 2007a) ist deutlich jünger als die variszischen Subduktions- und Kollisionsvorgänge im Waldviertel. So ist die hochgradige Metamorphose/Anatexis im Bavarikum zwischen 330 und 315 Ma datiert (Tab. 1), während der Deckenstapel im Waldviertel schon vor 330 Ma eine postkollisionale Exhumation, Abkühlung und Erosion durchmachte. Letzteres ist durch zahlreiche Glimmerabkühlalter klar belegt (DALLMAYER et al., 1992; FRITZ et al., 1996; SCHARBERT et al., 1997; KLÖTZLI et al., 2000).

Plutonische Gesteine				
Weinsberger Granit	Kirchberg, SE Gmünd	328 ± 1	Mnz, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Weinsberger Granit	Altweitra S, B 41 N Weitra	328 ± 5	Mnz, ID-TIMS, ETH Zürich	FRIEDL (1997)
Weinsberger Granit	Naarntal, Stbr. Korninger, S Bad Zell	327 ± 5	Mnz, ID-TIMS, ETH Zürich	FRIEDL (1997)
Weinsberger Granit	Stbr. in Ardagger, S Grein	327 ± 5	Mnz, ID-TIMS, ETH Zürich	FRIEDL (1997)
Weinsberger Granit	Mitterschlag, W Groß Gerungs	323 ± 4	Mnz, ID-TIMS, ETH Zürich	FRIEDL (1997)
Weinsberger Granit	Pregarten, Pfahlmühle	323 ± 1	Zrn, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Weinsberger Granit	Oberneukirchen, Mühlviertel	323 ± 1	Mnz, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Weinsberger Granit	Sarleinsbach, westl. Mühlviertel	322 ± 4	Zrn, SHRIMP, Univ. WA, Perth	FRIEDL et al. (2004)
Weinsberger Granit	Sarleinsbach, westl. Mühlviertel	323 ± 1	Zrn, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Eisgarner Granit	Stbr. Unteraalfang, NNE Schrems	328 ± 1	Mnz, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Eisgarner Granit	Stbr. Falkendorf W, NNE Schrems	327 ± 4	Mnz, ID-TIMS, ETH Zürich	FRIEDL et al. (1996)
Eisgarner Granit	Stbr. Racov, SE Pelhrimov, CZ	327 ± 1	Mnz, ID-TIMS, Boise State Univ.	ŽÁK et al. (2011)
Sulzberg Granit	alter Stbr. W vom Bärenstein	326 ± 1	Mnz, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Gebhartser Diorit*	Stbr. 0.5 km NE Gebharts	328 ± 1	Zrn, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Migmatgranit	Uttendorf, SW Helfenberg	323 ± 1	Zrn, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Diorit*	Julbach, westl. Mühlviertel	318 ± 2	Zrn, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Diorit*	Haibach, S Reichenau i.M.	316 ± 1	Zrn, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Altenberger Granit	Stbr. im Katzgraben, N Linz	315 ± 1	Mnz, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Haibacher Granit	Stbr. E Haibach ob der Donau	316 ± 1	Mnz, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Mauthausener Granit	Stbr. Bettelberg Mauthausen	316 ± 1	Mnz, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2003)
Peuerbacher Tonalit	Stbr. Oberantlang, NE St. Willibald	314 ± 3	Mnz, ID-TIMS, ETH Zürich	FRIEDL (1997)
Peuerbacher Granit	Stbr. Frankengrub, N Peuerbach	322 ± 12	Mnz, ID-TIMS, ETH Zürich	FRIEDL (1997)
Schärdinger Granit	Stbr. Gopperding, SE Schärding	319 ± 10	Mnz, ID-TIMS, ETH Zürich	FRIEDL (1997)
Freistädter Granodiorit	Freistadt, E (grobe Variante)	302 ± 2	Mnz, ID-TIMS, ETH Zürich	FRIEDL et al. (1992)
Metamorphosealter				
Anatexit (Perlgneis)	Oberschwarzenberg, NW Aigen i.M.	328,2 ± 1,4	Mnz, ID-TIMS, Univ. Frankfurt	FINGER et al. (2013)
Anatexit (Perlgneis)	Vatersreith, E Oberkappel	322,2 ± 0,5	Mnz, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2006)
Anatexit (Perlgneis)	Puchenau bei Linz	315,2 ± 0,5	Mnz, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2006)
Anatexit (Perlgneis)	St. Aegidi, Sauwald	316,6 ± 0,6	Mnz, ID-TIMS, NERC Keyworth	GERDES et al. (2006)
* diese dunklen Gesteine mit der Feldbezeichnung Diorit sind streng petrografisch gesehen oft Tonalite oder Granodiorite				

Tab. 1.

Kompilation von U-Pb Zirkon- und Monazitaltern (Angaben in Ma) aus dem österreichischen Teil des südböhmischen Batholiths bzw. Bavarikums. Weiters finden sich Informationen über Messmethodik und Labor. Bei den Daten handelt es sich durchwegs um hochwertige Konkordiaalter. Alter mit größeren Fehlern (> 3 Ma) sind z.T. obere Einstichalter (berechnet meist aus subkonkordanten Datenpunkten mit Diskordiafixierung bei Null).

