

GEOLOGIE DER ÖSTERREICHISCHEN BUNDESLÄNDER

BURGENLAND

Erläuterungen zur Geologischen Karte des Burgenlandes 1 : 200.000

96 Abbildungen, 10 Tabellen und 4 Tafeln

Herausgeber:
Hans P. Schönlaub

Von

Maria Heinrich, Paul Herrmann, Thomas Hofmann, Friedrich Koller,
Walter F.H. Kollmann, Wolfgang A. Lenhardt, Alfred Pahr, Werner E. Piller,
Otmar Schermann, Hans P. Schönlaub, Reinhard Belocky, Wolfgang Seiberl,
Georg Walach und Irene Zorn

Mit Beiträgen von

Ilse Draxler, Ingomar Fritz, Mathias Harzhauser, Oleg Mandic,
Julian Pistotnik und Franz Sauerzopf

Dem Andenken an unseren Mitarbeiter

Dr. Günther Pascher
(1959–1998)

gewidmet

Wien 2000

Autoren Anschriften

- Dr. Reinhard BELOCKY Geologische Bundesanstalt
Dr. Ilse DRAXLER Postfach 154, Rasumofskygasse 23
A-1031 Wien
- Dr. Maria HEINRICH
Dr. Paul HERRMANN
Mag. Thomas HOFMANN
Dr. Walter F.H. KOLLMANN
Univ.-Prof. Dr. Hans P. SCHÖNLAUB
Univ.-Prof. Dr. Wolfgang SEIBERL
Dr. Julian PISTOTNIK
Dr. Irene ZORN
- Univ.-Prof. Dr. Friedrich KOLLER Universität Wien, Institut für Petrologie,
Geozentrum UZA II, Althanstraße 14, A-1090 Wien
- Univ.-Doz. Dr. Wolfgang A. LENHARDT Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik,
Hohe Warte 38, A-1190 Wien
- Dr. Alfred PAHR A-7432 Oberschützen 246
- Univ.-Prof. Dr. Werner E. PILLER Universität Graz, Geologisch-Paläontologisches Institut,
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz
- Univ.-Prof. Dr. Georg WALACH Montanuniversität Leoben, Institut für Geophysik,
Peter Tunner-Straße 25, A-8700 Leoben
- Dr. Otmar SCHERMANN 7092 Winden am See, Neusiedler Straße 17
- HR Dr. Franz SAUERZOPF Biologische Station Neusiedlersee,
Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland, A-7142 Illmitz
- Dr. Ingomar FRITZ Landesmuseum Joanneum, Referat Geologie und Paläontologie,
Raubergasse 10, A-8010 Graz
- Mag. Mathias HARZHAUSER Naturhistorisches Museum Wien,
Burgring 4, A-1010 Wien
- Mag. Oleg MANDIC Universität Wien, Institut für Paläontologie,
Geozentrum UZA II, Althanstrasse 14, 1090 Wien

ISBN 3-85316-009-3

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Medieninhaber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Herausgeber: Univ.-Prof. Dr. Hans P. Schönlaub.

Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.

Verlagsort: Wien.

Herstellungsort: Horn, N.Ö.

Satz, Gestaltung und Druckvorbereitung: Geologische Bundesanstalt.

Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., A-3580 Horn

Inhalt

■ Einleitung (H.P. SCHÖNLAUB)	7
■ Geologisch-tektonischer Überblick (A. PAHR & P. HERRMANN)	10
■ Das Quartär (P. HERRMANN)	12
■ Das Paläogen und Neogen (I. ZORN)	15
■ Das Altpaläozoikum im Südburgenland (H.P. SCHÖNLAUB)	31
■ Die Gesteine der mittelostalpinen Siegrabener Einheit (A. PAHR)	36
■ Die Gesteine der unterostalpinen Grobgneseinheit (A. PAHR)	38
■ Die Gesteine der Wechseleinheit (A. PAHR)	40
■ Die Gesteine der Rechnitzer Einheit (A. PAHR)	43
■ Die Äquivalente der Kleinen Karpaten (A. PAHR)	50
■ Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe (O. SCHERMANN)	51
■ Baurohstoffe (M. HEINRICH)	56
■ Hydrogeologie der burgenländischen Gesteine (W.F.H. KOLLMANN)	59
■ Rezente Krustendynamik (W.A. LENHARDT)	67
■ Der prätertiäre Untergrund (R. BELOCKY, W. SEIBERL & G. WALACH)	69
■ Geologische Naturdenkmale, Höhlen und Geotope (Th. HOFMANN)	75
■ Empfehlenswerte Exkursionen im Nordburgenland	80
1. Winden – Grafenlucke (Zigeunerhöhlen)	80
2. Winden – Bärenhöhle (Ludlloch)	81
3. St. Margarethen – Römersteinbruch bzw. Steinbruch Hummel	81
4. St. Margarethen – Steinbruch Kummer	82
5. St. Margarethen – Zollhaus (Gemeindewald), Kiesgrube Käufer	83
6. St. Georgen – Sandgrube	85
7. Eisenstadt – Johannesgrotte	86
8. Großhöflein – Steinbruch Fenk (Kalkofenwand)	87
9. Müllendorf – Kreidesteinbruch	89
10. Steinbrunn – Naturdenkmal Sandgrube	90
11. Wimpassing – Sandgrube	91
12. Wiesen-Pötttsching – Naturdenkmal Sandgrube (Sandgrube Biricz)	93
13. Forchtenstein – Rosalienkapelle	94
■ Empfehlenswerte Exkursionen im Mittelburgenland	95
14. Pauliberg – Basaltsteinbruch	95
15. Stoob – Tongrube	96
■ Empfehlenswerte Exkursionen im Südburgenland	99
16. Bernstein – Redlshöhe	99
17. Schirmitzriegel	99
18. Kogl – Raitersriegel	100
19. Steinbach	100
20. Möltern 1	102
21. Möltern 2	102
22. Hochneukirchen – Parkplatz	102
23. Hochneukirchen – Scheibenbauer	102
24. Harmannsdorf West	102
25. Harmannsdorf Ost	103
26. Kirchschiagl S Hochneukirchen – Gehöft Schoberbauer und am Schoberriegel	104
27. Maltern – Bohrung	104
28. Bernstein – Parkplatz	105
29. Bernstein – Steinbruch Bienenhütte	105
30. Goberling	107
31. Schlaining – Bergbauhalde	107
32. Unterkohlstätten	107
33. Schlaining – Glashütten	109
34. Langeck – Glashütten	110
35. Burg Lockenhaus	111
36. Rechnitz – Steinbruch Freingruber	111

37. Markt Hodis	112
38. Rumpersdorf – Steinbruch Postmann	113
39. Hannersdorf – Kirche	115
40. Hannersdorf – Steinbruch Weinhandl	115
41. Hannersdorf – Königsberg	116
42. Badersdorf	116
43. Kohfidisch – Csaterberg	116
44. Kirchfidisch – Steinbruch Hohensteinmaisberg	116
45. Hohensteinmaisberg – Pingenfeld	117
46. Kirchfidisch – Strandhöhle	117
47. Punitz	117
48. Wiesfleck	117
49. Tobajer Kogel	118
50. Güssing – Burgberg	118
■ Bibliographie	119
Geologische Karten und Erläuterungen	119
Geologische Exkursionsführer	119
Literatur	120
■ Anhang	127
Errata	127
Abbildungsnachweis	127
Geographisches Register	129

Einleitung

Hans Peter SCHÖNLAUB

Burgenland, dem Land im Osten, das im Reigen der österreichischen Bundesländer das jüngste im Bunde ist, wird nach den hierorts üblichen Ordnungsprinzipien nicht nur eine Brückenfunktion zwischen Ostalpen und Westkarpaten, sondern viel häufiger zwischen Alpen und Pannonischem Raum zugestanden.

So sehr dieses auf historischen und politischen Wurzeln beruhende Klischee auch heute noch Gültigkeit hat und werbewirksam von der Tourismuswirtschaft vermarktet wird, für die hier lebenden Menschen hatte stets das Gemeinsame Vorrang vor dem Trennenden. Mag sein, dass die gemeinsame Grenze, die landschaftlichen, klimatischen und kulturellen Bande dieses Zusammensein förderten, fest steht, dass auch der Boden, die Landschaft, ja die ganze natürliche Umwelt einen entscheidenden Einfluss auf die Entwicklung dieses Grenzraumes am Ostsporn der Alpen ausübten.

Diese Gedanken, so scheint uns, hat bisher kein anderer so treffend formuliert wie Alfred KOMAREK, aus dessen Feder der hier auszugsweise wiedergegebene Essay „Zwischenwelten“ stammt, erschienen im Bildband „Weinland Burgenland“ (Dachs Verlagsgesellschaft Wien, Edition Wien 1994):

„Für Reisende, die aus der Ungarischen Tiefebene kommen, fängt im Burgenland die Welt an, gebirgig zu werden, und für jene, die aus dem Alpenvorland einreisen, wird der große Atem des flachen Landes spürbar. Für Gäste aus dem Ausland ist das Burgenland ein besonders typisches Stück Österreich, für Österreicher aus anderen Bundesländern ist das Burgenland eine zwar vertraute, doch auch merkwürdig fremde Welt, mit einem hochmütigen Himmel über den bescheidenen Dörfern, unermeßlich weit zwischen Horizont und Horizont, doch klein und überschaubar von Grenze zu Grenze. Im bescheidenen Burgenland berühren und durchdringen einander großräumige Landschaftsformen und Klimazonen, üben sich Menschen verschiedener Völker seit jeher darin, miteinander auszukommen, Gegensätze auszugleichen. Gab es anderswo über lange Zeit hin einigermaßen verlässliche Zuordnungen, Kategorien und Maßstäbe, war hierzulande nur Veränderung von Bestand; was sich starr und trotzig behaupten wollte, mußte zerbrechen, was sich biegen, neigen und aufrichten konnte, überdauerte.

Der Umstand, daß die burgenländische Wirklichkeit nicht hier, nicht da, sondern immer irgendwo dazwischen zu suchen ist, mag auch ein Grund dafür sein, daß sich die Mitte des Landes nicht als behäbig eingebettetes Zentrum darstellt, sondern als eine beiläufige Verbin-

dung zwischen Norden und Süden, fast schon nicht mehr vorhanden, an ihrer schmalsten Stelle, um den Sieggabener Sattel.

Diese leichtgewichtige Zwischenwelt schafft unmerklich Übergänge: von den wehrhaften, kompakten Dörfern im flachen Land zu den leichtsinnig zwischen die Hügel gestreuten Siedlungen im Süden, vom großen Maßstab weiter Felder und Weingärten zum intimen Gewirr kleinteiliger Bauernwirtschaften. In der Mitte des Landes fällt es auch leichter, die Zeit nicht in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft aufzuteilen, sondern sie rund und ganz zu nehmen, und ohne Eile“.

Die hier vorgelegten Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Burgenlandes sind ein „Konglomerat“ aus verschiedenen Beiträgen, die von Autoren stammen, die in unterschiedlichem Grad an der Entstehung dieser Karte beteiligt waren. Dies möge als Rechtfertigung für die Heterogenität der Beiträge verstanden werden. Von allen Seiten stand jedoch das Bemühen im Vordergrund, möglichst bald nach dem Erscheinen der Karte den derzeitigen Kenntnisstand der Geologie des Burgenlandes in übersichtlicher und in Themen gegliederter, repräsentativer Form zusammenzufassen und einem interessierten Leserkreis zur Verfügung zu stellen. Kollege Dr. Günther PASCHER, der ursprünglich für diese Aufgabe vorgesehen war und vielleicht andere Vorstellungen für ihre Realisierung hatte, war zu unser aller Bedauern durch seinen viel zu frühen Tod dazu nicht mehr in der Lage.

Ein Konglomerat spiegelt bekanntlich den Gesteinsbestand in einem Liefergebiet wider, das abgetragen wurde. Diesem Vergleich folgend, haben wir uns als Redaktion bemüht, in dieser Darstellung einen möglichst vollständigen Überblick über den Gesteinsbestand und die geologischen Phänomene im Burgenland zu vermitteln.

Wir sind uns jedoch bewusst, dass das eine oder andere vergessen wurde, zu kurz kam oder, trotz aller Sorgfalt in der Recherche, vielleicht fehlerhaft bleiben musste (siehe auch Errata).

Die Geologische Übersichtskarte des Burgenlandes im Maßstab 1 : 200.000 reicht



am Westrand bis zum Blattschnitt, im Norden und Süden hingegen knapp über die Landesgrenze hinaus. Dementsprechend wurden auch Anteile der Bundesländer Steiermark und Niederösterreich auf der Karte ausgeschieden, ebenso wie Bereiche von Westungarn und die Umgebung von Pressburg. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde für diese Gebiete eine stark generalisierte geologische Legende verfasst, auf die in den Erläuterungen aber nicht näher eingegangen wird.

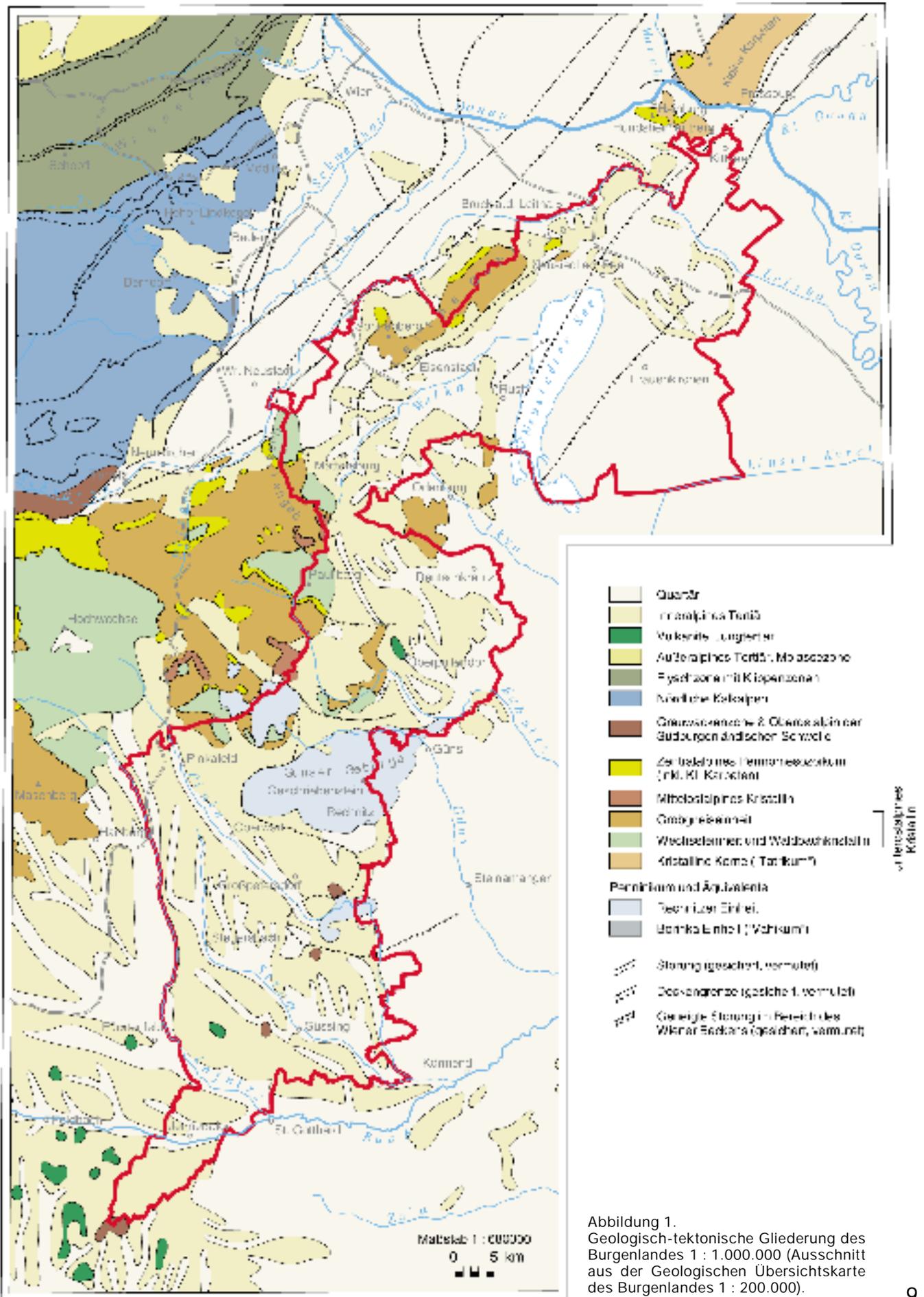
Die in diesem Buch erläuterte geologische Karte wurde von Dr. Günther PASCHER anlässlich der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt im Herbst 1997 in Stadt Schläining in einer ersten vorläufigen Version der Öffentlichkeit präsentiert. Kurz darauf wurde sie ihm durch höhere Gewalt aus den Händen gerissen. Seine Freunde und Kollegen bemühten sich, die von ihm initiierte Karte in seinem Sinne zu vollenden und der Nachwelt als sein Vermächtnis zu übergeben. Es waren dies vornehmlich Paul HERRMANN, Axel NOWOTNY, Alfred PAHR und Wolfgang SCHNABEL für den burgenländischen Anteil und Gerhard W. MANDL und Alois MATURA für die angrenzenden Gebiete. Für die abschließende ADV- und kartographische Bearbeitung waren Johannes REISCHER, Werner STÖCKL und Siegfried LASCHENKO verantwortlich. Allen Genannten sei aufrichtig gedankt.

Als Herausgeber und Redakteur ist es mir ein besonderes Anliegen, allen Autoren dieser „Geologie des Burgenlandes“ für ihre spontane Bereitschaft zur

Mitarbeit zu danken. Die Druckvorbereitung lag in den bewährten Händen von Albert DAURER und Monika BRÜGGEMANN-LEDOLTER, die diverse graphische Beiträge und den Umschlag gestaltete.

Schlussendlich danken wir auch der Burgenländischen Landesregierung, die in allen Belangen der geologischen Forschung des Landes die Vorhaben der Geologischen Bundesanstalt stets wohlwollend förderte. Dazu stellte Burgenland Tourismus (Mag. B. SAYAHPOUR) bereitwilligst Fotomaterial zur Verfügung. Besonderer Dank sei dem Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur sowie Herrn Hofrat Dr. Hanns SCHMID und Frau Dr. Maria TSCHACH für ihr Bemühen um den Druck dieser neuen „Geologie des Burgenlandes“ ausgesprochen, die dankenswerterweise durch „Radio Burgenland“ als Mitherausgeber ein erfreuliches Echo in den Medien findet.

Die Direktion
der Geologischen Bundesanstalt



Geologisch-tektonischer Überblick

Alfred PAHR & Paul HERRMANN

Die Lage des Burgenlandes am Übergang von der Zentralzone der Ostalpen zum Westungarischen Tiefland, vom atlantisch beeinflussten Klimabereich zum pannonischen Steppenraum ist der bestimmende Geofaktor für das Burgenland und seine Menschen gewesen. In diesem Grenzraum hat sich auch gewaltiges geologisches Geschehen vollzogen, das weit reichende Auswirkungen im Bereich des Alpen-Ostendes, der westlichen Karpaten und des Pannonischen Beckens zur Folge hatte.

In der tektonischen Gliederung der Zentralzone am Alpen-Ostende werden die im Folgenden genannten Einheiten unterschieden, die vor allem im mittleren Burgenland verbreitet sind. Im Süden bzw. Norden schließen die mächtigen neogenen und quartären Ablagerungen des Oststeirisch-Westpannonischen und südöstlichen Wiener und Eisenstädter Beckens an, in denen stellenweise Basalte und basische Tuffe aus dem Mio- und Pliozän das Landschaftsbild bestimmen (siehe Abbildung 1).

Die tektonisch tiefste Einheit ist das Penninikum in der Rechnitzer Fenstergruppe mit den tektonischen Fenstern von Möltern, Bernstein, Rechnitz und Eisenberg.

Sie wird überlagert vom Unterostalpin der Wechseleinheit und der tektonisch höheren Grobgneiseinheit, die sich im Leithagebirge in nordöstlicher Richtung in die Westkarpaten fortsetzt. Auch kristalline Aufbrüche in der Umgebung von Ödenburg gehören zu dieser Einheit.

Größere Teile der Rechnitzer Fenstergruppe grenzen an tertiäre Ablagerungen, das Eisenbergfenster z.T. auch an paläozoische Serien, die als Äquivalente des oberostalpinen Grazer Paläozoikums aufgefasst werden.

In der Fuge zwischen Wechsel- und Grobgneiseinheit findet sich gelegentlich zentralalpine Trias als Beweis für alpidischen Deckenbau. Die Wechseleinheit ist die tektonisch bedeutendste Gesteinsgruppe am östlichen Ende der Zentralalpen, die in Form von mehreren tektonischen Fenstern unter der relativ dünnen „Haut“ der Grobgneiseinheit auftaucht.

Teils auf der Wechsel-, teils auf der Grobgneiseinheit, an einigen Stellen sogar auf dem Penninikum, liegen Erosionsreste der mittelostalpinen Siegrabener Einheit.

Das exakte Alter des Schuppen- bzw. Deckenbaus ist derzeit noch nicht bekannt. Nach dem gegen-

wärtigen Kenntnisstand kommt dafür das Zeitintervall Kreide bis Alttertiär in Frage.

Das geologisch bedeutendste Phänomen dieses Raumes ist jedenfalls die Tatsache, dass hier etwa 200 km östlich des Tauernfensters in der Rechnitzer Fenstergruppe wieder das Penninikum auftaucht. Diese Gesteinsfolge wurde früher meist der Grauwackenzone zugeteilt und erst 1951 von W.J. SCHMIDT als penninisch erkannt. Sie bildet mit den gegen Südwesten folgenden Aufbrüchen von Altpaläozoikum die „Südburgenländische Schwelle“. Sie trennt das Steirische Becken von der Kleinen Ungarischen Tiefebene und stellt damit ein bedeutendes stratigraphisches und paläogeographisches Element dar.

Über den alpidischen Einheiten folgen Ablagerungen des Tertiärs. W. FUCHS (1980a) unterschied im inneralpinen Tertiär drei Sedimentationszyklen. Der erste obereozäne Zyklus ist nur in wenigen Erosionsresten erhalten, von denen einer bei Wimpasing/Leitha liegt. Der hochmarine Charakter der darin gefundenen Faunen zeigt, dass es sich dabei um Ablagerungen eines Meeres handelt, das damals große Teile der heutigen Alpen bedeckte (A. PAPP, 1958a).

Als zweiten Sedimentationszyklus bezeichnete W. FUCHS die Sedimente des Eggenburgium bis tieferen Unterbadanium (Untere Lagenidenzone). Die Verteilung und Ausbildung dieser Sedimente entspricht noch nicht der heutigen Beckenkonfiguration. Im Burgenland sind aus diesem Zyklus nur Schichten



Abbildung 2. Blick von der Rosalienkapelle über Mattersburger und Eisenstädter Becken zum Leithagebirge und Neusiedlersee (im Mittelgrund Burg Forchtenstein).



Abbildung 3.
Blick von Norden auf das Bernsteiner Hügelland.

des Ottnangium und Karpatium bekannt. Die ober- tags aufgeschlossenen Sedimente sind ausnahms- los terrestrisch gebildet und lassen in manchen Fällen (Obere Auwaldschotter, Ruster Schotter) eindeutig eine Schüttung über später eingebrochene Becken hinweg erkennen. Marine Schichten des Karpats wurden im Burgenland in der Bohrung Litzelsdorf an- getroffen (H. ZOJER, 1977).

Der dritte Sedimentationszyklus begann mit der Oberen Lagenidenzone des Unteren Badenium und reicht bis ins Dazium. Erst in dieser Zeit bildete sich die heutige Verteilung von Becken- und Schwellen- bereichen heraus. Westlich der Linie Kleine Karpaten – Hainburger Berge – Östliches Leithagebirge – Rus-

ter Bergland – Brennberger Hügelland – Günser Sporn – Südburgenländische Schwelle erfolgte die Absenkung des Wiener, Eisenstädter und Steirischen Beckens hauptsächlich im Badenium und Sarmatium, deren Sedimente dort auch sehr mächtig ent- wickelt sind. Im Westpannonischen Becken sind ihre Äquivalente teils sehr geringmächtig erhalten, teils völlig erodiert (L. KÖRÖSSY, 1968). Schichten des Pannonium sind dagegen hier wesentlich mächtiger als in den westlich gelegenen Becken. Im Burgenland endete dieser Sedimentationszyklus mit dem Oberen Pannonium.

Jüngstmiozäne und sicher pliozäne Sedimente sind hier nicht nachgewiesen.



Abbildung 4.
Der Eisenberg vom Süden.

Das Quartär

Paul HERRMANN

Nach der Schichtlücke, die dem dritten tertiären Ablagerungszyklus folgt, setzt die Sedimentation im obersten Pliozän bis unteren Pleistozän wieder ein. Die verbreitetsten und wichtigsten Sedimente wurden von Flüssen abgelagert, die, aus dem Alpenraum kommend, in den Becken Schotter und teilweise auch feineres Sediment abgelagerten. Daneben treten auch Schuttfächer sowie äolisch, limnisch, deluvial und anthropogen gebildete Gesteinskörper auf.

Terrassensedimente

Im burgenländischen Raum wurde die fluviatile Aufschüttung immer wieder durch Abtragungsphasen unterbrochen. Dadurch bildeten sich Terrassen, die mit abnehmender Höhenlage immer jünger werden. Nach E verschwinden die nord-, mittel- und südburgenländischen Terrassensysteme voneinander getrennt im westungarischen Raabgraben, wo die quartären Sedimente in einer Mächtigkeit von über 100 m in normaler stratigraphischer Abfolge übereinander liegen (E. SZADECKY-KARDOSS, 1938). W. FUCHS (1980b) postuliert für das nördliche Burgenland, dass der Wechsel von Akkumulation und Erosion, entsprechend der klassischen Vorstellung, klimatisch bedingt sei; A. WINKLER v. HERMADEN (1955) ist der Meinung, dass die steirisch-südburgenländischen Terrassen teilweise auch interglaziale Bildungen seien.

Da eine Korrelation der nord-, mittel- und südburgenländischen Terrassensedimente unmöglich erschien, wurden sie mit getrennten Signaturen ausgedrückt.

15 | Terrassensedimente im nördlichen Burgenland

Im Nordteil des Bezirks Neusiedl führt eine Terrassentreppe von der günzzeitlichen Parndorfer Platte nach E und SE bis zur Niederterrasse des Würm. Es wurde hier der Altersgliederung von W. FUCHS & R. GRILL (1984) gefolgt, die auf der von W. FUCHS durchgeführten Bearbeitung der Donauterrassen vom westlichen Niederösterreich bis in den westpannonischen Raum beruht, die in W. FUCHS (1980b) näher erläutert ist. Aufgebaut sind diese Terrassen aus Vollschottern der Donau, aus denen nur lokal verwitterungsanfällige Komponenten nachträglich ausgemerzt wurden. Feinsedimente spielen hier keine wesentliche Rolle.

Südlich der Linie Gols – Halbturn schließen die Seewinkel-Schotter an, die traditionell (G. FRASL, 1961) ebenfalls als Donauschotter betrachtet werden. W. FUCHS (1974) bezeichnet sie jedoch auf Grund des Geröllspektrums sowie aus geometrischen Gründen als Sedimente der Raab. Er beschreibt sie als fein- bis mittelkörnige, sehr gut bis

örtlich auch nur ecken- bis kantengerundete Quarzschotter mit wechselnd hohem Anteil an Karbonat- und Kristallinkomponenten. Häufig schalten sich dickere Siltlagen mit ausgeprägter Kreuzschichtung ein. Lokal treten im Hangenden der Schotter geringmächtige Feinsande auf, die teilweise äolischen Ursprungs sind, teilweise aber auch aquatisch sedimentiert wurden, wie das Auftreten einzelner Geröllinseln zeigt.

Im Eisenstädter Becken lassen sich zwei Terrassenniveaus unterscheiden, die beide der Wulka zugeschrieben, aber nicht genau datiert werden können. W. FUCHS (1965) betrachtet die höhere Flur, die gelb bis rot-braun gefärbte Quarze, häufig Windkanten und nur untergeordnet Gneisgerölle enthält, als altquartär; die tiefere Flur, deren Sedimente denen der höheren vergleichbar sind, hält er für jedenfalls älter als Würm.

Terrassensedimente im mittleren Burgenland

43
46

Im Oberpullendorfer Becken wurden zwei Komplexe ausgeschieden, von denen der höherliegende (Ältere Quartärschotter) nach K. WICHE (1970) aus den Sedimenten mehrerer altersverschiedener Terrassen besteht, die durch jüngere Massenbewegungen nicht mehr morphologisch trennbar sind. Soweit Aufschlüsse vorhanden sind, zeigen sie eine Schottermächtigkeit von nur 2–3 m. Das Material ist überwiegend Quarz und Quarzit; untergeordnet treten auch noch Gneis und Glimmerschiefer auf. Die Korngröße beträgt bis 10 cm, die Rundung ist schlecht, gelbe bis rote Anfärbung häufig. Ablagert wurden diese Sedimente vermutlich in mehreren Phasen des Prägünz bis Günz. Stellenweise sind die Schotter von Schluffen bedeckt, die sich durch das häufige Auftreten eisenreicher Konkretionen auszeichnen (H. SCHMID, 1977). Eine tiefer gelegene Flur tritt bei Fran-



Abbildung 5. Prallhang der Lafnitz im Terrassenkörper.

kenau und Lutzmannsburg auf; ihre Schotter zeigen einen wesentlich höheren Kristallinanteil, bessere Rundung und eine nur taschenförmig von oben eingreifende Rotfärbung; das legt eine Einstufung ins Mindel nahe (P. HERRMANN, 1981).

44
|
49

Terrassensedimente im südlichen Burgenland

Die Terrassen des südlichen Burgenlandes wurden von H. PAINTNER (1927) ausführlich beschrieben. Er unterschied 6 Niveaus, ohne allerdings auf ihre Altersstellung einzugehen; in dieser Frage wurde A. WINKLER v. HERMADEN (1955) gefolgt. Im nördlichen Teil, etwa bis Oberwart, sind die Terrassen ausschließlich aus Schotter aufgebaut; weiter S tragen sie eine Schluffdecke, die bis zu 10 m mächtig werden kann.

Die Mächtigkeit der Schotter selbst dürfte nirgends mehr als wenige Meter betragen. Ihre Komponenten sind fast ausschließlich Quarz und Quarzit; an wenigen Stellen läßt sich ein sehr geringer Kristallinanteil von weniger als 5 % beobachten. Die Komponenten sind schlecht gerundet und meist bis etwa 10 cm groß; W Pinkafeld wurden in der höchsten Terrasse (49) Gerölle bis zu 25 cm Durchmesser gefunden. Gelb- oder Rotfärbung tritt auch in den höheren Terrassen nur sporadisch auf. Wie im mittleren Burgenland treten auch hier in den schluffigen Deckschichten limonitische Konkretionen auf, aufgeschlossen etwa in der Terrasse IIIb N Königsdorf.

Eine andere Ausbildung zeigen die bei Eberau und Bildein auftretenden Sedimente der Terrasse II. K. NEBERT (1977) beschreibt aus den dortigen Aufschlüssen locker gepackte, gut gerundete, bis mehrere cm große Quarzgerölle, deren sandige Matrix lagenweise durch Manganoxide schwarz gefärbt ist. Die maximale Mächtigkeit (inklusive schluffiger Deckschichten) gibt NEBERT auf Grund von Bohrungen mit 15 m an.

Übrige Sedimente

42 Rechnitzer Schuttfächer

Die Felder in der Umgebung von Rechnitz sind bedeckt von eckigen bis schlecht gerundeten Komponenten, die dem angrenzenden Kristallin entstammen. Rotfärbung ist nur stellenweise zu beobachten, also offenbar sekundär. Eine Terrassierung ist nicht zu erkennen. Dieser Komplex enthält zweifellos Anteile verschiedenen Alters; die Schüttung muss jedenfalls spätestens im Mindel begonnen haben (P. HERRMANN & A. PAHR, 1988).

22 Mitterriegelschotter

Dieses Sediment bezeichnet H. SCHMID (1968) als Lokalschutt, bestehend aus Quarz, Quarzit, Glim-

merschiefer und Mitteltriaskarbonaten des Leithagebirges, schlecht gerundet und schlecht klassiert, und nach seiner, vermutlich altpleistozänen Bildung, solifluidal weiterverfrachtet.

Löß, Lößlehm

16

Unter dieser Signatur wurden Sedimente ausgetrennt, die sich durch das Vorkommen von Landschnecken und (außer im Gebiet von Neckenmarkt und Deutschkreutz) lößartige Textur auszeichnen. Allerdings sind auch die Sedimente, die man zunächst als Löß ansprechen könnte, aquatisch umgelagert; im südlichen Burgenland ist das durch Funde limnischer Fossilien belegt (F. SAUERZOPF, 1954; J. PISTOTNIK et al., 1989), in der Gegend von Lutzmannsburg durch Korngrößenanalysen (P. HERRMANN, 1981). A.F. TAUBER (1952) erwähnt, dass in den nordburgenländischen Lößvorkommen Funde von *Mammuthus primigenius* (BLUMENBACH), *Coelodonta antiquitatis* (BLUMENBACH) und *Equus abeli* ANTONIUS gemacht wurden. Das spricht für eine wärmzeitliche Bildung dieser Sedimente; Hinweise auf ein höheres Alter wurden nirgends gefunden.

Lehm, Verwitterungslehm

12

In den Teilen des Leithagebirges, in denen mächtige Verwitterungsdecken das Anstehende verhüllen, wurde diese Ausscheidung gewählt. Soweit Aufschlüsse vorhanden sind, zeigen sie eine braune, feinkörnige Matrix, in der vereinzelt ungerundete Komponenten von Gesteinen der näheren Umgebung schwimmen. Das Alter dieses Komplexes läßt sich nicht festlegen; seine Bildung könnte durchaus schon im Tertiär begonnen haben.

Seeton

6

Rund um den Neusiedlersee und an verschiedenen Stellen im Eisenstädter Becken finden sich Seetone, die, je nach ihrem Gehalt an organischer Substanz,



Abbildung 6.
Am „Unteren Stinkersee“ bei Podersdorf.

Tektonik



Abbildung 7.
„Das Glück der Erde ...“
Morgenritt im Nationalpark Neusiedlersee.

weiße bis dunkelgraue Farbe haben. Manche Proben aus dem Gebiet um den Neusiedlersee enthalten authigene Karbonate. Gemeinsam ist diesen Sedimenten das häufige Auftreten von Ostracoden; die reichsten Faunen, die eine Einstufung in das Spät- bis Postglazial ermöglichten, wurden im Bereich der Joiser Seewiesen gefunden (P. HERRMANN, 1973). Im Eisenstädter Becken wurde nur das große Vorkommen in der Sulzbreiten E Siegendorf auf der Karte ausgeschieden; A. TOLLMANN (1955) und G. PASCHER (1991) erwähnen weitere Fundpunkte, die darauf hinweisen, dass im jüngsten Pleistozän und/oder ältesten Holozän auch im Eisenstädter Becken ein großer See bestanden haben dürfte.

Erwähnt seien auch die Höhlenlehme der Bärenhöhle bei Winden, die ebenfalls nicht auf der Karte dargestellt werden konnten. Ihre reiche Säugerfauna wurde von K. EHRENBERG in mehreren Publikationen behandelt und zuletzt von D. DÖPPES & G. RABEDER (1997) zusammenfassend dargestellt.

1 Anthropogene Ablagerung

Unter diesem Begriff wurden die Halden der aufgelassenen Braunkohlenabbau von Neufeld-Zillingtal und die Mülldeponie am Föllig SW Eisenstadt zusammengefasst.

Tektonische Bewegungen während des Quartärs lassen sich in allen drei Landesteilen nachweisen.

Im nördlichen Burgenland sind die Senken des Neusiedlersees und der Sulzbreiten im Jungquartär entstanden (W. FUCHS, 1965). A. KIESLINGER (1955) berichtet von quartären und auch noch rezente aktiven Zugspalten in den Steinbrüchen von Loretto und St. Margarethen, die er auf eine immer noch anhaltende Heraushebung von Leithagebirge und Ruster Bergland gegenüber dem Wiener beziehungsweise Eisenstädter Becken zurückführt.

Am auffälligsten ist die quartäre Tektonik im mittleren Burgenland. Hier streichen die W des Talzuges Edlaubach – Rabnitz in etwa 400 m Seehöhe gelegenen Älteren Quartärschotter in die Luft aus; ihre östliche Fortsetzung liegt etwa 40 m tiefer. Damit ist belegt, dass dieser dem Stoober Verwurf, der das Draßmarkter Teilbecken vom Hauptteil des Oberpullendorfer Beckens trennt (H. SCHMID, 1977), parallele Talzug ebenfalls einer Störung folgt, und dass diese Störung noch während des Quartärs aktiv war. Ebenso bemerkenswert ist die Tatsache, dass das Lutschburger Weingebirge, das die östliche Fortsetzung der Rechnitzer Schieferinsel bildet, als einziger Höhenrücken des mittleren Burgenlandes keine quartäre Schotterdecke trägt; daraus lässt sich schließen, dass die Hebung, die zur Erosion des Ostalpins in diesem Bereich führte, bis ins Quartär andauerte, und vielleicht noch immer im Gange ist.

Im südlichen Burgenland macht sich die quartäre Tektonik nur bemerkbar in der Terrassierung der Flusssedimente und in der Tatsache, dass der Verlauf der Terrassen I–III nach H. PAINTNER (1927) darauf hindeutet, dass die Pinka im älteren und mittleren Pleistozän bei Oberwart in das Strembachtal übergetreten sei. Die zwischen Oberwart und Deutsch Schützen gelegenen älteren Terrassen im heutigen Pinkatal wären demnach vom Tauchenbach aufgeschüttet.

Das Paläogen und Neogen

Irene ZORN

Verbreitung

Die Geologie des Burgenlandes wird maßgeblich durch neogene Beckenablagerungen bestimmt, die obertags den flächenmäßig größten Anteil einnehmen. Paläogene Ablagerungen sind heute nur mehr in einem Reliktvorkommen des Oberen Eozäns bei Wimpassing an der Leitha im Nordburgenland erhalten.

Die neogenen Ablagerungen gehören tektonisch gesehen im Nordburgenland (geographisch: Leithagebirge, Neusiedler Seegebiet, Ödenburger Pforte) der randlichen Beckenfüllung des südöstlichen Wiener Beckens und des mit ihm zwischen Rosalingebirge und Leithagebirge in Verbindung stehenden Eisenstädter Beckens (mit Mattersburger Bucht) an. Letzteres ist durch den Ödenburg-Ruster Bergzug vom Westpannonischen Becken (= Kleine Ungarische Tiefebene) getrennt. Im burgenländischen Anteil des Westpannonischen Beckens (Östliches Neusiedlerseegebiet) sind die neogenen Sedimente zum Großteil von quartären Ablagerungen überdeckt.

Im Mittelburgenland setzen sich die neogenen Ablagerungen südlich des Eisenstädter Beckens im Oberpullendorfer Becken (= Landseer Bucht) fort. Beide Becken sind durch Ausläufer des Rosalingebirges und des Ödenburger Kristallins voneinander abgegrenzt. Das Oberpullendorfer Becken steht im Osten mit dem Westpannonischen Becken in Verbindung und ist im Süden vom Steirischen Becken durch den Schieferkomplex des Günser Berglandes getrennt.

Die Sedimente des Oststeirischen Beckens (Fürstenfelder Becken, Friedberg-Pinkafelder Bucht) grenzen im Südburgenland an das durch die Südburgenländische Schwelle (Hochzone des Grundgebirges) von ersterem abgegrenzte Westpannonische Becken. Die tektonischen und paläogeographischen Zusammenhänge dieser Ablagerungsräume wurden von K. KOLLMANN (1965) ausführlich dargestellt (vgl. auch F. EBNER & R.F. SACHSENHOFER, 1991). In Bezug auf die vorher erwähnten Ablagerungsgebiete wird auf W. FUCHS (1980a) verwiesen.