Die in mehreren magmatischen Schüben erfolgte Bildung des *Südböhmischen Batholiths* wurde in der österreichischen Fachliteratur über lange Jahre viel zu früh angesetzt. Noch bis vor kurzem wurde beispielsweise für den Weinsberger Granit, dem vom Feldfund her ältesten Granittyp des Batholiths (FRASL & FINGER, 1988), ein Bildungsalter von ~ 350 Ma referiert (SCHARBERT, 1987; FRANK et al., 1990; PETRAKAKIS, 1997; KOLLER & KLÖTZLI, 1998; KLÖTZLI et al., 2000), obwohl ein derartig hohes Alter den Datierungen der Metamorphose im Waldviertel (meist Alter

um 340 Ma) allein wegen des bestehenden Intrusivkontakts (FUCHS & MATURA, 1976; ZEITLHOFER et al., 2014) eklatant widersprach. Die um etwa 20–30 Ma überhöhten geochronologischen Alter für den Weinsberger Granit wurden z.T. durch uneinheitliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Initialwerte vorge-tauscht, wie FINGER & VON QUADT (1992) zeigen konnten. Auch spielten wohl unerkannte ererbte Zirkonkomponenten eine störende Rolle (KLÖTZLI et al., 2001). Erst moderne und umfangreiche U-Pb Zirkon- und Monazitdatierungen (FRIEDL, 1997; GERDES et al., 2003) haben diese gravie-

renden methodischen Probleme überwunden. In Tabelle 1 findet sich eine Zusammenstellung dieser bisher leider nur in Konferenzabstracts veröffentlichten Zirkon- und Monazitalter. Aus den Daten ist abzulesen, dass die Bildung des Batholiths im Norden und Osten beginnt, und zwar mit ersten Intrusionsschüben von Weinsberger Granit (330–328 Ma). Diesen folgt unmittelbar die Intrusion des zweiglimmerigen Eisgarner Granits (326–328 Ma), welcher die dominante Granitart im Nordteil des Batholiths darstellt. Der Batholith wächst anschließend nach Südwesten. So bildeten sich die großen Körper von Weinsberger Granit bei Freistadt, Pregarten und im westlichen Mühlviertel erst deutlich später, nämlich bei 322 Ma (FINGER et al., 2003). Wie schon FUCHS & THIELE (1968) feststellten, ist der Weinsberger Granit im westlichen Mühlviertel (Mühlzone) noch hochtemperiert deformiert, also synorogen intrudiert in Bezug auf die bavarische Orogenese (FRASL & FINGER, 1988).

Viele der sogenannten Feinkorngranite des Batholiths (z.B. der Mauthausener Granit) intrudierten dann bei etwa 316–317 Ma, und zwar oftmals mit scharfen Grenzen und diskordant in den älteren Weinsberger Granit, welcher zu dieser Zeit offenbar schon weitgehend abgekühlt war. Eine rasche Heraushebung des Batholiths während seiner Bildung ist somit wahrscheinlich (FRASL & FINGER, 1988). Den letzten großen Pluton bilden die Teilintrusionen von Freistädter Granodiorit mit einem Alter von 302 Ma (FRIEDL et al., 1992).

Besonders interessant ist das relativ junge Alter der Metamorphose- und Anatexisprozesse im Sauwald südlich der Donau, welche erst bei ~ 316 Ma stattfanden (Tab. 1). Dementsprechend sind auch die vom Feldbefund her relativ ältesten Granite im Sauwald (Schärdinger und Peuerbacher Granit – THIELE, 1962; SCHUBERT, 1989) in absoluten Zahlen gesehen vergleichsweise jung (~ 316 Ma). Generell zeigt sich, auch im angrenzenden Bayern (SIEBEL et al., 2008), dass die hochtemperierte Metamorphose/Anatexis der bavarischen Orogenese zeitlich von Norden nach Süden wanderte und stets eng mit der Bildung der relativ älteren Granite eines Raumes verflochten ist. So ist die variszische Anatexis im Bereich der Böhmerwaldscholle bei Aigen/Schlägl etwa 328 Ma alt (FINGER et al., 2013) und wird dort von der Intrusion von Weinsberger- und Eisgarner Granit unmittelbar gefolgt. Geht man in das Gebiet südlich der Pfahlstörung (die Mühscholle nach FUCHS & THIELE, 1968), liegt das Alter der Anatexis (und der NW–SE Strukturprägung) bei 322 Ma, ebenso wie das Alter des dortigen Weinsberger Granits (Tab. 1). Und schließlich finden wir im Sauwald südlich der Donau sowohl für die Anatexis, wie auch für den Schärdinger und Peuerbacher Gra-

nit noch jüngere Alter. Das heißt, die Granite sind stets das unmittelbare Produkt der regionalen Krustenaufheizung. Die geochronologischen Daten zeigen somit zwei wichtige Fakten auf, nämlich erstens, dass die bavarische Orogenese zeitgleich mit der Bildung der Granite des Südböhmischen Batholiths anzusetzen ist, und zweitens, dass die thermische und tektonische Überprägung der älteren Kruste offenbar zonenweise Richtung Südwesten voranschritt.