In chronostratigraphischer Hinsicht umfassen die neogenen Ablagerungen im Burgenland den Zeitbereich des Unteren bis Oberen Miozäns. Bei den untermiozänen Ablagerungen (Ottangium, Karpatium), die im Eisenstädter Becken, in Randbereichen des Oberpullendorfer Beckens und im nördlichen Bereich der Friedberg-Pinkafelder Bucht aufgeschlossen sind, handelt es sich um Süßwasserablagerungen, die nicht der eigentlichen Füllung der erst später entstandenen Becken angehören. Mittleres Miozän (Badenium, Sarmatium) tritt im Wiener und Eisenstädter Becken sowie in schmalen Streifen im Oberpullendorfer Becken und in der Friedberg-Pinkafelder

Bucht zu Tage. Im Badenium erfolgten weit reichende Meerestransgressionen in die folgenden Becken: Wiener, Eisenstädter, Oberpullendorfer, Steirisches und Westpannonisches Becken.

Südlich der Höhe von Pinkafeld sind im burgenländischen Anteil des Oststeirischen und Westpannonischen Beckens bis auf einen schmalen Streifen Sarmatium zwischen der Lafnitz und dem Stögersbach und im Süden bei Kalch nur Sedimente des Pannonium aufgeschlossen. Auch das östliche Oberpullendorfer Becken wird vom Pannonium dominiert. Kleinerflächige Obertagevorkommen von Pannonium sind aus dem Wiener, Eisenstädter und Westpannonischen Becken bekannt.

Weiters wird im Folgenden kurz auf den intermediären bis sauren Vulkanismus des Karpatium/Badenium, den basischen Vulkanismus des (Sarmatium)/Pannonium und den plio-/pleistozänen Vulkanismus eingegangen. In Tabelle 1 sind die verschiedenen Schichtglieder mit ihrer stratigraphischen und tektonischen Verbreitung dargestellt. Die folgenden Ausscheidungen wurden nicht nach ihrer laufenden Nummerierung, sondern innerhalb der stratigraphischen Abfolge von Norden nach Süden beschrieben. Als ergänzende Übersichtsdarstellung zu den folgenden Erläuterungen wird auf A. TOLLMANN (1985) verwiesen.

Paläogen

Obereozän von Wimpassing an der Leitha

81

Ein Eozänvorkommen im nördlichen Burgenland, das aus fossilführenden, marinen, gelblichen und rötlichen Kalken und untergeordnet aus Sandsteinen aufgebaut ist, ist als Obereozän von Wimpassing an der Leitha bekannt geworden. A.F. TAUBER (1952) vermerkte ein Vorkommen W des Lebzelterberges und ein zweites am Nordhang des Hirschbühels.

Der Fossilinhalt der flachmarinen Kalke setzt sich hauptsächlich aus Kalkrotalgen (Corallinaceen), Großforaminiferen (Nummuliten), Korallen und Bryozoen zusammen. A.F. TAUBER (1952) bildete *Lithothamnium* und *Nummulites* ab. An weiteren Fossilgruppen führte er Crinoideen, Brachiopoden, Scaphopoden, Gastropoden und Bivalven an. Die stratigraphische Einstufung ins Obere Eozän erfolgte durch Nummulitenuntersuchungen von A. PAPP (1958a).

Eozängerölle sind weiters als Gesteinskomponenten in den Oberen Auwaldschottern des Ottangium vorhanden (s. unten).

Das Obereozän von Wimpassing ist ein Erosionsrelikt des ersten von drei tertiären Sedimentationszyklen nach W. FUCHS (1980a), die während des tektonischen Geschehens im Bereich des Wiener Beckens seit dem Oberen Eozän unterschieden werden können. Die weiträumig verstreuten Vorkommen des

Oberen Eozäns deuten auf eine flächenmäßig weit ausgedehnte, aus dem Osten übergreifende Transgression (W. FUCHS, 1980a).

Neogen Miozäne Sedimente

Der zweite Sedimentationszyklus nach W. FUCHS (1980a) ist im Wiener, Eisenstädter und Oberpullendorfer Becken dem Eggenburgium bis Unteren Badenium zugeordnet.

Der Spannberger Rücken im Wiener Becken war bis ins Untere Badenium als trennende Hochzone zwischen dem marin beeinflussten nördlichen Wiener Becken und den südlich angrenzenden terrestrischen Gebieten wirksam. Ab der Oberen Lageniden-Zone des Unteren Badenium sind erste marine Ablagerungen im südlichen Wiener Becken und den burgenländischen Ablagerungsräumen belegt. In letzteren sind nach dem Oberen Eozän bis einschließlich zum Eggenburgium keine Sedimente bekannt. Im Ottnangium und Karpatium kam es lokal zu Ablagerungen von terrestrischen und fluviatilen Sedimenten. Auf die marinen badenischen Sedimente folgen die sarmatischen und pannonischen Ablagerungen, die aufgrund ihres Fossilinhaltes eine zunehmende Aussüßung, wie sie für die Zentrale Paratethys charakteristisch ist, belegen.

Ottnangium

Sedimente des Ottnangium sind vor allem dem Ostfuß des Rosa-

Tabelle 1.
Die Schichtfolge des Neogens im Burgenland.

Serie	M. A.	Stufen Zentrale Paratethys	Tektonische Einheiten		Pannonisches Becken (Seewinkel)	N		Landseer Bucht	S			
			Biozonen	Einheiten		Eisenstädter Becken Wiener Becken	Oststeirisches Becken (Südburgenland)					
PLIOZ.	5,3 7,1	Romanium						Vulkanite				
		Dazium							Silberberg Schotter			
		Pontium	H G O	Viviparus-Zone					Jennersdorfer Schichten Taborer Schotter	Süß- wasser- kalk		
MIOZÄN	11,5	Pannonium	F	Congeria neumayeri / Congeria zahalkai-Zone	Sande, Tonmergel, Lignite	Neufeld-Formation						
			E	Congeria subglobosa-Zone	sandige Tonmergel	Fölligschotter						
			D	Congeria partschi-Zone		Tone, Sande, Kiese						
			C	Congeria hoernesii-Zone	Tonmergel							
			B	Congeria ornithopsis / Melanopsis impressa-Zone								
MIOZÄN	13,0	Sarmatium	A	Porosonion granosum-Z. Cribroelphidium hauerinum-Z. Cribroelphidium reginum-Zone	Tonmergel							
			M	Rotalien-Zone								
			U	Buliminen-Bolivinen-Zone Sandschaler-Zone Obere Lageniden-Zone Untere Lageniden-Zone								
MIOZÄN	16,4	Badenium	O									
			M									
MIOZÄN	17,3	Karpatium										
			U									
MIOZÄN	18,8	Ottnangium										
			U									

liengebirges aufgelagert. Sie treten bei Siegraben, westlich und südlich des Ödenburger Kristallins sowie westlich von Kaisersdorf im Oberpullendorfer Becken (Draßmarkter Teilbecken) zutage. Diese als **Auwaldschotter** („Schotter und Conglomerat von Auwald“; H. WOLF, 1870: 39) bezeichneten Ablagerungen sind mehr als 300 m mächtig (R. JANOSCHEK, 1931; M. VENDL, 1933). Einschaltungen von Feinkies und Sandlagen in den Schotterkörper sind möglich.

An der Basis der Auwaldschotter sind die **Süßwasserschichten von Brennbere** (R. JANOSCHEK, 1931: 42) entwickelt. Es handelt sich um bis zu 50 m mächtige sandige Tegel und Sande mit den dem Kristallin auflagernden basalen Brennbere Flözen (Glanzkohlenflöze), die zwischen 1,5 und 16 m mächtig sein können. Ihr Hauptabbaugebiet liegt auf ungarischem Gebiet. Bisher konnten nur wenige Pflanzenreste (Blattabdrücke) im Hangenden der Flöze gefunden werden (H. KÜPPER, 1957). Sie deuten auf ehemalige Sumpfwälder hin (A.F. TAUBER, 1952). Gelegentlich sind auch in den Auwaldschottern dünne Glanzkohlenflöze anzutreffen.

Die Genese der Auwaldschotter ist von den meisten Autoren als fluviatil gedeutet worden. Jüngst wiesen F. BACHMAYER et al. (1991) auf das Vorkommen von Geröllen mit Kalkkrusten von Lithothamnien, Bryozoen und Korallen hin, die in Verbindung mit der Sedimentologie schon von H. WOLF (1870) und R. JANOSCHEK (1931) als marin beeinflusste Ablagerungen gedeutet wurden. R. JANOSCHEK (1931) erwähnte auch das Vorkommen von Gastropoden und Bivalven. F. KÜMEL (1936) konnte feststellen, dass diese marinen Fossilien aus eozänen Geröllen herausgewittert sind (siehe Obere Auwaldschotter). Die organischen Kalkkrusten können als marine Überprägung im Badenium gedeutet werden.

Karpatium

Rust-Formation

73

Ablagerungen des Karpatium (Tone, Sande und Kiese) sind im Eisenstädter und Oberpullendorfer Becken aufgeschlossen. Im Eisenstädter Becken (Ruster Bergland) wurde im Karpatium als erstes Schichtglied im Neogen die Rust-Formation, bekannt als Ruster Schotter (J. KAPOUNEK, 1939: 53), abgelagert. Dieses Schichtglied erstreckt sich vom Nordfuß des Mörbischer Kristallins bis an das Nordende des Ruster Höhenzuges bei Schützen. Die Ruster Schotter wurden ausführlich von W. FUCHS (1965) in seiner „Geologie des Ruster Berglandes“ beschrieben. Es handelt sich um mehr als 100 m mächtige, feine und grobe, meist gut gerundete, fluviatile Sande und Kiese, die aus kristallinen Komponenten bestehen. Hauptbestandteile sind Quarz, Quarzit und Grogneis. J. KAPOUNEK (1939) erwähnte weiters als wichtige Komponenten Granite und Glimmerschiefer.

Lange Zeit konnten die Ruster Schotter aufgrund fehlender Fossilien biostratigraphisch nicht eindeutig eingestuft werden. Die Zuordnung zum Karpatium erfolgte durch die Beurteilung der Ablagerungsverhältnisse. A. TOLLMANN (1955), der den ehemaligen Flussverlauf rekonstruierte, stufte die Sedimentation der Schotter in das „oberste Helvet oder tiefste Torton“ (Oberes Karpatium/Unteres Badenium) ein. Nach W. FUCHS (1965) erfolgte die Sedimentation an der Wende „Mittel-/Ober-Helvet“. Im Westen wurden die Ablagerungen im „höheren Untertorton“ durch das eindringende Meer überprägt und umgelagert. Daher sind die Sande und Kiese der westlichen Vorkommen stärker gerundet und nicht – wie im Osten – lagenweise und eingeregelt ausgebildet. W. FUCHS (1965) gelang es, aus den aufgearbeiteten Ablagerungen Mikrofossilien zu gewinnen, mit denen er das Eindringen des Meeres datieren konnte (Badenium, Obere Lageniden-Zone).

77 Untere Auwaldschotter

Die Unteren Auwaldschotter (M. VENDL, 1933: 388) bestehen aus Kristallinmaterial mit sandig-kiesiger Matrix und stellen fluviatilen Blockschutt dar. Die gut gerundeten Gerölle haben einen durchschnittlichen Durchmesser von 10–15 cm (H. KÜPPER, 1957). Sie bestehen aus Gneisen, Apliten, Glimmerschiefern und Biotitgraniten. Selten kommen Tonlinsen vor.

76 Obere Auwaldschotter

Die Oberen Auwaldschotter (M. VENDL, 1933: 388) gehen kontinuierlich aus den Unteren Auwaldschottern hervor. Es handelt sich bei ihnen ebenfalls um fluviatil abgelagerte Kiese aus gut gerundeten Kristallin-Komponenten.

Sie unterscheiden sich allerdings von den Unteren Auwaldschottern durch ihren hohen Gehalt an karbonatischem Material. Liefergebiete für dieses karbonatische Material sind die Grauwackenzone und die Nördlichen Kalkalpen. Ein Anteil an nummuliten- und lithothamnienführenden Eozänkalken ist auffällig. Eine genaue Angabe der einzelnen Gesteinstypen findet sich bei R. JANOSCHEK (1931).

Hochriegel-Formation

74

Im Bereich des nördlichen Oberpullendorfer Beckens wurde die Hochriegel-Formation, von A.F. TAUBER (1952: 53) als Hochriegelschichten eingeführt, abgelagert. Es handelt sich um limnische, pflanzenführende Sande, Tegel und Tone mit nicht abbauwürdigen Lignitflözen an der Basis. Die Hochriegelschichten überlagern die Auwaldschotter des Ottangium. Sie kommen obertags nördlich von Ritzing, bei Siegraben sowie im Draßmarkter Teilbecken bei Weingraben und Karl vor. Für einen Glanzkohlenflöz aus einem Schacht bei Ritzing verzeichnete A.F. TAUBER (1952) Farne und Schneckenreste.

Der sogenannte „Blätterton von Weingraben“ (H. KÜPPER, 1957: 27), eine besondere Ausbildung der Hochriegelschichten, die auch Papierschiefer genannt wird, wurde von F. KÜMEL entdeckt und ist eine bedeutende Fundschicht von fossilen Pflanzenresten (Blätter, Früchte und Samen, W. BERGER, 1952, 1953) und von Insekten (F. BACHMAYER, 1952). Sogar fossile Vogelfedern wurden geborgen (F. BACHMAYER, 1964). Die limnische Natur der Ablagerungen wurde durch das Vorkommen von Süßwasserostracoden (*Candona*) erhärtet (H. KÜPPER, 1957).

Der Blättertong weist eine rhythmische Wechsellagerung von hellockrigen bis grauen feinsandig-siltigen und tonigen Lagen mit einer Lamellendicke von 1–10 µm auf. Aufgrund seines großen Anteiles an organischen Substanzen und des zum Teil gesteinsbildenden Vorkommens der Grünalge *Botryococcus* wird er als Alginit bezeichnet und kann als unrefiner Ölschiefer angesehen werden (H. LOBITZER et al., 1988). Die Entstehung des Ölgehaltes wurde von I. DRAXLER & R. ZETTER (1991) beschrieben. Alginit kommt in Ungarn in vulkanischen Maaren vor und wird u.a. für die Melioration von sandig-siltigen Böden (Einbringen von bindigen Tonen wie Bentonit sowie von organischen Substanzen und Spurenelementen) verwendet. Weitere rohstoffgeologische Untersuchungen an der Lokalität Weingraben erfolgten durch G. SOLTI et al. (1994). K. NEBERT et al. (1980) führten kohlengeologisch-montangeologische Studien in Weingraben, Karl und Draßmarkt durch.

Die jüngste geologisch-sedimentologische und biostratigraphische Untersuchung der Fundstelle Weingraben wurde von F. BACHMAYER et al. (1991) durchgeführt. Eine teilweise Einstufung in das Badenium ist nach diesen Autoren nicht ausgeschlossen. Das Auftreten von Termiten belegt ein warmes bis subtropisches Klima. Die von I. DRAXLER & R. ZETTER (1991) untersuchte Pollen- und Sporenflora unterstützt diese Annahme. Diese Autoren konnten anhand von 80 Florenelementen folgende unterschiedliche Waldbestände, die in der Nähe eines Gewässers angesiedelt waren, dokumentieren: Auwälder, immergrüne Laubmischwälder mit Coniferen und möglicherweise auch laubabwerfende Eichenmischwälder und reine Coniferenwälder. Eine Auswahl typischer Pollen ist auf Tafel 2 abgebildet.

71 Brennberger Blockstrom

Über den Hochriegelschichten wurde der vorher schon erwähnte, obertags bis 150 m mächtige Brennberger Blockstrom (R. JANOSCHEK, 1931: 52) im Grenzbereich zwischen Mattersburger Bucht und Oberpullendorfer Becken abgelagert. Er weist bis zu 2 m³ große, schlecht gerundete, unsortierte Kristallinblöcke in einer gelben sandig-tegeligen Grundmasse auf. Zum Teil kommen Kohleschmitzen vor, selten sind fossile Pflanzen und Landschnecken (R. JANOSCHEK, 1931; M. VENDL, 1933). Das Liefergebiet der Kristallinkomponenten ist das Rosaliengebirge. Folgende Gesteine wurden bei H. KÜPPER (1957) angeführt: Quarz, Granitgneis, Pegmatit, Aplit, Glimmerschiefer, Schiefergneis, Amphibolit, Marmor, Semmeringkalk. Die Bildungsbedingungen des Brennberger Blockstromes wurden von G. PASCHER (1991) dargelegt. Es handelt sich um einen terrestrischen und untergeordnet fluviatilen Blockschlammstrom. F. BACHMAYER et al. (1991) hielten eine Einstufung des Brennberger Blockstromes in der Umgebung von Weingraben in das Badenium für wahrscheinlich.

72 Sinnersdorf-Formation

Äquivalente des Brennberger Blockstromes finden sich weiter im Süden am Westrand des Oberpullendorfer Beckens (Draßmarkter Teilbecken). Es handelt

sich dabei um die Sinnersdorf-Formation i.w.S., die sich als Schuttsaum entlang des Grundgebirges bis in das Oststeirische Becken (Friedberg-Pinkafelder Bucht) hineinzieht und direkt dem Kristallin aufgelagert ist. In der Friedberg-Pinkafelder Bucht befindet sich der namensgebende Ort Sinnersdorf in der Steiermark. Der Name der Formation wird allgemein auf K. HOFFMANN (1877, S. 19: „Conglomerate ... bei Sinnersdorf“) zurückgeführt. Eine Neubearbeitung und Neudefinition mit Auswahl einer Typuslokalität N Sinnersdorf erfolgte durch K. NEBERT et al. (1980).

Bei der Sinnersdorf-Formation handelt es sich zum Großteil um Blockschutt in feinsandiger bis schluffiger, bräunlich-gelber bis rötlicher Grundmasse. Er wird von K. NEBERT et al. (1980) aufgrund der Gestalt und Rundung der Komponenten als schlecht sortierter und schlecht gerundeter Wildbach- und Murenschutt interpretiert. Die Blöcke können einen Durchmesser von 1–3 m haben und bestehen aus Quarzit, Gneis, Quarz und Granit. Die Komponenten stammen aus der Grobgnaisseisserie und der Wechselserie der Buckligen Welt. Die Gesamtablagerungsfolge weist den Kristallinschutt an der Basis auf und geht in den hangenden 50 Metern in eine rhythmische Sedimentation (dm-starke Lagen) von Blockschutt, Schotter und Sand über. Bei Karl im Draßmarkter Teilbecken konnte von K. NEBERT et al. (1980) ein „graded bedding“ festgestellt werden. Im Liegenden und Hangenden der Ablagerungsfolge konnten zum Teil feinkörnigere Sedimente nachgewiesen werden. Der Blockschutt geht zum Teil in ein Konglomerat mit karbonatischem Zement über.

Im Draßmarkter Teilbecken wurden für die Ablagerungen der Sinnersdorf-Formation bis zu 200 m Mächtigkeit angenommen, in der Friedberg-Pinkafelder Bucht zwischen 200 und 600 m. An Fossilien sind bisher nur unbestimmbare Pflanzenreste gefunden worden (K. HOFFMANN, 1877). Aufgrund fehlender tierischer Fossilien sind dm-starke Tuffeinschaltungen und ein Andesitgang bei Aschau sowie die Ablagerungsverhältnisse für die Altersfrage der Sinnersdorf-Formation herangezogen worden. K. NEBERT et al. (1980) schlossen auf ein karpatisches Alter und korrelierten die Sinnersdorf-Formation mit dem Brennberger Blockstrom. Von K. NEBERT et al. (1980) wurden weiters Glanzkohleeröle in der Sinnersdorf-Formation dokumentiert. Diese deuten auf ein ehemaliges, aufgearbeitetes Kohlenflöz hin, bei dem es sich um ein Äquivalent der Brennberger Basalflöze handeln könnte. F. BACHMAYER et al. (1991) hielten eine Einstufung der Sinnersdorf-Formation in der Umgebung von Weingraben in das Badenium für wahrscheinlich, da sie das subaquatisch gebildete „graded bedding“ bei Karl mit der marinen Transgression des Badenium in Verbindung brachten. Überlagert wird die Sinnersdorf-Formation von der badenischen Tauchen-Formation und sarmatischen Sedimenten.

Badenium

Leithakalk

68

Die Sedimente des Badenium säumen im nördlichsten Burgenland hauptsächlich als sogenannter Leithakalk das Leithagebirge (namengebend). Der



Abbildung 8.
Ausgewählte Versteinerungen aus dem Neogen im Burgenland.
Von links: die Schnecken *Melanopsis fossilis* (GMELIN, 1790) aus dem Pannonium von Siegendorf und *Dorsanum duplicatum* (HOERNES, 1857) aus dem Sarmatium von Wiesen sowie der Seeigel *Clypeaster* sp. aus dem Leithakalk von Müllendorf.

Leithakalk stellt die Randfazies des badenischen Meeres dar und zeigt generell eine große lithologische Variationsbreite. Er ist, wie die gesamte marine Schichtfolge im burgenländischen Raum, in der Zeitspanne vom späteren Frühen bis Späten Badenium gebildet worden, wobei die Hauptbildungsphase das Mittlere und Späte Badenium umfasst. Die Leithakalke des östlichen Leithagebirges wurden von P. HERRMANN (1973) detailliert untersucht. Er konnte aufgrund der Molluskenfaunen Mittleres Badenium nachweisen. Das bekannteste Steinbruchgebiet des östlichen Leithagebirges ist jenes von Kaisersteinbruch.



Abbildung 9.
Leithagebirge zwischen Donnerskirchen und Purbach.

Die Leithakalke des nordwestlichen Eisenstädter Beckens wurden von A. TOLLMANN (1955) grundlegend bearbeitet und biostratigraphisch gegliedert. Er konnte die Obere Lageniden-Zone, die Sandschaler-Zone und die Buliminen-Bolivinen-Zone nachweisen. Eine der bedeutendsten Lokalitäten im Eisenstädter Becken ist der ehemalige Steinbruch Fenk NNW Großhöflein, der heute für die Lagerung von Bauschutt genutzt wird. Er wurde im Rahmen der stratigraphischen Neugliederung der Zentralen Para-

tethys neu bearbeitet und als Faziostratotypus der Stufe Badenium definiert (F. STEININGER & A. PAPP, 1978). Anhand der Foraminiferenfaunen aus mergeligen Zwischenlagen konnte eine biostratigraphische Zuordnung der Ablagerungen dieses Steinbruchs zur unteren Buliminen-Bolivinen-Zone (Oberes Badenium) durchgeführt werden. Vor allem die Untersuchungen an *Uvigerina venusta* und *U. liesingensis* waren für diese Zuordnung ausschlaggebend. Weitere Faunenelemente sind Ostracoden und Bryozoen. Im Leithakalk selbst, der hauptsächlich als Corallinaceenkalk und Korallenkalk ausgebildet ist, kommen zusätzlich Bivalven, Gastropoden, Decapoden, Echinodermaten und Fischreste vor. Eine neuerliche Darstellung der geologischen Verhältnisse im Steinbruch Fenk erfolgte in jüngerer Zeit in verschiedenen Exkursionsführern (z.B. W. PILLER et al., 1992) und in B. RIEGL & W.E. PILLER (in Druck).

Erwähnenswert ist auch der Kreidesteinbruch NNW Müllendorf, der sich noch im Abbau befindet. Aus diagenetischen Ursachen liegt der Leithakalk hier zum Großteil in kreidiger Erhaltung vor (W.-C. DULLO, 1983) und die Fossilien wurden zum Teil zerstört. Verwendet wird das Material heute hauptsächlich für Farben und Lacke (freundl. mündl. Mitt. Betriebsleiter Ing. LANG). W. E. PILLER & N. VAVRA (1991) gaben ein Alter von Mittlerem bis spätem Badenium (Sandschaler- und Buliminen-Bolivinen-Zone) an.



Abbildung 10.
Aufgelassener Steinbruch im Leithakalk bei Breitenbrunn.



Abbildung 11. Kreidesteinbruch Müllendorf – Gesamtansicht und Detail der Abbauwand.

Der überlieferte Fossilinhalt umfasst Korallen (*Tarbellastrea*), Bivalven (*Lithophaga*, Austern), Cirripedier (*Pyrgoma*), Kalkalgen und Echinodermaten.

Westlich des Neusiedlersees im Gebiet von St. Margarethen, Rust und Oggau und W Mörbisch sind dem Ruster Schotter badenische Ablagerungen abgelagert, die hauptsächlich als Leithakalk ausgebildet sind. Diese Leithakalke werden seit der Römerzeit für Bauzwecke genutzt. Der sogenannte „Römersteinbruch“ bei St. Margarethen und der westlich anschließende Steinbruch der Firma Hummel liefer(te)n in erster Linie Kalksandsteine, die sich steinmetzmäßig gut bearbeiten lassen. In einer großen Faziesvielfalt kommen Corallinaceen, Bivalven, Korallen, Foraminiferen, Bryozoen, Ostracoden und Fische vor. Biostratigraphisch wird der Leithakalk von St. Margarethen der Sandschaler-Zone und der Buliminen-Bolivinen-Zone (Mittleres bis Oberes Badenium) zugeordnet (W. PILLER et al., 1992).

66 Sedimente des Badenium, undifferenziert

Im Bereich des Leithagebirges kommen neben dem Leithakalk badenische Schotter, Sande, Sandsteine, Tonmergel sowie Basiskonglomerate mit weißen Quarzkomponenten vor (F. BRIX & G. PASCHER, 1994). N von Eisenstadt sind vor allem am Hartl die sogenannten Terebratelsande (J. KAPOUNEK, 1939: 66) aufgeschlossen. Sie stellen fossilreiche Kalk-Quarz-Sande eines küstennahen Seichtwasserbereiches dar, für die ein massenhaftes Auftreten von Brachiopoden und Bryozoen charakteristisch ist. Weitere Faunenelemente sind Bivalven, Balaniden, Serpuliden und Seeigel. Die stratigraphische Einstufung in die Obere Lageniden-Zone wurde von A. TOLLMANN (1955) durchgeführt.

Die Terebratelsande liegen dem Kristallin und den ebenfalls unterbadenischen Burgstallschottern (A. TOLLMANN, 1955: 16) auf. Auch diese sind auf das Gebiet NE Eisenstadt beschränkt. Es handelt sich um Sand-Schotter-Komplexe, die hauptsächlich aus Quarz, Quarzit und Gneisen bestehen. Die Gerölle können einen Durchmesser von bis zu 1 dm haben. A. TOLLMANN (1955) nahm eine marine Bildung der Burgstallschotter an und gab eine Mächtigkeit von 100 m an. Nach J.P. LUEGER (1977) handelt es sich

bei den Burgstallschottern um umgelagerte Ruster Schotter.

In der Mattersburger Bucht, dem südlichen Teil des Eisenstädter Beckens, sind im Badenium aufgrund der größeren Wassertiefen vor allem Tonmergel abgelagert worden, die früher in verschiedenen Ziegeleien abgebaut wurden. Die jüngste Bearbeitung des Neogens der Mattersburger Bucht wurde von G. PASCHER (1991) durchgeführt. Er konnte das marine Badenium ab der Oberen Lageniden-Zone bis zur Buliminen-Bolivinen-Zone nachweisen.

In der Oberen Lageniden-Zone wurden am Südrand des Mattersburger Beckens S der Linie Forchtenstein – Rohrbach – Loipersbach mächtige schottrig-sandige Bildungen abgelagert. Im Beckeninneren kam es zur Sedimentation von Sanden und Tonmergeln. H. KÜPPER (1957) nahm im südlichen Mattersburger Becken eine Mächtigkeit von 500 m für die Schotterablagerungen und 700 m für die feinerkörnigen Sedimente an. G. PASCHER (1991) konnte Schotterkomplexe unterscheiden, die einerseits fast aus-

Tafel 1. Ostracoden aus der Sandschaler-Zone des Badenium der Mattersburger Bucht.

Ehemalige Tongrube Rohrbach.

Fig. 1–2: *Pterygocytheris jonesi* (BAIRD, 1850).

Fig. 1: Rechte Klappe; x 45.

Fig. 2: Linke Klappe; x 45.

Fig. 3–4: *Olimfalunia plectula* (REUSS, 1850).

Fig. 3: Rechte Klappe, weiblich; x 45.

Fig. 4: Linke Klappe, männlich; x 45.

Fig. 5–6: *Buntonia subulata* RUGGIERI, 1954.

Rechte Klappen mit geringfügigen Skulpturunterschieden; x 100.

Ehemalige Ziegelei Prost in Walbersdorf.

Fig. 7–8: *Parakrithe dactylomorpha* RUGGIERI, 1962.

Fig. 7: Linke Klappe, männlich; x 100.

Fig. 8: Rechte Klappe, weiblich; x 100.

Fig. 9: *Henryhowella asperrima* (REUSS, 1850).

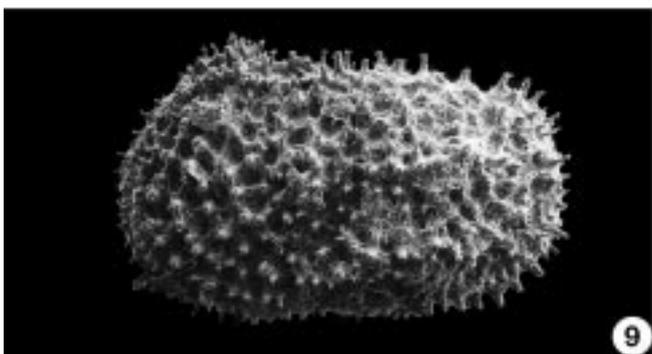
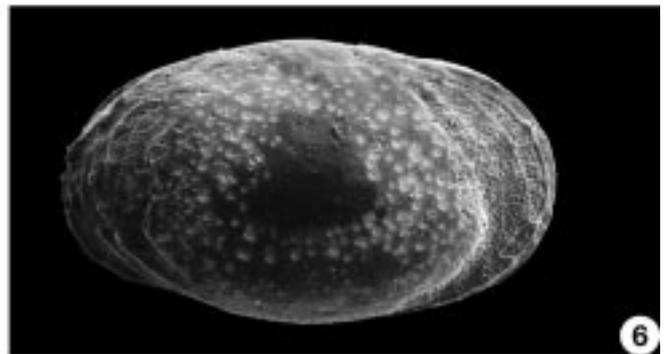
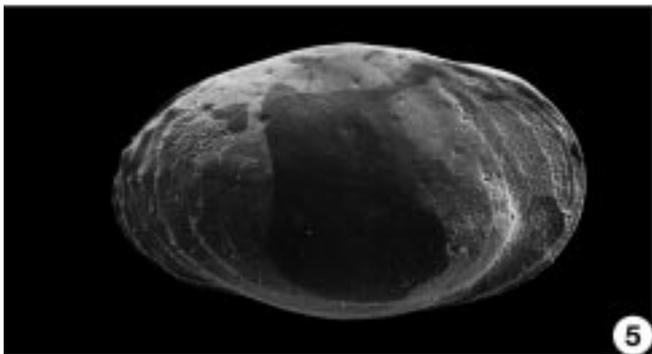
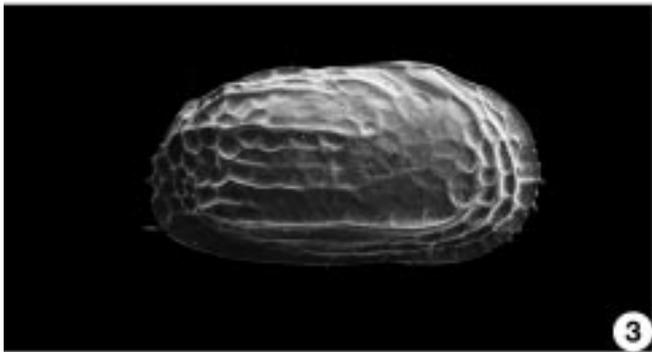
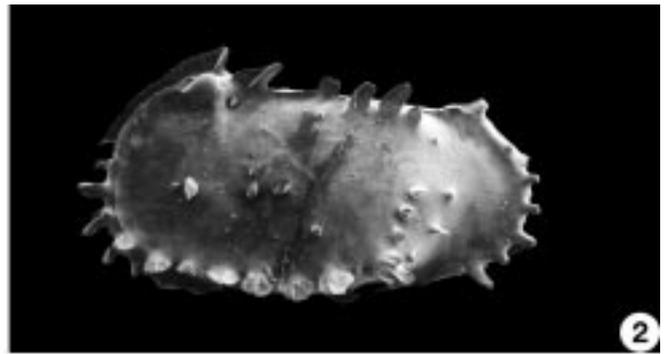
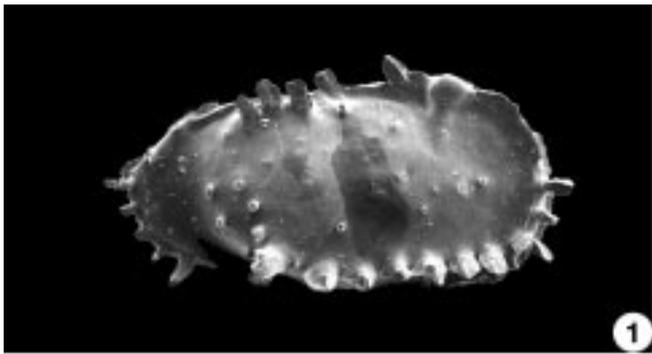
Linke Klappe; x 60.

Fig. 10: *Cytherella cf. pulchella* RUGGIERI, 1967.

Rechte Klappe; x 60.

Bestimmung der Ostracoden und rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen von I. ZORN.

Bearbeitung gefördert durch das FWF-Projekt 12229-GEO.



schließlich aus wenig gerundeten, kristallinen Komponenten bestehen und andererseits auch Karbonatgerölle beinhalten. Liefergebiete sind das Rosaliengebirge und das Brennberger Hügelland. Durch in aufgearbeiteten Tongeröllen enthaltenen Foraminiferen konnte die biostratigraphische Einstufung erfolgen. Weitere Fossilbelege sind Austernbruchstücke und der Einzelfund einer Stockkoralle. Von A. WINKLER (1928: 164) wurden diese Ablagerungen als *Mattersburger marine Konglomerate* bezeichnet. Der Sand-Ton-Faziesbereich erstreckt sich nördlich der Schotterablagerungen. In der Mitte des Beckens, eher in einem schmalen Streifen entwickelt, erweitert sich dieser Bereich lateral N von Forchtenstein und Loipersbach. Aus den Forchtenauer Sanden von Forchtenau und Mattersburg und begleitenden Tegeln wurde von R. SIEBER (1956) eine molluskenreiche Fauna bearbeitet, die über 300 Arten lieferte.

Sedimente der Sandschaler-Zone schließen nördlich an. In ihnen lagen die Abbaugelände der Ziegeleien von Mattersburg, Walbersdorf und Rohrbach. Sie treten als dunkelgraue, plastische, siltige Mergel und sandigere, hellgraue bis bräunliche Tonmergel in Erscheinung, wobei letztere dominieren. In der Umgebung von Walbersdorf ist auch die Buliminen-Bolivinen-Zone und das Untere Sarmatium verbreitet. Unter dem alten Begriff *Walbersdorfer Schlier* („Tegel von Walbersdorf“ [T. FUCHS, 1884: 373]) sind die Ablagerungen der Sandschaler-Zone und der Buliminen-Bolivinen-Zone in der näheren Umgebung von Walbersdorf zusammengefasst worden (H. KÜPPER, 1957). Eine eingehende Untersuchung der reichen Mikrofaunen (Foraminiferen, Silicoflagellaten, Otolithen) und Nannofloren wurde in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts durchgeführt (u.a. C. MÜLLER, 1974; F. RÖGL & C. MÜLLER, 1976; F. RÖGL & H.F. FRANZ, 1979; C. RUPP, 1986), die Mollusken sind schon seit dem letzten Jahrhundert Untersuchungsgegenstand (T. FUCHS, 1884; R. HOERNES, 1890). In dieser Arbeit werden auf Tafel 1 erstmals einige Ostracodenarten von Walbersdorf und Rohrbach abgebildet. Als Ergänzung dazu werden auf Tafel 2 einige stratigraphisch wichtige Pollen aus dem Neogen des Burgenlandes dargestellt.

Im nördlichen Oberpullendorfer Becken sind die badenischen Sedimente zwischen Kalkgruben und N Haschendorf in einem schmalen Vorkommen mit Tonen, Sanden und Kiesen vertreten. Diese küstennahen Ablagerungen wurden von R. JANOSCHEK (1931) und M. MOSTAFAVI (1978) geologisch bzw. paläontologisch-biostratigraphisch untersucht. An Fossilgruppen berücksichtigte M. MOSTAFAVI (1978) Foraminiferen, Ostracoden, Mollusken und Echinoideen. Weiters kommen Bryozoen, Korallen und Vertebraten vor. N und NW von Neckenmarkt konnte M. MOSTAFAVI (1978) anhand der vollmarinen Mikrofaunen als älteste Ablagerung die Obere Lageniden-Zone (Unteres Badenium) feststellen. In lithologischer Hinsicht unterschied er Tonmergel, Kalksande, Kalkbänke und Quarzsande. Den Sanden sind manchmal Schotter eingelagert.

Die Sedimente des Mittleren Badenium (Sandschaler-Zone) weisen eine große Verbreitung und fazielle Variabilität auf. An der Basis der Ablagerungen fand M. MOSTAFAVI (1978) Konglomerate und Kiese

und hangend davon Sande, Kalke und Schotter. Die meist feinen, gelben, manchmal weißen Sande sind als *Ritzinger Sande* (R. JANOSCHEK, 1931: 65, 71) bekannt geworden. Sie sind sehr mächtig und fossilreich und haben ihr typisches Verbreitungsgebiet zwischen Kalkgruben und Neckenmarkt. Sie liegen zum Großteil diskordant über den Oberen Auwaldschottern und dem Brennberger Blockstrom und im östlichen Verbreitungsgebiet konkordant über Ablagerungen der Oberen Lageniden-Zone.

Die eindeutig der Sandschaler-Zone zugeordneten Bereiche der Ritzinger Sande erstrecken sich E von Ritzing bis N von Haschendorf. Basal treten N Ritzing aus kalkalpinem Material bestehende Konglomerate mit geringem Anteil an Quarz- und Kristallinkomponenten auf. Weitere Einschaltungen sind konglomeratische Kalke und grau gelbe Sandsteine. In dem darüberfolgenden Sandkomplex kommen gut gerundete Schotter vor, die aus Quarz und kristallinem Material, vereinzelt auch aus Kalkgeröllen, die aus den Auwaldschottern umgelagert sind, bestehen. Letzteres gilt auch für die basalen Konglomerate. Im Hangenden treten Tegel und Kalksande oder Kalke auf.

Die Ritzinger Sande weisen an der Basis Kohlenflöze auf. E Ritzing ist eine Austernbank mit bis zu 50 cm langen Exemplaren von *Ostrea crassissima* LINNÉ in die Ritzinger Sande eingeschaltet. Nach Osten werden die Ritzinger Sande feinkörniger und kalkreicher. NE und NW von Haschendorf, N Neckenmarkt und NE Ritzing tritt detritärer und gewachsener Leithakalk auf. Diese Kalke beinhalten neben den sie aufbauenden Kalkalgen Mollusken, Echinoideen und Mikrofaunen.

Gegen Westen sind die Ritzinger Sande zwischen Ritzing und Kalkgruben in Rotalienfazies ausgebildet und keiner Biozone zuzuordnen. Lithologisch handelt es sich um feine bis grobkörnige, gelbe Quarzsande, denen häufig Schotter und selten Tegel und Kalke zwischengeschaltet sind. Die Buliminen-Bolivinen-Zone konnte von M. MOSTAFAVI (1978) nur SW Ritzing in grau-grünen, sandigen Tonmergeln mit reicher Mikrofauna belegt werden.

Tafel 2.

Pollen aus den Hochriegelschichten von Weingraben.

Fig. 1– 3: *Fagus* sp.

Fig. 1: LM; x 1000.

Fig. 2: REM; x 1200.

Fig. 3: REM; x 7000.

Fig. 4– 6: *Ilex* sp. (Stechpalme).

Fig. 4: LM; x 1000.

Fig. 5: REM; x 2000.

Fig. 6: REM; x 8000.

Fig. 7– 9: *Symplocos* sp. (Rechenblumengewächs).

Fig. 7: LM; x 1000.

Fig. 8: REM; x 1500.

Fig. 9: REM; x 8000.

Fig. 10–12: Taxodiaceae – *Sequoia* sp. (Sumpfpfzypressengewächs, Mammutbaum).

Fig. 10: LM; x 1000.

Fig. 11: REM; x 1500.

Fig. 12: REM; x 5000.

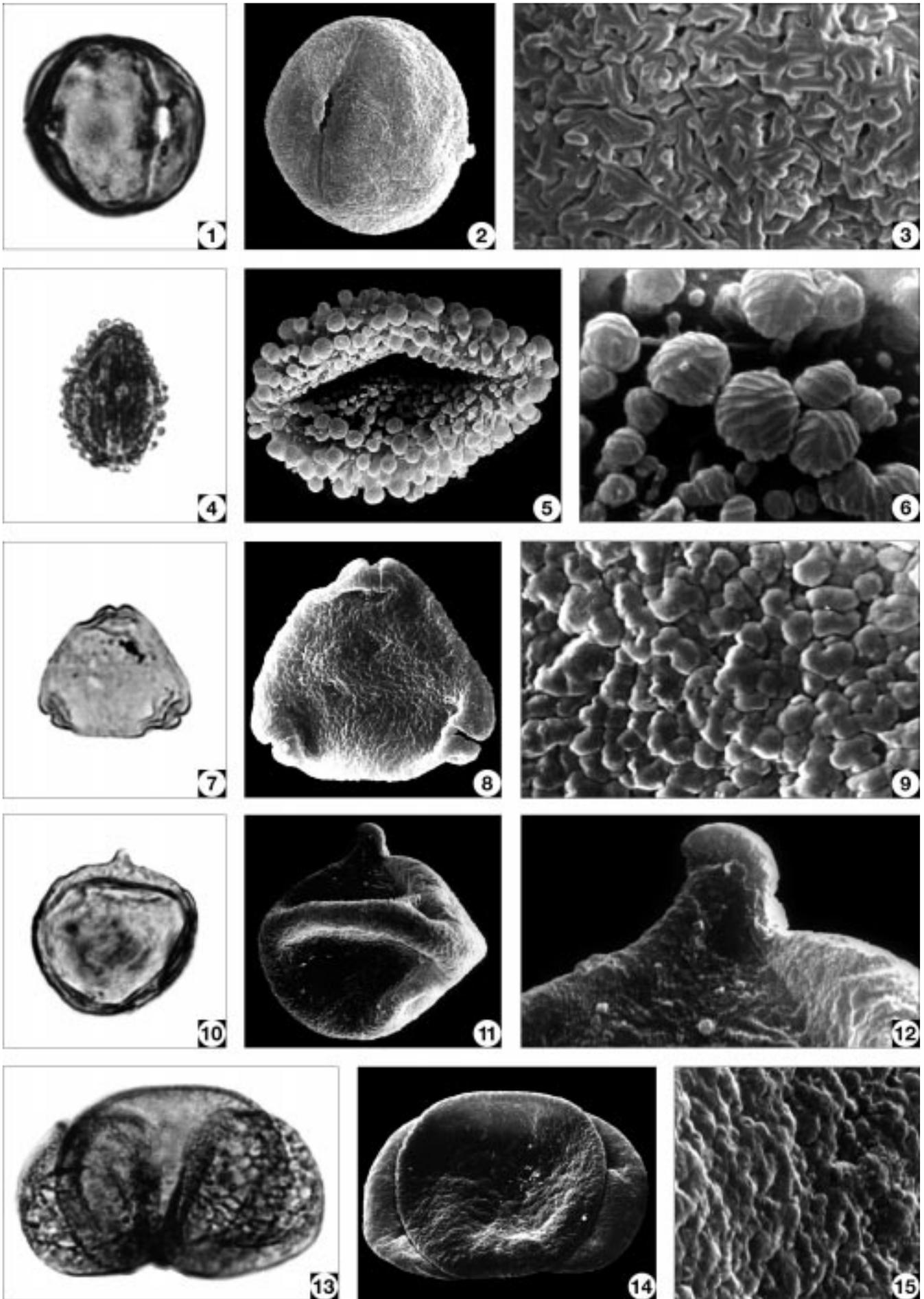
Fig. 13–15: *Pinus* sp. (Kiefer).

Fig. 13: LM; x 1000.

Fig. 14: REM; x 1000.

Fig. 15: Zentralkörper (Detail), REM; x 7000.

Bestimmung der Pollen und Fotografie (LM = Lichtmikroskop, REM = Rasterelektronenmikroskop) von I. DRAXLER.



Im Südburgenland sind die einzigen Ablagerungen des Badenium im Raum Pinkafeld und Tauchen (Friedberg-Pinkafelder Bucht) anzutreffen. Hier überlagert die Tauchen-Formation (K. NEBERT et al., 1980: 66) die karpatische Sinnersdorf-Formation. An ihrer Basis weist sie eine 25 m mächtige Kohlenflözfolge auf. Es handelt sich um drei Kohlenbänke, die durch Zwischenmittel aus rhyolithischen Tuffen und deren tonartigen Umwandlungen bestehen (K. NEBERT et al., 1980). Darüber folgen Tegel, Fein- bis Grobsande, Sandsteinbänke und Schotterlagen. Der hangende Abschnitt der Tauchen-Formation wird von Feinsanden, tonigen Sanden und Tegeln aufgebaut. Den Abschluss bilden Schotter. Im oberen Abschnitt treten bis zu drei Kohlenbänke auf. An Fossilien wurden Pflanzen, Mollusken, Foraminiferen und Ostracoden gefunden (K. NEBERT et al., 1980; K. NEBERT, 1985), die eine biostratigraphische Einstufung in die Lageniden-Zone erlauben.

Weiter westlich im Bereich Wiesfleck – Schreibersdorf ist die sedimentologische Situation ähnlich. An der Basis liegt auch hier ein Flöz (Schreibersdorfer Kohlenflöz [P. HERRMANN, 1984]). Im Hangenden des Flözes folgen S Schreibersdorf fossilere Quarzgrobsande mit Geröllen. N Wiesfleck werden die Sande von einer 1–2 m mächtigen Kalkplatte überlagert, die von Korallen und Corallinaceen aufgebaut wird. Mikrofaunen aus Mergelnestern in den Kalken ergaben eine Einstufung in die Obere Lageniden-Zone (G. BUDA, 1979). Im Raum Gfängen und Pinkafeld wurden etwas jüngere Feinsande abgelagert. Foraminiferen aus dem Oberen Badenium fanden sich nur umgelagert in sarmatischen Schichten. Dies lässt auf eine Erosion des Oberen Badenium schließen (P. HERRMANN, 1984).

Sarmatium

64 Sedimente des Sarmatium, undifferenziert

Klastische Sedimente des Sarmatium (Tone, Sande, Kiese) sind von Norden nach Süden um das Leithagebirge, NW bis NE von Mattersburg, im nördlichen, westlichen und vor allem südlichen Oberpullendorfer Becken, in der Gegend E Pinkafeld und S Neustift a.d. Lafnitz im Südburgenland sowie im allersüdlichsten Zipfel bei Kalch verbreitet.

Im Bereich des östlichen Leithagebirges konnte P. HERRMANN (1973) alle drei Foraminiferen-Zonen des Sarmatium nachweisen. Die Sedimente sind als Kalksandsteine, Sande und Tegel ausgebildet. Im Bereich des westlichen Leithagebirges belegte K. KOLLMANN (1960) in einem Steinbruch S Loretto in tonigen Zwischenlagen eines Kalksandsteines die *Criboelphidium reginum*-Zone des Unteren Sarmatium.

Das bekannteste Fossilfundgebiet im Sarmatium des Eisenstädter Beckens bzw. der Ödenburger Pforte ist seit dem letzten Jahrhundert die Umgebung der Ortschaft Wiesen. Die tonig-sandigen Ablagerungen gehören der obersarmatischen *Nonion granosum*-Zone an. Neben Foraminiferen sind Ostracoden und Mollusken häufig. Durch Mollusken sind die Ervillien- und Mactra-Schichten belegt. Im Gegensatz zum Wiener Becken ist das Sarmatium im Bereich der



Abbildung 12. Aufgelassene Sandgrube von Wiesen – Pötttsching (Faziesstratotyp des Sarmatium).

Ödenburger Pforte erst ab den Oberen Ervillien-schichten dokumentiert. Den einzigen Hinweis auf die *Criboelphidium reginum*-Zone fand G. PASCHER (1988, 1991) NW von Mattersburg.

Seit Ende der dreißiger Jahre hatte sich vor allem A. PAPP (1939, 1958b) mit der Molluskenfauna von Wiesen beschäftigt. Eine aufgelassene Sandgrube NNE von Wiesen wurde zum Faziesstratotypus des Sarmatium erklärt, da sie die Mactra-Schichten (*Porosonion granosum*-Zone) in typischer Ausbildung aufweist (A. PAPP, 1974). Neben den Mactren kommen dort unter den Mollusken vor allem Pirenellen sehr häufig vor. Sogar Vertebraten konnten nachgewiesen werden (F. STEININGER & E. THENIUS, 1964). In den unterlagernden Ervillien-Schichten sind u.a. *Ervillia*, *Cerastoderma*, *Irus* und *Dorsanum* häufig. Im Hangenden sind Feinsande des Pannonium C (nach PAPP, 1951) aufgeschlossen. Eine jüngere Beschreibung dieser Lokalität, die als geologisches Naturdenkmal unter Schutz gestellt worden ist, wurde in W.E. PILLER & N. VÁVRA (1991) gegeben.

Im Bereich Walbersdorf – Draßburg – Schattendorf ist das Sarmatium von G. PASCHER (1988, 1991) neu bearbeitet worden. Er konnte die *Criboelphidium reginum*-Zone des Unteren Sarmatium als schmalen Streifen am SW-Abhang des Marzer Kogels und im N- bzw. NE-Teil des Draßburger Waldes nachweisen, sowie die *Elphidium hauerinum*-Zone (Mittleres Sarmatium) SE von Walbersdorf. Ansonsten liegen nur Schichten der *Porosonion granosum*-Zone vor. Während das Untere und Mittlere Sarmatium hauptsächlich in tonig-sandiger Fazies vorliegt, weist das Obere Sarmatium tonig-sandige bis grobklastische Sedimente auf.

Im Oberpullendorfer Becken sind sarmatische Sedimente vor allem im West- und Südteil und in einem schmalen Streifen im Nordteil dokumentiert. Im südlichen Oberpullendorfer Becken erreichen die sarmatischen Ablagerungen eine Mächtigkeit von etwa 60 m. Im Nordteil des Beckens wurde das Sarmatium von R. JANOSCHEK (1931) und M. MOSTAFAVI (1978) bearbeitet. An das unten beschriebene Badenium dieses Bereiches grenzt zwischen Neckenmarkt im Osten und Tschurndorf im Westen Oberes Sarmatium (*Porosonion granosum*-Zone), das hauptsächlich

von Tegeln gebildet wird. NW von Neckenmarkt ist die *Porosonion granosum*-Zone in Sanden belegt und es kommt dort weiters Unteres Sarmatium mit Kalksandsteinen vor, für die z. T. die *Cribrorhynchium reginum*-Zone festgestellt wurde (M. MOSTAFAVI, 1978). Diese Biozone ist auch E von Neckenmarkt in Kalksandsteinen, E und S von Ritzing in Tegeln und Tonmergeln und zwischen Kalkgruben und Tschurndorf in Sanden, Kalksandsteinen und Schottern verbreitet. M. MOSTAFAVI (1978) bearbeitete für den dargestellten Bereich die Mollusken, Foraminiferen und Ostracoden.

Im Westen und Süden des Oberpullendorfer Beckens ist im Draßmarkter Teilbecken das Neogen der Beckenfüllung nur aus sarmatischen Sedimenten aufgebaut (H. KÜMEL, 1936). Es wird vorwiegend von feinsandigen Tegeln und gelben bis weißen Sanden gebildet und ist zum Großteil fossilifer. An einigen Stellen wurden von F. KÜMEL (1936) Mollusken dokumentiert, die Unteres bis Mittleres Sarmatium belegen (H. KÜPPER, 1957). In den Ziegeleien bei St. Martin konnten in feinkörnigen Süßwassersedimenten Bivalvenabdrücke und Pflanzenreste gefunden werden (F. KÜMEL, 1936). Pollenfloren wurden von I. DRAXLER bearbeitet und bestätigen das sarmatische Alter (M. MOSTAFAVI, 1978).

Am Pauliberg existiert ein isoliertes Sarmatvorkommen beim Dachsbründl, das auf der Karte wegen seiner geringen Ausdehnung nicht ausgeschieden ist. Es handelt sich um Schotter, Tone und Kalksandsteine. Die Kalksandsteine enthalten Steinkerne und Abdrücke von sarmatischen Mollusken. Ein ansonsten fossiliferer, plattiger Kalk lieferte den Fund einer Schildkröte (F. KÜMEL, 1936). Die Foraminiferen der Tone belegen frühsarmatisches Alter (H. KÜPPER, 1957).

Im Südburgenland stellen die lokal auftretenden sarmatischen Ablagerungen die östlichen Vorkommen des Steirischen Beckens dar. Die Vorkommen W und E Pinkafeld (bis Mariasdorf) und S Neustift zwischen der Lafnitz und dem Stögersbach (Friedberg-Pinkafelder Bucht) sind hauptsächlich als Grobsande, Kiese und Schotter entwickelt. Untergeordnet treten schluffig-feinsandige Ablagerungen auf wie in der näheren Umgebung E Pinkafeld. Fossilfunde sind

aus einer Sandgrube E Pinkafeld bzw. S Wiesfleck bekannt. Durch G. BUDA (1981) erfolgte aufgrund der Mikrofaunen eine Einstufung in die *Cribrorhynchium reginum*-Zone. In Bohrungen bei Bad Tatzmannsdorf konnte zusätzlich die *Porosonion granosum*-Zone nachgewiesen werden. Das Fehlen der dazwischen liegenden *Cribrorhynchium hauerinum*-Zone wird bei P. HERRMANN (1984) diskutiert. P. HERRMANN (1984) nahm für das Sarmatium im Raum Pinkafeld eine Mächtigkeit von 200 m an.

Im allersüdlichsten Abschnitt des Burgenlandes bei Kalch im Bereich der Südburgenländischen Schwelle ist nach A. WINKLER (1927a) Oberes Sarmatium aufgeschlossen, das im Gleichenberger Raum überwiegend durch Sande vertreten ist. J.G. FRIEBE (1994) beschreibt für den angrenzenden Bereich Stradner Kogel/St. Anna am Aigen in der Steiermark eine gemischt siliziklastisch-karbonatische Wechselfolge, die der Gleisdorf-Formation (Gleisdorfer Schichten [K. KOLLMANN, 1965: 567]) angehört und für die die *Porosonion granosum*-Zone nachgewiesen wurde.

Detritärer (= umgelagerter) Leithakalk, Kalk und Kalksandstein

65

In lithologischer Hinsicht ist das Sarmatium im Eisenstädter Becken hauptsächlich in Form von Sanden, Sandsteinen und Tonmergeln ausgebildet. Detritärer Leithakalk, Kalk und Kalksandstein kommen im Bereich des Leithagebirges vor, und zwar N und NE von Hornstein, N und E des Lebzelterberges, NW Müllendorf, zwischen St. Georgen bei Eisenstadt und Donnerskirchen und in der Umgebung von Kaisersteinbruch. Für den Bereich Kaisersteinbruch vermutete P. HERRMANN (1973) spätsarmatisches Alter. Konglomerate sind W und N des Lebzelterberges verbreitet.

A. TOLLMANN (1955) berichtete über die detritären Kalke des Müllendorfer Steinbruchgebietes, die er in die *Cribrorhynchium reginum*-Zone (Unteres Sarmatium) einstuft. Häufig kommen Abdrücke sarmatischer Gastropoden, wie z.B. *Pirenella*, aber auch umgelagerte badenische Fossilreste vor. Detritärer Leithakalk der *Elphidium hauerinum*-Zone ist nur S von Hornstein bekannt (A. TOLLMANN, 1955).

Pannonium

Neufeld-Formation

60

Im Bereich der Wiener Neustädter Pforte wurde im Oberen Pannonium die limnische Neufeld-Formation (F. BRIX in F. BRIX & B. PLÖCHINGER, 1988: 44, Neufelder Schichten) abgelagert. Sie erstreckt sich als schmaler Streifen E Neufeld an der Leitha nach Süden W Pötsching bis auf die Höhe von Wiener Neustadt und ist im Norden noch S Leithaprodersdorf aufgeschlossen. Die Gesamtmächtigkeit der Neufeld-Formation beträgt 700 m.



Abbildung 13. Sandgrube mit Quarzsanden des Sarmatium bei Wiesfleck NE Pinkafeld.



Abbildung 14.
Abbau im Hauptflöz des Braunkohlentagbaues Neufeld um 1949 (Archiv der Volksschule Langau/NÖ).

F. BRIX in F. BRIX & B. PLOCHINGER (1988) unterschied die lignitreichen Unteren Neufelder Schichten („Zone“ F) und die sandig-tonigen Oberen Neufelder Schichten („Zone“ G). Die Unteren Neufelder Schichten bestehen aus Tonen, Sanden und Schottern. Die bis zu 90 m mächtige Lignitentwicklung lässt sich in eine Obere und eine Untere Kohlenzone gliedern. Über die „Kohlenablagerungen bei Zillingdorf und Neufeld“ berichtete schon J. CZJZEK (1851). Die Oberen Neufelder Schichten werden von Sanden und Sandsteinen aufgebaut, die mit sandigen Tonen und Tonmergeln wechsellagern. Sie beinhalten nur mehr sehr geringfügig Lignite. Das Hangende wird von Schottern gebildet.

58 Sedimente des Pannonium, undifferenziert

Generell sind die meist tonig-siltigen, sandigen und kiesigen Sedimente des Pannonium im Bereich der Wiener Neustädter Pforte, um das Leithagebirge, im Eisenstädter Becken, im mittleren und östlichen Oberpullendorfer Becken und großflächig im Südburgenland aufgeschlossen. Im burgenländischen Anteil des Westpannonischen Beckens ist das Pannonium überwiegend von quartären Sedimenten bedeckt, um die Parndorfer Platte sind jedoch schmale Streifen pannonischer Sedimente aufgeschlossen. Weiters konnte P. HERRMANN (1973) in der näheren Umgebung des östlichen Leithagebirges in der Windener

Heide Unteres Pannonium und bei Winden, NE Kaisersteinbruch und am Teufelsjoch Mittleres Pannonium unterscheiden. Bei Neusiedl stellte P. HERRMANN (1973) tegeliges bis sandiges Mittleres bis Oberes Pannonium fest und belegte mit Hilfe der Ostracodenfaunen die „Zonen“ E bis G.

Im Seewinkel wurde das Pannonium anhand von Tiefbohrungen untersucht. R. FUCHS & O. SCHREIBER (1985) beschrieben das Pannonium als tonmergelig bis sandig, wobei vom Unteren zum Oberen Pannonium der Sandanteil zunimmt. Sie konnten im Unteren Pannonium einen sonst in Österreich nicht bekannten Horizont mit Silicoplaentinen nachweisen. Die Ablagerungen des Sarmatium und Badanium sind im Seewinkel nur geringmächtig vor allem in tieferen Beckenbereichen nachgewiesen worden und im Bereich der Kleinen Ungarischen Tiefebene liegt das Pannonium direkt auf dem Kristallin.

Im Eisenstädter Becken sind die pannonischen Ablagerungen in erster Linie als Tonmergel ausgebildet, untergeordnet als Sande, Sandsteine, Schotter oder Konglomerate. A. PAPP (1951) beschrieb die klassischen Lokalitäten mit deren Fauneninhalt. Neben Wiesen, Zemendorf und Draßburg ist vor allem Siegendorf durch seine reichen Molluskenfaunen (*Melanopsis*, *Congeria*) bekannt geworden. Die Molluskenfaunen von Siegendorf belegen die „Zone“ D (Mittleres Pannonium). Die zuerst genannten Fundstellen sind etwas älter und gehören somit zum Unteren Pannonium. Die Sandgrube NNW Steinbrunn, in der



Abbildung 15.
Naturdenkmal Sandgrube Steinbrunn mit Sanden und Mergeln des Unter- bis Mittelpannonium.

unter- bis mittelpannonische Sande und Mergel abgeschlossen sind, steht unter Naturschutz. Die stratigraphische Einstufung erfolgte durch die Ostracodenfauna (R. SAUER et al., 1992).

SW von Großhöflein bei Eisenstadt wurde der pannonische Fölligschotter abgelagert. Der Name wurde von J.P. LUEGER (1977) eingeführt, die Ablagerungen wurden jedoch schon von verschiedenen Autoren des 19. Jahrhunderts bearbeitet. Es handelt sich um schräggeschichtete Schotter mit hohem Fein- bis Mittelsandanteil. Die Komponenten sind zum Großteil Quarzit und Quarz, selten Glimmerschiefer und Granitgneis. Sie haben einen maximalen Durchmesser von 11 cm. Der Fölligschotter ist nach J.P. LUEGER (1977) fluviatil in einer Erosionsrinne im Bereich einer Flussmündung entstanden, wofür die walzenförmige Abrollung der Gerölle spricht. Die Fölligschotter stellen umgelagerte Burgstallschotter (Badenium) dar, die durch einen schnell fließenden Fluss vom Leithagebirge in das Eisenstädter Becken eingebracht wurden. Die bisher beobachtete Mächtigkeit beträgt 17 m. An Fossilien sind Mollusken und Lebensspuren bekannt. Im Liegenden der Fölligschotter wurden Sande und Tone abgelagert und im Hangenden folgen die faziell voneinander zu unterscheidenden sogenannten Unioschichten (Fein- bis Mittelsande) und Hangendsande (Fein- bis Grobsande). Für den gesamten Komplex sind die „Zonen“ C bis E belegt (J.P. LUEGER, 1980).

Das Pannonium nimmt im Oberpullendorfer Becken den zentralen Bereich ein. Eine Bearbeitung erfolgte durch R. JANOSCHEK (1931) und M. MOSTAFAVI (1978). Es handelt sich hauptsächlich um feine bis grobe, weiße Quarzsande, denen z.T. Kiese und Schotter oder Tone und Feinsande eingeschaltet sind. Die Mächtigkeit der Ablagerungen nimmt von W nach E zu. M. MOSTAFAVI (1978) konnte die nördlichsten Pannoniumablagerungen nördlich Lackenbach

und Lackendorf, die tonmergelig und tegelig ausgebildet sind, aufgrund der Mikrofossilfaunen dem Unteren Pannonium („Zone“ B–C) zuordnen. Die südlichen, sandigeren Ablagerungen sind nicht genauer einstuftbar, da sie fossilleer sind.

Für das Südburgenland wird in diesem Rahmen überblicksweise eine grobe Darstellung der Ablagerungen des Pannonium gegeben, die hauptsächlich auf der Arbeit von K. KOLLMANN (1965) aufbaut. F. SAUERZOPF (1950, 1952) und K. KOLLMANN (1965) stellten die sedimentologische und fazielle Entwicklung der Ablagerungen des Pannonium im Südburgenland und der Oststeiermark sowie deren Mollusken- und Ostracoden-Bestand dar. Es wird hier nicht auf die später erschienenen Detailuntersuchungen zur Sedimentologie des Oststeirischen Beckens eingegangen, da derzeit durch M. GROSS (in Vorb.) eine detaillierte lithostratigraphische Neubearbeitung dieses Bereiches im Gange ist. Die Mächtigkeit des Pannonium beträgt im nördlichen Südburgenland maximal 50 m (P. HERRMANN, 1984) und nimmt nach Süden stark zu. A. TOLLMANN (1985) gibt für das Pannonium des Steirischen Beckens eine Mächtigkeit von über 600 m an.

Im Unteren Pannonium dominieren im burgenländischen Anteil des Oststeirischen Beckens Tonmergel und Sande, die den „Zonen“ B–C zugeordnet werden. Für die „Zone“ B ist das Vorkommen von *Congerina* typisch. Während der „Zone“ C wurden mehrere Schotterhorizonte abgelagert. Die hauptsächlich aus Quarz- und Gneisgeröllen bestehenden Kapfensteiner Schotter („Kapfensteiner Schotterzug“ [A. WINKLER, 1927a: 39]) liegen an der Basis der „Zone“ C. Es handelt sich um einen gut gerundeten, sandigen Fein- bis Mittelkies (M. GROSS, in Vorb.). Wie die übrigen Kieseinschaltungen im Pannonium des Steirischen Beckens sind sie fluviatil entstanden.

Die Ablagerungen des Mittleren Pannonium werden als Schichten von Stegersbach und weiter südwestlich als Schichten von Loipersdorf und Unterlamm (K. KOLLMANN, 1965: 597–598) bezeichnet und umfassen die „Zonen“ D und E. Es handelt sich um fossilarme bis fossilreiche Tone und Sande mit untergeordneten Kieslagen. Reiche Fossilfaunen in den Stegersbacher Schichten wurden in der näheren Umgebung von Stegersbach gefunden (F. SAUERZOPF, 1952; K. KOLLMANN, 1960). So konnte K. KOLLMANN (1960) im Pannonium D einer ehemaligen Sandgrube bei Ollersdorf und eines Hohlweges bei Stegersbach Mollusken (*Limnocardium*, *Melanopsis*, *Congerina*) und Ostracoden dokumentieren.

Oberes Pannonium („Zone“ F–H) ist im Südburgenland auf den Bereich der Südburgenländischen Schwelle und angrenzende Bereiche beschränkt und beinhaltet Sande, Tone, Mergel, Süßwasserkalke und Schotter. Zur „Zone“ F wird basal der so genannte „Congerischnäbelhorizont“ und werden in weiterer Folge Sande und Schluffe, die z.T. Lignite enthalten, gestellt. Die Taborer Schotter (A. WINKLER, 1927a: 42) gehören nach K. KOLLMANN (1965) der „Zone“ G an. Sie sind hauptsächlich von Quarzgeröllen aufgebaut und wechsellagern mit feinkörnigeren Sedimenten. Die Taborer Schotter werden von den blaugrünen Tonen und Feinsanden der Schichten von Jennersdorf (K. KOLLMANN, 1965:

599) überlagert. Diese sind bis zu 150 m mächtig und gehören wahrscheinlich der „Zone“ G an (K. KOLLMANN, 1965; H. W. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984). Für die bis 80 m mächtigen und hauptsächlich aus Quarzgeröllen bestehenden Silberberg-Schotter (A. WINKLER, 1927a: 43) im südlichen Südburgenland wird ein pliozänes Alter angenommen (K. KOLLMANN, 1965; H. W. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984).

Als paläontologische Besonderheit sollen hier die Höhlen- und Spaltenfüllungen in devonischen Kalken und Dolomiten bei Kohfidisch, die reiche Kleinsäugerfaunen hervorbrachten, nicht unerwähnt bleiben. Die ersten Grabungen wurden von F. BACHMAYER & H. ZAPFE (1969) durchgeführt. Es sind in erster Linie Insectivora, Chiroptera, Lagomorpha und Rodentia gefunden worden. Die Fauna wird heute der „Zone“ G bzw. der Säugetierzone MN 10 zugeordnet (F. RÖGL et al., 1993). Die Strandhöhle S Kirchfidisch ist als Naturdenkmal unter Schutz gestellt.

Als geologische Besonderheit ist in dem Gebiet SW Eisenberg bzw. E Kohfidisch (Csaterberg) das Vorkommen eines oberpannonischen Süßwasseropals (Opalit), der direkt dem Grundgebirge aufliegt, erwähnenswert. Aufgrund seines geringflächigen Vorkommens ist es in der Karte nicht ausgeschieden. F. KÜMEL (1957) lieferte eine umfassende Bearbeitung des Opalits und diskutierte seine Bildungsbedingungen als Quellabsatz. An Versteinerungen wurden Steinkerne von Gastropoden, verkieselte Hölzer, Blätter und Grashalme und der verkieselte Stoßzahn eines Proboscidiens gefunden. Der Opalit wurde in die „Zone“ H eingestuft (F. KÜMEL, 1957).

61 Süßwasserkalk

Im östlichen Südburgenland wurde im Oberen Pannonium in lokalen Vorkommen vor allem im Gebiet E von Kohfidisch und Kirchfidisch Süßwasserkalk ausgebildet. Im Süßwasserkalk SE Hannersdorf fand F. SAUERZOPF (1950) eine Gastropodenfauna, die später von F. KÜMEL (1957) veröffentlicht und mit der Eichkogelfauna parallelisiert wurde. Die Süßwasserkalke vom Eichkogel werden zur „Zone“ H gestellt (F. RÖGL et al., 1993). F. KÜMEL weist darauf hin, dass die Gastropodenfauna von Hannersdorf mit den unter dem Kalk des Eichkogels liegenden Schichten identisch ist. K. KOLLMANN (1965) erwog eine Zuordnung zu „Zone“ G oder H.

Das Süßwasserkalkvorkommen am Hohensteinmaisberg S Kirchfidisch wurde erstmals von A. WINKLER (1927b) erwähnt. F. SAUERZOPF (1990) gab weiters Süßwasserkalke S Rechnitz und bei Rudersdorf (westliches Südburgenland) an.

Miozäner und plio-/pleistozäner Vulkanismus

(Irene ZORN & Ingomar FRITZ)

Die neogenen Vulkanite des Steirischen Beckens und des Oberpullendorfer Beckens wurden in jüngerer Zeit von K. BALOGH et al. (1994) radiometrisch untersucht und übersichtlich dargestellt. Die Autoren konnten drei Eruptionsphasen feststellen, die sie mit dem anschließenden ungarischen Raum und dem

Lavanttal korrelieren konnten. K. BALOGH et al. (1994) unterschieden den sauren bis intermediären Vulkanismus des Karpatium/Unteren Badenium, den basischen Vulkanismus (Alkaliolivinbasalte) des Oberen Sarmatium/Unteren Pannonium sowie die Basanitoiden und Pyroklastika des Plio-/Pleistozäns. K. BALOGH et al. (1994) lieferten auch die mineralogisch-petrologischen und geochemischen Zusammensetzungen der Gesteine.

Tuff, basaltisch

51

Die Basalte und Tuffe des Plio-/Pleistozäns dokumentieren eine längerfristige, besonders aktive, effusive und pyroklastische Eruptionsphase. Sie ist im Südburgenland E Limbach (Steinbruch Gründelsberg), W Tobaj (Kalvarienberg), in Güssing (Schlossberg), NW Jennersdorf und bei Neuhaus sowie im direkt westlich anschließenden steirischen Gebiet belegt. F. SAUERZOPF (1986) erwähnte weiters den Tuff von Unterneuberg bei St. Michael und A. F. TAUBER (1952) Tuffite von Punitz. Es muss hier angemerkt werden, dass die Basalttuffite von Limbach, Tobaj, Güssing sowie die steirischen Basanitvorkommen bei Klösch, Stradner Kogel, Steinberg und Stein/Fürstenfeld auf der Karte fälschlicherweise die Signatur 63 erhalten haben (siehe auch P. HERRMANN et al., 1993; K. BALOGH et al., 1994).

Eine genaue Verbreitung der Tuffite von Limbach wurde von F. SAUERZOPF (1986) dargestellt. Schon L. JUGOVICS (1916) lieferte eine Beschreibung des „Tuffhügels von Hárspatak“ (Limbach). Der Tuff ist dunkelgrau bis braun und brecciös. In der sandigen, mit vulkanischer Asche vermischten Grundmasse kommen kleine Basaltlapilli, unterschiedlich große Schottergerölle und Bruchstücke von Olivin und Amphibol vor. Die einzigen Hinweise auf Pflanzenreste stellen unbestimmte Abdrücke von Holzstämmen dar. Die Petrologie des Basalttuffits vom Steinbruch Gründelsberg ist K. BALOGH et al. (1994) zu entnehmen.

Der Basalttuff von Tobaj wurde ebenfalls von L. JUGOVICS (1916) untersucht. Er beschreibt den Tuff als ungeschichtete lockere Masse, die große Stücke basaltischen Amphibols, Olivinbomben und untergeordnet schlackige Lavastücke enthält. An Fremdeinschlüssen aus den durchschlagenen Schichten nennt er Grünschiefer, Phyllite, Tonschiefer, Sandsteine, Tonknollen und Schottergerölle. Die genaue Mineralogie wurde in K. BALOGH et al. (1994) dargelegt. Den Bau des Tuffgipfels des Schloßberges in Güssing (ehemals Némétujvar) beschrieb L. JUGOVICS (1916) als geschichtet. Die unteren Lagen bestehen aus Asche und Sand, sowie Basaltlapilli und Schotter. Im Hangenden wird der Tuff brecciöser, die Menge der Basaltlapilli nimmt zu und die des Schotters ab und Amphibol kommt hinzu. An weiteren Bestandteilen nannten K. BALOGH et al. (1994) Augit, Plagioklas und Nephelin.

Eine Probe aus dem Basalt der Umgebung von Neuhaus (Steinleiten) wurde von K. BALOGH et al. (1994) auf 3,7 Ma datiert, was dem Dazium/Romanium-Grenzbereich entspricht. Möglicherweise reichte diese Eruptionsphase bis ins Pleistozän. Der Basalt weist hauptsächlich Einsprenglinge von Augit auf, seltener Olivin, sporadisch Hypersthen. Die Matrix setzt sich aus Plagioklas, Silikat, Gesteinsglas und



Abbildung 16. Kalvarienberg von Tobaj (rechts) und Schlossberg von Güssing (links im Hintergrund) mit rund 5 Millionen Jahre alten Basalttuffen und -tuffiten.

opaken Körnern zusammen. Hohlräume sind häufig von Kalzit erfüllt.

63 Basalt von Oberpullendorf, Pauliberg und Stoob

Der basische Vulkanismus des Oberen Sarmatium/Unteren Pannonium ist obertags nur lokal im Oberpullendorfer Becken aufgeschlossen (Basaltvorkommen von Pauliberg, Oberpullendorf und Stoob). An diesen Vulkaniten wurden von K. BALOGH et al. (1994) radiometrische Altersbestimmungen durchgeführt. Die K/Ar-Untersuchungen ergaben ein vorwiegend unterpannonisches Alter. Der Alkalibasalt bzw. olivinholiitische Basalt aus einem aufgegebenen Steinbruch NW von Oberpullendorf ergab ein radiometrisches Alter von 11,1 Ma (Unteres Pannonium). Er enthält an Einsprenglingen Augit, Olivin, Plagioklas, Magnetit und untergeordnet Illmenit in



Abbildung 17. Rund 11 Mio. Jahre alte Basaltkugeln im oberen Teil des Basaltsteinbruches am Pauliberg.

einer Matrix, die hauptsächlich von Augit, Olivin, Magnetit, K-Feldspat und montmorillonisiertem Gesteinsglas gebildet wird. Der hangende olivinholiitische Basalt des Steinbruchs am Pauliberg ist mit 10,5 Ma etwas jünger. Der basale „Diabas“ dieses Steinbruchs stellt die älteste vulkanische Bildung der sarmatisch-pannonischen Eruptionsphase dar und hat ein Alter von 11,2 Ma bzw. ein wahrscheinliches Erstarrungsalter von 11,5 Ma. Dies entspricht dem basalen Pannonium bzw. dem Sarmatium/Pannonium-Grenzbereich. Die Basaltkuppe des Pauliberges ist nach L. JUGOVICS (1916) 35–40 m mächtig und lagert auf Glimmerschiefer. Mineralogisch besteht das Gestein nach L. JUGOVICS (1916) aus Augit, Magnetit, Feldspat, Olivin und kann einerseits als Limburgit und andererseits am Nordrand der Kuppe als Dolerit bezeichnet werden. Weitere detaillierte petrographische Beschreibungen der Basalte des Pauliberges lieferte L. JUGOVICS 1939 und führte auch ausführliche Vergleiche mit benachbarten vulkanischen Gebieten (Steiermark, Ungarn, Böhmen) durch. Mineralogisch-petrologische Angaben zu den heute vorhandenen Aufschlüssen sind K. BALOGH et al. (1994) zu entnehmen. Beschreibungen zu verschiedenen Aufschlüssen den Basalt von Stoob und Oberpullendorf betreffend wurden außerdem von A. WINKLER-HERMADEN (1962) geliefert.

Über die Zusammensetzung und Genese der Basalte des Pauliberges und von Stoob – Oberpullendorf berichtete sehr ausführlich E. PISO (1970). Er unterschied innerhalb der Basalte des Pauliberges vier verschiedene Basalttypen (dunklen und hellen Alkaliolivinbasalt, „Sonnenbrenner“ sowie doleritischen Trachybasalt) und ordnet diese, durch fraktionierte Kristallisationsdifferentiation entstandenen Basalte, drei aufeinanderfolgenden Eruptionsphasen zu. M. TOPERCZER (1947) und W. SEIBERL (1978) erbrachten die geophysikalische Bestätigung eines NW–SE-verlaufenden Spaltensystems für den Pauliberg. An den

Basalten von Stoob-Oberpullendorf konnte E. PISO (1970) keine Differentiationserscheinungen feststellen, wengleich auch hier übereinanderliegende Basaltdecken auf mehrere Eruptionen hinweisen.

Vulkanitvorkommen konnte von A. WINKLER-HERMANN (1933) bei Aschau gefunden werden.

Die Vulkanite durchschlugen dort die Sinnersdorfer Konglomerate. Die Aufschlüsse dieses Vorkommens sind heute nicht mehr erhalten (P. HERRMANN, 1984).

69 Trachyandesit, Trachyt, Rhyolit

Ein dem intermediären bis sauren Vulkanismus der Steiermark (Karpatum/Badenium) entsprechendes

Das Altpaläozoikum im Südburgenland

Hans Peter SCHÖNLAUB

Mit Fossilien datiertes Altpaläozoikum ist im südlichen Burgenland auf den Österreichischen Kartenblättern 167 Güssing und 168 Eberau seit dem vorigen Jahrhundert bekannt. Sein Entdecker war der ungarische Geologe K. HOFFMANN, der 1875 in mehreren, aus der Neogenbedeckung aufragenden „Schieferinseln“ Reste von Crinoiden und einige Korallen fand (K. HOFFMANN, 1877). Dazu gehörten die Kohfidischer Schieferinsel östlich des Königsberges zwischen Hannersdorf und Burg, die Kirchfidischer Schieferinsel am Hohensteinmaisberg, im Harmischer Wald und schließlich die Umgebung von Sulz bei Güssing. Alle Fossilien wurden in Kalkschiefern, Kalken oder Dolomitgesteinen gefunden, die begleitenden Grünschiefer und Phyllite lieferten hingegen keine Versteinerungen.

Nach F. TOULA (1878), der die Bestimmung der ersten Aufsammlung übernahm, handelt es sich um eine Gemeinschaft von tabulaten und rugosen Korallen (*Favosites goldfussi* D'ORB., *F. reticulata* BLAINV., *Heliolites porosa* GOLDF. und *Cyatophyllum* sp.), Crinoiden-Stielglieder und um eine Spiriferida-ähnliche Brachiopodenklappe. TOULA vermutete daher zu Recht eine Vertretung von Devon. Die fossilführenden Gesteine sah er als äquivalente Bildungen zum Grazer Paläozoikum an, dessen Entwicklung im Mitteldevon offensichtlich große Ähnlichkeiten mit dem Südburgenland aufweist.