Hervorzuheben ist, dass die bavarische Phase der variszischen Orogenese mit einem regional massiv erhöhten Wärmefluss einherging, dessen genaue Ursachen noch in Diskussion stehen (GERDES et al., 2000, 2006; HENK et al., 2000; KLEIN et al., 2008; ŽÁK et al., 2008). Auch die plattentektonische Signifikanz der bavarischen Phase der variszischen Orogenese wird derzeit noch sehr kontrovers diskutiert. Einige Autoren verbinden mit dem Bavarikum ein eigenes Terrane im plattentektonischen Sinn, mit völlig eigenständiger Lithologie und ohne wesentliche Gemeinsamkeiten mit den weiter nördlichen in Böhmen folgenden Serien (FIALA et al., 1995; SIEBEL et al., 2008). Hingegen vertreten FINGER et al. (2007a) in Anlehnung an die früheren Ideen von FUCHS (1976) die Ansicht, dass zumindest Teile des Bavarikums mit Serien in Süd- und Zentralböhmen korrelieren, und zwar im Sinne eines ursprünglich NNE gerichteten unterkarbonischen Gebirgsbaus, welcher erst im Zuge der spätvariszischen bavarischen Phase strukturell umgeprägt wurde. Vor allem im Passauer Wald können etliche überzeugende lithologische Anknüpfungspunkte zum nördlich anschließenden Moldanubikum gefunden werden: So können helle leptinitische Gneise bei Wegscheid auf Grund petrologischer und geochronologischer Daten zwanglos als überprägte Granulitvorkommen gedeutet werden (KLEIN, 2002; TEIPEL et al., 2012). Ferner lassen bestimmte anatektisch überprägte granitoide Gneise des Passauer Waldes bei Waldkirchen auf Grund von Zirkondatierungen eine Korrelation mit dem Zentralböhmischem Batholith erkennen (FINGER et al., 2010). Und schließlich haben die Grafit führenden Einheiten des Passauer Waldes (Kropfmühl Serie) mögliche Äquivalente in den Grafit führenden Gneisen von Český Krumlov (DILL, 1985).

Die bavarische Phase der variszischen Orogenese wäre demnach kein Kollisionsereignis im plattentektonischen Sinn, sondern es wurde zu dieser Zeit (also im frühen Oberkarbon) ein älterer variszischer Gebirgsbau thermisch reaktiviert. FINGER et al. (2009) spekulieren, dass die bavarische Orogenese durch eine sukzessive Ablösung von Mantellithosphäre (Delamination) ausgelöst wurde, also eine regionale Krustenaufheizung durch Aufdringen der Asthenosphäre widerspiegelt.