Diese Meinung wurde durch neue Untersuchungen von W. POLLAK (1962) bestätigt, der im Steinbruch Weinhandl in Hannersdorf weitere Korallen und Crinoiden fand, die allerdings sehr schlecht erhalten waren. Nach dem Urteil von H.W. FLÜGEL, Graz, erlaubten sie eine wahrscheinliche Zuordnung zu *Thamnopora reticulata* BLAINV. und *Thamnophyllum caespitosum* GOLDF. bzw. zu *Cupressocrinus* sp.; ihre Hauptverbreitung liegt im Mitteldevon.

Nach W. POLLAK (1962) werden die bis 300 m mächtigen Dolomit- und Kalkgesteine von einer etwa 150 m mächtigen Schieferfolge aus mehr oder weniger metamorphen Tonschiefern, grünlichen Schiefern, Mergeln und sandigen Schiefern überlagert. Ihr Alter ist gänzlich ungeklärt, wenngleich POLLAK aufgrund der von ihm geäußerten eindeutigen Beziehung zur Unterlage eine jüngeres Alter als Mitteldevon annahm.

Diese Auffassung steht im Gegensatz zu W.J. SCHMIDT (1956), der aufgrund von Geländebeobachtungen die Grünschiefer und Sandsteine in das Ordoviz und verschiedene klastische Gesteine in den Zeitraum von Silur bis Karbon stellte. Im Devon sollen hingegen die mächtigen Karbonatkomplexe entstanden sein.

Gestützt auf neue biostratigraphische Daten, folgten F. EBNER (1978) und H.P. SCHÖNLAUB (1984) im

Wesentlichen dieser Ansicht. Mittels Conodonten wiesen sie eine Vertretung von Silur in hauptsächlich schiefriger Ausbildung bzw. von Unterdevon in Dolomitfazies nach. Maßgebend dafür waren mehrere Obertagsaufschlüsse bei Sulz nahe Güssing und Bohrerergebnisse. Darüberhinaus bestätigten Bohrdaten aus dem nordöstlichen Teil des Oststeirischen Tertiärbeckens diese Vorstellungen (F. EBNER, 1988).

Auf ältere Auffassungen, das vermutete altpaläozoische Alter der „Rechnitzer Serie“ im Südburgenland betreffend, wird hier nicht näher eingegangen. Diesbezüglich sei auf die Ausführungen bei H.P. SCHÖNLAUB (1973) verwiesen.

Lithologie und Stratigraphie

Dolomit

82

Schiefer, Kalkschiefer, Chloritschiefer

84

Die aus der Neogenbedeckung aufragenden Vorkommen von Paläozoikum von Sulz nordwestlich von Güssing liegen im Ortsgebiet beiderseits des Zickenbaches sowie bei Steingraben und Krautgraben. Das Hauptvorkommen ist in einem heute aufgelassenen Steinbruch am nördlichen Ortsrand von Sulz abgeschlossen. Hier wurde in der Vergangenheit Dolomit abgebaut, der sich mit einer Mächtigkeit von rund 40 m einer Schieferfolge aus grünlich-grauen Siltsteinen, Tonschiefern, Netzschiefern und stark verwitterten Tuffiten zwischenschaltet. Einzelne kleinere Vorkommen von Schiefern sind auch in der Umgebung in mehreren Aufbrüchen zu finden (siehe Detailkarte ÖK 167 Güssing bzw. Abb. 1 bei H.P. SCHÖNLAUB [1984]). Vereinzelt schalten sich darin dünne Lagen von Ankerit und unreine vererzte Kalkpartien ein.

Auch in der Umgebung von Steingraben und Krautgraben finden sich an mehreren Stellen kleinflächige Vorkommen von Schiefern, in die sich einzelne bis 10 m mächtige Kalke oder Kalkschiefer einschalten. Das größte derartige Vorkommen ist ein ebenfalls aufgelassener Steinbruch in Krautgraben, in dem dunkle Dolomite mit zwischengeschalteten Schiefern gebrochen wurden. Daneben findet sich eine Reihe kleinerer Steinentnahmestellen, in denen vorwiegend Dolomit für den lokalen Bedarf an Bausteinen gewonnen wurde.

Nach den Feldbefunden bei Sulz und Krautgraben kommen sowohl im Hangenden als auch im Liegenden der mächtigen Dolomite Schiefer mit kalkig-dolomitischen Einschaltungen vor. Die Frage, ob es sich

dabei um eine Normalabfolge mit zwei verschieden alten Schieferhorizonten handelt oder um eine tektonische Wiederholung, muss nach dem derzeitigen Kenntnisstand offen bleiben. Die bisher bekannten Conodonten des Silurs stammen aus dünnen kalkigen Lagen, die sich den Schiefen zwischenschalten. Aus der geschlossenen Dolomitfolge fehlen hingegen verlässliche Fossil- und damit exakte Altersangaben.

Dieser Umstand ist beim Vergleich mit dem zweiten großen Vorkommen von Altpaläozoikum im Südburgenland, der Schiefer-Karbonatfolge im Steinbruch Weinhandl in Hannersdorf zu berücksichtigen. Hier kommen neben biostratigraphisch wichtigen Conodonten auch rugose und tabulate Korallen und damit vergesellschaftete Stielglieder von Crinoiden vor.

Darüberhinaus findet sich eine vermutlich altersgleiche Schichtfolge im Steinbruch Baron von Kottwitz am Hohensteinmaisberg südlich Kirchfidisch sowie in einem aufgelassenen Steinbruch im Punitzer Gemeindewald nordöstlich von Punitz.

Im Steinbruch Weinhandl sind zuunterst helle, ungebankte Dolomite aufgeschlossen, weiters dunkelgraue, dünn gebankte Dolomite mit hellen Fossilresten und hellgraue gut gebankte Dolomite. An der westlichen Steinbruchwand folgen über einer klar sichtbaren tektonischen Trennfuge dünn gebankte, graue Kalke und Dolomite und mit diesen wechsellaugernde Schiefer, die bis zur Oberkante des Steinbruchs am Königsberg reichen. Die gesamte Folge zeigt flache Nord-Süd-Achsenrichtungen.

Die von H.P. SCHÖNLAUB (1994) publizierten Fossilreste kommen in einer etwa 4 m mächtigen Lage von dunkelgrauem, dünn gebanktem Dolomitgestein vor, das mit flachem nordöstlichem Einfallen den östlichen Wandfuß des Steinbruchs aufbaut. Die gleichen Gesteine kommen aber auch am rechtsseitigen Eingang des Steinbruchs vor. Daneben treten massige Dolomitgesteine auf, sowie plattige Kalke mit schief-



Abbildung 18. Blick von Südwesten in den Kalkdolomitsteinbruch Weinhandl mit dem Ort Hannersdorf und dem Rechnitzer Gebirge im Hintergrund.

rigen Zwischenlagen, die am oberen Rand des Steinbruchs vorherrschen. Die Gesamtmächtigkeit der im Steinbruch aufgeschlossenen karbonatischen Schichtfolge beträgt mindestens 100 m. Genauere Angaben sind wegen fehlender biostratigraphischer Kontrolle der intensiv gestörten Gesteinsgesellschaft nicht möglich.

Im rund 9 km von Hannersdorf entfernten Steinbruch Baron von Kottwitz am Hohensteinmaisberg dominieren ebenfalls stark gebänderte Kalke und dunkle Dolomite. Sie überlagern Grünschiefer und sandige Schiefer, die Teile der linken nordöstlichen Steinbruchflanke neben dem Haupteingang aufbauen. Die Karbonate gleichen lithofaziell den höheren Partien im Steinbruch Weinhandl. Daneben kommen hier aber auch graue und schwach rosa gefärbte Kalke und Dolomite vor, deren Alter ebenso ungeklärt ist wie das der unmittelbar über den Schiefen folgenden Karbonate. Die wenigen Conodontenreste waren unbestimmbar.

Tafel 3.

Makro- und Mikrofossilien

aus dem Dolomitsteinbruch Weinhandl bei Hannersdorf. Aus einem 4 m mächtigen Schichtpaket eines dunkelgrauen Dolomits im mittleren Bereich des Steinbruchs, südöstliche Sohle.

- Fig. 1: Dünnschliffbild von dendroiden tabulaten Korallen aus dem Formenkreis *Striatopora* – *Thamnopora*. Bildbreite 2,8 cm.
- Fig. 2: Detail aus Fig. 1 mit Querschnitten von dendroiden tabulaten Korallen. Bildbreite 1 cm.
- Fig. 3: Querschnitt einer rugosen Einzelkoralle mit kurzen Septen. Durchmesser 17 mm.
- Fig. 4: Dünnschliff-Foto einer rugosen Einzelkoralle. Größter Durchmesser 8 mm.
- Fig. 5,6: Rotierte Crinoiden-Stielglieder mit deutlich hervortretendem Achsenkanal. Durchmesser 4 bzw. 5 mm.
- Fig. 7,9: *Ozarkodina carinthiaca* (SCHULZE), ein Conodonten-Pa-Element. Fig. 7: Seitenansicht. Fig. 9: Aufsicht.
- Fig. 8: *Neopanderodus* sp. (Einzahn-Conodont).



Abbildung 19. Detail der westlichen Steinbruchwand.

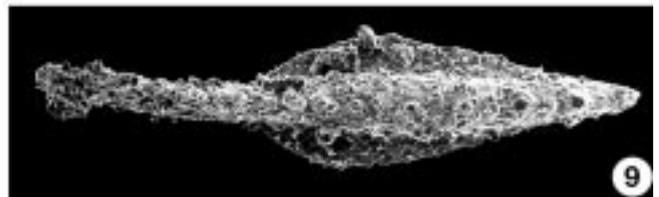
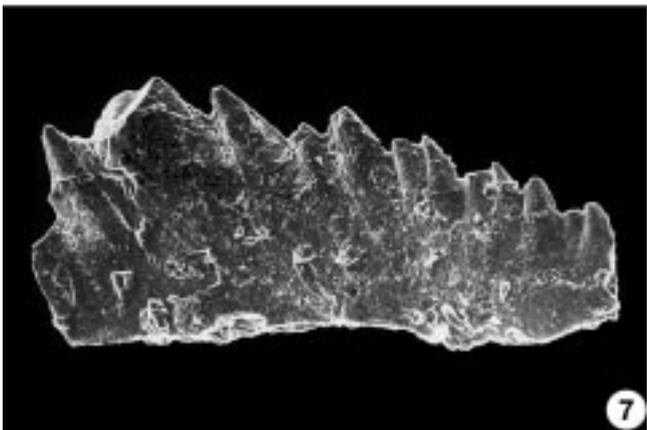
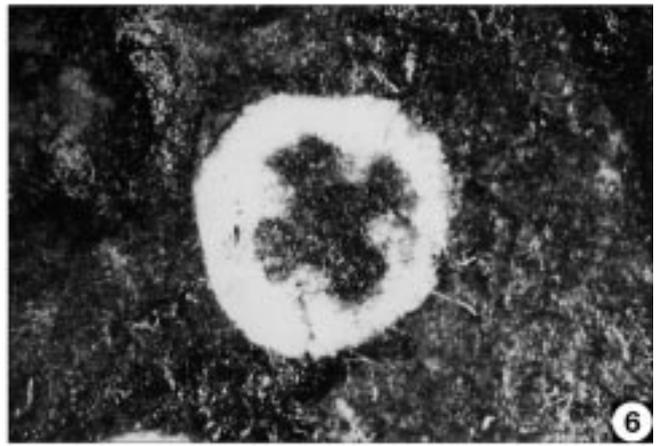
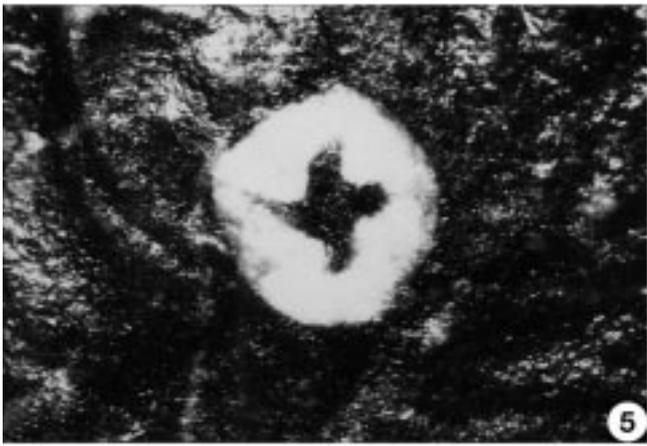
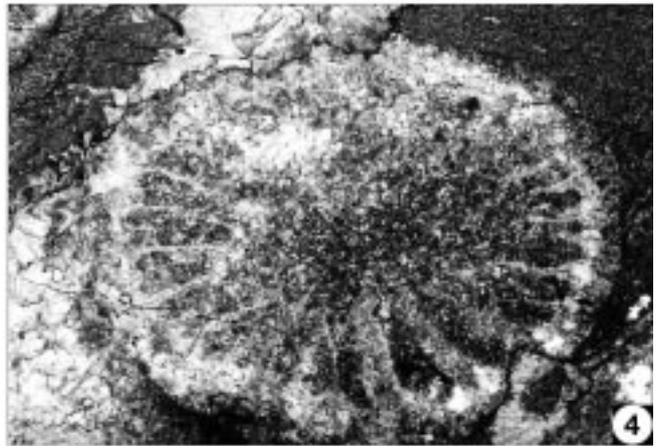
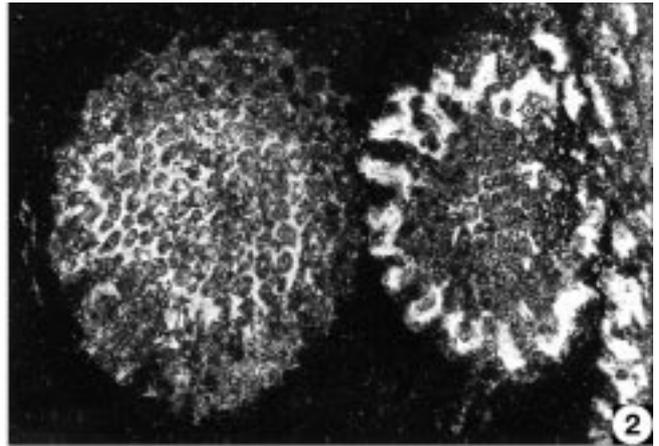
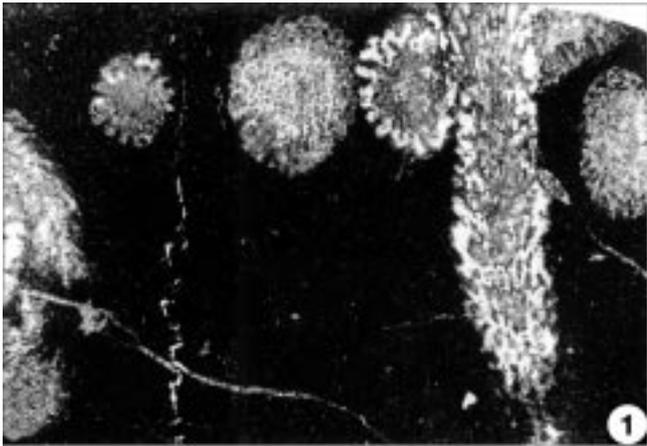




Abbildung 20.
Rugose und tabulate Korallen und Crinoiden (rechts) aus dem Steinbruch Weinhandl (Unterdevon, rund 380 Mio. Jahre alt).

Im aufgelassenen Steinbruch am Rande des Punitzer Gemeindewaldes sind dunkle gebankte Dolomite das Hauptgestein. Sie werden am rechten südlichen Steinbruchrand von einer hellen Dolomitmikrostruktur überlagert. Aufgrund des generellen Fehlens von Fossilien lassen sich keine Angaben zu ihrem Alter machen.

In den paläozoischen Gesteinen in der Umgebung von Hannersdorf kommen in erster Linie rugose und ästige tabulate Korallen vor, weiters mit ihnen vergesellschaftete Crinoiden-Stielglieder, Conodonten und Reste von Vertebraten (Fischzähne). Dazu wurden in Dünnschliffen vereinzelt Klappen von Brachiopoden beobachtet. Der weitaus überwiegende Teil dieser Fauna wurde im Steinbruch Weinhandl in Hannersdorf gefunden, einzelne nicht bestimmbare Conodontenreste kommen aber auch im Steinbruch Baron von Kottwitz südlich von Kirchnidisch vor.

Der Erhaltungszustand der meisten Fossilreste ist generell mäßig bis sehr schlecht. Dies gilt vor Allem für die ramosen Korallen, deren Äste zwischen 3 und 5 mm dick sind (selten mit Durchmesser bis 1 cm) und eine Länge bis 5 cm erreichen. Die Korallitenwandung ist völlig umkristallisiert, sodass keine Details wie Poren, Squamulae oder Septaldornen zu erkennen sind und auch dünne Tabulae nur vereinzelt wahrnehmbar sind. Der Querschnitt des Corallums ist aber nicht deformiert bzw. durch tektonische Einflüsse gelängt oder geplättet, sodass die einzelnen, im Schnitt rundlich-polygonalen Querschnitte der Koralliten gut unterscheidbar sind. Dennoch ist keine spezifische oder generische Bestimmung möglich. Wohl kann das Vorkommen von ästigen Korallen in einzelnen Lagen als relativ „reich“ bezeichnet werden, doch steht dem die erwähnte Erhaltung und Dolomitierung entgegen, die art- und gattungsspezifische Merkmale bis zur Unkenntlichkeit veränderte. Aus diesem Grunde wird diese Gemeinschaft als „dendroide tabulate Korallen aus dem Formenkreis *Thamnopora* – *Striatopora* der Familie Pachyporidae GERTH, 1921“ charakterisiert. Damit wird zum Ausdruck gebracht, dass dieses Material zwar Merkmale beider Gattungen aufweist, jedoch im Dünnschliff nicht mit Sicherheit zu entscheiden ist, welche der beiden Gattungen hier tatsächlich vertreten ist. Die erwähnte Einschränkung in der Bestimmung gilt ebenso für das Vorkommen von rugosen Korallen.

Die unregelmäßig im dunklen Dolomitgestein verteilten und mit den Korallen gemeinsam vorkommenden, hellgrauen und maximal 5 mm Durchmesser großen Crinoiden-Stielglieder haben einen nahezu runden Querschnitt und einen kreuzförmigen

Achsenkanal. Nach der Form des Lumen zu schließen, handelt es sich vermutlich um Vertreter der Fam. Cupressocrinitidae ROEMER. *Cupressocrinus* GOLDFUSS ist im Devon die häufigste Gattung dieser Familie.

Im Gegensatz zu den Korallen sind die Crinoidenreste merkbar tektonisch deformiert. Zu einer möglichen Post-mortem-Deformation tritt offensichtlich eine Rotation mit Relativbewegungen zwischen dem Rand des Crinoiden und seinem Kern: In den beiden vorliegenden Fällen beschreibt der Kern eine Drehung gegen den Uhrzeiger, während der Rand etwas zurück bleibt und „ausgeschwänzt“ erscheint. Inwieweit diese Rotation mit den im Steinbruch beobachteten Nord-Süd-Faltenachsen korrespondiert, muss erst untersucht werden.

Die bisher vorliegende Conodontenfauna aus dem Steinbruch Hannersdorf umfasst rund 30 Conodontenelemente. Sie setzt sich aus Elementen der Conodonten-Gattungen *Neopanderodus*, *Icriodus*, *Polygnathus*, *Ozarkodina* und *Pandorinellina* zusammen. Als Arten konnten *Pandorinellina steinhornensis* ssp. bestimmt werden, die mit einem Pb- oder ozarkodiniformen Element überliefert ist, und *Ozarkodina carinthiaca*, die mit mehreren Pa-Elementen vertreten ist.

Die zwei Reste der Gattung *Polygnathus* stammen zusammen mit zwei Exemplaren von *Ozarkodina carinthiaca* vom Oberrand des Steinbruchs am Königsberg. Sie gehören mit großer Wahrscheinlichkeit zu *Polygnathus serotinus* TELFORD. Die arttypischen Merkmale sind aber nur schlecht erhalten, was eine sichere Zuweisung erschwert.

Für feinstratigraphische Aussagen innerhalb des Devons sind weder die neu gefundenen rugosen und tabulaten Korallen noch die Reste von Crinoiden geeignet. Diese Einschränkung gilt jedoch nicht für die kleine Conodontenfauna, die für die Fundschichten ein Alter in der jüngeren Emsium-Stufe des Unterdevons anzeigt (H.P. SCHÖNLAUB, 1994).

Inwieweit das auf Leitfossilien begründete Oberemsiem-Alter der Fundschichten vom Oberrand des Steinbruchs am Königsberg auf die gesamte Schichtfolge des Steinbruchs übertragen werden kann, muss derzeit offen bleiben. Aufgrund des Vorkommens von *Ozarkodina carinthiaca*, *Pandorinellina steinhornensis* ssp. und *Icriodus* sp. in den basalen Partien kann aber vermutet werden, dass die ältesten aufgeschlossenen Karbonate nicht wesentlich älter als Emsium sind. Aus dem Fehlen von Vertretern von *Polygnathus* in diesen Partien wird daher maximal für diese Schichten ein Oberpragium-Alter angenommen. Andererseits könnte das Fehlen von *Polygnathus* aber auch fazielle Gründe haben und damit kein Altersshin-

weis sein. Trifft dies zu, dann wäre die Hauptmasse der karbonatischen Entwicklung dem Oberemium zuzuordnen.

Die Unterdevon-Dolomite von Hannersdorf im Südburgenland stehen allem Anschein nach mit den rund 28 km entfernten dunkelgrauen Dolomitgesteinen in der Bohrung Waltersdorf 1 in der Oststeiermark in Verbindung. Die lithofaziell gut vergleichbaren Dolomite lieferten ebenfalls eine kleine Conodontenfauna des Unterdevons (F. EBNER, 1978). Das stark zerbrochene und rekristallisierte Material erlaubte aber nur eine gattungsmäßige Bestimmung einzelner Elemente. Aus dem Fehlen von Vertretern der wichtigen Gattung *Polygnathus* schloss F. EBNER (1978) auf ein Lochkovium- bis Pragianum-Alter. Trifft dies zu, wären für die Vorkommen von Hannersdorf und Waltersdorf 1 verschiedene Alter zu vermuten.

Vergleiche

Die im Südburgenland verbreiteten Gesteine aus dem Paläozoikum gehören in den Zeitraum vom Silur bis in das jüngere Unterdevon und nicht, wie früher angenommen, in das Mitteldevon (H.P. SCHÖNLAUB 1984, 1994). Ihr genaues Alter im Sinne einer Zuweisung zu bekannten Conodontenzonen des Silurs und Unterdevons ist derzeit ebensowenig möglich wie die Beantwortung der Frage, ob in dieser Zeit wiederholt Karbonatsedimentation stattfand. Diesen Problemen muss in Zukunft mit noch detaillierteren Untersuchungen nachgegangen werden. Auch ist der Altersumfang der Schieferfolgen zu klären, die sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der mächtigen Karbonatentwicklung auftreten. So unterlagern bei der Kirche von Hannersdorf und am Hohensteinmaisberg Grünschiefer, sandige Schiefer und Kalkschiefer die Dolomite, während bei Sulz auch über diesen eine Schieferentwicklung folgt.

Die geologischen Befunde bestätigen das von F. EBNER (1978, 1988) und H.W. FLÜGEL (1988) für den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und die Südburgenländische Schwelle vorgeschlagene stratigraphische Gliederungsprinzip. Danach sind phyllitische Schiefer, Grünschiefer und Kalkschiefer vor allem im Silur verbreitet, während Karbonate im Devon und hier besonders im Unterdevon dominieren. H.W. FLÜGEL (1988) fasste die liegende Folge von Phylliten, Kalkeinlagerungen und Dolomiten zur Blumau-Formation zusammen und verglich sie mit den Crinoidenschichten des Grazer Paläozoikums (jüngeres Silur bis Unterdevon). Die darüber folgenden mächtigen Dolomite und Kalke gehören zur Arnwiesen-Gruppe; sie setzen im Unterdevon ein und reichen nach bisheriger Kenntnis bis in das Mitteldevon. Sowohl F. EBNER (1988) als auch H.W. FLÜGEL (1988) fassten diese Entwicklung als ein Äquivalent der Dolomit-Sandstein-Formation des jüngeren Unterdevons im Grazer Paläozoikum auf. Dieses Schichtglied wird neuerdings von H.W. FLÜGEL (2000) als Flösserkogel-Formation bezeichnet.

Weitere vermutete Parallelen mit dem Grazer Paläozoikum waren lange Zeit nicht gesichert. Dies betraf beispielsweise die Frage, ob ein Teil der korallen-

führenden Dolomite von Hannersdorf und Umgebung zeitlich den Mitteldevon-Dolomiten der Barrandeikalk-Formation entspricht und das Untergrundvorkommen von Oberdevon als Indiz für eine Vertretung der Steinbergkalk-Formation zu werten sei. Außerdem stellte sich die Frage nach einem möglichen Äquivalent für die Schiefer der Dult (Karbon), deren Bestätigung eine vollständige altpaläozoische Schichtfolge in zwar verschiedener Fazies, aber in genereller Übereinstimmung mit Graz auch im Südburgenland erwarten ließe.

Nach den von H.P. SCHÖNLAUB (1994) mitgeteilten Befunden wird die karbonatische Schichtfolge von Hannersdorf mit den Amphiporen führenden Dolomiten der Dolomit-Sandstein-Formation des Unterdevons („Flösserkogel-Formation“, Emsium-Stufe) im Grazer Paläozoikum parallelisiert und nicht mit der Barrandeikalk-Formation des Mitteldevons. Für diesen Zeitabschnitt fehlt in Obertagsaufschlüssen ebenso jeder positive Nachweis wie für Oberdevon und Karbon. Nach F. EBNER (1988) sind solche Gesteine (mit Ausnahme von Karbon) bisher nur in der Bohrung Arnwiesen 1 nachgewiesen worden. Diese Feststellung gilt auch für andere, gut charakterisierte Schichtglieder der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums, die bisher weder im Untergrund des Oststeirischen Tertiärbeckens noch in den Obertagsaufschlüssen in ihrer aus der Umgebung von Graz her bekannten Ausbildung angetroffen werden konnten (F. EBNER, 1988).

Überregionale Vergleiche mit Vorkommen von Paläozoikum in Ungarn (Bükk-, Uppony-, Szendrő-Gebirge, Gemeriden, Balaton) machten zuletzt H.W. FLÜGEL (1980) und F. EBNER et al. (1991). Aufgrund der großen Ähnlichkeit der Vorkommen zwischen Graz und jenen in Nordostungarn (Szendrő-Uppony-Gebirge) schlossen sie auf eine enge primäre Nachbarschaft zwischen beiden Gebieten. In alpidischer Zeit seien diese Verbindungen infolge eines Ost-gerichteten „escapes“ der Pelso-Einheit (= Transdanubikum in Ungarn, Drauzug in Österreich) verloren gegangen. Die dafür verantwortlichen Bewegungen sollen hauptsächlich längs der Raab-Linie (als östliche Fortsetzung der Insubrischen Linie) und der Gailtal-Balaton-Strike slip-Zone erfolgt sein. Nach dieser Vorstellung sind die gut vergleichbaren Karbonvorkommen von Nötsch in Kärnten und Szabadbattyán am Balaton isolierte und an diesen Bewegungszonen unterschiedlich weit mitgeschleppte Reste eines ehemals in den südlichen Zentralalpen ausgedehnten karbonen und vielleicht noch älteren Senkungs- und Sedimentationsraumes (vgl. dazu T. SCHMIDT et al., 1991).

Nach H.W. FLÜGEL (1980) sind das Grazer Paläozoikum – und damit auch die Vorkommen im Südburgenland – „Dinarische Elemente“ bzw. Teile einer „Ultrasteirischen Deckeneinheit“ im Sinne von A. TOLLMANN (1987). Sie liegt über dem Ostalpin und weist eine dem transdanubischen Gebirge vergleichbare Schichtfolge in südalpiner Fazies auf. Diese Einheiten, charakterisiert durch ihre faziellen Anklänge an die Südalpen, wurden von A. TOLLMANN (1987) zum „Styriacum“ zusammengefasst. In Österreich zählen dazu die Ultrasteirische Decke und in Ungarn das Transdanubikum zwischen der Raab-Linie im Norden und dem Mittelungarischen Lineament im Süden.

Die Gesteine der mittelostalpinen Sieggrabener Einheit

Alfred PAHR

Diese hochkristallinen Gesteine (Granatbiotitgneis, Amphibolit mit und ohne Granat, Hornblende-Eklogite, serpentinierte Peridotite mit Spinell führenden Pyroxenen und Meta-Rodingiten) haben wegen ihrer von der Umgebung abweichenden Zusammensetzung und Metamorphose schon 1927 die Aufmerksamkeit von F.E. SUSS erregt. F. KÜMEL (1935, 1937) und H. WIESENER (1932) haben sie petrographisch bearbeitet. Ihren Namen erhielten sie von L. WALDMANN nach dem zuerst erkannten Verbreitungsgebiet um die Ortschaft Sieggraben (südlich Mattersburg). F. KÜMEL (1932) fand eine auffallende Ähnlichkeit mit bestimmten Gesteinen der Koralpe (z.B. Schwamberger Gneis), aber auch der Gleinalm (Mikroklin-gneis). H. WIESENER (1932) gelang die Auffindung weiterer Vorkommen im Süden auf Blatt Oberwart im Raum um Schäffern, Pichl – Tannwaldgraben und südlich von Kirchschatz.

Es erwies sich auf Grund der schlechten Aufschlussverhältnisse und der intensiven tektonischen Vermengung als unmöglich, die verschiedenen Gesteinstypen auf der Karte gegeneinander scharf abzugrenzen. So wurden größere Verbreitungsgebiete eines Gesteinstyps durch Übersignaturen dargestellt. Die Darstellung der zahlreichen, jedoch immer geringmächtigen und rasch auskeilenden, tektonisch eingeschichteten Marmorschollen war bei dem gegebenen Maßstab nicht möglich. Instruktive Aufschlüsse des gesamten Serienbestandes finden sich im Raum um Steinbach, besonders entlang des zum Weiler „Gschorholz“ führenden Güterweges.

96 Biotitgneis mit Einschaltungen von Amphibolit

Der Biotitgneis (Mineralbestand Mikroklin – Oligoklas – Granat – Biotit – Quarz in wechselndem Mengenverhältnis) bildet das am meisten verbreitete Gestein dieser Serie. Durch den feinschuppigen Biotit erhält das Gestein die charakteristische rötlichviolette Farbe, der meist hellrote Granat kann bis Kirschengröße erreichen. Auffällig treten im Gewebe große Mikrokline (früher „Mondsteine“ genannt) hervor. Die Korngröße ist sehr variabel, es kommen auch sehr feinkörnige bis dichte Abarten, untergeordnet auch Pegmatite vor.

Auch der Feldspatgehalt (Mikroklin, Oligoklas) wechselt stark. So gibt es südlich der Kapelle Kt. 770 (südlich der Ortschaft Pichl, ENE Schäffern) eine sehr helle, feldspatreiche Abart dieses Gesteins mit zurücktretendem Biotitgehalt.

Wegen der zahlreichen im Biotitgneis vorkommenden, oft nur sehr geringmächtigen Amphibolitlagen, die auf der Karte nicht abtrennbar waren, wurden sie unter einer Signatur ausgeschieden. Mächtigere, geschlossene Vorkommen von Amphibolit wurden mit Übersignatur dargestellt.

Repräsentative Aufschlüsse des Biotitgneises findet man an der Straße Steinbach – Kirchschatz, aplitisch-pegmatitische Schlieren in diesem Gneis, mit Marmorlagen verfalzt, sind in dem Paraprofil Steinbach – Gschorholz zu sehen.

Serpentinit, z. T. mit primären Relikten

97

Im Raum Steinbach (südlich Kirchschatz) ist ein größerer Körper eines teilweise serpentinierten Peridotits mit z. T. mit freiem Auge erkennbaren Relikten von Olivin und Orthopyroxen vorhanden. Der schon makroskopisch erkennbare Unterschied zu den penninischen Serpentinitten von Bernstein und anderen Orten zeigte sich auch bei einer von I. EVREN (1972) durchgeführten Detailuntersuchung. Die Serpentinisierung des Peridotits erfolgte unter Bedingungen, die dem Übergang der Amphibolitfazies zur Albit-Epidot-Amphibolitfazies entsprechen.

F. KOLLER & W. RICHTER (1980, 1981) untersuchten stark boudinierte, bis 1,2 m starke Gänge von Meta-Rodingiten aus dem großen Serpentinittbruch von Steinbach. Sie bestehen im Kernbereich aus der Paragenese Grossular/Andradit – Klinopyroxen, wobei der Granat nach außen hin durch Epidot verdrängt wird, während zum Peridotit hin eine meist sehr mächtige metasomatische Zonierung zu beobachten ist.

Der reliktführende Serpentinitt ist in einigen Steinbrüchen im Raum Steinbach erschlossen, am besten in dem oben erwähnten großen Steinbruch am südwestlichen Ortsende.

Amphibolit

98

Unter diesem Sammelbegriff wurden in der Legende basische Gesteine zusammengefasst, zwischen denen zahlreiche Übergänge vorhanden sind. Am meisten verbreitet ist Amphibolit, mit und ohne Granat. Der Mineralbestand eines Amphibolits von Schäffern wurde von H. WIESENER (1932) angegeben: Hauptbestandteile Hornblende (40–60 %), Granat (mit Einschlüssen von Quarz, Hornblende, Epidot, Klinozoisit), Epidot, Klinozoisit, Quarz, akzessorisch Apatit, Titanit und Zirkon.

Von den Granatamphiboliten führen Übergänge zu den eklogitischen Gesteinen. Nach W. RICHTER

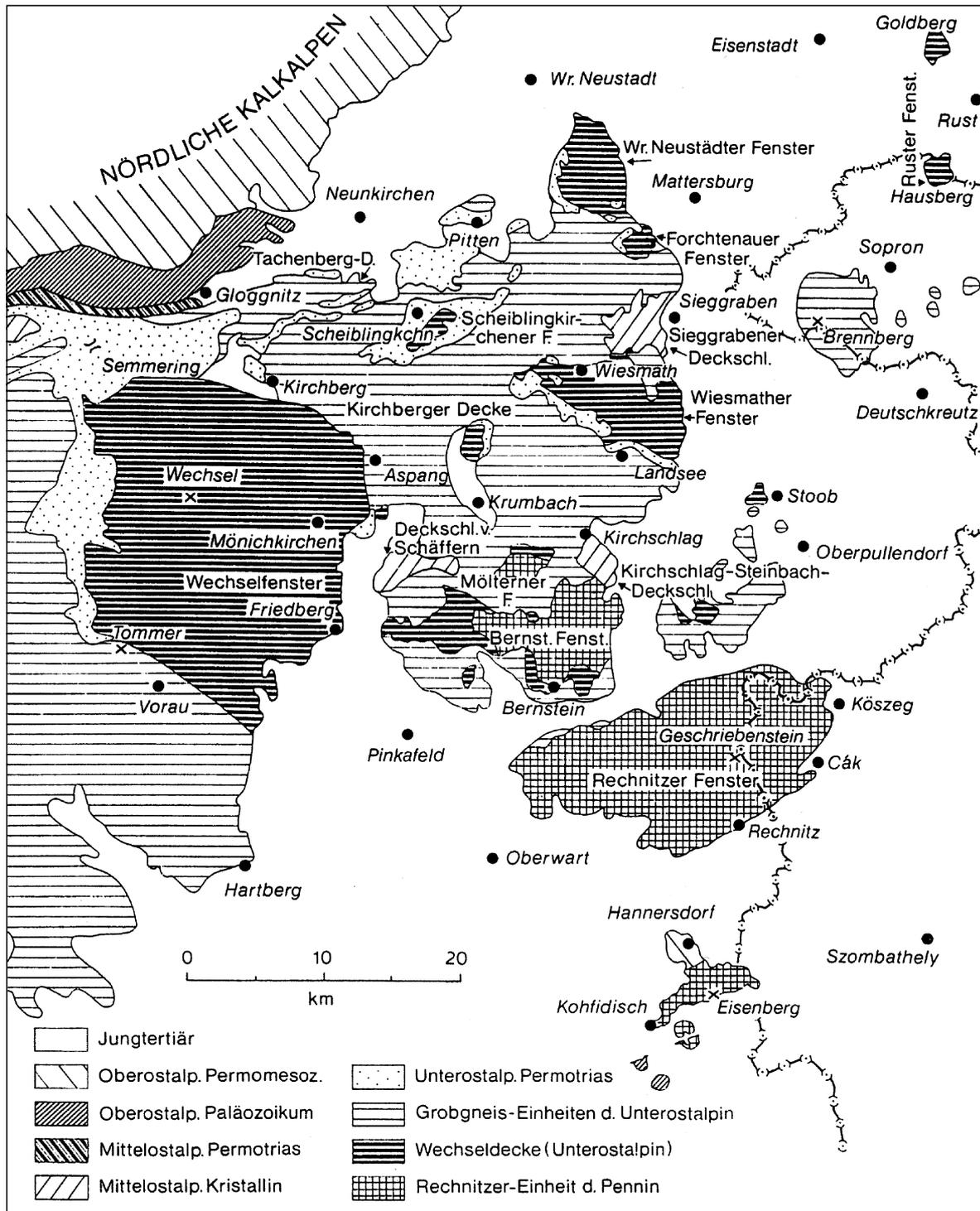


Abbildung 21. Tektonische Übersicht über den Nordostsporn der Zentralalpen mit mittelostalpinen Siegrabener Einheit. Aus A. PAHR (1988).

(1973) enthalten die Eklogite von Schäßfern mehr als 20 Vol.-% Omphazit, 5–20 % Granat, 2–5 % primäre Hornblende, ebensoviel Quarz, 2–20 % sekundäre Amphibol, 5–20 % Klinozoisit, 2–20 % Symplektit.

Nach H. WIESENER (l.c.) enthalten die Schäßferner Eklogite auch größere Mengen von Karbonat. In solchen Gesteinen erreicht der Granat 2–3 cm Durchmesser, Kalzit tritt in Schlieren und Streifen im Gestein auf.

Vom Tannwaldgraben beschrieb H. WIESENER (l.c.) Enstatitfelse und Anthophyllit-Olivin-Gesteine, die meist serpentiniert sind. Gute Aufschlüsse der basischen Suite in der Siegrabener Serie findet man an dem schon erwähnten Güterweg Steinbach – Gschorholz, sowie in dem südwestlich angrenzenden Graben.

Die Gesteine der unterostalpinen Grobgneiseinheit

Alfred PAHR

Dieser im Nordostsporn der Zentralalpen weit verbreitete Komplex besteht aus (meist grobkörnigen) granitischen Gesteinen, die mit den zugehörigen Hüllschiefern einen Intrusionsverband bildeten. Die Intrusion wird dem variszischen Zyklus zugeschrieben, die (älteren) Hüllschiefer besaßen zum Zeitpunkt der Intrusion eine mesozonale Metamorphose (Auf-treten von Almandin – Staurolith – Muskovit). Die nachfolgende alpidische Gebirgsbildung hat dieses Bild weitgehend verändert: Der ursprüngliche Intrusionsverband wurde bis zur Unkenntlichkeit zerstört, in den Hüllschiefern ist es verbreitet zu rückschreitender Umbildung der Minerale gekommen, sodass wir heute Staurolith nur mehr als Pseudomorphosen finden, der Granat ist (meist randlich) chloritisiert und Biotit oft in Chlorit umgewandelt. Bei stärkerer mechanischer Beanspruchung und Fehlen von Relikten der höheren Metamorphose nehmen die Hüllschiefer manchmal auch phyllitischen Habitus an, wodurch sie phyllitischen Gesteinen aus anderen Serien (Wechselserie) gleichen können.

Diese Gesteinsgruppe ist im NE-Sporn der Zentralalpen weit verbreitet, oft als Deckschollen auf Wechselgesteinen: Im Rosaliengebirge östlich des Wechselmassivs und im Bereich von Brennborg und Sopron in Ungarn. Sie bildet den kristallinen Kern des Leithagebirges und ist auch in den Kleinen Karpaten vertreten.

99 Hüllschiefer (Glimmerschiefer mit Lagen von Gneis und Amphibolit)

Diese meist quarzreichen, einförmigen, oft phyllonitischen Glimmerschiefer lassen häufig Anzeichen von Diaphthoresis erkennen: Randlich chloritisierter Granat, Chloritbildung nach Biotit, Pseudomorphosen von Serizit (manchmal auch Chloritoid) nach Staurolith, kommen häufig vor, aber auch phyllitische Typen treten auf. Basische Metamorphite sind selten, solche kommen z.B. im Raum Oberhasel SSE Bernstein vor (Amphibolit mit und ohne Granat). In den Glimmerschiefern sind auch häufig geringmächtige Gneislagen konkordant eingeschaltet.

Da das Gestein leicht verwittert, sind gute Aufschlüsse selten. Ein aufgelassener Steinbruch an der Straße östlich Hochneukirchen vermittelt einen Überblick über die häufigsten Gesteinstypen.

100 Biotitgranit (Dreihütten)

Dieses bisher nur von einer Fundstelle anstehend-bekannteste Gestein (östlicher Hangfuß des Tauchentales westlich von Dreihütten) fällt durch sein Ausse-

hen aus dem Rahmen der übrigen Gesteine der Grobgnaisseerie: Es ist dies ein feinkörniger, biotitreicher Granit von richtungslos körniger Textur. Er besitzt große Ähnlichkeit mit hornblendefreien Abarten von „Tonalitgranit“.

Pegmatit 101

Grobgneis (Granitgneis) 102

Der (meist) grobkörnige Granitgneis bildet das Leitgestein der Serie. Er ist recht einheitlich ausgebildet und auch in verwittertem Zustand (Grus) leicht erkennbar. Er bildet charakteristische rundliche Kuppen im Landschaftsbild, daher auch der Name „Bucklige Welt“ für die Landschaft um Kirchschatz. Im Mineralbestand sind große (bis 6 cm) Mikrokline vorherrschend, daneben gefüllter Plagioklas (Oligoklas), Biotit (meist z.T. chloritisiert), Muskovit (Phengit) und Quarz, akzessorisch oft kleiner Granat.

Radiometrische Datierungen von S. SCHARBERT (nach F. KOLLER & H. WIESENER, 1981) ergaben ein Gesamtgesteinsalter von 340 ± 10 Millionen Jahren. Der Habitus dieses Gesteins reicht vom typischen Granit (z.B. beim „Rahmbauer“ NNW Hochneukirchen) über Augengneis bis zu schiefrigen, plattigen Varietäten (z.B. SSE Schönherrn). Gute Aufschlüsse von Grobgneis finden sich nördlich Hochneukirchen und beim Weiler „Feichten“ NNW Prägart.

Im Bereich der Grobgneiskörper finden sich oft geringmächtige Lagen von Leukophyllit (Weißschiefer), hellweiße bis leicht gelbliche Lagen eines Gesteins, das aus Quarz, Muskovit und einem eisenarmen Chlorit (Leuchtenbergit) besteht. Leukophyllite ent-



Abbildung 22. Überschiebung der Grobgneiseinheit über Graphitquarzite der Wechselserie im Erbwaldgraben westlich von Unterrabnitz.

stehen an Stresszonen durch metasomatische Vorgänge (Zufuhr von Mg; H. WIESENER, 1971). Wegen der geringen Ausdehnung der Leukophyllite (an der Oberfläche) konnten diese Vorkommen nicht in die Karte aufgenommen werden.

104 Strallegger Gneis (104)

Im Bereich des Schafriegels (848 m) treten Gesteine auf, deren Aussehen an die auf Blatt 135 Birkfeld

bekannten biotitreichen Glimmerschiefer und Gneise (z. T. Migmatite) erinnern, die von R. SCHWINNER 1935 als „Strallegger Gneis“ bezeichnet wurden.

Ebenso ergibt sich eine Parallele zwischen dem knapp westlich des Bußbauern auftretenden sehr grobkörnigen Metagabbro (wegen des mangelhaften Aufschlusses auf der Karte nicht ausgeschieden) und dem auf Blatt Birkfeld vorkommenden Biotit-Hornblende-Metagabbro.

Die Gesteine der Wechselserie

Alfred PAHR

Diese Gesteinsfolge wurde seinerzeit im „klassischen“ Wechselgebiet von H. MOHR (1910, 1914) in grundlegenden Arbeiten erforscht und in neuerer Zeit von P. FAUPL (1970) bearbeitet. Im Zuge der Kartierung stellte sich heraus, dass die Wechselserie über die Ostrandstörung hinaus weiter nach Osten reicht und auch eine größere Variationsbreite besitzt.

Schon 1932 hat H. WIESENER Wechsel-Grünschiefer und -gneis in mehreren Bereichen des NE-Sporns der Zentralalpen erkannt. Die Wechselserie überdeckt an mehreren Stellen die Fenster von Bernstein und Möltern und hat weite Verbreitung zwischen Kobersdorf und Wiesmath. Im Rosalingebirge ist sie in den Fenstern von Forchtenau und im Wr. Neustädter Fenster zu erkennen (A. TOLLMANN, 1978). Die Kristallinaufbrüche weiter im Norden, Gold- und Seeberg (südöstlich Schützen) und südlich des Silberberges bei Osip entsprechen nach Meinung von W. FUCHS & R. GRILL (1984) vollkommen „albitführenden, grünen (chloritischen) Gesteinen“ der Wechselserie.

Die Wechselserie besteht aus einer Abfolge von Metapeliten und (vorwiegend) basischen Metamorphiten. Gegen das Hangende zu treten häufig Graphitschiefer bzw. Graphitquarzit auf. Während für die hangenden feinkörnigen Metabasite die Abkunft von Tuffen bzw. Tuffiten wahrscheinlich ist, muss für die auftretenden Lagen amphibolitischer Gesteine eine Herkunft von entsprechenden Magmatiten angenommen werden.

Auf der Wechselserie liegt, anscheinend konkordant, eine Folge von Meta-Konglomeraten, -arkosen und -peliten sowie Metavulkaniten (Porphyrmaterialschiefer). Sie liegt stets im Grenzbereich zur tektonisch höheren Grobgneseinheit und zeigt die entsprechend starke tektonische Beanspruchung. Sie wird auf Grund ihres lithologischen Charakters und ihrer Zusammensetzung zumindest zum Teil als klastische nachvariskische Abfolge aufgefasst (Perm?). Sie schließt die Gesteinsfolge nach oben ab und bildet einen (leider nur sporadisch vorhandenen) Leithorizont zur Abgrenzung der Wechselserie von der auflagernden Grobgneseinheit.

In den tieferen Anteilen der Wechselserie ist der Wechselgneis ein weitverbreitetes

Gestein, gekennzeichnet durch eine allgegenwärtige Albitblastese, die dem Gestein durch die bis erbsengroßen Albitkristalle (An < 5 %) ein charakteristisches Aussehen verleiht. Nach seinem Mineralbestand ist dieses Gestein als Serizitchloritalbitgneis zu bezeichnen, wobei Schwankungen im Mineralbestand bis zu Albit-Chlorit-Quarzphylliten bzw. Albit-Chlorit-phylliten hinführen.

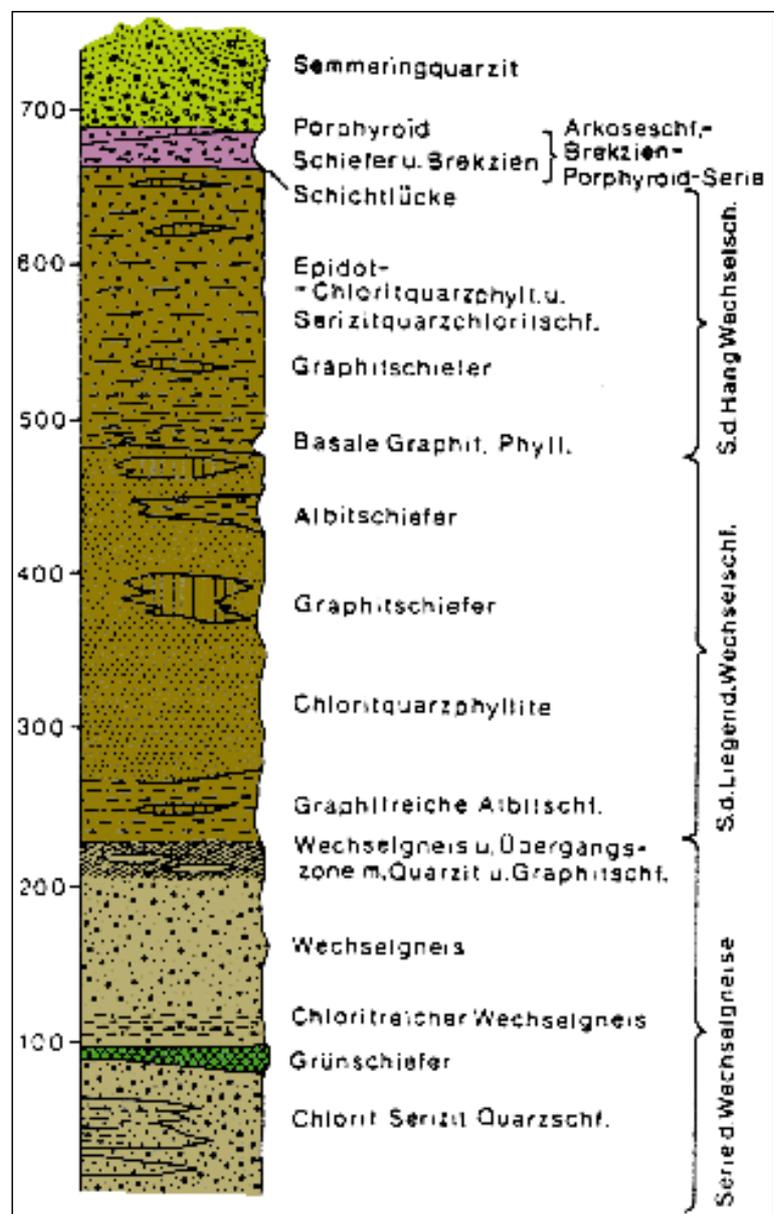


Abbildung 23.
Übersichtsprofil durch die Gesteine der Wechselserie.
Nach P. FAUPL (1970).

92 Semmeringquarzit (mit Arkoselagen), Serizitquarzit, Unter-Trias („Skyth“)

Die von anderen Gebieten bekannten karbonatischen Gesteine des Mesozoikums zentralalpiner Fazies sind im Bereich des Unterostalpins NW Schaffern nur in einem kleinen Vorkommen vorhanden, noch dazu in unsicherer tektonischer Position. Es handelt sich um einen hell- bis dunkelgrauen, geschieferten feinkristallinen Kalk, der z.T. rötlich gefärbt ist; er wurde aus tektonischen Erwägungen zur Wechseleinheit gestellt. In der Umgebung der Burg Forchtenstein finden sich hingegen größere Vorkommen von karbonatischer zentralalpiner Trias, die an der Grenzfläche zwischen Wechseleinheit und Grobneiseinheit liegen.

Semmeringquarzit in typischer Ausbildung (rosa Gerölle in Quarzitmatrix) ist nur spärlich vorhanden (beim „Schneider-Simerl“ östlich Hochneukirchen). Meistens sind es Arkosequarzite und Metakonglomerate sowie Serizitquarzite bzw. -schiefer (südwestlich der Rodelmühle im Tal des Hochneukirchenbaches).

Beim „Scheibenbauer“ östlich Hochneukirchen finden wir neben großen Blöcken von Serizitquarzit auch zu Grus zerfallenden Quarzit (in einem kleinen Steinbruch aufgeschlossen).

93 Alpiner Verrucano, Meta-Arkose, Metakonglomerat, Metapelit (Perm)

Bei dieser Gesteinsgruppe handelt es sich wahrscheinlich um metamorphe Abtragungsprodukte des



Abbildung 24. Aufgelassener Steinbruch von Semmeringquarzit beim „Scheibenbauer“ östlich von Hochneukirchen.

variszischen Gebirges, die vermutlich in das Perm zu stellen sind. Auffallend ist der beträchtliche Chlorit- bzw. Epidotgehalt in den pelitischen Anteilen, was auf eine Abtragung basischer Gesteine (aus dem Wechselgebiet?) schließen lässt. Metaarkosen, fein- bis grobkörnig, enthalten reichlich Phengit. In die Gesteinsfolge eingeschaltet (tektonisch?) sind schmale Züge von Kalkmarmor. In einem kleinen, verlassenen Steinbruch an der Straße Möltern – Zöberntal findet sich ein Pegmatitgang permischen Alters in den Metaarkosen. Die größte Verbreitung besitzt diese Gesteinsgruppe WNW von Bad Schönau an der südwestlichen Flanke des Zöberntales, wesentlich geringere Ausdehnung westlich von Hochneukirchen.



Abbildung 25. Burg Forchtenstein mit ihrer Unterlage aus zentralalpiner karbonatischer Trias, die die Grenze zwischen Wechsel- und Grobneiseinheit markiert.

Wechselschiefer (saure bis basische Metatuffe, Metatuffite und Metapelite in Wechsellagerung), Graphitquarzit

114

Diese im Einzelnen recht bunt zusammengesetzte Gesteinsgesellschaft ist durch gemeinsame Charakterzüge immer wieder im Gelände zu identifizieren. Weit aus überwiegend sind es chloritführende Metabasite, fast immer ist Albit schon makroskopisch erkennbar. Die Skala der ursprünglichen Effusiva reichte von sauren (heute Serizitquarzit) über intermediären Chemismus verratende Albit-Biotit-Epidot-Gesteine bis zu den als Abkömmlinge von basischen Vulkaniten erkannten Albit-Chlorit-Aktinolithschiefern mit wechselnder Albitführung.

Mit gleicher Farbe wurden auch Amphibolite ausgeschieden, die z. T. massive Struktur aufweisen und auch manchmal Granat führen, ebenso vereinzelt (NNW Elsenau und nordöstlich Ulrichsdorf) vorkommende grobkörnige Gabbroamphibolite bis Metagab-

bro. Hierbei dürfte es sich möglicherweise um Altkristallin handeln.

Die ursprüngliche (?) Abfolge zeigt an der Basis eine Wechsellagerung von Serizitquarzit und Chlorit-Aktinolith-Albitschiefern, nach oben zu folgen Albit-Biotit-Epidotschiefer, auf die meist durch Eisenhydroxyd braun gefärbte Metatuffite bzw. -pelite folgen, denen die oben erwähnten Graphitquarzite auflagern.

Diese Abfolge ist am vollständigsten entwickelt im Bereich nördlich Götzendorf – Ulrichsdorf – Loipersdorf, an anderen Stellen ist sie nur mehr rudimentär vorhanden bzw. tektonisch umgestaltet. Wegen des raschen Gesteinswechsels und der schlechten Aufschlussverhältnisse war es nicht möglich, die einzelnen Typen abzugrenzen und im entsprechenden Maßstab auf der Karte darzustellen. Daher wurde die generelle Bezeichnung „Wechselschiefer“ angewendet. In diesen Schiefern liegen in der Umgebung von Götzendorf einige kleinere und kleinste Serpentinischollen sowie das größte derartige Vorkommen, der schon lange bekannte Serpentin von Elsenau, der in einem von Götzendorf zum „Grabenmöcherl“ hinunterziehenden Graben aufgeschlossen ist. Die primäre Zugehörigkeit dieser Ultrabasite zu den übrigen Wechselgesteinen dieses Raumes erscheint unwahrscheinlich, sie dürften eher Scherlinge aus dem Penninikum darstellen und wurden auch als solche in die Karte aufgenommen.

Charakteristisch für den Graphitquarzit sind Wechsellagerungen von feinen Quarz-Feldspatlagen mit dunklen kohlenstoffreichen Lagen im mm-Bereich. Die Matrix für das graphitische Pigment bildet ein schwach verzahntes Quarzpflaster. An manchen Stellen (z. B. an der Straße Bernstein – Hasel) werden die hellen Lagen im Graphitquarzit mehrere cm stark. In einem Aufschluss an dem neu trassierten Güterweg von Dreihütten nach Rettenbach führen die hellen Zwischenlagen auch Aktinolith. Die Graphitquarzite, die oft auch in graphitische Schiefer übergehen, bilden einen sehr charakteristischen Horizont in den Wechselschiefern und sind infolge ihrer dunklen Farbe im Gelände gut zu kartieren. Gute temporäre Aufschlüsse sind am Güterweg Dreihütten – Rettenbach vorhanden, leicht erreichbare in der Nähe des Rastplatzes am östlichen Ortsende von Bernstein (Bundesstraße 50).

115 Wechselgneis (Serizit-Chlorit-Albitgneis)

Dieses in den tieferen Anteilen des klassischen Wechselgebietes weitverbreitete Gestein ist nordwestlich und nordöstlich von Ofenegg und östlich Burgerschlag verbreitet und gekennzeichnet durch eine allgegenwärtige Albitblastese, die dem Gestein durch die bis erbsengroßen Albitkristalle (An < 5 %) ein charakteristisches Aussehen verleiht. Nach seinem Mineralbestand ist dieses Gestein als Serizit-chloritalbitgneis zu bezeichnen, wobei (analog dem klassischen Wechselgebiet) Schwankungen im Mineralbestand bis zu Albit-Chlorit-Quarzphylliten bzw. Albit-Chloritphylliten hinführen. Solche Gesteine sind südlich Hattmannsdorf an der nach Ofenegg führenden Straße aufgeschlossen.



Abbildung 26. Blick von Oberschützen nach Nordwesten auf das Wechselmassiv. Im Vordergrund Tertiär, dahinter rechts ein schmaler Streifen von Grobgneiseinheit, die im Hintergrund von der Wechseleinheit unterlagert wird.

Amphibolit, Chlorit-Epidot-Blastenschiefer

116

Dieses Gestein wurde getrennt von den übrigen Metabasiten ausgeschieden, da es nicht auf das Verbreitungsgebiet der Vulkanite beschränkt ist, sondern in den Hangendpartien der Wechselschiefer (unter Graphitquarzit bzw. unmittelbar unter der Grobgneiseinheit) sehr verbreitet ist. Es dürfte sich um recht einheitlich ausgebildete Metatuffite handeln, die um Hattmannsdorf, nördlich von Schmiedrait und westlich von Aschau verbreitet sind. H. WIESENEDER (1932) hat darin Übergänge von feinkörnigen Amphiboliten zu Grünschiefern, vollkommen gleich denen im Wechselgebiet, beschrieben.

Wiesmather Gneis (Phengit führender, plagioklasreicher Paragneis)

117

Dieser helle, paralleltexturierte Paragneis, an grünlichem Glimmer (Phengit) und seinen zuckerförmigen Bruchflächen leicht kenntlich, ist schon von K. LECHNER (1957) in den Erläuterungen zu Blatt Mattersburg – Deutschkreutz als ein vom Grobgneis durchaus verschiedenes Gestein erkannt worden. Seine Bezeichnung erhielt er von dem Vorkommen am Sperker Riegel bei Wiesmath. Der Unterschied zum Grobgneis ist im Mineralbestand begründet: Sehr selten Biotit, jedoch reichlich Phengit, Muskovit und Plagioklas (An 20 %), wenig Mikroklin. Er bildet im Normalprofil das tiefste Stockwerk der Wechselserie an der Basis von Amphibolit bzw. Wechselgneis. Diese Gesteinsfolge ist gut erschlossen auf dem Forstweg, der nördlich von Ofenegg (Bildstock) nach Osten in den Schwarzgraben führt. An einigen Stellen kommt dieses Gestein allerdings auch im höheren Niveau der Wechselserie vor (z. B. im Steinbruch westlich Ofenegg in graphitischen Schiefern).

Die Gesteine der Rechnitzer Einheit

Alfred PAHR

Diese Gesteinsgesellschaft setzt sich zusammen aus epizonal metamorphen, größtenteils marinen Sedimenten, die je nach Primärmaterial heute als Kalk-, Quarz-, Graphit-, Chloritphyllit sowie Serizitkalkschiefer und Quarzit vorliegen und damit z.T. verzahnten Ophiolithen (Ultramafitite, Metagabbros, Grünschiefer). Nach F. KOLLER (1985) erfolgte die letzte Metamorphose dieser Gesteine in der Grünschieferfazies (390–430°C, 3 kb) im Zeitintervall von 22 bis 19 Mio. Jahren vor heute.

H.P. SCHÖNLAUB (1973) konnte mit Hilfe von Mikrofossilien (Spicula) das Alter der Sedimente in die höhere Unter- bis Oberkreide einstufen. Auffällig im Serienbestand sind Linsen von „Cáker Konglomerat“, vermutlich eine im Brandungsbereich entstandene Bildung mit Geröllen aus Triasdolomit (H. MOSTLER & A. PAHR, 1981). An einigen Stellen finden sich eingeschuppt vermutlich triadische Gesteine (Dolomit, Kalkmarmor, Quarzit) in zentralalpiner Fazies, die als aus dem Untergrund aufgeschuppte Scherlinge betrachtet werden. Sie sind von Blockgröße bis zu Olistolith-Dimensionen vertreten.

Die ophiolithischen Gesteine sind z.T. mit den Sedimenten verzahnt (Grünschiefer) z.T. durchbrechen sie diese diskordant (Gabbros, z.T. ist der Kontakt tektonisch (Serpentinite). Der im Zuge der Serpentinisierung entstandene Magnetit bewirkt kräftige magnetische Anomalien, die die Ortung größerer Serpentinikörper im Untergrund ermöglichen.

Der ursprüngliche Gesteinsverband der Rechnitzer Serie ist, besonders im Bereich von Bernstein und Möltern durch sehr kräftige tektonische Bewegungen weitgehend zerstört (Schuppenstruktur).

In mehrfacher Hinsicht interessant ist das Auftreten von Gesteinen, deren Mineralbestand beweist, dass sie eine Hochdruckmetamorphose erfahren haben (Pumpellyit, Crossit, Ferroglaukophan, Alkalipyroxen, Lawsonit und Stilpnomelan mit Bildungstemperaturen von 330–370°C bei 6–8 kb [F. KOLLER, 1985]). Sie finden

sich in einem nach WNW abtauchenden Bereich auf einer Länge von ca. 40 km (mit Unterbrechungen durch das Tertiär). Dieser Mineralbestand und das durch gravimetrische und magnetische Untersuchungen bewiesene Abtauchen dieser penninischen Teileinheit sind Hinweise für das Vorliegen einer allgemein gegen W abtauchenden Subduktionszone.

Der Zeitraum ihrer Aktivität ist nach K/Ar-Datierung an zonaren Crossit-Riebeckit-Mischkristallen als alpalinesisches Ereignis einzustufen und ergab ein Alter von rund 65 Millionen Jahren (W. FRANK, 1985).

Serpentinit 120

Nach F. KOLLER & H. WIESENER (1981) handelt es sich um einen Chrysotil-Lizardit-Serpentinit mit erhaltener Primärstruktur, jedoch (zum Unterschied vom Serpentinit von Steinbach) ohne Relikte. Häufig finden sich feinkörnige Linsen von Chlorit, die als

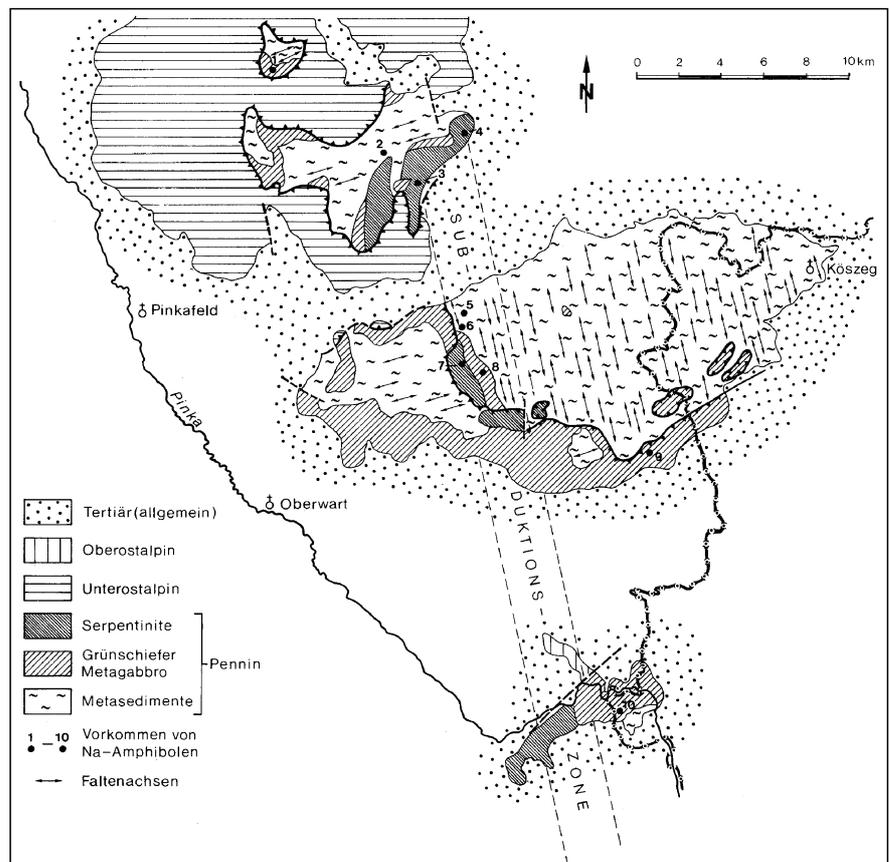


Abbildung 27. Vorkommen von Relikten einer Hochdruckmetamorphose (Na-Amphibole, Blauschiefer) und Verteilung der B-Achsen als Hinweis auf eine Subduktionszone in der Rechnitzer Einheit (aus: P. HERRMANN & A. PAHR [1989]).

„Edelserpentin“ bezeichnet und besonders im Bernstein Raum zu Schmuckgegenständen verarbeitet werden. Stellenweise kommt es auch zur Ausbildung von Tremolit, Talk, Magnetit und Pyrit, vereinzelt auch zu Asbestbildung. Bei der Lokalität „Bienenhütte“ (östlich Bernstein) treten bis 1 m mächtige, z.T. tektonisch veränderte Rodingitgänge auf (F. KOLLER & W. RICHTER, 1980). Die Gänge besitzen metasomatische Zonierung, der Kernbereich besteht aus Grossular, Klinopyroxen und Leuchtenbergit. Zum Außenrand nimmt der Pyroxen allmählich ab und es bleibt nur mehr die Paragenese Grossular – Leuchtenbergit über. Im Randbereich zum Serpentin gehen die grauweißen Granat-Chloritfelse in einen dichten, monomineralischen Chloritfels über, der große Ähnlichkeit mit „Edelserpentin“ besitzt. Im Randbereich der Serpentinikörper sind häufig Pyroxenitgänge und Pyroxenfelse zwischen dem Serpentin und dem angrenzenden Gabbro zu beobachten. Zuzolge ihrer hohen Mobilität im tektonischen Verband sind die Grenzen der Serpentinikörper zu ihrer Umgebung durchwegs tektonischer Natur, es finden sich immer wieder kleine und kleinste Scherlinge, meist im Grenzbereich zu anderen tektonischen Einheiten eingeschaltet. Die großen Serpentinikörper um Bernstein mit mehreren Steinbrüchen geben guten Einblick in dieses interessante ultrabasische Gestein.

121 Metagabbro

Das meist sehr grobkörnige Gestein zeigt optische Textur und führt reichlich magmatische Relikte von Klinopyroxen, brauner Magnesio- bis Ferrohornblende und Ilmenit mit schmalen Gängen von Plagiogranit. Die Zusammensetzung reicht vom Leukogabbro bis zum Ferrogabbro. Die Herkunft dieses Gesteins lässt sich auf ein stark differenziertes tholeiitisches Magma zurückführen (F. KOLLER, 1980). Außer dem großen Vorkommen östlich von Kogl (nordöstlich Bernstein) gibt es noch einige kleinere in den Phylliten zwischen Rettenbach und Stuben, auf der Redlshöhe und am Schoberriegel (südlich Hochneukirchen).

122 Grünschiefer

Diese meist feinkörnigen, stark geschieferten Gesteine sind größtenteils Abkömmlinge von basaltischen Tuffen, z.T. auch Laven, mit den Paragenesen Epidot – Chlorit – Albit – Aktinolith in wechselndem Mengenverhältnis. Manchmal fehlt Albit und Aktinolith. Akzessorisch tritt Titanit, Hämatit oder Magnetit, z.T. Pyrit, selten Stilpnomelan auf, der aber in grobkörnigen Bereichen sehr häufig werden kann. In diesen treten stark zonare Amphibole mit einer Zusammensetzung zwischen Aktinolith und Magnesioriebeckit auf. Der Chemosismus dieser Gesteine zeigt einen generellen Trend zu tholeiitischen Magmen, es handelt sich also um ehemalige basaltische Tuffe und Laven (F. KOLLER & H. WIESENER, 1981).

Die Grünschiefer bilden in der sedimentären Abfolge die höchsten Schichtglieder und grenzen daher auch sehr oft an die überlagernden unter-

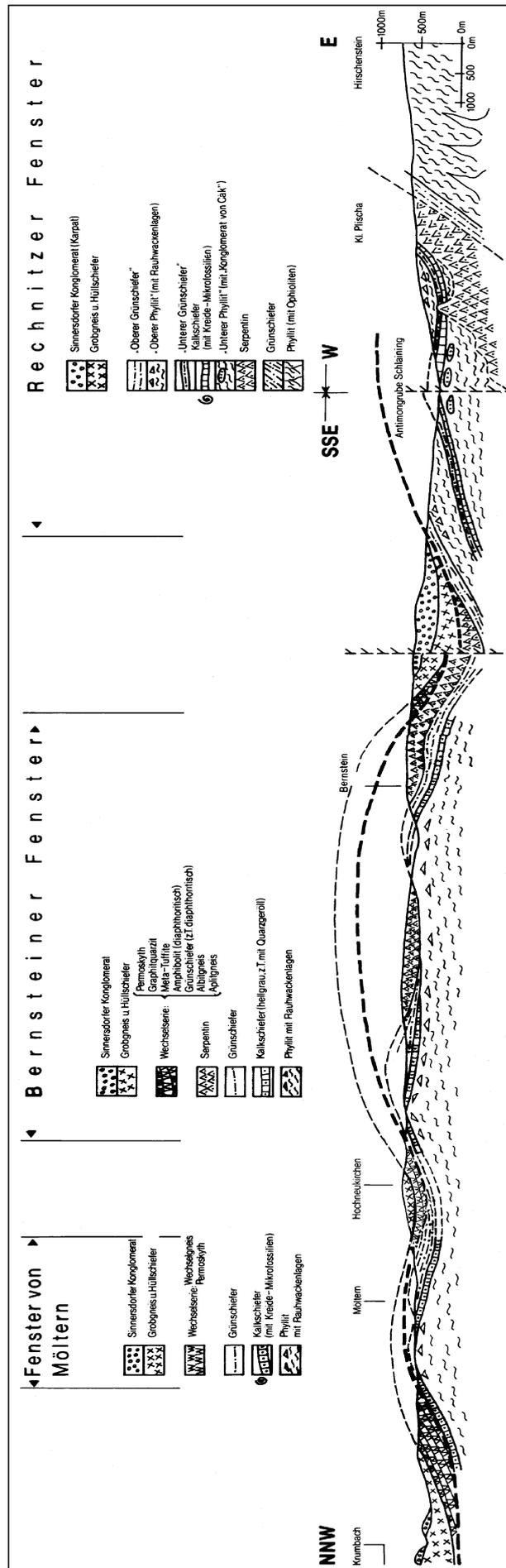


Abbildung 28. Vereinfachtes NNW-E-Profil durch die penninischen Fenster von Möltern, Bernstein und Rechnitz (nach A. PAHR, 1977).

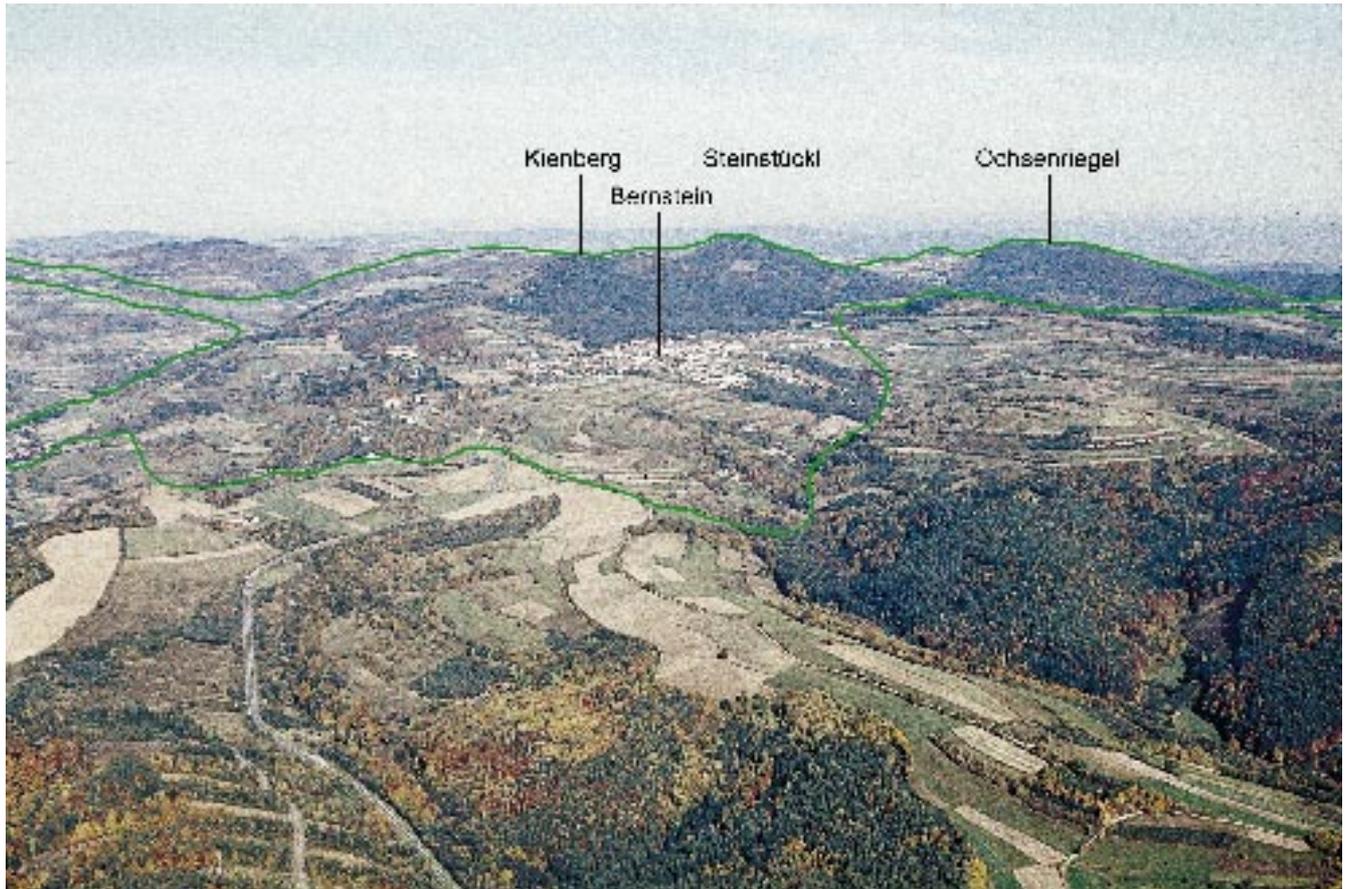


Abbildung 29. Das Bernsteiner Fenster und sein Rahmen aus Gesteinen der Wechsel- und Grobgneseinheiten im Vordergrund (aus A. PAHR, 1984).

ostalpinen Einheiten bzw. an das auflagernde Tertiär. Gute Aufschlüsse finden sich vor allem im Bereich um Schlaining und Bernstein.

123 Blauschiefer (in Phyllit)

Das Vorkommen dieses in mehrfacher Hinsicht interessanten Gesteines war bisher im Blattgebiet unbekannt. Es tritt in schmalen unterbrochenen Zügen im Bereich des Rechnitzer Fensters auf und zwar im Grenzgebiet zu einer tieferen tektonischen Einheit des Pennins, die fast zur Gänze auf dem Kartenblatt 138 Rechnitz liegt. Es handelt sich um dichte, dunkelblaue Gesteine, häufig von hellen Albitlagen und -schnüren durchzogen. Mineralbestand: über 90 % Magnesioriebeckit und Albit, untergeordnet Chlorit, Epidot, Stilpnomelan, Magnetit und Hämatit. Die Kerne der Amphibole sind Fe-reiche Crossite, randlich weisen sie eine Zusammensetzung zwischen Riebeckit und Magnesioriebeckit auf (F. KOLLER, 1980).

Die unter der Bezeichnung „Blauschiefer“ zusammengefaßten, vorwiegend Minerale der Glaukophan-Reihe (Glaukophan – Crossit

– Magnesioriebeckit) enthaltenden Gesteine werden in neuerer Zeit, neben anderen charakteristischen Mineralen (Lawsonit, Jadeit) als Indikatoren einer Hochdruck-Tieftemperatur-Metamorphose angesehen und sind daher wichtige Leitgesteine der Plattentektonik. Zufolge ihres Auftretens (in sehr schmalen Zügen im Nebengestein) sind die Blauschiefer oft nur als herauswitternde Blöcke erhalten. Sie sind



Abbildung 30. Burg Schlaining, auf Grünschiefern der Rechnitzer Einheit erbaut.