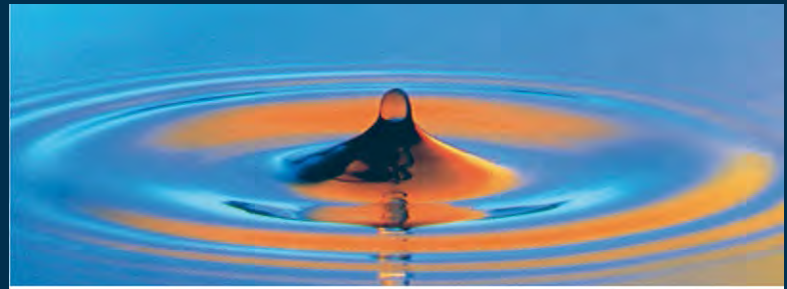
Literatur

- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (1992): Chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian Zone): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls. – *Tectonophysics*, **210**, 135–153, Amsterdam.
- DILL, H. (1985): Die Vererzung am Westrand der Böhmisches Masse – Metallogene in einer ensialischen Orogenzone. – *Geologisches Jahrbuch, Reihe D*, **73**, 1–461, Hannover.
- DÖRR, W., ZULAUF, G., GERDES, A., LAHAYE, Y. & KOWALCZYK, G. (2014): A hidden Tonian basement in the eastern Mediterranean: Age constraints from U–Pb data of magmatic and detrital zircons of the External Hellenides (Crete and Peloponnesus). – *Precambrian Research*, **258**, 83–108, Amsterdam.
- DROST, K., LINNEMANN, U., MCNAUGHTON, N.J., FATKA, O., KRAFT, P., GEHMLICH, M., TONK, C. & MAREK, J. (2004): New data on the Neoproterozoic–Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcano-sedimentary successions: geochemistry, U–Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). – *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 742–757, Berlin.
- DUDEK, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. – *Rozprawy Československé akademie věd, Řada matematických a přírodních věd*, **90**, 3–85, Prague.
- FARYAD, S.W., NAHODILOVÁ, R. & DOLEJS, D. (2010): Incipient eclogite facies metamorphism in the Moldanubian granulites revealed by mineral inclusions in garnet. – *Lithos*, **144**, 54–69, Amsterdam.
- FARYAD, S.W., KACHLIK, V., SLAMA, J. & HOINKES, G. (2015): Implications of corona formation in a metatroctolite to the granulite facies overprint of HP-UHP rocks in the Moldanubian Zone (Bohemian Massif). – *Journal of Metamorphic Geology*, **33**, 295–310, Oxford.
- FIALA, J., FUCHS, G. & WENDT, J.I. (1995): Stratigraphy of the Moldanubian Zone. – In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (Eds.): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*, 417–428, Berlin (Springer).
- FINGER, F. & STEYRER, H.P. (1995): A tectonic model for the eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif. – *Geologica Carpathica*, **46**, 137–150, Bratislava.
- FINGER, F. & VON QUADT, A. (1992): Wie alt ist der Weinsberger Granit – U/Pb vs Rb/Sr Geochronologie. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **137**, 83–86, Wien.
- FINGER, F. & VON QUADT, A. (1995): U/Pb ages of zircons from a plagiogranite-gneiss in the south-eastern Bohemian Massif, Austria – further evidence for an important early Paleozoic rifting episode in the eastern Variscides. – *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **75**, 265–270, Zürich.
- FINGER, F., HANŽL, P., PIN, C., VON QUADT, A. & STEYRER, H.P. (2000): The Bruno-vistulian: Avalonian Precambrian sequence at the eastern end of the Central European Variscides? – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Eds.): *Orogenic Processes; Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. – Geological Society of London, Special Publication, **179**, 103–112, London.
- FINGER, F., DOBLMAYR, P., FRIEDL, G., GERDES, A., KRENN, E. & VON QUADT, A. (2003): Petrology of the Weinsberg granite in the South Bohemian Batholith: New data from the mafic end members. – *Journal of the Czech Geological Society*, **48**, 46–47, Prague.
- FINGER, F., GERDES, A., JANOUŠEK, V., RENÉ, M. & RIEGLER, G. (2007a): Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. – *Journal of GEOsciences*, **52**, 9–28, Prague.
- FINGER, F., GERDES, A. & KNOP, E. (2007b): Constraints on the sedimentation age of the Monotonous Series in the Austrian part of the Bohemian Massif from U–Pb Laser ICP-MS zircon dating. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **153**, 43, Wien.
- FINGER, F., GERDES, A., RENÉ, M. & RIEGLER, G. (2009): The Saxo-Danubian Granite Belt: Magmatic response to post-collisional delamination of mantle lithosphere below the south-western sector of the Bohemian Massif (Variscan Orogen). – *Geologica Carpathica*, **60**, 205–212, Bratislava.
- FINGER, F., DUNKLEY, D.J. & RENÉ, M. (2010): Remnants of Early Carboniferous I-type granodiorite plutons in the Bavarian Forest and their bearing on the tectonic interpretation of the south-western sector of the Bohemian Massif (Bavarian Zone). – *Journal of GEOsciences*, **55**, 321–332, Prague.
- FINGER, F., DÖRR, W., GERDES, A. & STARJAS MAYER, B. (2013): The Bavarian phase of the Variscan orogeny: Relations between migmatites and granites and potential causes for crustal melting. – *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **82**, 42, Hannover.
- FRANĚK, J., SCHULMANN, K. & LEXA, O. (2006): Kinematic and rheological model of exhumation of high pressure granulites in the Variscan orogenic root: example of the Blanský les granulite, Bohemian Massif, Czech Republic. – *Mineralogy and Petrology*, **86**, 253–276, Wien.
- FRANK, W., SCHARBERT, S., THÖNI, M., POPP, F. & HAMMER, S. (1990): Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse. – *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, **3**, 185–228, Wien.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe. – *Geological Society of America, Special Paper*, **230**, 67–90, Boulder.
- FRANKE, W. (2000): The middle-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Eds.): *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. – Geological Society of London, Special Publication, **179**, 35–61, London.
- FRANKE, W. & ŻELAŻNIEWICZ, A. (2000): The eastern termination of the Variscides; terrane correlation and kinematic evolution. In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Eds.): *Orogenic Processes; Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. – Geological Society of London, Special Publication, **179**, 63–86, London.
- FRASL, G. (1968): The Bohemian Massif in Austria, Moravian Zone. – *Guide to Excursion 32c, International Geology Congress, XXIII. Session*, 13–24, Prague.
- FRASL, G. (1970): Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. – *Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **2**, 55–60, Hannover.
- FRASL, G. (1989): Zur Entstehung der Moravischen Zone. – *Abstract zur Tagung AG „Geologie der Metamorphite“ der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 2 S., Wien.
- FRASL, G. (1991): Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulikums – eine Einführung. – *Arbeitsstagung der Geologischen Bundesanstalt*, **1991**, 49–62, Wien.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Führer zur Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft ins Mühlviertel und in den Sauald. – *Reihe der Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 30 S., Wien.