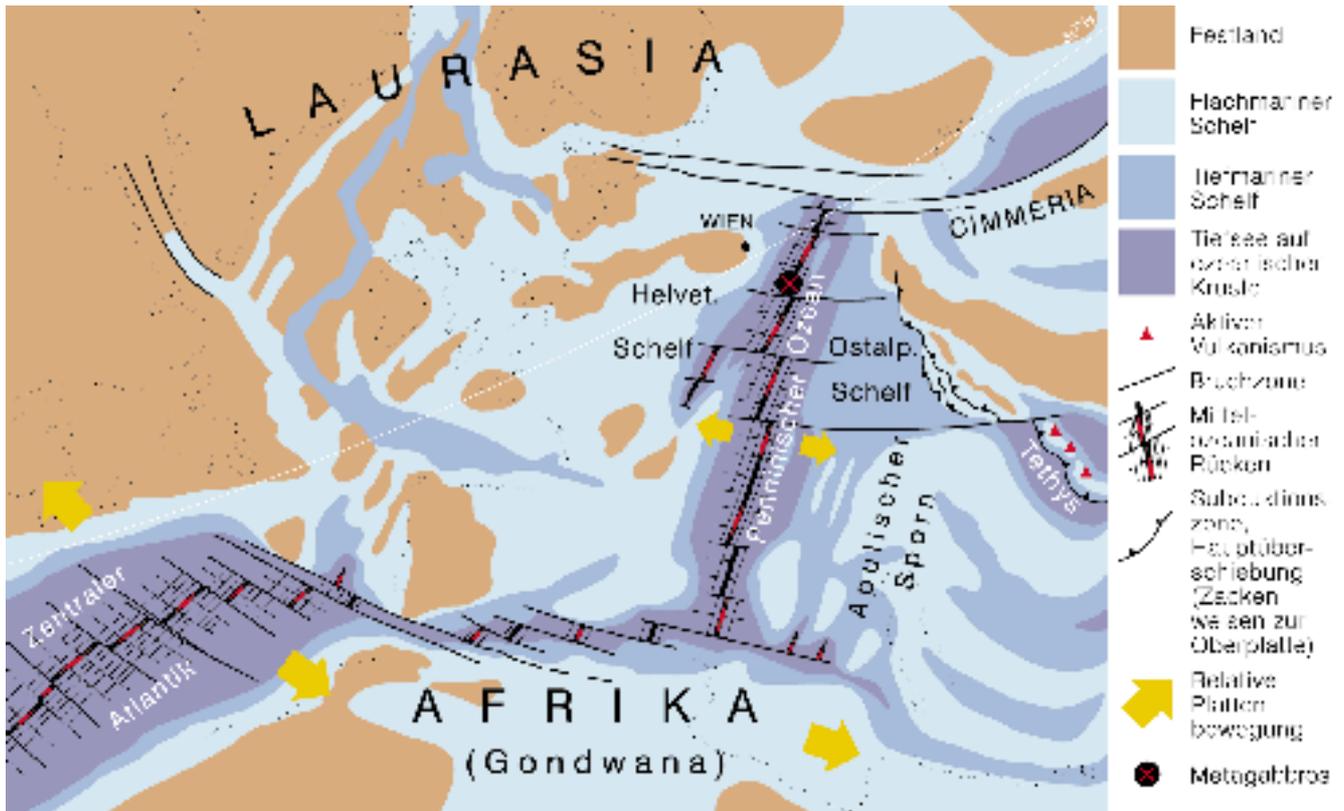


Abbildung 31. Ein „Schnappschuss“ aus der geologischen Vergangenheit der Alpen im Oberjura vor rund 150 Millionen Jahren: Der Penninische Ozean breitete sich zwischen Nordeuropa und Afrika aus, neues Gesteinsmaterial wurde entlang des Mittel-ozeanischen Rückens aus dem Erdinneren gefördert. Dazu gehörten auch die heute in der Rechnitzer Einheit noch vorhandenen Metagabbros, Serpentine und Grünschiefer; Quarzphyllite, Kalkschiefer und Marmore lagerten sich auf diesem neu gebildeten Meeresboden ab. ⊗ ungefähre Position der Metagabbro-Vorkommen in der Rechnitzer Einheit (nach G.W. MANDL).

dann an der blauen Farbe und der außerordentlichen Zähigkeit des Gesteins zu erkennen. Die Vorkommen auf Blatt Oberwart liegen westlich Glashütten bei Schläining auf der Hochfläche bzw. an den Talflanken des Glasbaches.

dehnte Verwitterungshorizonte in entsprechendem Klima zurückzuführen.

124 Phyllit (meist Kalkphyllit)

125 Quarzphyllit

Diese beiden Gesteine sind einheitlicher Herkunft und werden daher gemeinsam besprochen. Es sind marine Flach- bis Tiefwassersedimente, aus denen im Zuge der Metamorphose (niedrigsttemperierte Grünschieferfazies) die entsprechenden Metapelite entstanden sind. Weil das Mengenverhältnis sehr variabel war, entstanden auch verschiedene phyllitische Gesteine mit allen denkbaren Übergängen und Variationen. In fast allen diesen Gesteinen ist in sehr verschiedenem Ausmaß graphitisches Material vorhanden, das auch in relativ kleiner Menge die dunkle Farbe dieser Gesteine bedingt.

Im Rechnitzer Fenster sind die quarzreichen Phyllite generell im nördlichen und nordöstlichen Sektor vorhanden, während die kalkreicheren Typen südlich und westlich davon auftreten.

Im Bereich südlich und östlich von Lockenhaus ist Quarzphyllit in größeren Bereichen z.T. intensiv rot verfärbt. Es handelt sich dabei nicht um eine primäre Abart dieses Gesteins: die Rotfärbung ist auf ausge-

Serizitkalkschiefer 126

Es handelt sich um (marine) Flach- bis Tiefwassersedimente, aus denen, nach dem jeweiligen Mengenverhältnis des kalkig-sandig-tonigen Primärmaterials, im Zuge der Metamorphose Kalkphyllite oder Quarzphyllite entstanden. Bei höherem Kalkgehalt (>50 %) entstanden Kalkserizitschiefer, bei hohem Quarzgehalt Quarzite. Kohlenstoff organischer Herkunft dokumentiert sich in graphitischen Lagen.

Es erscheint wohl verständlich, dass bei dem örtlich und zeitlich wechselnden Mengenverhältnis von Karbonat, Sand und Ton die Abgrenzung der einzelnen Gesteinstypen nur cursorisch erfolgen konnte. Lediglich die Serizitkalkschiefer bilden dort, wo sie größere Mächtigkeit erlangen, willkommene Leithorizonte für die Kartierung und werden auch oft in Steinbrüchen gewonnen.

Je nach toniger Beimengung (primär) gibt es bei den Kalkschiefern verschiedene Typen: Im Bereich des Rechnitzer Fensters sind es meist dunkelgraue, plattige Gesteine, im Bereich von Bernstein kalkreichere, hellere Typen, für die der immer wieder auf den s-Flächen anzutreffende Chloritbelag charakteris-

Abbildung 32. Vom Triasmeer zum Alpenland – vier Schritte durch Österreichs Erdgeschichte.

**Diese Abbildung
musste auf herkömmliche Weise
fototechnisch reproduziert werden
und liegt daher nicht
in digitaler Form vor**

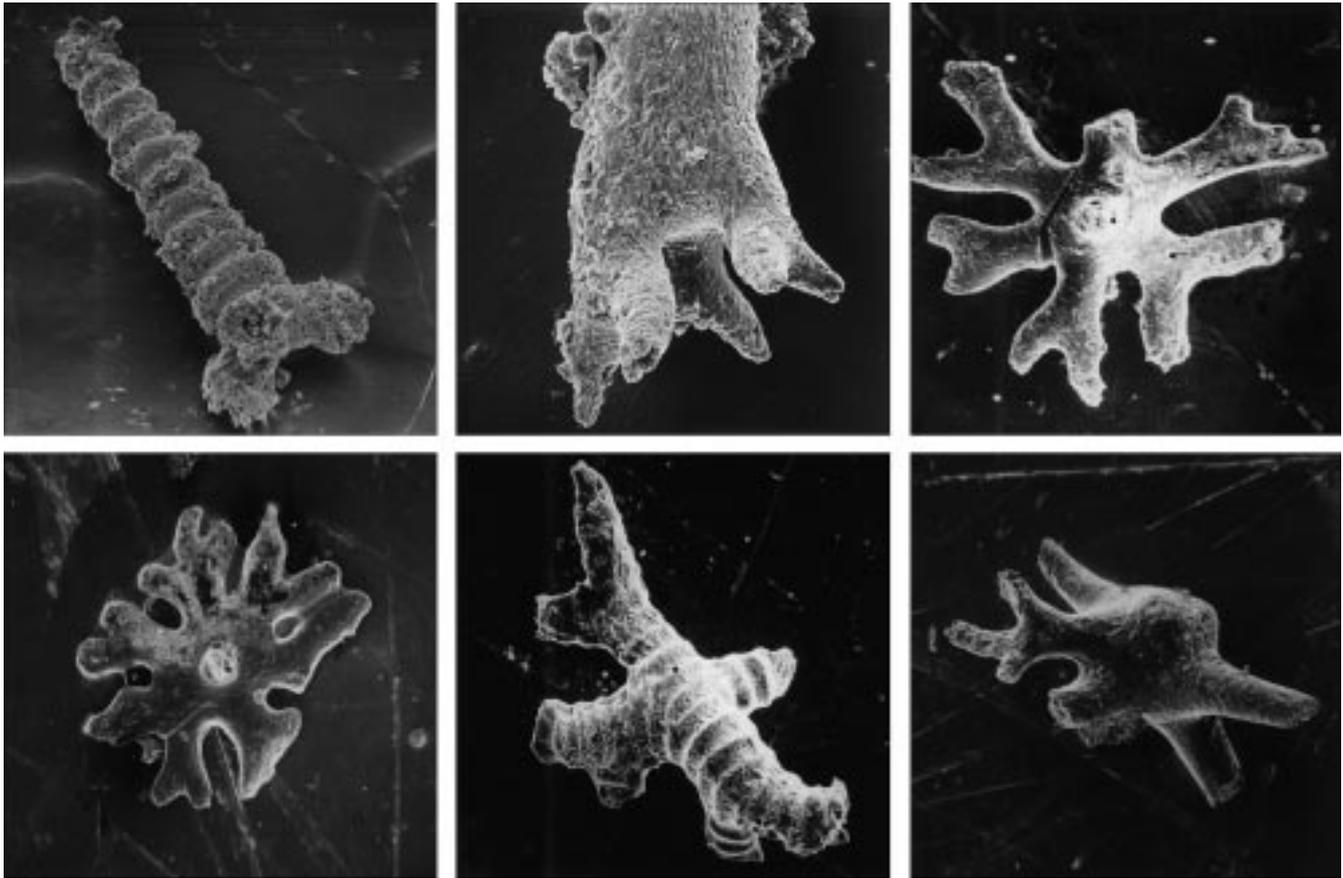


Abbildung 33. Ausgewählte Spicula (Schwammnadeln), mit deren Hilfe erstmals sichere Angaben zum Alter der Kalkschiefer in der Rechnitzer Einheit ermöglicht wurden (aus H.P. SCHÖNLAUB, 1971). Obere Reihe (von links nach rechts): Bruchstück eines Criccaltrop? mit 10 Ringen (ca. x60); Prodichotriaen mit ungleich langen Cladischen (ca. x100); Orthophyllotriaen (ca. x75). Untere Reihe: Orthophyllotriaen (ca. x85); Dicranoclon, mit Wülsten besetzt (ca. x70); Sphaeroklon mit gespaltenen Armen (ca. x80).

tisch ist, gelegentlich finden sich in diesem Gestein auch Quarzgerölle eingeschaltet (Landnähe!). Im Bereich des Mölterner Fensters finden wir die größte Vielfalt: Bunte (hellgrau, hellgrün, rötlich und gelblich), sehr reine Kalkschiefer, aber auch dunkelgraue, plattige Typen treten auf. In diesem Bereich (Graben östlich Prágart) ist noch ein einige Meter starkes Band von Radiolarit (an seiner violett-rötlichen Farbe zu erkennen) vorhanden, das wegen seiner geringen Ausdehnung auf der Karte nicht ausgeschieden werden konnte.

127 Ophikalzitmarmor

Bei diesem Gestein handelt es sich offensichtlich um mechanische und mineralchemische Reaktionsprodukte zwischen Serpentinittkörpern und Kalkschiefern. F. KOLLER & H. WIESENER (1981) geben folgende Mineralparagenesen an:

- a) Calcit – Antigorit – Tremolit – Magnetit/Hämatit (A. ERICH, 1960).
- b) Calcit – Chlorit – Phengit – Tremolit – Magnetit.
- c) Calcit – Klinozoisit – Chlorit – Albit – Phengit – Titanit.
- d) Calcit – Aktinolith – Chlorit – Talk.
- e) Calcit – Crossit – Epidot – grüner Granat – Plagioklas – Magnetit (H. HERITSCH, 1965).

- f) Calcit – Magnesioriebeckit – Ägirinaugit – Cr-reicher Phengit und Epidot – Stilpnomelan – Erz (Hämatit, Magnetit und Relikte von Chromit).
- g) Calcit – Chlorit – Ägirinaugit – Hämatit.

Die Ägirinaugite weisen einen Randsaum von Magnesioriebeckit auf. Ophikalzitmarmor ist erschlossen im Stiergraben westlich von Glashütten bei Schläining.

Die verschiedenen Phyllite und dunkelgrauen Kalkserizitschiefer entsprechen in allen Einzelheiten dem Begriff „Bündner Schiefer“, wie sie von Graubünden, Unterengadiner Fenster und Tauernfenster bekannt sind.

Cáker Konglomerat (Goberling)

128

Es ist dies eine linsenförmig in Phyllit der Rechnitzer Serie auftretende Konglomeratlage. Die Korngröße beträgt meist um 20 mm, Komponenten sind vor allem dunkelgrauer Dolomit, aber auch Kalkgerölle, selten auch Gneisgerölle. Namengebend ist ein größeres Vorkommen in einem Steinbruch bei dem Dorf Cák östlich von Rechnitz in Ungarn.

Auf Blatt Burgenland erscheint dieses Gestein am südlichen Hangfuß des Glasbachtals im Ortsbereich von Goberling in Phyllit eingelagert und ist offensichtlich nachträglich tektonisch bewegt bzw. deformiert



Abbildung 34.
Äquivalent des Cäker Dolomit-Kalkkonglomerats bei Goberling.

worden. Es ist als Strandbildung (Brandungskonglomerat) aufzufassen.

Das Alter der Komponenten wurde (nach vielen Deutungsversuchen) von H. MOSTLER als mitteltriasisch bestimmt (H. MOSTLER & A. PAHR, 1981). W.J. SCHMIDT (1951) sah darin ein Analogon zu den „Liasbrekzien“ im Tauernfenster.

129 Dolomit, Kalk, Bänderkalk bis Kalkmarmor

Diese Gesteine kommen meist zusammen vor und sind nur in relativ geringer Menge vorhanden. Sie werden sämtlich als zentralalpine Trias aufgefasst, die (zusammen mit ihrer weiter oben besprochenen quarzitischer Unterlage) als aus dem Untergrund aufgeschuppte Späne aufgefasst werden. Dadurch erklärt sich ihr Vorkommen mitten im jungmesozoischen Bereich des Penninikums.

Der Dolomit ist hell- bis dunkelgrau, stark zerbrochen, z.T. in Rauhwaacke umgewandelt. Der gelblich bis leicht rosa gefärbte Kalkmarmor ist von zahlreichen Scherflächen durchzogen, jedoch im Allgemeinen kompakter als der Dolomit. Bei stärkerer tektonischer Beanspruchung (und primär höherem Tongehalt?) entwickelt sich daraus der Kalkschiefer, der jedoch vom Serizitkalkschiefer der Bündner Schiefer gut abzutrennen ist. Am besten zu studieren sind diese Gesteine am „Weißen Steinbruch“ nahe Kt. 633, westlich der Kleinen Plischa (Kt. 638).

130 Rauhwaacke

Rauhwaacken in allen Stadien mechanischer und chemischer Zerlegung (von festen Bänken bis zu Sandkorngroße) sind sehr oft in den Phylliten eingeschaltet. Allen gemeinsam ist die gelbliche Farbe,

manchmal sind noch unzersetzte Dolomitbröckchen erkennbar. Nach diesen mechanischen Relikten dürfte es sich meist um Dolomitrauhwaacken handeln. Oft sind sie ganz erfüllt von eisenschüssigen Lösungsrückständen und dann dunkelbraun bis rotbraun verfärbt, manchmal sind es kompakte, bis mehrere Kubikmeter große Blöcke, die in den Phylliten stecken (z.B. in Schönau bei Schlaining).

Die genetische Deutung ist nicht immer einfach: Bei den großen Blöcken kann man an Eingleitung in das Sediment denken, bei anderen Vorkommen an tektonische Einschaltung.

Das größte Vorkommen findet sich im Bereich von Maltern, in dem A. ERICH (1960) auch neu gebildete Albitkristalle finden konnte. Rauhwaacke findet man in mittelalterlichen Kirchen als Portalbaustein (z.B. in der katholischen Kirche von Stadtschlaining), da der für das Mauerwerk verwendete Grünschiefer dafür nicht geeignet war.

Repräsentative Vorkommen dieses Gesteins findet man im Ortsbereich von Schönau bei Schlaining und bei Maltern.

Serizitquarzit, Serizitschiefer 131

Diese Gesteinsarten bilden den quarzitischer Sockel der karbonatischen Triasgesteine zentralalpiner Fazies. Trotz tektonischer Vermengung lässt sich noch der ursprüngliche Aufbau erkennen. An der Basis kommen mittelkörnige Serizitquarzite vor, die den Verdacht auf Porphyroid erwecken. Es konnten jedoch in keinem Dünnschliff entsprechende Porphyroquarze erkannt werden. Die nach oben zu folgenden Serizitschiefer sind meist gelblich gefärbt, es kommen aber auch untergeordnet rötliche, graue und grüne Varietäten vor.

Semmeringquarzit fand sich nur östlich von Goberling, ansonsten ist Serizitquarzit ohne die charakteristischen rosa Gerölle vorhanden. Diese Vorkommen sind, oft zusammen mit Dolomit bzw. Rauhwaacke tektonisch in die Phyllite eingeschaltet (nordöstlich von Goberling).

Ein größeres, zusammenhängendes Areal von Serizitschiefern bildet die stratigraphische Unterlage der Karbonatgesteine des „Weißen Steinbruchs“.

Die Äquivalente der Kleinen Karpaten

Alfred PAHR

- 132** Somár-Formation (Grobklastika), Mittel- bis Oberjura
- 133** Marianka-Formation (Marientaler Schichten – dunkle Schiefer), Unterer Jura
- 134** Prepadlé-Formation (Ballensteiner Kalk – Karbonatbrekzien, Mergelschiefer, Sandstein), Unterer Jura

Die Klärung der Frage, ob sich die kristalline Zentralzone der Ostalpen (Pennin, Ostalpin) in die Kleinen Karpaten fortsetzt, stieß auf große Schwierigkeiten, da sich die benachbarten Gebirgsteile (Ostalpen: Leithagebirge, Kleine Karpaten: Hainburger Bergland) an der tertiärbedeckten Nahtstelle (Brucker Pforte) scheinbar „fremd“ gegenüberstehen: Im Leithagebirge allgegenwärtige Spuren rückschreitender Metamorphose im Grundgebirge (in den Hüllschiefern des Grobgnaises Chloritsäume um Granat, Biotit weitgehend in Chlorit umgewandelt, Staurolith pseudomorph als Chloritoid bzw. Serizit etc.), während die nachvariskischen Sedimente (alpiner Verukano, Semmeringquarzit) epizonal metamorph überprägt sind.

Im Gegensatz dazu gibt es in den Kleinen Karpaten Granit, Glimmerschiefer mit unversehrt erhaltenem Biotit, Staurolith und Granat und die postvariszischen Klastika führen noch ursprünglichen Hämatit.

Von diesem Metamorphosehiatus abgesehen, finden wir jedoch beiderseits der Brucker Pforte eine durchaus ähnliche Gesteinsgesellschaft: Am Alpenostende Grobgneis mit Hüllschiefern, die gleich alten Granitoide um Hainburg und Preßburg, ebenfalls mit einer ähnlich zusammengesetzten Schieferhülle, nur die (regressive) jungalpidische Metamorphose war in den kleinen Karpaten deutlich schwächer.

In der Zone von Pernek in den Kleinen Karpaten finden wir viele Eigentümlichkeiten der Wechselserie wieder: Den großen Reichtum an Metabasiten, den Graphitquarzit im Hangenden und schließlich auch das auflagernde Permoskyth + karbonatischer Trias in zentralalpiner Fazies (Semmeringtrias).

Für die geringere Metamorphose in den Kleinen Karpaten gibt es eine Erklärung: Die (jung)alpidische Metamorphose ist hier geringer gewesen, weil die Überlagerung durch die höheren Decken geringer war und daher die höheren Metamorphosetemperaturen der Ostalpen nicht erreicht wurden.

Nach heutiger Kenntnis besitzen die granitischen Gesteine der Kleinen Karpaten eine Schieferhülle aus Biotitglimmerschiefern mit aufgelagerter Trias in zentralalpiner Fazies, die von D. PLAŠIENKA & M. PUTIŠ (1987) als Devin-, Kuchyna- und Kadlubek-Folgen bezeichnet wurden.

Die Marianka-(Marientaler) Schiefer und die Borinka-(Ballensteiner) Kalke jedoch sind von den Granitoiden bzw. ihrer Schieferhülle überschoben und damit in einem tektonisch tieferen Stockwerk als das Unterostalpin der Tatriden. Diese Überschiebung wurde von dem ungarischen Geologen Geza VON TOBORFFY schon 1915 erkannt und beschrieben. Nach neuen geophysikalischen Untersuchungen sind die Preßburger Granitoide eine Schubmasse, die etwa 1 km mächtig ist.

Die Marianka-Schiefer und die Borinka-Kalke haben eine analoge tektonische Position wie das Penninikum am Alpenostrand, aber nicht nur das: Auch die Stratigraphie und Lithologie dieser Metasedimente ist sehr ähnlich denen im Rechnitzer Pennin, nur war eben die jungalpidische Metamorphose aufgrund der geringeren Überlagerung deutlich schwächer: So finden sich in den Borinka-Kalken noch Makrofossilien des Lias, die im Rechnitzer Pennin völlig zerstört wurden.

Wir können also mit guten Gründen diese Sedimentgesteine zufolge analoger Stratigraphie, Lithologie und tektonischer Position dem Rechnitzer Pennin gleichsetzen (A. PAHR, 1991, 1998).

Genauere Kenntnisse dieser Gesteine verdanken wir D. PLAŠIENKA (1987): Er fasste sie unter dem Sammelbegriff Borinka-Einheit zusammen, die er lithologisch unterteilt in Marianka-, Korenec-, Prepadlé- und Somár-Formation und die er von der auf den tatri-schen Decken abgelagerten Permotrias abtrennte. Bei seiner Borinka-Einheit (tektonisch gleichzusetzen mit dem „Vahikum“ von M. MAHEL [1951]) handelt es sich vor allem um jurassische, vielleicht auch z. T. in die Kreide hinaufreichende Sedimente. Das charakteristische Schichtglied ist der Borinkakalk: dunkelgrau, massig, oft aber auch Lagenbau, lagenweise liassische (Sinemur–Toarc) Makrofaunen. Häufig finden sich darin Triasquarzit und -dolomit eingeschuppt (wie im Rechnitzer Pennin!). PLAŠIENKA fasste die Borinkakalke als Schelfbildung auf, gekennzeichnet durch „mud flows“, mit Einlagerungen von Sandstein in den mittleren und oberen Teilen des kalkigen Komplexes. Gegen NW wechsellagern die Borinkakalke mit dunklen Tonschiefern der Marianka-Formation und den Mergel- und flyschoiden Sandstein-Tonschieferlagen der Korenec-Formation. Darüber liegt die brekzienreiche Somár-Formation, die auch Komponenten aus dem überlagernden Kristallin, aber auch aufgearbeitete Triasquarzite und -karbonate enthält. Die Mächtigkeiten (Gesamtmächtigkeit ca. 2000 m) sind beachtlich: Prepadlé-Fm. 200–300 m, Korenec-Fm. 600–800 m, Marianka-Fm. 500 m, Somár-Fm. 500 m. Nach D. PLAŠIENKA (1987) handelt es sich um ein Teilgebiet des südpenninischen Troges, der nördlich der Tatriden lag und im Zuge jungalpidischer Bewegungen von diesen überschoben wurde.

Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe

Otmar SCHERMANN

Historisches

Die Bergbau- und Verhüttungstätigkeit im Burgenland reicht weit in die Vergangenheit. So berichtete K. Löwy (1927/1928) von Fundmaterial aus Bronze, der zum Härten des Kupfers Antimon statt Zinn zulegiert worden war; die „Funde reichen bis hinunter zum Beginn der La-Tène-Periode (3. Jhdt. v. Chr.)“.

Die Eisengewinnung im Raum Großwarasdorf dürfte zumindest bis in die Römerzeit zurückreichen und war auf Grund der abschätzbaren Produktionsmengen von mehr als nur regionaler Bedeutung. Letzteres trifft durchaus auch auf andere Produktionsstätten in vorindustrieller Zeit zu, etwa das Kupfer von Bergwerk (Schlaining), die Schwefelsäure, den Schwefel und das Vitriol von Bernstein und das Kalomel (Quecksilberchlorid) von Schlaining. Die Eisengewinnung ist im südlichen Burgenland bereits im 10. Jhdt. nachgewiesen (A.A. BARB, 1937; G. HECKENAST, 1967).

Im 18. Jhdt. bestand ein kleiner Hüttenbetrieb in Stegersbach, der wegen der im steirisch-kärntnerischen Raum entwickelten überlegenen Hüttentechnik um 1770 eingestellt wurde.

Nach heutigen Maßstäben ist diese alte Bergwirtschaft ohne weiteres als Kleinbetrieb einzustufen, in der Zeit vor den Massenproduktionsmitteln war sie aber durchaus von Bedeutung und die Produkte konnten sogar überregional gehandelt werden. Es besteht also berechtigter Anlass zu Stolz auf die Leistungen der Vergangenheit.

Erze

Eisen

Die im Burgenland abgebauten Eisenerze sind durchwegs Bildungen aus dem Verwitterungskreislauf. Es sind dies Ausfällungen, teils in Form von Konkretionen, d.s. rundliche Körper mit Durchmesser von Dezimetern bis Metern, teils treten sie auch plattig auf. Sie bestehen aus Toneisenstein, einem Gemisch aus Eisenhydraten und Eisenoxiden neben diversen Tonmineralien (H. SCHMID, 1977; H. KURZWEIL, 1971). Sie treten in der oberflächennahen Zone der tertiären Sedimente auf.

Die angewendete Hüttentechnik war einfach und diskontinuierlich; infolge der erreichten, für die Eisenverhüttung niedrigen Temperatur fiel das Eisen als so genannte „Luppe“ an, ein eher schwammiges Produkt, das erst durch vielfaches Glühen und Schmieden verbessert und aufgekohlt werden musste.

Zahlreiche Vorkommen finden sich verstreut über das mittlere und südliche Burgenland, die wichtigsten sind jene von Großwarasdorf und Bocksdorf mit dem dazugehörigen Hüttenbetrieb in Stegersbach (H. PRICKLER, 1984).

Schwefelkies, Kupferkies

Es werden diese beiden Erze gemeinsam erwähnt weil sie auch gemeinsam auftreten, und zwar in Form von schichtparallelen Imprägnationen bis zu mehr oder weniger massiven Erzlinzen, durchwegs im Chloritschiefer der Rechnitzer Serie. Das Hauptmineral ist der Schwefelkies (Pyrit). Er enthält wechselnde Anteile von Kupferkies (Chalkopyrit) sowie geringfügig noch andere Minerale. Die Vererzung wird als gleichaltrig mit der Ablagerung der Nebengesteine angesehen.

Pyrit wurde hauptsächlich zu Schwefel verarbeitet. Später wurde auch Sulfitlauge und Schwefelsäure für die Papierindustrie erzeugt, die Abbrände und andere Oxidationsprodukte fanden als Farbgrundstoffe Verwendung. Alaun war ein willkommenes Nebenprodukt. Das Kupfer wurde im Falle geringerer Beimengung über die Oxidation gewonnen in Form von Kupfervitriol, bei höheren Gehalten wurde das Erz verhüttet.

Bergbau auf Kupfer wurde aus dem 16. Jhdt. in Bergwerk (Banya) bei Schlaining erwähnt (K. Löwy, 1927; H. PRICKLER, 1960). Das Betriebsende fällt in das 19. Jhdt. nach einer beachtlichen Produktion, die bis Böhmen verkauft wurde. Als Nebenprodukte werden einige Kilo Gold und etwas über 100 Kilo Silber genannt.

Schwefelkies wurde bei Glashütten 1858 (wieder?) entdeckt, die Produktion lief zunächst bis ca. 1870 und wurde nach Unterbrechungen endgültig 1923 eingestellt. In Bergwerk (Mariasdorf) ging schon im 17. Jhdt. ein Bergbau um, Kupfer wurde in unbekanntem Umfang, aber von Schwefelkies vermutlich beträchtliche Mengen gewonnen. Umfangreiche Bergbaue auf Schwefelkies mit untergeordneten Kupfergehalten wurden bei Bernstein betrieben (H. PRICKLER, 1960). Der Abbau wurde vermutlich bereits im Mittelalter aufgenommen und wahrscheinlich erst im 19. Jhdt. endgültig eingestellt. Auch in Redlschlag wurde eine lagergangartige Linse von Kupferkies mit Quarz als Gangart gebaut, die ebenfalls im Grünschiefer auftritt. Hier wurde ein alter Bergbau 1915 wieder gewältigt und ca. 1924 endgültig eingestellt. 1938 wurden neuerlich Untersuchungsarbeiten durchgeführt, aber selbst unter Bedingungen von Kriegswirtschaft kam es zu keiner neuerlichen Produktion.

Antimon

Der Antimonbergbau in Schlaining war der bekannteste und auch bedeutendste Bergbau des Burgenlandes. Der Betriebsbeginn liegt im Dunkel der Geschichte: Es ist nämlich nicht erwiesen, woher das dem Kupfer zulegierte Antimon der Bronzefunde von Velem St. Vid (auf der ungarischen Seite des Geschriebensteines) stammt. Beim Kupferabbau in Bergwerk (Schlaining) wurden Tiegel mit Resten von metallischem Antimon gefunden, und bereits 1770 ist ein größerer Bergbau belegt, das Antimonerz wurde aber nicht zu Metall, sondern zu Oxid verarbeitet und, beispielsweise, in der Pharmazie eingesetzt. Nach dem Ansteigen der Nachfrage im Gefolge der Industrialisierung und Erfolgen der Prospektionstätigkeit wurde nach 1850 die Bergbauproduktion beträchtlich hochgefahren (C. ROCHATA, 1933) und hielt, abgesehen von kleineren Unterbrechungen, bis 1990 an, als der Bergbau mangels Erzreserven heimgesagt werden musste.

Das Antimon tritt in Schlaining als Sulfid auf (Antimonit, Stibnit), und zwar in Gangspalten im Kalkphyllit und seitlich hinein in einem graphitischen Schiefer. Begleitende Mineralien sind Markasit, Arsenkies und auch Zinnober; von Letzterem fanden sich offenbar in der Vergangenheit höher angereicherte Partien im Neustiftrevier, es wird nämlich von Kalomel (Quecksilberchlorid) als einem der gelieferten Produkte berichtet. In der tiefreichenden Oxidationszone trat reichlich Stiblit auf, der ebenfalls hereingewonnen wurde.

Hauptreviere des Abbaues waren Kurt und Neustift östlich bzw. westlich der Tauchentalstörung. Bei den Prospektionsarbeiten sind weitere Vorkommen, so im Raum Goberling und Unterkohlstätten, gefunden worden, haben sich aber als nicht bauwürdig erwiesen. Die Verzerrung dürfte im Tertiär erfolgt sein in Zusammenhang mit Bruchtektonik und Vulkanismus.

Antimon wird u.a. als Legierungsmetall (Akkumulatorenblei, Letternmetall) sowie zur Erzeugung feuerhemmender Chemikalien und in der Farbenindustrie verwendet.



Abbildung 36. Hüttenanlage des Antimonwerkes Schlaining-Neustift um 1900. Archiv der Stadtgemeinde Stadtschlaining.



Abbildung 37. Nadelig kristallisierter Antimonit aus dem Bergbau Schlaining.

Abbildung 35. Vorkommen von Bergbauen, Industriemineralen und Energierohstoffen im Burgenland (Zusammenstellung: A. SCHEDL).

- | | |
|----------------------------------------------|-----------------------------------------|
| 1 = Neufeld 1 (Braunkohle). | 10 = Glashütten (Cu, Fe). |
| 2 = Neufeld 2 (Braunkohle). | 11 = Schlaining – Revier Neustift (Sb). |
| 3 = Zillingdorf – Tagbau III (Braunkohle). | 12 = Schlaining – Revier Kurt (Sb). |
| 4 = Pötttsching (Braunkohle). | 13 = Schreibersdorf (Braunkohle). |
| 5 = Brennbach – Helene-schacht (Braunkohle). | 14 = Tauchen (Braunkohle). |
| 6 = Ritzing (Braunkohle). | 15 = Bubendorf (Braunkohle). |
| 7 = Redlschlag (Cu). | 16 = Rechnitz (Asbest). |
| 8 = Bernstein (Cu, Fe). | |
| 9 = Bergwerk (Cu, Fe). | |

Industriemineralien

Quarz

Dieses Mineral sammelt sich bei der Metamorphose der Gesteine in Form von Gängen und Linsen und ist gegen Verwitterung außerordentlich beständig.

Gewonnen wurde Quarz entweder aus Schotterkörpern oder dem Hangschutt, ausnahmsweise wurden die Gänge selber (im Tagbau) ausgebeutet.

Verwendet wird Quarz für die Glaserzeugung. So bestanden im Raum Schlaining – Lockenhaus einige Glashütten von durchaus überregionaler Bedeutung; die Betriebe wurden im 18. Jhd. eingestellt. Länger, nämlich bis 1870, hielt sich die Glasfabrik in Schreibersdorf, die mit Braunkohle aus dortigen Vorkommen befeuert wurde.

Asbest

In der Natur tritt Asbest in zweierlei Modifikationen auf, dem langfaserigen und spinnbaren Chrysotilasbest, von dem bei Bernstein schöne Exemplare auftreten, allerdings nie in bauwürdigen Anreicherungen, und dem kurzfaserigen, spröden Hornblendeasbest, dem besondere gesundheitsschädliche Wirkung attestiert wird. Ein solcher tritt bei Rechnitz (H. ROSENBERG, 1928) in verschieferten Serpentinlinsen auf und wurde in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts abgebaut.

Ton

Die bekanntesten Vorkommen höherwertiger Tone im Burgenland sind jene von Stoob, die Basis der dortigen Keramikindustrie. Das Rohmaterial wurde im Gemeinewald gewonnen. Größer ist die Lagerstätte an der Straße nach Großwarasdorf.

Nach P. WIEDEN handelt es sich um Tone mit Kaolinit als Hauptgemengteil. Demnach sind sie aus der Verwitterung von feldspathhaltigen Gesteinen bei feucht-warmem Klima entstanden und bei der Erosion an die heutige Lagerstätte verschwemmt worden, wo sie zwischen diversen Sanden des Sarmat und Pannon eingelagert auftreten. Sie sind bestens geeignet für die Erzeugung von Steinzeug.

Edelserpentin

Dieses Gestein gehört nicht in die Gruppe der Industriemineralien und wird nur wegen seines Bekanntheitsgrades und seiner wirtschaftlichen Bedeutung für das Burgenland hier mitaufgezählt.

Edelserpentin ist ein Handelsname. Er tritt in den Serpentinergesteinen bei Bernstein auf und ist bei deren Umbildung entstanden. In Wirklichkeit ist es ein metasomatisch vollständig veränderter Metagabbro (F. KOLLER, 1985). Das Rohmaterial, welches zu Schmuck und kunstgewerblichen Gegenständen verarbeitet wird, wird heute sozusagen als Nebenprodukt beim Steinbruchbetrieb gewonnen.



Abbildung 38.
Edelserpentin von Bernstein.

Energierohstoffe

Bis zum Ende des 18. Jahrhunderts war Holz der klassische Energierohstoff in der Industrie, etwa zur Befuerung in der Glas- und Ziegelindustrie. Im Hüttenwesen musste das Holz erst verkohlt werden; der Bedarf war sehr hoch und entsprechend stark litten die Wälder. Der Einsatz der Dampfmaschinen ermöglichte einen Ausbau der industriellen Kapazität, der Energiebedarf konnte nun durch Holz allein nicht mehr befriedigt werden und so setzte gegen Ende des 18. Jahrhunderts eine Suche nach „Steinkohle“ (im Gegensatz zur Holzkohle) ein. Vor Einführung eines kostengünstigen Massenverkehrsmittels, zu dem sich später die Eisenbahn entwickelte, suchte die Industrie zunächst die Nähe der Lagerstätten. In der weiteren Folge wurde die Kohle zu anderwärtig entstandenen Industriebetrieben verfahren, um gegen Ende ihrer Bedeutung wieder in nahebei errichteten kalorischen Kraftwerken eingesetzt zu werden, wie im Falle der Kohle von Tauchen.

Das Rohmaterial der Kohle bildet die organische Substanz entweder von Niedermooren zusammen mit eingeschwemmtem Holz oder stammt von Hochmooren. Bisweilen sind noch die Wurzelböden erhalten mit Baumstümpfen in ursprünglicher Position. Eine nachfolgende Überlagerung der organischen Substanz durch Mergel und Sande verhütete Oxidation, bevor es zur Inkohlung kam. Diese wurde durch tektonische Vorgänge noch verstärkt und dadurch der Heizwert erhöht, wie beispielsweise am Brennbberg.

Der erste Kohlebergbau war jener des Brennbberges, der durch die Nähe der Stadt Ödenburg einen Standortvorteil besaß. Die Glanzkohle von helvetischem Alter wurde bereits 1793 gebaut und hatte einen Heizwert von 4500–5000 Kcal bei 0,3–1 % Schwefel und 1–8 % Asche. Auf Grund der Lagerstättenverhältnisse wurde sie hauptsächlich von heute ungarischer Seite gebaut, auch die Kohle unter österreichischem Staatsgebiet. Die gleich alte Kohle von Sieggraben hat es nie zum Abbau gebracht.

Jünger, nämlich aus dem Badenum, sind die Kohlen von Thalheim-Schreibersdorf und Tauchen-Mariasdorf, wo Kohle mit einem Heizwert von 3200 bis 3500 Kcal schon vor 1770, beachtliche Mengen dann in der Zeit von 1860 bis 1967 abgebaut wurden, von Ritzing, wo ab 1799 gelegentlich ein kleindimensionaler Bergbau umging, sowie von Bubendorf, wo Kohle mit einem Heizwert von ca. 2500 Kcal von 1860 bis 1875 für eine Schwefelsäurefabrik gewonnen und dann noch einmal von 1949 bis 1954 eher geringe Mengen abgebaut wurden. Es handelte sich in allen Fällen um lignitische Braunkohle mit relativ hohen Schwefel-Aschengehalten. Von geringer Bedeutung war auch der Bergbau von Henndorf bei Jennersdorf, der anscheinend 1885 eröffnet und während des Ersten Weltkrieges eingestellt wurde.

Von den zahlreichen nicht bauwürdigen Kohlevorkommen des südlichen Burgenlandes ist jenes von Höll-Deutsch Schützen, eine Kohle von pontischem Alter, zu erwähnen. In einer flach nach Südosten abtauchenden Mulde liegen ca. 8 Mio. Tonnen Kohle (K. NEBERT, 1980), die bergwirtschaftlichen Faktoren sprechen allerdings gegen einen Abbau.



Abbildung 39.
Braunkohlentagbau der Neufelder Kohlenbergbau-Gesellschaft um 1949 (Archiv der Volksschule Langau, NÖ).

Das bedeutendste Kohlenrevier des Burgenlandes ist jenes von Pöttching – Stinkenbrunn (jetzt: Steinbrunn) – Neufeld – Zillingtal. Die Kohlen sind ebenfalls von pontischem Alter. Der Abbau begann zu Anfang des 19. Jahrhunderts, zunächst als Tiefbau. Durch die Fortschritte der Abbautechnik konnte später auf

Tagbau umgestellt werden. Absatzgebiet war die Industrie im Wiener Becken und Wien. Die letzten Betriebe wurden vor 1960 geschlossen. An verbliebenen Anzeichen dieser Tagbaue finden sich die heute sehr beliebten Badeseen in diesem Gebiet.

Baurohstoffe

Maria HEINRICH

Zusätzlich zu den bereits zuvor besprochenen Tonen und Lehmen gibt es in allen geologisch-tektonischen Großeinheiten des Burgenlandes als Baurohstoffe verwertbare Gesteine. Nutzbare Festgesteine treten in den zentral- und oberostalpinen Komplexen in den mittleren Landesteilen und im Nordburgenland auf, hochwertige Fest- und Lockergesteine kommen in den tertiären Becken und Buchten vor, quartäre Kiese und Sande bedecken Täler und Terrassen des südlichen und mittleren Burgenlandes und weite Flächen in den nordöstlichen Landesteilen. Eine Übersicht zu den Anfang der 90er Jahre im Burgenland aktiven Abbaustellen, den gewonnenen Locker- und Festgesteinsmengen und den regionalen Versorgungskapazitäten gab M. HEINRICH (1995a und b).

Kiese und Sande

In den jungen, holozänen Talfüllungen ist der Grundwasserstand zumeist hoch, sodass nur Nassbaggerungen wirtschaftlich sind, sofern vom Einzugsgebiet her überhaupt genug feste Komponenten geliefert wurden und eine Nutzung von der Qualität her in Frage kommt. Der Schutz des Grundwassers erforderte z.B. für die Kiesgewinnung im unteren Lafnitztal zwischen Rudersdorf und Heiligenkreuz besondere Planungs- und Rekultivierungsmaßnahmen (M. HEINRICH et al., 1987; N. HARY & T. KNOLL, 1987).

Während sich die pleistozänen Terrassensedimente im südlichen und mittleren Burgenland mit nur wenigen Metern Mächtigkeit lediglich für lokale Nutzung anbieten, erfolgte in den letzten Jahren eine deutliche Zunahme der Kiessandgewinnung von überregionaler Bedeutung im Bereich der Terrassen der Parndorfer Platte (H. BRÜGGEMANN, 1989; G. LETOUZÉ, 2000 [in Bearb.]). Auch in den wärmzeitlichen Schottern des Seewinkels findet rege Abbautätigkeit statt, die allerdings wegen des hohen Grundwasserstandes und aus Gründen des Landschaftsschutzes von der Raumplanung nicht favorisiert wird.

Unter den Sanden sind vor allem die Vorkommen im Tertiär (Pannonium) des mittleren Burgenlandes (Ödenburger Pforte und Oberpullendorfer Becken) hervorzuheben, die in großzügigen Abbauen im Raum Weppersdorf – Lackenbach – Unterfrauenhaid – Lackendorf gewonnen werden. Zu den vorwiegend in der Baustoffindustrie, im Baugewerbe und im Sportstättenbau eingesetzten Rohstoffen liegt eine ausführliche sedimentpetrographische Bearbeitung von H. KURZWEIL & S. GIER (1993) vor. Sie deuten die Abfolge als fluviatile und Delta-Sedimente und halten die Sedimente nicht für höherwertige Einsatzbereiche (Form- und Gießereisand) bzw. für eine Veredelung zu Glasrohstoff geeignet.

Weiters finden sich für die regionale Versorgung wichtige Sandgruben südlich des Günser Berglandes



Abbildung 40.
Nassbaggerung von Kies und Sand im Lafnitztal bei Königsdorf.

im Badenium bei Gfangen und Wiesfleck (G. MALECKI et al., 1987) und in randnahen Sedimenten (Badenium, Sarmatium) des Wiener Beckens bei Stotzing und zwischen Wimpassing und Hornstein (vgl. M. HAAS, 1996).

Zu einer ausführlichen Bestandsaufnahme der nutzbaren Lockergesteine im Burgenland siehe H.R. PIRKL et al. (1981).

Kalksteine, Kalksandsteine, Dolomite, Marmore

Unter den Karbonatgesteinen sind zuvorderst die Leithakalke und detritären Leithakalke hervorzuheben, die bereits seit der Römerzeit als Bausteine genutzt werden und bei St. Margarethen noch als Werksteine, für Restaurierungen und für die Kunststeinerzeugung abgebaut werden. A. ROHATSCH (2001, in Vorb.) führte unter anderen für den porösen Algen-Foraminiferen-Kalksandstein, entstanden in marinem, bewegtem Flachwassermilieu (Mittleres bis Oberes Badenium), als Verwendungsbeispiele die Restaurierungsarbeiten in Wien an den Kirchen St. Stephan und Maria am Gestade, Architektur und Plastiken von Schloß Schönbrunn, sowie die Fassaden von Südbahnhof, Musikverein und Börse an. Die ehemals bedeutenden Leithakalk-Vorkommen von Kaisersteinbruch, Breitenbrunn, Stotzing und Loreto werden nicht mehr abgebaut.

Neben der Werkstein-Tradition hat der Leithakalk wesentliche Bedeutung für die Zement- und Kalkherstellung. Bei Müllendorf besteht seit 1889 eine Kalkbrennerei und Kreidefabrik, deren Geschichte in H. HAHNENKAMP (1994) lebendig geschildert wurde. Heute noch wird aus dem hier durch Diagenesevorgänge (W.-C. DULLO, 1983) weich-kreidig vorliegenden, reinen Kalkstein (ca. 97 Masse-% CaCO_3 -Gehalt, Angaben zum Weißegrad siehe B. MOSHAMMER, 1999) Schlammkreide für die Farben-, Kautschuk-,



Abbildung 41.
Steinbruch St. Margarethen, aus dem die meisten Quader für Bauten in Wien (u.a. Stephansdom) gewonnen wurden.
Aufnahme: R. FORSTNER (vor 1897?).

Kleb- und Kunststoffindustrie im Inland und für den Export erzeugt.

Mit einer Produktion von jeweils etwa 300.000 Tonnen pro Jahr gehören zwei Dolomitsteinbrüche zu den bedeutendsten Abbauen des Burgenlandes. Einer liegt bei Wimpassing an der Leitha in mitteltriadischen Gesteinen des Zentralalpinen Permo-Mesozoikums (Unterostalpin), der andere im Bezirk Oberwart bei Hannersdorf, wo blaugrauer dolomitischer Plattenkalk und Dolomit (Devon, vgl. SCHÖNLAUB [1994], auf der Karte fälschlicherweise Trias) im oberostalpinen Grundgebirge der Südburgenländischen Schwelle genutzt wird. Zu ausführlichen Beschreibungen beider Brüche mit technischen Daten und Verwendungspalette siehe G. POSCH (1998). Ein weiterer Bruch in der paläozoischen Karbonat-Folge liegt bei Kirchfidisch.

In grobkörnigen, grau-weiß gebänderten, mitunter auch reinweißen Marmoren der Siegggrabener Einheit (Mittelostalpinen Kristallin) liegt ein aktiver Steinbruch südwestlich Siegggraben (vgl. Ch. MILOTA, 1983).

Sericitkalkschiefer der Rechnitzer Einheit (Kreide, Penninikum) werden nordwestlich Rechnitz im Steinbruch Budi für Wurfsteine (Flußbau), für Grabsteine und Mauerwerk sowie zur Herstellung von Brecherprodukten und Gesteinsmehlen abgebaut. Ein weiterer Steinbruch liegt bei Unterkohlstätten, bis vor wenigen Jahren wurden hier Wegeplatten und Gartenmauersteine gewonnen.

Gneis

Von regionalwirtschaftlicher Bedeutung, vorwiegend für den Straßen- und Wegebau, ist der Bruch im mittelkörnigen Orthogneis der unterostalpinen Grobgneiseinheit im Ödenburger Kristallin nördlich Neckenmarkt; eine neue geologische Bearbeitung des Raumes liegt durch die Arbeit von E. DRAGANITS (1996) vor.

Basalt, Metabasite, Grünschiefer, Serpentinite

Im Basaltwerk am Pauliberg werden zur Zeit jährlich etwa 250.000 Tonnen Gestein zur Herstellung von hochwertigen Brech- und Edelbrechkörnungen mit vorwiegendem Einsatzbereich im Straßenbau abgebaut, daneben wird Splitt, Sand und Mehl zur Bodenverbesserung angeboten. Nach E. PISO (1969; vgl. auch Ch. POULTIDIS & H.G. SCHARBERT, 1986) zeigt der direkt dem kristallinen Grundgebirge auflagernde Basalt eine Differentiationsabfolge dreier aufeinanderfolgender Eruptionsphasen von dunklem und hellem Olivinbasalt zu Trachydolerit; die der Qualität nicht zuträgliche Sonnenbrennerstruktur geht auf partienweise Gehalte von leicht verwitterbarem Analcim zurück. Die Brüche von Stoob und Oberpuldendorf sind nicht mehr in Betrieb.

In den Metabasiten, Grünschiefern und Serpentiniten der Rechnitzer Einheit (Kreide, Penninikum) lie-

gen eine Reihe von aktiven Steinbrüchen. Hervorzuheben sind mehrere, teils große Brüche zwischen Burg und Kohfidisch, weiters die Grünschiefer, die als Nebengestein im Steinbruch Budi gewonnen werden, und die großen Serpentinbrüche nördlich Rumpersdorf und um Bernstein. Vorzugsweiser Einsatzbereich der Gesteine ist der Straßen- und Wegebau. Die Linsen von gut bearbeitbarem Chloritfels (nach F. KOLLER [1990], metasomatisch vollständig veränder-

ter Metagabbro) im Serpentin aber haben Bernstein weithin berühmt gemacht. Der sogenannte Edelserpentin wird nach H. HAHNENKAMP (1994) seit der Jungsteinzeit von Menschen genutzt, erst zur Herstellung von Werkzeug und Waffen, für Gebrauchsgegenstände und bis heute für Schmuck und Zierrat. Auf der Karte eingetragen ist auch noch der periodisch aktive Bruch im mineralogisch interessanten Serpentin von Steinbach (M. GÖTZINGER, 1982).

Hydrogeologie der burgenländischen Gesteine

Walter F.H. KOLLMANN

Hydrogeologische Einheiten

Grundsätzlich sind im Burgenland zwei verschiedenen ausgebildete hydrogeologische Einheiten zu unterscheiden:

- ① Festgesteine mit Trennfugendurchlässigkeit durch tektonische Zerschneidung bzw. bei kompakter und massiger oder meist geschieferter Ausbildung mit oberflächennaher Entwässerung in deren Verwitterungsschwarte. Vereinzelt und lokal zeigen karbonatreiche Gesteine durch chemische Lösungsvorgänge der versickernden Niederschlagswasser Korrosionserscheinungen, die zu einer geringfügigen Porosität, aber auch Verkarstung, Anlass geben (z.B. Kalkschiefer, Marmor, Rauhwanke, Kalkarenite, mürbe Kalksandsteine).
- ② Lockergesteine mit meist geringmächtigen, heterogenen und räumlich begrenzten Porengrundwasserleitern bzw. weit verbreiteten geringdurchlässigen bis dichten Feinsand-Schluff-Ton-Abfolgen.

Eine detaillierte kartographische Darstellung hydrogeologisch relevanter Daten wie Quellaustritte, Brunnenstandorte, Schongebiete, Speicherefähigkeit, Art und Beschaffenheit der Grundwasserträger erfolgt auf der „Hydrogeologischen Karte der Republik Österreich 1 : 1.000.000“ (T. GÄTTINGER & H. PRAZEN, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien [1968]). Eine größermaßstäbige Darstellung der burgenländischen hydrogeologischen Verhältnisse ist auf der GIS-Grundlage der neuen Hydrogeologischen Karte der Republik Österreich 1 : 500.000 geplant.

Detaillierte themenorientierte hydrogeologisch-wasserwirtschaftliche Informationen sind als Kartenbeilagen (24 Exemplare) in Form eines Atlases im Maßstab 1 : 50.000 für die drei südburgenländischen Bezirke Oberwart, Güssing und Jennersdorf im publizierten Endbericht des Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekts BA-005a/78–84 „Geohydrologische Untersuchung zur Beurteilung der Wasserhöflichkeit im südlichen Burgenland 1978–1984“ (W. KOLLMANN, 1987) enthalten.

Geologischer Aufbau

Das Grundgebirge gehört mit seinem kristallinen Anteil zum Nordostsporn der Zentralalpen und nimmt den Raum des Rosalien- und Leithagebirges, Wechselgebietes, das Bernsteiner Bergland und den

südlichen Teil der „Buckligen Welt“ ein. Die Höhenrücken, die sich bis nach Ungarn erstrecken, gehen gegen Osten und Südosten nahtlos in das tertiäre Hügelland über. Deutlich erkennbar sind Verebnungsflächen, beispielsweise in Höhen um 650 m ü. A. im nördlichen Teil, gegen Südosten auf durchschnittlich 550 m Höhe absinkend. In diese alte Landoberfläche, gebildet als Denudationsfußfläche im Zuge tektonischer Ruhephasen während der epirogenetischen Hebung des Alpenkörpers im Jungtertiär, sind die Täler mit relativ steilen Hängen eingesenkt.

Im kristallinen Grundgebirge herrscht ausgeprägter Decken- bzw. Schuppenbau. Von den großtektonischen Einheiten der Ostalpen liegt als tiefste das Penninikum in drei Fenstern unter den unterostalpinen Decken: Im Süden der westliche Teil des Rechnitzer Fensters, nördlich davon das Bernsteiner Fenster und am Nordrand das Fenster von Möltern.

Der unterostalpine Rahmen dieser Penninfenster besteht aus der (tektonisch tieferen) Wechselinheit und der Grobneiseinheit, beide nur lokal durch Permesozoikum getrennt. Auf beiden unterostalpinen Einheiten liegen Erosionsreste von Mittelostalpin (Sieggrabener Serie).

Dieser Decken- bzw. Schuppenbau wird von zahlreichen, meist etwa NE–SW- bis N–S-streichenden Störungen erfasst. Größere Bruchlinien sind im Verlauf des Wiener- und Pannonischen Beckens im Norden und im Süden entlang des Sulzbach- und Pinkatales durch die Blockmurenschuttabgänge im Ottnangium und Karpatium (Auwald- und Brennbergsschotter, Sinnersdorf-Formation) als die ältesten Neogenablagerungen dieses Raumes markiert. Auf diese z.T. selbst noch von Verstellungen betroffenen Schichten legen sich, meist schon in größerer Entfernung vom Grundgebirge, die jüngeren Tertiärschichten bzw. quartäre Schotter.

Beispielsweise greift die Tertiärbucht von Friedberg – Pinkafeld als Randbucht des Steirischen Beckens weit nach Norden in den Gebirgskörper ein. Ihre Entstehung ist vorgezeichnet durch eine bedeutende Störung, die das (klassische) Wechselgebiet im Osten begrenzt und meistens durch Tertiärablagerungen (Sinnersdorf-Formation, ? Karpatium) markiert wird. Gegen Osten geht die Pinkafelder Bucht in die Tertiärsenke mit auf- und vorgelagerten altpleistozänen Terrassensedimenten, meist aus umgelagerten tertiären Kiesen, Sanden und vor allem Schluffen, zwischen dem Günser Bergland und dem Eisenberggebiet über.

Mit diesem beginnt die „Südburgenländische Schwelle“, die sich nach Südwesten bis St. Anna am Aigen erstreckt und das Steirische Becken von der Kleinen Ungarischen Tiefebene trennt.

Das tertiäre Hügelland stellt eine ausgedehnte Riedellandschaft mit breiten Sohlentälern dar. Die Entwässerung erfolgt in erster Linie durch die Leitha, Wulka, Rabnitz und deren Zubringer, sowie Feistritz, Lafnitz und Pinka, nur im nördlichen und nordöstlichen Randbereich fließen die Gewässer zur Donau, Pinka und Güns münden in Ungarn in den Raabfluss und damit in weiterer Folge in das Schwarze Meer.

Klima

Das Klima zeigt deutlichen pannonischen Einschlag zufolge der Abschirmung durch die Zentralalpen gegen atlantische Einflüsse und der Nachbarschaft zum Pannonischen Becken. Der nördliche Teil gehört zu den gewitterreichsten Zonen Österreichs. Schwere Unwetter führen immer wieder zu Vermurungen und Hochwässern.

F. NOBILIS (1980) behandelte anhand der Beobachtungen bis 1970 der hydrographischen Stationen einige Klimaelemente unter Einbeziehung überregionaler Erkenntnisse aus unterschiedlichen Beobachtungszeiträumen:

Der mittlere Jahresniederschlag beträgt im Süden etwa 700–800 mm und steigt im Norden auf etwa 800–900 mm an. Als bisheriges Maximum wurde in Bad Tatzmannsdorf am 6. 8. 1968 ein Tagesniederschlag von 116,8 mm beobachtet. Gewitter treten durchschnittlich an 30–35 Tagen im Jahr, im Norden etwas häufiger, auf. Die Zahl der Tage mit Niederschlag >1 mm beträgt im Süden etwa 90–100 und steigt im Norden auf etwa 110–130 an. Ohne bzw. ohne messbaren Niederschlag sind etwa 260 Tage im Süden und gegen 230 Tage im Norden.

Die mittlere Anzahl der Tage mit Schneebedeckung liegt im Süden zwischen 40 und 50 (im Norden gegen 70). Die mittleren größten Neuschneehöhen bewegen sich zwischen 20 und 30 cm (im N zwischen 30 und 50 cm).

Die wahren Jännermittel der Temperatur betragen etwa –2 bis –5°C, die des Juli etwa 18 bis 20°C. Die wahren Temperaturmittel des Jahres bewegen sich zwischen 5 und 8°C, im Norden darunter. Die Jahreschwankung liegt bei 20 bis 22°C, im Norden 18 bis 20°C.

Überschlägige Werte für die reelle Evapotranspiration, gemittelt über ein Normaljahr, lassen sich nach der Formel von TURC für die Talstationen mit ca. 460 mm/a ET_{reell} berechnen.

Die Abflussziffer (Niederschlagsanteil, welcher abfließt) beträgt in Kristallineinzugsgebieten etwa 21–30 %, im Tertiär <20 %. Die jährlichen mittleren Abflusshöhen, welche an den amtlichen Pegeln 1970–1974 gemessen wurden, betragen 152 bis 283 mm/a. Da die Pegelzugsgebiete durch ähnlich heterogenen geologischen Aufbau gekennzeichnet sind, liegt die Ursache des Unterschieds in der höheren Niederschlagsmenge, welche die höhergelegenen Einzugsgebiete (z.B. Wechselgebirge mit dem Ursprung der Pinka) empfangen. Fast ausschließlich von den geologischen Verhältnissen hängt dagegen eine Komponente des Gesamtabflusses, der „langfristige Abflussanteil“ A_L ab. Dieser wird als grundwasserbürtig bezeichnet, da – nach er-

folgter Niederschlagsinfiltration oder Uferfiltration – die Retentionseigenschaften des Untergrundes das zeitlich verzögerte Abfließen bzw. Wiederabfließen im Oberflächengewässer steuern. Dieser gespeicherte Anteil, der durch mehrmalige Trockenwetterabflussmessungen aus geologisch definierten Kleinzugsgebieten gemessen wurde, wird bei den hydrogeologischen Gesteinsbeschreibungen diskutiert.

Das betrachtete Gebiet ist entsprechend einer im Atlas der Republik Österreich dargelegten Klimaklassifikation als vorwiegend illyrischer Typ mit einem Übergang im Osten zum pannonischen Klimatyp zu bezeichnen.

Hydrogeologische Beurteilung Festgesteine

Kalkarenite und Corallinaceenkalk (Leithakalk)

Die tertiären Ablagerungen des Leithakalks stellen aus aufgearbeitetem Biogendetritus gebildete Kalkarenite der Küstenfazies dar. Da die Feinanteile und damit verbunden die Wirkung der Zementation zur diagenetischen Verfestigung der Sande schwankt, liegen lockere, mürbe und feste Kalkarenite vor. Mergelige Entwicklungen sind im Randbereich als Einschaltungen ausgebildet.

Badenium

Die ältesten karbonatischen Tertiärsedimente stammen aus der Zeit des Badenium. Neben einem sehr kleinräumigen und daher in diesem Zusammenhang unbedeutenden Vorkommen der Oberen Lageniden-Zone an der Straße Winden – Kaisersteinbruch, stammt die Hauptmasse der Kalkarenite aus der großen Transgression der Oberen Sandschaler-Zone. Innerhalb der im dm- bis m-Bereich gebankten Kalksteinsandschichten treten dm-mächtige Mergelinschaltungen auf. Vor allem im Nahbereich des Kristallins konnte das Auftreten von Quarz, Glimmerschiefer, Muskovit und Quarzit-Komponenten im Kalkarenit beobachtet werden. Eine Transgressionsbildung ist an der Basis der Kalkarenite der Oberen Sandschaler-Zone am N-Hang des Hackelbergs zu den liegenden Glimmerschiefern hin gut zu beobachten. Sonst zeigen die Kalkarenite der Oberen Sandschaler-Zone eine eher rein karbonatbiogene Komponentenzusammensetzung.

Die Biosparite weisen ein mittel- bis grobsandiges komponentengestütztes Gefüge auf. Als Zwischenmittel liegen fein bis mittelsandige Bioklaste vor. Die Kalkarenite sind durch grobspätigen B-Zement verfestigt. Fehlt der feinsandige bis mittelsandige Anteil, dann zeigt auch der Zement nur randliche Bildungen und infolge der 15–20 % Zwickelporosität erhält der Kalkarenit einen mürben bis lockersandigen Charakter. Solche Bereiche liegen oft in cm-Dimensionen vor und besitzen für Durchlässigkeiten auf Grund des fehlenden kommunizierenden Porensystems nur geringe Bedeutung. Eine Relevanz hinsichtlich der Durchlässigkeit ist allerdings im Zusammenhang mit



Abbildung 42. Blick von Süden auf das Leithagebirge westlich von Purbach mit dem Erlgraben.

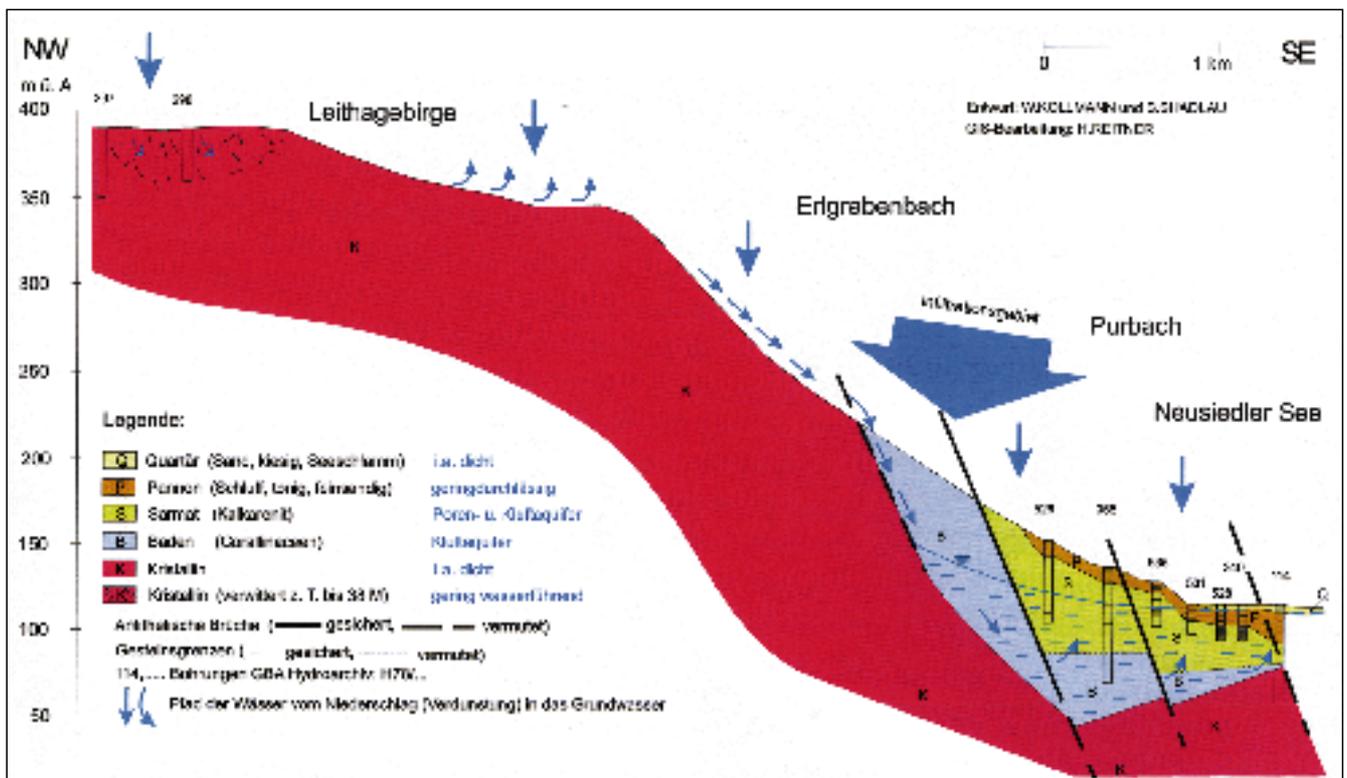


Abbildung 43. Der Leithakalk als Wasserspeicher: Hydrogeologischer Schnitt vom Leithagebirge auf Höhe Purbach zum Neusiedlersee. Bohrdatenkorrelation aus der HydGeo-Datenbank unter Einsatz von „Wellmaster“.

Klüften und nachfolgend ansetzender Korrosions-
 erweiterung im Sinne einer Verkarstung möglich.
 Die grau-grünen Mergelzwischenlagen mit mm-
 dünner Schichtung sind kaum diagenetisch verfes-

tigt und quellen bei Wasserkontakt auf. Die feinen
 <1 mm breiten Klüfte innerhalb der Schichten dürften
 eher auf Austrocknung als auf die Tektonik zu bezie-
 hen sein.



Abbildung 44.
Messstellenbohrung Purbach (Juli 1999).

Sarmatium

Die zweite entscheidende Transgression, von welcher Sedimentablagerungen im Bereich der Breitenbrunner Steinbrüche und der Thenau erhalten sind, erfolgte mit der sarmatischen *Criboelphidium reginum*-Zone. Die Ausbildung der Kalkarenite variiert von fein- und mittelsandigen zu mittel- und grobsandigen Bänken. Generell handelt es sich um weiße, als Biosparit zu bezeichnende Sedimente, deren Biogenmaterial im Wesentlichen dem der vorhergehenden besprochenen Kalkarenite der Oberen Sand-schaler-Zone entspricht. Die Bankung liegt im Meterbereich. Um Mergelzwischen-schaltungen tritt dm-bis cm-mächtige Schichtung auf und auch ein Anstieg des Mergelgehaltes der Kalkarenite.

Durch sparitische Zementation bleibt nur noch eine Kammerporosität von 15–20 %, verursacht durch Schalenlösung und Gehäusehöhlräume. Ihre Bedeutung für die Durchlässigkeit ist auf Grund der fehlenden kommunizierenden Porenräume zu vernachlässigen. Durchlässigkeit ist an den seltenen Klüften, bzw. durch fehlendes Zwischenmittel im Bereich der Schichtflächen gegeben. Zwickelporosität ist auf Grund der dichten Packung durch feinsandiges Material und der sparitischen Zementation zu vernachlässigen.

In allen Steinbrüchen konnten offene Zerrungsklüfte beobachtet werden. Mit Ausnahme größerer Störungen enden sie meist bei starker Änderung des lithologischen Charakters, wie z.B. den dm-mächti-

gen Mergeln, an solchen Einschaltungen. Durch Kernbohrungen im Raum Purbach konnten z.T. beträchtliche Korrosionserweiterungen zu Karstschläuchen beobachtet werden, welche die Gebirgsdurchlässigkeit in Form von Trennfugendurchlässigkeit zusätzlich zur Porendurchlässigkeit teufenbereichsweise maßgeblich erhöhen.

Metamorphe Karbonatgesteine und dolomitische Rauhewacken

Neben den durch Trennfugendurchlässigkeit gut wasserleitenden Grobgnaisen besitzen vor allem die durch Korrosion schwach porösen Karbonate wasserwirtschaftliche Bedeutung. Eine große Anzahl von kleinen Ortswasserversorgungen bezieht ihr Wasser aus Einzugsgebieten in Kalkphylliten, Marmoren und Rauhewacken der Trias. Die Ergiebigkeiten liegen durchwegs über 1 l/s und erreichen manchmal 5 l/s.

Da die Quellwässer aufgrund des reichlichen Lösungsangebots „mittelhart“ bis „ziemlich hart“ reagieren, ist eine Pufferung der freien Kohlensäure und somit ein Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtszustand gewährleistet, sodass keine technischen Probleme hinsichtlich Aggressivität zu befürchten sind.

Amphibolite und andere Grüngesteine

Im kristallinen Grundgebirge deckt sich im Allgemeinen das orographische mit dem hydrogeologischen Einzugsgebiet. Ausnahmen sind dann gegeben, wenn über geneigten, dichteren phyllitischen Serien eine höhere tektonische Einheit mit durch den Deckentransport zerrütteten und wasserwegigen Gesteinen zu liegen kommt. Grobgnaise können auf diese Weise räumlich ausgedehnte Kluffundwasserleiter bilden. Schichtquellen sind bei derartigen Lagerungsverhältnissen (Grobgnais auf Glimmerschiefer und Ähnlichem) besonders häufig.

Bei Quellaustritten aus basischen Gesteinseinzugsbereichen konnten keine statistisch überzufälligen Unterschiede im Vergleich zur hydrochemischen Gruppe der sauren Kristallingesteine festgestellt werden. Lediglich ein äußerst geringes Ca/Mg-Verhältnis (= Mg-Vormacht) deutet auf die höhere Löslichkeit der Magnesium-Eisen-Hydroxid-Silikate (W. KOLLMANN in A. PAHR et al., 1984). Deren vermutete Relevanz bei der Trinkwasserversorgung für geomedizinisch begründete Gesundheit, insbesondere von Frauen und Kindern, bedarf weiterer Untersuchungen.

In verwitterten Zonen sind die Gesamtlösungsinhalte (330 mg/l) und Härtebildner (Karbonathärte 3–9° dH, Gesamthärte 4–9° dH) angehoben, wobei manchmal eine größere Nichtkarbonathärte durch an Erdalkalien gebundene Sulfat- und Chloridäquivalente (1 mval/l) beobachtet werden kann. Eher Immissionen durch Luftschadstoffe und die Humuspassage durch Waldböden, weniger aber ausgelaugter Mineraldünger, dürften in solchen Einzugsgebieten neben der essentiellen Kalium- und Chloridanreicherung auch für die bis 36 mg/l hohen Nitratwerte verantwortlich sein.

Die stark schwankenden und allgemein geringen Quellschüttungen (<0,5 l/s), die Retentionswirkung

($A_u < 100 \text{ mm/a}$) und die allenfalls bereichsweise engständige Klüftung kennzeichnen einen eher unbedeutenden unterirdischen Entwässerungsmechanismus.

Metagranite und Gneise

Für diese Gesteine, welche durch grusige bis groblockige Verwitterung und tektonische Zerbrechung bereichsweise eine hervorragende Trennfugendurchlässigkeit aufweisen, konnte eine langfristig verzögerte Wasserabgabe A_u im Ausmaß von 101 ± 8 bis über $315 \pm 40 \text{ mm/a}$ der infiltrierten und gespeicherten Niederschlagshöhe ermittelt werden (W. KOLLMANN, 1981, 1982).

Quellen, die bis zu 10 l/s schütten können, sind großteils für Ortswasserversorgungen bzw. Regionalwasserverbände gefasst. Da Wässer aus derartigen Kristallineinzugsgebieten ganz allgemein äußerst gering mineralisiert sind ($40\text{--}200 \text{ mg/l}$) und keine Pufferung der reichlich gelösten freien Kohlensäure durch Härtebildner ($\text{KH} = \text{GH } 1\text{--}5^\circ \text{ dH}$) erfolgt, reagieren diese in hohem Maß aggressiv (W. KOLLMANN, 1977, 1980).

Lockergesteine

Die kurze Beschreibung hydrogeologischer, hydrologischer und hydrochemischer Verhältnisse soll als generelle Einführung nur einen Überblick über bisherige Untersuchungen vermitteln. Im Zuge der Erarbeitung von Grundlagen zur Erstellung einer Wasserhöfigkeitskarte für das südliche Burgenland konnten zu Vergleichszwecken Kurzpumpversuche mit Isotopenanalysen ausgeführt werden (W. KOLLMANN et al., 1987). Weitere laufende Projekte sowie Erfahrungen aus Exkursionen im ungarischen Grenzgebiet werden kurz umrissen.

Wie bereits in geologisch vergleichbaren Gebieten der Oststeiermark (H. BERGMANN et al., 1996) und des südlichen Burgenlandes (W. KOLLMANN, 1980) dargelegt, können diese Tertiärbecken als ausgesprochene Wassermangelgebiete eingestuft werden. Die Ursache liegt einerseits darin, dass am Aufbau vornehmlich feinsandig-schluffige Sedimente beteiligt und nur lagenweise Kiesfraktionen eingeschaltet sind. Diese stecken jedoch in feinkörniger Matrix, welche in erster Linie die Durchlässigkeit und nutzbare Porosität bestimmt und weitgehend herabsetzt.

Die quartäre Talentwicklung im periglazialen Bereich war durch periodisch erhöhte Wasserführung maßgeblich für eine verstärkte Lateralerosion. In leicht abtragbaren Tertiärsedimenten resultierte daraus lediglich eine Verbreiterung der Talböden. Sie zeichnen sich aber nicht durch mächtigere Akkumulationen aus. Überdies setzen sich die allenfalls nur wenige Meter mächtigen Aufschüttungen in Gebirgsferne fast ausschließlich aus umgelagertem oder durch Solifluktionvorgänge angeliefertem Tertiärmaterial zusammen.

Geringe Wasserwegsamkeit, seichtliegende Grundwasserspiegel, dünne Deckschichten und die Gefahr einer permanenten Verunreinigung tragen zur wasserwirtschaftlichen Problematik solcher Gebiete bei. Daran ändert auch das Vorhandensein tief liegender, fallweise artesischer Grundwasserstockwerke



Abbildung 45.
Künettenbaggerung und Tracernachweis im unteren Pinkatal nördlich Deutsch Schützen (Brunnenfeld Eisenberg).

ke wenig, da deren Mächtigkeit im Allgemeinen nur im Dezimeter- bis Meterbereich variiert. Eine rezente Regenerierung und Bewirtschaftung des Wasserangebotes ist bei schlieren- bis linsenartigen Vorkommen meist nicht gegeben. Isotopenhydrologische Studien an artesischen Wässern im südlichen Burgenland erbrachten dabei in den meisten Fällen sehr hohes Wasseralter (mittlere Verweilzeiten in der Größenordnung von einigen tausend – in Grundgebirgsnähe – bis ^{14}C -sterile, also >30.000 Jahre alte Wässer an der ungarischen Grenze), was auf eine Infiltration etwa in pleistozäner Zeit schließen läßt. Neuere Isotopenuntersuchungen lassen aber eine Tiefengrundwassererneuerung vor allem in der Nähe des Wechselgebietes vermuten (P. HACKER & W. KOLLMANN, 1981).

Andererseits ist zusätzlich zur geologisch vorgegebenen Ungunst als Wassermangelgebiete der tertiären und quartären Einzugsgebiete die klimatische Situation mitverantwortlich. Die mittlere Jahresniederschlagssumme (1901–1970) errechnet sich im österreichischen Grenzgebiet des tertiären Hügellandes mit 675 mm/a . Die mittlere Niederschlagshöhe im Winter beträgt 104 mm , im Frühjahr 156 mm , im Sommer 243 mm und im Herbst 172 mm . Die niederschlagsreichsten Monate sind der Juli und der August mit 83 und 84 mm , der niederschlagsärmste der Februar mit 28 mm .

Das Jahresmittel der Lufttemperatur (1956–1970) beträgt in Lutzmannsburg $9,9^\circ\text{C}$. Die geringste Monatsmitteltemperatur erreicht der Jänner mit $-1,0^\circ\text{C}$. Die höchste Monatsmitteltemperatur fällt in den Juli mit $20,1^\circ\text{C}$. Die Jahresschwankung erreicht demnach über 20°C . Die potentielle Verdunstung läßt sich als Abschätzung für die Einzelmonate (Dezember bis Februar vernachlässigbar) in Form einer potentiellen Evaporation angeben. Diese beträgt im März etwa $20\text{--}30 \text{ mm}$, im April mehr als 80 mm , im Mai und Juni $100\text{--}120 \text{ mm}$, im Juli $120\text{--}140 \text{ mm}$, im August $80\text{--}100 \text{ mm}$, im September $60\text{--}80 \text{ mm}$, im Oktober mehr als 40 mm und im November $20\text{--}30 \text{ mm}$.

Die Abflussziffer – sie gibt den Anteil der Gebietsniederschlagsmenge an, die an der Austrittsstelle des betreffenden Gebietes zum Abfluss kommt – beträgt nur 10% oder weniger. Noch geringer ist der Anteil des Jahresniederschlags, welcher infiltriert und längerfristig gespeichert wieder abgegeben wird. Dieser grundwasserbürtige Abflussanteil A_u kann nach

mehrmalig wiederholten hydrometrischen Simultanmessungen während Trockenperioden (W. KOLLMANN 1980, 1981, 1982) für tertiäre Einzugsgebiete des Südburgenlandes mit 30 ± 4 mm/a beziffert werden. Vornehmlich strähnige Grundwasserführung in altpleistozänen Terrassenkörpern (H. FRIEDL, 1983, 1987) ist für unerheblich bessere Retentionsspenden in der Größenordnung von 63 ± 10 mm/a bei breiterer Streuung maßgeblich. Dadurch, dass diese schwebenden GWL über der Vorflut exponiert sind, ist eine Alimention meist nur durch versickernde Niederschläge möglich. Die für eine überörtliche Nutzung relevante Grundwasserneubildung durch influent wirksame Flusstrecken (Oberflächenwasseralimentation in Mäanderprallhängen oder durch „Hangwässer“ im Zuge von Teilversickerungen bei Schwemmkegel-Überfließstrecken) ist bei älterpleistozänen Terrassen nur selten gegeben. Wasserwirtschaftlich sind diese daher nur sekundär relevant.

Grundwässer in neogenen Sedimenten

Blockschotter (Sannersdorf-Formation, Brenberger Blockstrom u. a.)

Maßgeblich für die geringe Durchlässigkeit und Porosität der karpatischen und älteren Murenschuttablagerungen sind nicht die aus grobem Blockwerk bestehenden Komponenten (bis >1 m³), sondern die großteils tonig-schluffig-feinsandige Matrix. Laboruntersuchungen an gestörten Sedimentproben des Bindemittels ergaben Werte für die Nutzporosität P^* um 7 % (Gesamtporenvolumen 50 %). In Auflockerungsbereichen konnte lokal eine etwas bessere Permeabilität beobachtet werden (W. KOLLMANN, 1977). Diesen faziellen, tektonischen, aber auch verwitterungsbedingten Umstand machten sich einige Wassergenossenschaften zunutze, indem sie Quellaustritte mit ca. 0,3–0,8 l/s fassten. Die Wässer sind gering mineralisiert (<150 mg/l) und sehr weich (KH = GH = 1,7–4,0° dH). Die Aufschließung von Tiefengrundwässern durch bis zu 87 m tiefe Bohrungen nördlich Pinkafeld war wegen zu geringen Zuflusses wasserwirtschaftlich überregional nicht relevant.

Badenium und Sarmatium

Beispielsweise für das südliche Burgenland werden Wiesfleck und Pinkafeld neben anderen Wasser spendern auch von Quellen aus der sandig-kiesigen Ausbildung des Badeniums, welches eine Nutzporosität P^* von 7–17 % aufweist, versorgt. Diese liefern 2–3 l/s im Jahresmittel und sind qualitativ äußerst unterschiedlich (KH = 0,6–10,4° dH; GH = 1,1–10,4° dH, mit örtlich höherer NKH bis 2° dH).

Tiefengrundwässer wurden bereits zu Beginn des Jahrhunderts durch mehrere artesische Hausbrunnen im Raum Pinkafeld – Riedingsdorf erschlossen (A. WINKLER-HERMADEN & W. RITTLER, 1949) und fließen teilweise mit etwas geringerer Ergiebigkeit immer noch, was auf nachhaltige Regenerierung, zumindest dieser Überfließmengen, deutet.