- FRIEDL, G. (1997): U/Pb Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmisches Masse. – Dissertation Univ. Salzburg, 242 S., Salzburg.
- FRIEDL, G., VON QUADT, A., FRASL, G. & FINGER, F. (1992): Neue U/Pb Altersdaten aus der südlichen Böhmisches Masse. – Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie A, **11**, 217–218, Frankfurt.
- FRIEDL, G., VON QUADT, A. & FINGER, F. (1996): Timing der Intrusionstätigkeit im Südböhmischen Batholith. – Abstractband zum 6. Symposium für Tektonik-Strukturgeologie-Kristallinegeologie, Salzburg, 127–130, Salzburg.
- FRIEDL, G., FINGER, F., MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2000): Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America-derived Gondwana fragments in Central Europe. – *Geology*, **28**, 1035–1038, Boulder.
- FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.L., VON QUADT, A., MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. – *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 802–823, Berlin.
- FRIEDL, G., COOKE, R.A., FINGER, F., MCNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2011): Timing of Variscan HP-HT metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: U-Pb SHRIMP dating on multiply zoned zircons from a granulite from the Dunkelsteiner Wald Massif, Lower Austria. – *Mineralogy and Petrology*, **102**, 63–75, Wien.
- FRITZ, H. (1996): Geodynamic and tectonic evolution of the southeastern Bohemian Massif: the Thaya section (Austria). – *Mineralogy and Petrology*, **58**, 253–278, Wien.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the South-Eastern Bohemian Massif. – *Geologische Rundschau*, **82**, 556–565, Stuttgart.
- FRITZ, H., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1996): Thick-skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (The southeastern Bohemian Massif, Czech Republic – Austria). – *Tectonics*, **15**, 1389–1413, Washington D.C.
- FUCHS, G. (1962): Zur Altersgliederung des Moldanubikums in Oberösterreich. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1962**, 96–117, Wien.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 41–49, Wien.
- FUCHS, G. (1991): Das Bild der Böhmisches Masse im Umbruch. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **134**, 701–710, Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 1–43, Wien.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – 96 S., Geol. B.-A., Wien.
- GEBAUER, D. & FRIEDL, G. (1994): A 1.38 Ga protolith age for the Dobra orthogneiss (Moldanubian Zone of the southern Bohemian Massif, NE-Austria): evidence from ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircon. – *Journal of the Czech Geological Society*, **39**, 34–35, Prague.
- GERDES, A. & FINGER, F. (2005): Über die ältesten Zirkone Österreichs und neue Möglichkeiten in der Grundgebirgsforschung durch Einsatz moderner Laser-Ablation-ICP-MS Zirkonanalytik. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **151**, 44, Wien.
- GERDES, A., WÖRNER, G. & HENK, A. (2000): Post-collisional granite generation and HT-HP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith. – *Journal of the Geological Society of London*, **157**, 577–587, London.
- GERDES, A., FRIEDL, G., PARRISH, R.R. & FINGER, F. (2003): High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. – *Journal of the Czech Geological Society*, **48**, 53–54, Prague.
- GERDES, A., FINGER, F. & PARRISH, R.R. (2006): Southwestward progression of a late-orogenic heat front in the Moldanubian zone of the Bohemian Massif and formation of the Austro-Bavarian anatechite belt. – *Geophysical Research Abstracts*, **8**, 10698, Katlenburg-Lindau.
- HENK, A., VON BLANCKENBURG, F., FINGER, F., SCHALTEGGER, U. & ZULAUF, G. (2000): Syn-convergent high-temperature metamorphism and magmatism in the Variscides: a discussion of potential heat sources. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Eds.): *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. – Geological Society of London, Special Publication, **179**, 387–399, London.
- JANOUSĚK, V. & HOLUB, F.V. (2007): The causal link between HP-HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. – *Proceedings of the Geologists' Association*, **118**, 75–86, Middlesex.
- KALVODA, J. & BÁBEK, O. (2010): The Margins of Laurussia in Central and Southeast Europe and Southwest Asia. – *Gondwana Research*, **17**, 526–545, Beijing.
- KALVODA, J., BÁBEK, O., FATKA, O., LEICHMANN, J., MELICHAR, R., NEHYBA, S. & ŠPAČEK, P. (2007): Bruno-vistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. – *International Journal of Earth Sciences*, **97**, 497–518, Berlin.
- KLEIN, T. (2002): Geologische Kartierung zwischen Hauzenberg und Pisling (Blatt 7247 Hauzenberg) und Geothermobarometrische Untersuchungen am Hauzenberger Granit II und der südlich angrenzenden, moldanubischen Rahmengesteine. – Unpublizierte MSc thesis, Univ. Frankfurt, 188 S., Frankfurt.
- KLEIN, T., KIEHM, S., SIEBEL, W., SHANG, C.K., ROHRMÜLLER, J., DÖRR, W. & ZULAUF, G. (2008): Age and emplacement of late-Variscan granites of the western Bohemian Massif with main focus on the Hauzenberg granitoids (European Variscides, Germany). – *Lithos*, **102**, 478–507, Amsterdam.
- KLÖTZLI, U., FRANK, W., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (2000): Evolution of the SE Bohemian Massif based on geochronological data – a review. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **141**, 377–394, Wien.
- KLÖTZLI, U., KOLLER, F., SCHARBERT, S. & HÖCK, V. (2001): Cadomian lower-crustal contributions to granite petrogenesis (South Bohemian Pluton, Lower Austria): constraints from zircon typology, and geochronology, whole-rock, and feldspar Pb-Sr isotope systematics. – *Journal of Petrology*, **42/9**, 1621–1642, Oxford.
- KOLLER, F. & KLÖTZLI, U. (1998): The evolution of the South Bohemian Pluton. – In: BREITER, K.: *Genetic significance of phosphorus in fractionated granites – excursion guide*, 129–135, Prague.
- KOŠLER, J., KONOPÁSEK, J., SLÁMA, J. & VRÁNA, S. (2014): U-Pb zircon provenance of Moldanubian metasediments in the Bohemian Massif. – *Journal of the Geological Society of London*, **171/1**, 83–95, London.
- KRENN, E. & FINGER, F. (2010): Unusually Y-rich monazite-(Ce) with 6–14 wt.% Y₂O₃ in a granulite from the Bohemian Massif: implications for high temperature monazite growth from the monazite-xenotime miscibility gap thermometry. – *Mineralogical Magazine*, **74/2**, 217–225, London.

- KRONER, U. & ROMER, R.L. (2013): Two Plates – Many Subduction Zones: The Variscan Orogeny reconsidered. – *Gondwana Research*, **24**, 298–329, Beijing.
- LIEW, T.C. & HOFFMANN, A.W. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian fold belt of Central Europe, indications from a Nd and Sm isotopic study. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**, 129–138, Berlin.
- LINDNER, M. & FINGER, F. (2015): Die präkambrischen Orthogneise des Waldviertels und ihre Geochemie. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **161**, 13–142, Wien.
- LINNEMANN, U., MCNAUGHTON, N.J., ROMER, R.L., GEHMLICH, M., DROST, K. & TONK, C. (2004): West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. – *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 683–705, Berlin.
- LINNER, M. (1996): Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). – *Mineralogy and Petrology*, **58**, 215–234, Wien.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und des niederösterreichischen Waldviertels. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 63–74, Wien.
- MATURA, A. (2003): Zur tektonischen Gliederung der variszischen Metamorphite im Waldviertel Niederösterreichs. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **143**, 221–225, Wien.
- MAYER, A. (2004): Geologische und geochemische Untersuchungen an Amphiboliten im Raum Waidhofen (niederösterreichisches Moldanubikum). – *Diplomarbeit Univ. Salzburg*, 92 S., Salzburg.
- MAYER, A., GERDES, A., JANOUŠEK, V., STARIJAS, B., FINGER, F. & ERBAN, V. (2013): The Waidhofen Amphibolite Body in the Moldanubian Zone of Lower Austria: a relic of Proterozoic Avalonian crust? – Proceedings of the joint conference of the Czech and German geological societies held in Plzen (Pilsen), September 16 - 19, 2013, Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **82**, 79, Hannover.
- MAZUR, S., KRONER, A., SZCZEPANSKI, J., TURNIAK, K., HANZL, P., MELICHAR, R., RODIONOV, N.V., PADERIN, I. & SERGEEV, S.A. (2010): Single zircon U-Pb ages and geochemistry of granitoid gneisses from SW Poland: evidence for an Avalonian affinity of the Brunian microcontinent. – *Geological Magazine*, **147/4**, 508–526, London.
- MORAU, W. & JÄGER, E. (1982): Rb-Sr whole rock ages for the Bitesch Gneiss, Moravikum. – *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **62**, 327–334, Zürich.
- NANCE, R.D. & MURPHY, J.B. (1996): Basement isotopic signatures and Neoproterozoic paleogeography of Avalonian-Cadomian and related terranes in the circum-North Atlantic. – In: NANCE, R.D. & THOMPSON, M.D. (Eds.): *Avalonian and related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic*. – *Geological Society of America, Special Paper*, **304**, 333–346, Boulder.
- NANCE, R.D., GUTIERREZ-ALONSO, G., DUNCAN KEPPIE, J., LINNEMANN, U., MURPHY, J.B., QUESADA, C., STRACHAN, R.A. & WOODCOCK, N.H. (2010): Evolution of the Rheic Ocean. – *Gondwana Research*, **17/2–3**, 194–222, Beijing.
- O'BRIEN, P.J. (2000): The fundamental Variscan problem: high-temperature metamorphism at different depths and high-pressure metamorphism at different temperatures. – In: FRANKE, W., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (Eds.): *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. – *Geological Society of London, Special Publication*, **179**, 369–386, London.
- PETRAKAKIS, K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. – *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 203–222, Oxford.
- RACEK, M., ŠTÍPISKÁ, P., PITRA, P., SCHULMANN, K. & LEXA, O. (2006): Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: a new tectonothermal model for the Drosendorf window (Bohemian Massif, Austria). – *Mineralogy and Petrology*, **86**, 221–251, Wien.
- ROBERTS, M.P. & FINGER, F. (1997): Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? – *Geology*, **25**, 319–322, Boulder.
- SCHARBERT, S. (1987): Rb – Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **132**, 21–37, Wien.
- SCHARBERT, S., BREITER, K. & FRANK, W. (1997): The cooling history of the southern Bohemian Massif. – *Journal of the Czech Geological Society*, **42**, 24, Prague.
- SCHUBERT, G. (1989): *Geologie und Petrographie des Peuerbacher Granits und seiner Umrahmung*. – *Diplomarbeit Univ. Salzburg*, 209 S., Salzburg.
- SIEBEL, W., SHANG, C., REITTER, E., ROHRMÜLLER, J. & BREITER, K. (2008): Two distinctive granite suites in the south-western Bohemian Massif and their record of emplacement. – *Journal of Petrology*, **49**, 1853–1870, Oxford.
- STAMPFLI, G.M., HOCHARD, C., VERARD, C., WILHEM, C. & VON RAUMER, J. (2013): The formation of Pangea. – *Tectonophysics*, **593**, 1–19, Amsterdam.
- STRNAD, L. & MIHALJEVIČ, M. (2005): Sedimentary provenance of Mid-Devonian clastic sediments in the Teplá-Barrandian Unit (Bohemian Massif): U-Pb and Pb-Pb geochronology of detrital zircons by laser ablation ICP-MS. – *Mineralogy and Petrology*, **84**, 47–68, Wien.
- TAIT, J.A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H.C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. – *Geologische Rundschau*, **86**, 585–598, Stuttgart.
- TEIPEL, U., FINGER, F. & ROHRMÜLLER, J. (2012): Remnants of Moldanubian HP-HT granulites in the eastern part of the Bavarian Forest (southwestern Bohemian Massif): evidence from SHRIMP zircon dating and whole rock geochemistry. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **163/2**, 137–152, Hannover.
- THIELE, O. (1962): Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.Ö.). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1962**, 117–129, Wien.
- THIELE, O. (1976): Ein westvergenger kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **119**, 75–81, Wien.
- THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **126/4**, 513–523, Wien.
- TOLLMANN, A. (1982): Grossräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – *Geotektonische Forschungen*, **64**, 1–91, Stuttgart.
- VON RAUMER, J., FINGER, F., VESELA, P. & STAMPFLI, G.M. (2014): Durbachites-Vaugnerites – a geodynamic marker in the central European Variscan orogen. – *Terra Nova*, **26**, 85–95, Oxford.
- WALDMANN, L. (1951): Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. – In: SCHAFFER, F.X.: *Geologie von Österreich*, 2. Auflage, 105 S., Wien (Deuticke).

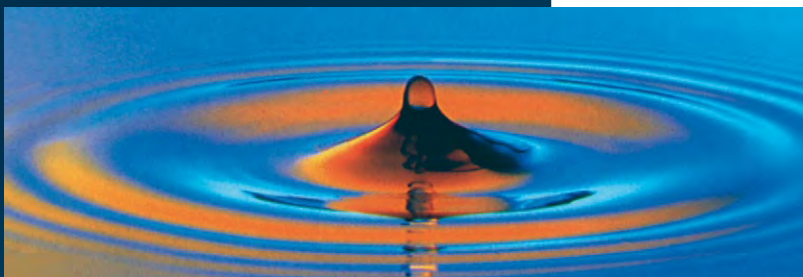
- WINCHESTER, J.A., PHARAOH, T.C. & VERNIERS, J. (2002): Palaeozoic amalgamation of central Europe. An introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. – In: WINCHESTER, J.A., PHARAOH, T.C. & VERNIERS, J. (Eds.): Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. – Geological Society of London, Special Publication, **201**, 1–18, London.
- ŽÁK J., VERNER K. & TYCOVÁ, P. (2008): Multiple magmatic fabrics in plutons: an overlooked tool for exploring interactions between magmatic processes and regional deformation? – Geological Magazine, **145**, 537–551, Cambridge.
- ŽÁK, J., VERNER, K., FINGER, F., FARYAD, S.W., CHLUPÁČOVÁ, M. & VESELOVSKÝ, F. (2011): The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. – Lithos, **121**, 25–40, Amsterdam.
- ZEH, A., BRAETZ, H., MILLAR, I.L. & WILLIAMS, I.S. (2001): A combined zircon SHRIMP and Sm–Nd isotope study of high-grade paragneisses from the Mid-German Crystalline Rise; evidence for northern Gondwanan and Grenvillian provenance. – Journal of the Geological Society of London, **158**, 983–994, London.
- ZEITLHOFER, H., SCHNEIDER, D., GRASEMANN, B., PETRAKAKIS, K. & THÖNI, M. (2014): Polyphase tectonics and late Variscan extension in Austria (Moldanubian Zone, Strudengau area). – International Journal of Earth Sciences, **103**, 83–102, Berlin.
- ŽELAŽNIEWICZ, A., BULA, Z., FANNING, M., SEGHEDI, A. & ZABA, J. (2009): More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. – Geological Quarterly, **53**, 93–123, Warszawa.
- ZIEGLER, P.A. (1986): Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. – Tectonophysics, **126**, 303–328, Amsterdam.
- ZULAUF, G. (1997): Von der Anchizone bis zur Eklogitfazies: Angekippte Krustenprofile als Folge der cadomischen und variscischen Orogenese im Teplá-Barrandium (Böhmische Masse). – Geotektonische Forschungen, **89**, 1–302, Stuttgart.



ERLÄUTERUNGEN

ZUR
HYDROGEOLOGISCHEN KARTE
VON ÖSTERREICH 1:500 000

Gerhard Schubert

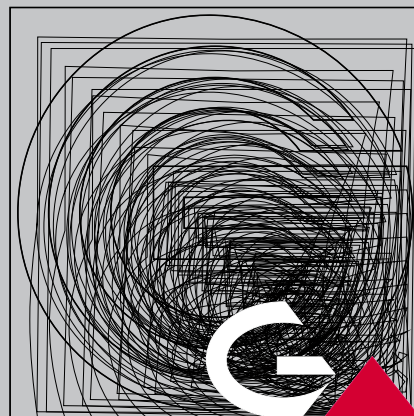


GEOLOGISCHE THEMAKARTE

HYDROGEOLOGISCHE KARTE VON ÖSTERREICH

MIT ERLÄUTERUNGEN

1:500 000



GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT

Geologische Bundesanstalt

Gemeinschaftsprojekt



lebensministerium.at

SCHUBERT, G.: (2006): Erläuterungen zur hydrogeologischen Karte von Österreich 1:500.000. – 21 S., Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

SCHUBERT, G.: (Red.), LAMPL, H., SHADLAU, S., WURM, M., PAVLIK, W., PESTAL, G., BAYER, I., FREILER, M., SCHILD, A. & STÖCKL, W. (2003): Hydrogeologische Karte von Österreich 1:500.000. – Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

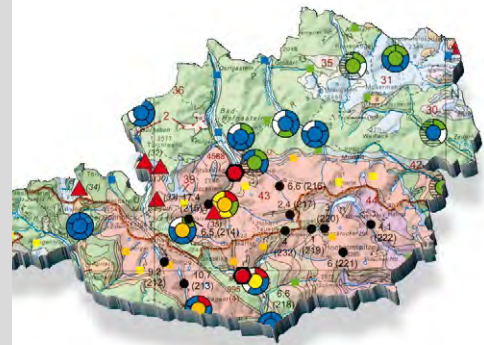
GEOLOGISCHE THEMENKARTEN DER REPUBLIK ÖSTERREICH

ERLÄUTERUNGEN
zur geologischen Themenkarte

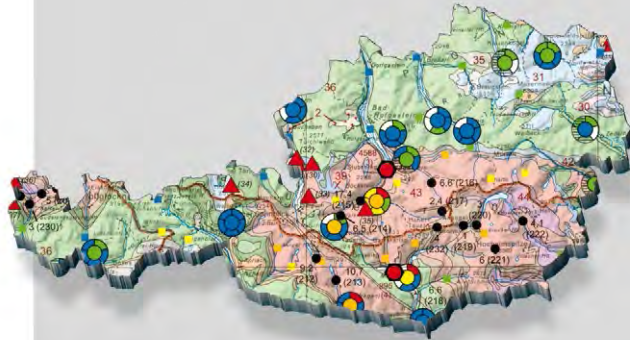
**RADIONUKLIDE IN
GRUNDWÄSSERN, GESTEINEN UND
BACHSEDIMENTEN ÖSTERREICHS**
1 : 500 000


GEOLOGISCHE THEMENKARTEN DER REPUBLIK ÖSTERREICH

**RADIONUKLIDE IN
GRUNDWÄSSERN, GESTEINEN UND
BACHSEDIMENTEN ÖSTERREICHS**
1 : 500 000



Bundesanstalt



 Geologische Bundesanstalt

BERKA, R., KATZLBERGER, C., PHILIPPITSCH, R., SCHUBERT, G., KORNER, M., LANDSTETTER, C., MOTSCHKA, K., PIRKL, H., GRATH, J., DRAXLER, A. & HÖRHAN, T. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Themenkarte Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500 000. – 109 S., Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

BERKA, R., PHILIPPITSCH, R., KATZLBERGER, C., SCHUBERT, G. & HÖRHAN, T. (2014): Radionuklide in Grundwässern, Gesteinen und Bachsedimenten Österreichs 1:500.000. – Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien.

http://www.bmlfuw.gv.at/wasser/wasserqualitaet/karte_radionuklide.html (abgerufen am 20.10.2015)

Beilage

www.geologie.ac.at

ISSN 0378-0864

ISBN 978-3-85316-085-5