Im Gegensatz zur kurzfristigen Zirkulation der Quellwässer in den oberflächennahen Einzugsberei-

chen sind in den tieferen Aquiferen durch längere Verweilzeit die Lösungsinhalte der Wässer zu einem Gleichgewichtszustand gelangt (P. HACKER & W. KOLLMANN, 1981). Die Gesamthärten liegen bei 8,7–10,3° dH ziemlich konstant und lassen wegen höherer Werte für die „scheinbare“ Karbonathärte auf Ionenaustauschprozesse schließen (NaHCO₃-Tiefengrundwässer durch Kontakt mit pelitischen Permutiten).

Pannonium und Pliozän

Horizontgebundene und linsenförmig eingeschaltete Sande und Feinkiese in ansonsten feinklastischen und undurchlässigen Sedimenten sind Grundlage für eine bereichsweise nicht unwesentliche Grundwasserführung. Durchlässigkeitsbeiwerte k_f in den Größenordnungen um 0^{-4} – 0^{-6} m/s sind in derartigen Sedimenten mit einem nutzbaren Porenvolumen P^* von im Allgemeinen <10 % bestimmt worden (W. KOLLMANN, 1982).

Aus den meist schluffig-feinsandigen Sedimenten des Pannonium entspringen etwa um 5° dH weichere Wässer als aus pontischen Einzugsgebieten, welche Gesamthärten zwischen 11–14° dH (in Ausnahmefällen bis 28° dH) aufweisen. Technische Probleme bereiten meist überhöhte Eisen- und Mangankonzentrationen (0,01–2,3 mg Fe²⁺/l bzw. 0,02–0,8 mg Mn²⁺/l), die neben zu großen Gehalten für die überschüssige Kohlensäure (7–89 mg CO₂ aggr./l) einer Aufbereitung bedürfen.

Grundwässer im Quartär

Die flächenhaft weit verbreiteten altpleistozänen Terrassenschotter sind zwar stellenweise bis zu mehrere Meter mächtig (F. SAUERZOPF, 1998), aber durch heterogene lithologische Zusammensetzung, lehmige Verwitterung, schluffig-pelitische Bindemittel, was in beiden Fällen die Porendurchlässigkeit herabsetzt sowie fallweise Verkittung und Sinterbildung durch sekundäre Karbonatfällung wasserwirtschaftlich irrelevant. Dazu trägt auch noch die mächtige Abdeckung mit geringdurchlässigen Deckschichten bei, die zwar geogenen Schutz vor Verunreinigungen bietet, aber auch die Grundwasserneubildung infolge Hemmung der Versickerung bis auf <10 mm/a reduziert. Außerdem sind solche strähnigen Grundwasserleiter mit limonitischen Inkrustationen durch zu hohe Eisen- und Mangankonzentrationen zwar nicht gesundheitlich (im Gegenteil), aber wasserbereitungstechnisch unerwünscht.

Bei den seicht liegenden Grundwässern der alluvialen Talfüllungen ist die Problematik in Hinblick auf die Qualität und Verunreinigungsgefahr eine ungleich größere. Maximalwerte der Stickstoffverbindungen (NH₄⁺ <1 mg/l, NO₂⁻ $<0,07$ mg/l, NO₃⁻ <84 mg/l), Eisen- (<15 mg Fe²⁺/l) und Mangan-Gehalte ($<0,9$ mg Mn²⁺/l) werden gar nicht selten erreicht. Ebenso sind als Verunreinigungsindikatoren der Kaliumpermanganatverbrauch (KMnO₄ 2–10 mg/l), Phosphat (PO₄³⁻ 0,3–2,0 mg/l) und Chlorid (Cl⁻ 6–87 mg/l) bisweilen stark erhöht. Die Aggressivität seicht liegender Grundwässer wird durch ein ausgeprägtes Kalk-Kohlensäure-Ungleichgewicht mit überschüssiger Kohlensäure bis zu 56 mg/l, bedingt durch den petro-

graphischen Aufbau des oberflächennahen Sand-Kies-Körpers (vornehmlich Kristallin- und Quarzkomponenten) und das Huminsäureangebot saurer Wiesen und wilder Mülldeponien, begründet.

Aus dem genannten geologischen Grund bleibt bei nicht kontaminierten Talgrundwässern auch die Härte niedrig und erreicht kaum mehr als GH 15° dH, sodass daher nahezu keine Pufferwirkung auf die reichlich anfallende freie und überschüssige Kohlensäure ausgeübt werden kann.

Die Verunreinigungsgefahr ist gegeben durch einerseits bereichsweise fehlende bzw. abgetragene oder penetrierte Deckschichten, ansonsten durch deren zu geringe Mächtigkeit, die kaum mehr als 3 m erreicht. Eine positive Ausnahme stellt das untere Lafnitztal dar, das aus diesem Grund wasserwirtschaftlich und besonders schutzgebietsrelevant ist.

Andererseits ist für Kontaminationsgefährdung und hohe Eisen- und Manganlösungssetzung die sehr seichte Grundwasserspiegellage verantwortlich (M. HEINZ-ARVAND, 1983). Der Flurabstand zur Grundwasseroberfläche beträgt nur meist 1–3 m und zeigt somit an, dass jahreszeitlich und bereichsweise eine Benetzung und Auslaugung der lehmigen Deck- und Bodenschichten erfolgt. Der grundwassererfüllte oberflächennahe Sand-Kies-Körper ist in den Alluvionen der Haupttäler 2–9 m mächtig und aus lateral und vertikal faziell stark wechselhaften Sedimenten mit im Allgemeinen schlecht sortierter Kornzusammensetzung aufgebaut. Für das obere Pinkatal nördlich Pinkafeld und im Raum Oberwart sind durch Pumpversuche und Ein-Bohrloch-Isotopenverdünnungsversuche Werte für die Filtergeschwindigkeit v_f , Durchlässigkeit k_f und das nutzbare Porenvolumen P^* ermittelt worden (Tabelle 2). Brunneneigenschaften liegen allgemein unter 4 l/s bei Absenkungen s bis zu 2 m.

Tabelle 2.
Hydrologische Kennwerte
des oberflächennahen Sand-Kies-Körpers im oberen Pinkatal.

	N Pinkafeld	Raum Oberwart
v_f	ca. $5 \cdot 10^{-4}$ cm/s	ca. $1 \cdot 10^{-3}$ cm/s
k_f	$10^{-3} - 10^{-5}$ m/s	um 10^{-3} m/s
P^*	5–20 %	5–13 %

Mineral- und Thermalwässer

Das Auftreten von Mineralwässern und Säuerlingen ist geologisch ausschließlich an tektonische Linienamente von vertikaler Struktur und insbesondere an postvulkanische Erscheinungen des finalen Basaltvulkanismus im Plio-/Pleistozän geknüpft.

Beispielsweise durch eine W–E-gerichtete Störung im Rechnitzer Penninikum, an der Grünschiefer gegen Kalkphyllite versetzt sind, werden die seit der frühen Bronzezeit (A.J. OHRENBERGER, 1962) bekannten, frei ausfließenden Heilquellen von Bad Tatzmannsdorf alimentiert. Schon früh zu Beginn des Jahrhunderts wurden Thermalwässer in Unterschützen durch artesische Hausbrunnen erschroten (A.

WINKLER-HERMADEN & W. RITTLER, 1949). Seit 1947 wurden zur Steigerung der Ergiebigkeit der balneotherapeutisch genutzten Heilwässer geophysikalische Sondierungen, horizontale Stollenfassungen und Bohrungen auch im Bereich um Jormannsdorf ausgeführt. An der Basis der feinklastischen Sedimente des Pannon und Sarmat wurden geklüftete epimetamorphe, kalkhaltige Schiefer (vermutlich Kalkphyllite) teilweise bereits ab 60 m Tiefe angefahren. Die stark gesäuerten Mineralwässer sind wegen der günstigen geothermischen Tiefenstufe von 16 m/°C (J. ZÖTL & H. ZOJER, 1979) als Thermen weiter aufgeschlossen worden.

Verblieb die Bohrung Tatzmannsdorf Thermal 1 mit 896 m ET noch in Kiesen der Sandschalerzone der Badener Serie und erschloss daraus ein 38-grädiges, mit Na-HCO₃-Cl relativ gering mineralisiertes Süßwasser, so wurde eine weitere Tiefbohrung (Stegersbach Thermal 1) zwar bis auf 3200 m in die basalen Phyllite des Grazer Paläozoikums abgeteuft; genutzt werden jedoch die seichteren Teufenabschnitte des Sarmat (832–1030 m) und Oberen Baden (1390–1476 m), welche 38–46-grädiges, schwefelhaltiges Na-HCO₃-Wasser artesisch produzieren (J.G. ZÖTL & J.E. GOLDBRUNNER, 1993; J. GOLDBRUNNER & B. BÖCHZELT, 1998).

Die Gesamtmineralisierung der seichten Tatzmannsdorfer Trinkheilwässer variiert von 1537 bis



Abbildung 46.
Thermalquellenerschließung in Bad Tatzmannsdorf (1973).

5690 mg/kg, die Ionencharakteristik entspricht meist einem Ca-HCO₃-Säuerling, ist aber auch vom Ca-Na-Mg-HCO₃-CO₂-Typ. Zum Schutz insbesondere der Qualität, aber auch Quantität dieser artesisch überfließenden Tiefen-Kluftgrundwässer wurde ein Schongebiet festgelegt (H. SCHMID, 1971), in welchem Tiefenaufschlüsse von mehr als 6 m und Sprengungen wasserrechtlich bewilligungspflichtig sind.

Zahlreiche, nur wenig unterschiedlich mineralisierte Säuerlinge, genetisch an postvulkanische und tektonische Effekte gebunden, sind im Tauchenbach- und Stubenbachtal, hervorgerufen durch die Tauchentalstörung, bekannt. Es sind dies der Sauerbrunn von Goberling (SE Bergwerk), ein derzeit nicht genutzter Schachtbrunnen, der gesäuertes, seicht liegendes Mischwasser in der quartären Talfüllung erschließt. Ähnliche hydrogeologische Verhältnisse kennzeichnen das Mineral- und Sauerwasservorkommen von Maltern im oberen Tauchental. Zwischen Stuben- und Rettenbach wurden durch drei Bohrungen von 15–77 m Tiefe aus geklüftetem Kristallin (?Kalkphyllit) hochsteigende Mineralsäuerlinge – z.T. aber erst in den klastischen Talalluvionen – gefasst. Weitere bruchtektonisch vorgezeichnete Ausstritte sind in Drumling und Bad Schönau (A. PAHR, 1967). Dort wurde im Jahr 1968 mittels einer 435 m tiefen Bohrung durch die Sinnersdorfer bzw. Krumbacher Schichten im geklüfteten und tektonisch an der Krumbacher Störung zerrütteten Grundgebirge (?Kalkphyllit) der Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Fe-Säuerling gefasst. Die Sixtina-Heilquelle, ein nach unbestätigten mündlichen Angaben in 60 m Tiefe erbohrtes, gespanntes und hochmineralisiertes (2,5 g/kg) Sauerwasser, ist vermutlich an zugehörige parallele Brüche der Wechsel-Ostrand-Störung gebunden (frdl. Mitt. von A. PAHR). Wenig bekannte Säuerlinge treten teils natürlich als Quellen in Eisenhüttl, Steingraben, Klostermarienberg und Piringsdorf durch Nachbohrung aus oder wurden durch CF-Strukturbohrungen und artesische Hausbrunnen in Rauchwart, Deutsch Tschantschendorf und Gerersdorf angetroffen.

Die wohl bekanntesten und ältesten Versandmineralwässer des südlichen Burgenlandes werden in Sulz bei Güssing durch eine Reihe von Seicht- und Tiefbohrungen, die bis in das Grundgebirge der Südburgenländischen Schwelle (Phyllite, Grün- und Serizit-schiefer, aber v.a. Karbonate, insbesondere Dolomitgesteine des Grazer Paläozoikums als Lösungsprodukt für den hohen ionisierten Magnesiumanteil) reichen, erschlossen (H.P. SCHÖNLAUB, 1994). Postvulkanische Erscheinungen des finalen Basaltvulkanismus in Güssing sind für die Säuerung sogar der quartären Grundwässer in diesem Gebiet maßgebend.

Aus einem Waller entsprang ursprünglich die „Römerquelle“ von Edelstal im Übergangsbereich zwischen dem Wiener Becken und Pannonischen Be-

cken an einem tektonischen Bruch, der die tertiären kristallinen Hainburger Berge versetzt. Dieser bewirkt die Aufstiegsmöglichkeiten von H₂S und CO₂, die Lösungstoffe aus den mitteltriadischen Kalken und Dolomiten mobilisiert, was durch kavernöse Verkarstung in den Bohrkernen ersichtlich ist und sich in einem erhöhten und physiologisch bedeutsamen Mg-Gehalt niederschlägt (E. EDLINGER & W. KOLLMANN, 1997; W. KOLLMANN, 1999).

Das magnesiumreichste Heilwasser mit einer Massenkonzentration von 363,3 mg/l, welches in Österreich genutzt wird, entstammt einer 85-m-Bohrung der so genannten Gemeindequelle von Bad Sauerbrunn. Der Hauptzufluss dieses Mineralsäuerlings erfolgt aus dem Basiskonglomerat unter Badenium direkt über dem zentralalpiner Kristallin (J.G. ZÖTL & J.E. GOLDBRUNNER, 1993). Dem gegenüber ca. 5 km entfernt wesentlich geringer mineralisiert ist das Versand-Tafelwasser „Markus-Quelle“ von Pöttsching, ein Tiefengrundwasser aus bis zu 136 m der neogenen Beckenfüllung.

Weitere bekannte Mineral- und Thermalwässer im mittleren und nördlichen Burgenland werden in Kobersdorf („Waldquelle“) und Deutschkreutz („Juvina“) abgefüllt. Es handelt sich dabei um die in der Nähe des Vulkanschlotes vom Pauliberg durch postvulkanische Erscheinungen des finalen Basaltvulkanismus gesäuerten trennfugentektonischen Tiefenwässer, die in permeable Sande des Badenium aszendieren. Unweit davon wurde in Lutzmannsburg die ergiebigste Thermalwasserbohrung des Burgenlandes mit 15 l/s und 33°C in Kiesen des Unterpannonium und Karpatium bei einer Endteufe von 951 m (Grünschiefer des Penninikums) fündig (J.G. ZÖTL & J.E. GOLDBRUNNER, 1993).

Interessant ist die von H. SCHMID (1970) benannte Mineralwasserlagerstätte Neusiedlersee durch eine Vielzahl an unterschiedlichen, hoch bis höchstmineralisierten, im Allgemeinen seichtliegenden Austritten. Dazu zählen die mit >1 bis 2 g/kg Magnesium reichsten Bitterwässer Europas in Oggau und Purbach („Purgina“). Aber auch andere halogenidreiche Mineralwässer und Säuerlinge, die noch ihrer Verwendung harren, liegen in Mörbisch, Rust, Klingebach, Großhöflein und Schützen am Gebirge mit ehemaligen Schwefelquellen (letztere ist durch den Kanalbau tiefergelegt worden, konnte aber bei einer Bohrung wiedergewältigt werden), Neusiedl am See, Podersdorf und Illmitz brach. Eine Therme, die in Leithaprodersdorf als natürliche Quelle, ähnlich der in Mannersdorf, entspringt, wird mit 24°C nicht mehr genutzt. Thermale Salinarwässer wurden an mehreren Stellen durch die OMV im Seewinkel im tieferen Neogen angebohrt, genutzt wurde lediglich die „Pannonia“ in Pamhagen, ein privater, in Feinsanden des Pont bei 611 m Tiefe eingestellter Thermal-Mineralwasserbrunnen (TDS 5,7 g/kg; 34,7°C).

Rezente Krustendynamik

Wolfgang A. LENHARDT

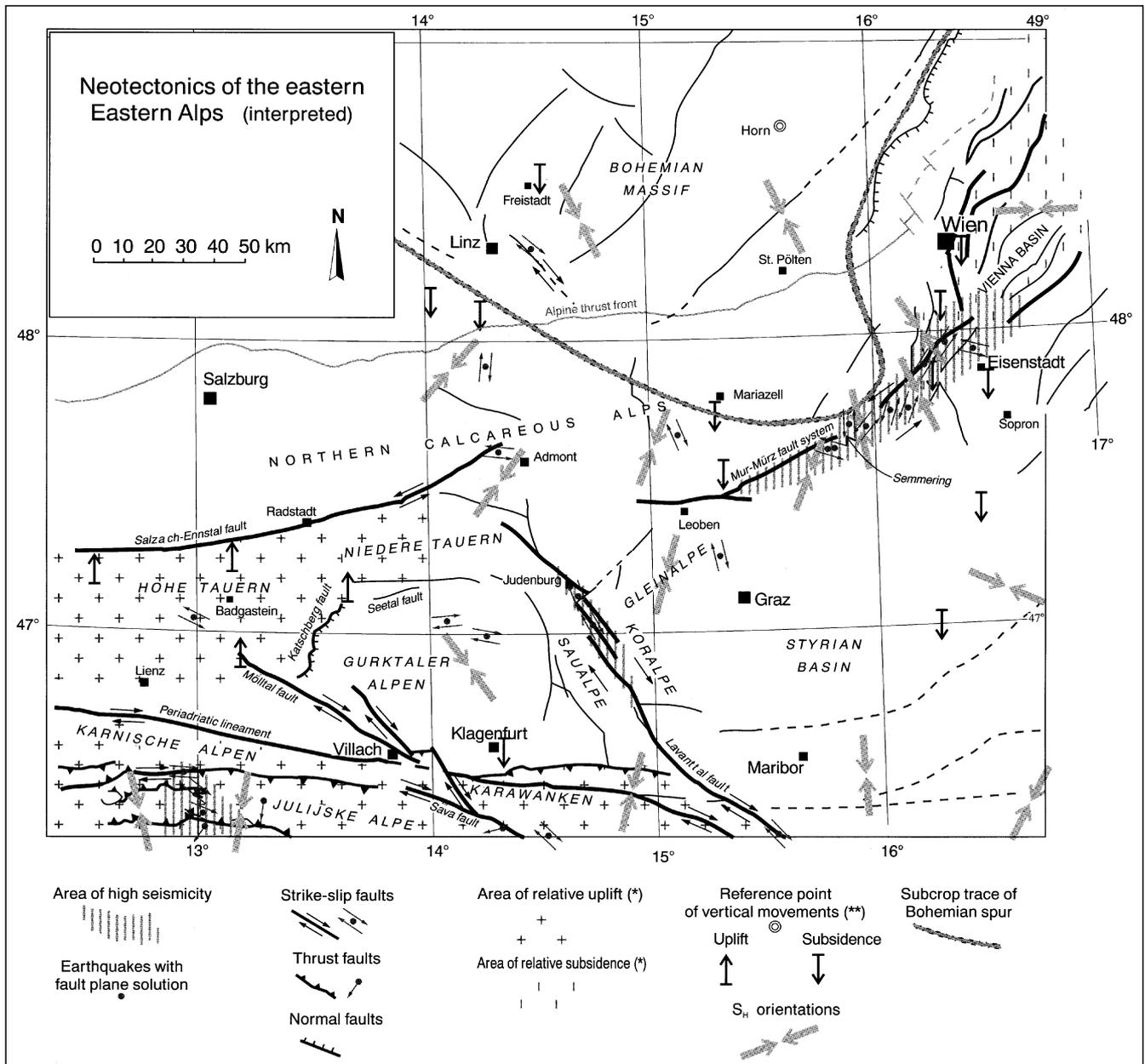


Abbildung 47. Rezente Krustendynamik (neotektonische Interpretation) im östlichen Teil der Ostalpen (nach J. REINECKER & W.A. LENHARDT, 1999).

Bewegungen der Erdkruste finden einerseits ihren Ausdruck in Erdbeben, und andererseits in langsameren Vorgängen, die sich durch wiederholte Vermessung der Erdoberfläche und durch paläogeologische Untersuchungen nachweisen lassen.

Im Burgenland lassen sich zwei seismotektonische Großregionen aufgrund ihrer Seismizität unterscheiden. Der nördliche Teil ist geprägt durch ein Störungssystem, welches vom Mürztal über den Semmering bis nach Neusiedl am See reicht, und

somit als südliche Begrenzung des Wiener Beckenkomplexes im seismotektonischen Sinn angesehen werden kann (J. DRIMMEL, 1980). Dieser Bereich dürfte einem Nordwest-Südost-gerichteten Druck ausgesetzt zu sein (J. DRIMMEL, 1980), der, wie mit einem mechanischen Blockmodell demonstriert werden konnte (R. GUTDEUTSCH & K. ARIC, 1987), die Beben-tätigkeit dieser Region erklärt. Im südlichen Bereich des Burgenlandes, im Raum Güssing, dürfte der größte Horizontaldruck geringfügig in Richtung

Osten gedreht sein (J. REINECKER & W.A. LENHARDT, 1999). Beiden Regionen ist aber eine generelle Absenkungstendenz gemeinsam, die zwischen einem und zwei mm pro Jahr beträgt (N. HÖGGERL, 1989, BEV, 1991).

Die rezente Seismotektonik kommt hauptsächlich im nördlichen Teil des Burgenlands zum Ausdruck. Diese – meist schwachen – Erdbeben lassen sich mit wenigen Ausnahmen vier Bereichen zuordnen:

- 1) Neudörfel – Pötsching – Hornstein – Loretto (Randstörung des Wiener Beckens)
- 2) Mattersburg – Eisenstadt – Breitenbrunn (Südbegrenzung des Leithagebirges)
- 3) Siegraben – Lackenbach – Lutzmannsburg
- 4) Pinkatal

Von den drei stärksten Beben, die auch bereits zu leichten Gebäudeschäden führten und die sich 1766 in St. Margarethen, 1888 in Siegendorf und 1908 in Breitenbrunn (J. DRIMMEL, 1980) ereigneten, fand jedoch keines in den vorher erwähnten Regionen statt.

Die Erdbeben von St. Margarethen zählen überhaupt zu den stärksten bekannten Erdbeben im Burgenland. Sie fanden am 5. Mai und am 16. Mai 1766 statt – und erreichten im Epizentrum Auswirkungen, die dem Grad 7 der EMS-98-Intensitätsskala (G. GRÜNTAL, 1998) entsprechen. Mehr als hundert Jahre später fand am 12. April 1888 im nahe gelegenen Siegendorf wieder ein Erdbeben statt, das fast die Intensität des St. Margarethener Erdbebens erreichte. Bei beiden Erdbeben könnte es sich um eine

Bewegung entlang einer N–S-verlaufenden Störung mit Abschiebungscharakter (K. DECKER & H. PERESON, 1996) gehandelt haben, die nach WNW einfällt. Bis zur Verfassung dieses Textes ereignete sich in diesem Bereich kein Erdbeben mehr.

Zwanzig Jahre später, am 19. Februar 1908, fand ein Erdbeben bei Breitenbrunn statt, welches eine vergleichbare Intensität aufwies, wie das vorher erwähnte Erdbeben von Siegendorf. Das Epizentrum deutet in diesem Fall aber auf eine Aktivierung der von Eisenstadt nach Breitenbrunn streichenden Störung, die entlang des Südrands des Leithagebirges verläuft.

Ein weiteres Erdbeben, welches zwar nicht stark war, aber dank der nun vorhandenen seismischen Aufzeichnungen dafür intensiv ausgewertet werden konnte (W.A. LENHARDT, 2000), fand am 11. Februar 1989 im Bereich Halbturn/Mönchhof statt. Die Herdtiefe dürfte bei 10 km gelegen haben. Die aus den Seismogrammen resultierende Herdflächenlösung deutet hier auf die Aktivierung einer steil stehenden NW–SE-streichenden Störung, welche die Parnsdorfer Platte nach Südwesten begrenzt. Den Ersteinstrichrichtungen der registrierten P-Wellen zufolge dürfte das Erdbeben durch eine Hebung der Parnsdorfer Platte bzw. Senkung der südwestlichen Scholle des Neusiedlersees entstanden sein.

Die gesamte seismotektonische Aktivität im Burgenland beschränkt sich auf das oberste Drittel der Erdkruste, wobei die Mächtigkeit der Erdkruste im Burgenland ca. 30 km beträgt (K. ARIC, 1981).

Der prätertiäre Untergrund

Reinhard BELOCKY, Wolfgang SEIBERL & Georg WALACH

Mit Ausnahme der obersten 10–12 km bleibt das Innere der Erde dem menschlichen Auge verborgen. Geologen und Geophysiker suchen daher nach indirekten Hinweisen über den Aufbau und die Zusammensetzung der Erdkruste. Dazu gehören Messungen über das Schwerfeld (Gravimetrie), das magnetische Feld, die elektrische Leitfähigkeit von Gesteinen, die Ausbreitung von natürlichen und künstlichen seismischen Wellen, radioaktive Strahlung und die Intensität und Verteilung von Wärme, die die Erdoberfläche erreicht. Diese Angaben erlauben nicht nur Rückschlüsse über die Verbreitung und den Chemismus der den Untergrund bildenden Gesteine, sondern liefern auch volkswirtschaftlich relevante Ergebnisse wie etwa das Vorkommen von Grundwasser, Massenbewegungen oder die Belastbarkeit von oberflächennahen Gesteinsschichten.

Weite Teile des Burgenlandes sind von tertiären und quartären Sedimenten bedeckt, die in Sedimentationsbecken über einem abgesunkenen Grundgebirge abgelagert wurden. In den vergangenen Jahren wurde eine Fülle geologischer und geophysikalischer Daten gewonnen, die die Grundlage für die heutige Vorstellung und das Wissen über Struktur und Aufbau dieser Becken bilden.

Die hier vorgestellte Zusammenfassung einiger für das Burgenland relevanter Ergebnisse basiert im Wesentlichen auf den umfassenden Arbeiten von A. KRÖLL et al. (1988 und 1993). Diese Arbeiten behandeln das Steirische Becken und das Wiener Becken sowie östlich angrenzende Gebiete und enthalten Kartenwerke im Maßstab 1 : 200.000 über Struktur und Geologie des prätertiären Untergrundes, Schwerkarten (Bouguer-Isanomalien) und aeromagnetische Karten (Totalintensität-Isanomalien). Weiters wurden hubschraubergeophysikalische Untersuchungen im Raum Rechnitz durchgeführt (W. SEIBERL & H. HEINZ, 1986).

Das Relief des Untergrundes

Im großräumig-geodynamischen Sinn liegt das Burgenland im Übergangsbereich zwischen den Ostalpen und dem pannonischen Raum. Aus seismischen Untersuchungen (K. ARIC et al., 1978; R. SCHMÖLLER & F. WEBER, 1987) konnte festgestellt werden, dass im Bereich des Burgenlandes die markante Grenze zwischen der Erdkruste und dem oberen Erdmantel (MOHO = Mohorovicic-Diskontinuität) sich in Tiefen zwischen 27 und 35 km befindet. Für den Bereich des Südrandes des Rechnitzer Gebirges wurde die Tiefe der MOHO von F. WEBER et al. (1996) mit rund 30 km bestimmt.

Zur Rekonstruktion des Reliefs des Beckenuntergrundes wurden ihrer Bedeutung und Verlässlichkeit

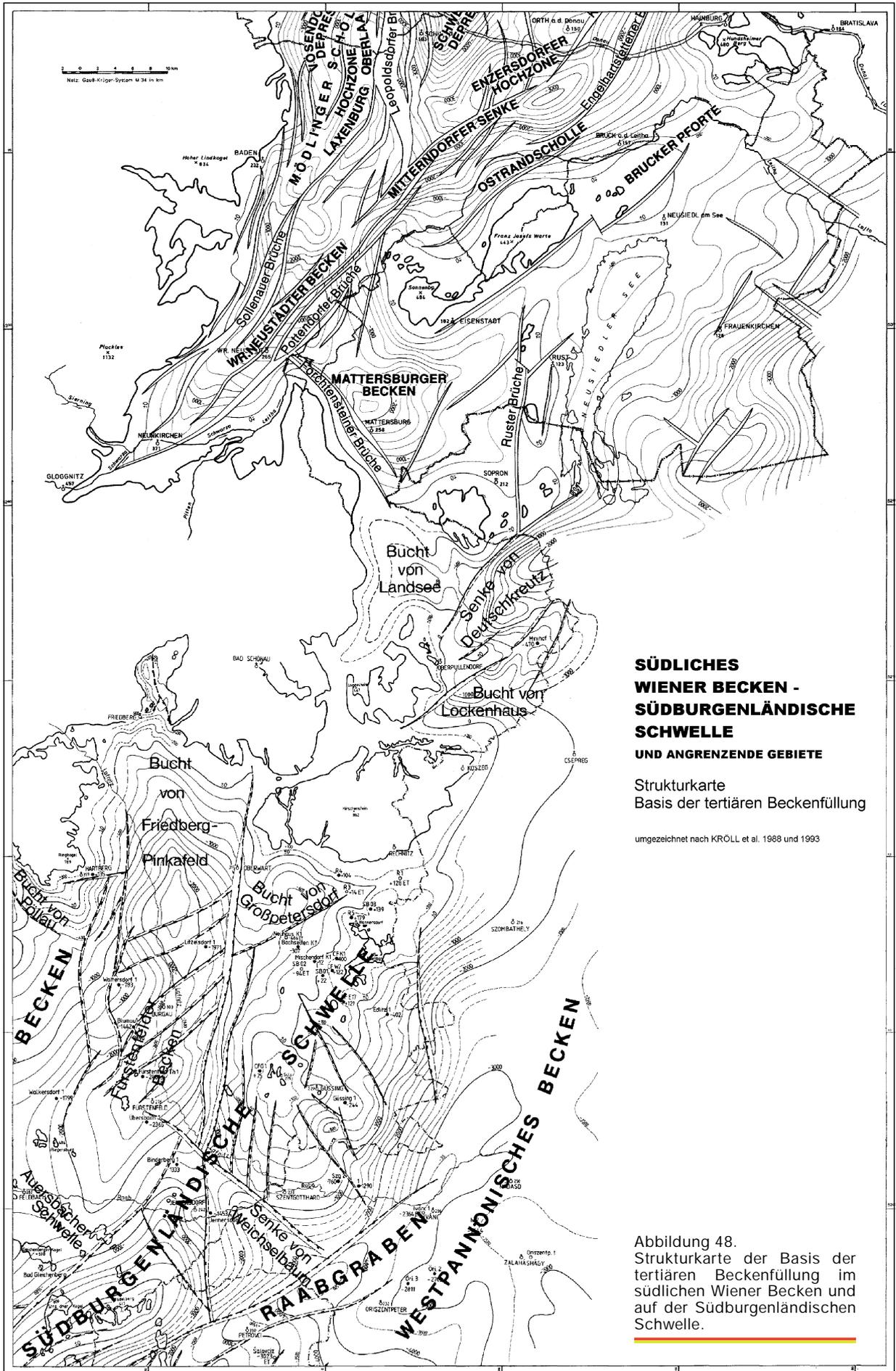
nach die Bohrergebnisse als Basis herangezogen sowie in weitere Folge auch die geophysikalischen Untersuchungen wie Reflexions- und Refraktionsseismik, Gravimetrie und Aeromagnetik. Diese Untersuchungsmethoden – fallweise ergänzt durch Geoelektrik und Gammastrahlenspektrometrie – erlauben nicht nur Rückschlüsse auf die Verbreitung und die Zusammensetzung der den Untergrund bildenden Gesteine, sondern liefern auch wirtschaftlich relevante Ergebnisse wie Hinweise auf Grundwasser- und Kohlenwasserstoffvorkommen, Massenbewegungen, Massenrohstoffvorkommen oder die Belastbarkeit oberflächennaher Gesteinsschichten.

Eine aus A. KRÖLL et al. (1988 und 1993) kompilierte Darstellung der Struktur des Beckenuntergrundes findet sich in Abbildung 48.

Der Untergrund des Ostteils des Steirischen Beckens und des Südburgenlandes wird durch die Südburgenländische Schwelle bestimmt, einen NE–SW- bzw. NNE–SSW-streichenden Grundgebirgshorst, der das Steirische Becken vom Westpannonischen Becken abtrennt. Die Südburgenländische Schwelle erstreckt sich von Mureck in der Steiermark in nordöstlicher Richtung über den Stadelberg an der steirisch-slowenischen Grenze, das Bergland von Sulz bei Güssing und den Eisenberg bis in die Gegend von Rechnitz. Im Bereich des Lafnitz- und des Raabtals wird die Südburgenländische Schwelle durch die Senke von Weichselbaum, die mit einer NW–SE-verlaufenden Querstörung im Zusammenhang steht, unterbrochen. Es handelt sich hierbei vermutlich um eine Blattverschiebung, wie sie im östlich anschließenden pannonischen Becken mit gleicher Streichrichtung wiederholt beobachtet werden kann, auf burgenländischem Gebiet beispielsweise im Seewinkel.

Das Steirische Becken, das an NE–SW- bzw. NNE–SSW-streichenden Bruchzonen mit bis zu 1000 m Sprunghöhe abgesenkt ist und im Westen an die Südburgenländische Schwelle anschließt, kann in mehrere Teilbecken untergliedert werden. Die Auersbacher Schwelle bei Feldbach trennt das Gnaser Becken im Süden vom im Norden gelegenen Fürstenfelder Becken. Die größte neogene Sedimentmächtigkeit liegt im Fürstenfelder Becken mit 2900–3000 m vor. Das Fürstenfelder Becken geht gegen Norden in die Bucht von Friedberg-Pinkafeld über, die durch einen Untergrundsporn von der im Osten gelegenen Bucht von Großpetersdorf abgetrennt ist, welche wiederum über eine Schwelle mit dem westpannonischen Raum in Verbindung steht.

Nördlich der Rechnitzer Schieferinsel liegen außerhalb des Steirischen Beckens die Buchten von Lockenhaus und Landsee sowie die Senke von Deutschkreuz, die alle in unmittelbarer Verbindung mit dem Westpannonischen Becken stehen. Die SW–NE-verlaufende grabenartige Senkungszone



**SÜDLICHES
WIENER BECKEN -
SÜDBURGENLÄNDISCHE
SCHWELLE
UND ANGRENZENDE GEBIETE**

Strukturkarte
Basis der tertiären Beckenfüllung

umgezeichnet nach KRÖLL et al. 1988 und 1993

Abbildung 48.
Strukturkarte der Basis der
tertiären Beckenfüllung im
südlichen Wiener Becken und
auf der Südburgenländischen
Schwelle.

von Deutschkreutz weist gegen die ungarische Grenze hin Sedimentmächtigkeiten bis 2000 m auf.

Das Nordburgenland liegt im Übergangsbereich zwischen dem Wiener Becken und dem Westpannonischen Becken, die durch den Ruster Höhenzug, das Leithagebirge und die Hundsheimer Berge voneinander getrennt sind. Das Wiener Becken ist nordöstlich des Leithagebirges an NE-SW-streichenden Brüchen abgesenkt, wobei im SE-Teil des Beckens grabenartige Strukturen auftreten, wie das Wiener Neustädter Becken und die Mitterndorfer Senke, die eine Sedimentmächtigkeit von ca. 3100 m erreicht. Der tiefste Beckenbereich im südlichen Wiener Becken liegt bei Schwechat mit über 5300 m. Das Mattersburger Becken, eine Randbucht des Wiener Beckens, ist im Südwesten an den NW-SE-streichenden Forchtensteiner Brüchen abgesenkt und weist eine Sedimentmächtigkeit von über 2400 m auf.

Das Wiener Becken steht über die Brucker Pforte mit dem Westpannonischen Becken in Verbindung. Südöstlich der Brucker Pforte sind gegen das Westpannonische Becken hin kontinuierlich zunehmende Sedimentmächtigkeiten zu beobachten, die an der ungarischen Grenze 3700 m erreichen.

Die Geologie des Untergrundes

Unter dem Wiener Becken streichen die Flyschzone, die Kalkalpen und die Zentralalpen bzw. deren karpatische Äquivalente vom westlichen, alpinen bis zum östlichen, karpatischen Beckenrand. Die Grenze zwischen den Kalkalpen und den Zentralalpen bildet ein schmaler Streifen Grauwackenzone entlang der Linie Neunkirchen – Wiener Neustadt – Orth a.d. Donau – Marchegg. Südöstlich davon wird der Beckenuntergrund von zentralalpin-karpatischem Kristallin aufgebaut, auf dem nordwestlich der Linie Hundsheimer Berge – Leithagebirge zentralalpin-tatrides Permomesozoikum auflagert.

Der Beckenuntergrund des Mittelburgenländischen Beckens wird von ostalpinem Kristallin aufgebaut.

Der präneogene Untergrund des Grazer Beckens umfasst Schichtfolgen des Penninikums von Rechnitz, des ostalpinen Kristallins sowie unterschiedlicher oberostalpinen paläozoischer Entwicklungen. Die Gesteinsserien des Penninischen Fensters von Rechnitz erstrecken sich westwärts bis in den Nordteil der Buchten von Großpetersdorf und Friedberg – Pinkafeld, südlich davon tritt ostalpines Kristallin auf. Weiters erstrecken sich die penninischen Einheiten südlich des Eisenberg in einer schmalen Zone bis in die Gegend von Güssing. In diesem Bereich wird das Penninikum von einem oberostalpinen Paläozoikum tektonisch überlagert, das fazielle Beziehungen zum Grazer Paläozoikum aufweist. Dieses Paläozoikum baut auch den Nordteil des Fürstenfelder Beckens sowie die Südburgenländische Schwelle bis zur Senke von Weichselbaum auf. Der Untergrund der Senke von Weichselbaum sowie der östlich davon gelegene Teil des südlichen Fürstenfelder Beckens

besteht aus ostalpinem Kristallin, während der südliche Teil der Südburgenländischen Schwelle von einer paläozoischen Schichtfolge aufgebaut wird, die Ähnlichkeiten mit dem Paläozoikum von Remschnigg und Sausal aufweist.

Geophysikalische Untersuchungen

Aus der Fülle der geophysikalischen Daten seien an dieser Stelle Beispiele aus dem südburgenländischen Bereich (Geomagnetik), dem Mittelburgenland (Gammastrahlenspektrometrie und Elektromagnetik), sowie dem Nordburgenland (Gravimetrie) angeführt.

In den vergangenen Jahren wurde von E. HOFFER et al. (1990) eine Gesamtübersicht über das geomagnetische Anomalienfeld des österreichisch-ungarischen Grenzgebietes erstellt. Danach werden große Bereiche der Südburgenländischen Schwelle von einer magnetischen Maximumzone eingenommen (Abbildung 50). Entlang der Ostflanke lässt sich – zum Teil unterbrochen und geringfügig versetzt – über rund 80 km eine generell NNE-verlaufende Anomalien-Hauptachse verfolgen. Auf österreichischer Seite ist diese Anomalie – durch Aufschlüsse und Bohrdaten gut belegt – mit der Verbreitung der Serpentine in Verbindung zu setzen. In westlicher Richtung reicht diese Struktur bis ins Semmering-Wechselgebiet, sodass mit größeren Serpentinikörpern unter den Wechselgesteinen bis in den Raum Waldbach nordwestlich Vorau zu rechnen ist.

In der Umgebung von Rechnitz wurden hubschraubergeophysikalische Untersuchungen durchgeführt (W. SEIBERL & H. HEINZ, 1986; H. HEINZ et al., 1987). Bezüglich des elektromagnetisch bestimmten Widerstandes zeigen die Metasedimente des penninischen Fensterinhalts von Rechnitz und Bernstein inhomogene Widerstandsverteilungen, die neben den unterschiedlichen Verwitterungs- bzw. Auflockerungsstadien der Gesteine und den primären mineralogisch-petrologischen Variationen auch auf unterschiedlich mächtige Bedeckungen mit tertiären und quartären



Abbildung 49.
Aerogeophysikalische Vermessung mittels Helikopters und Messsonde.

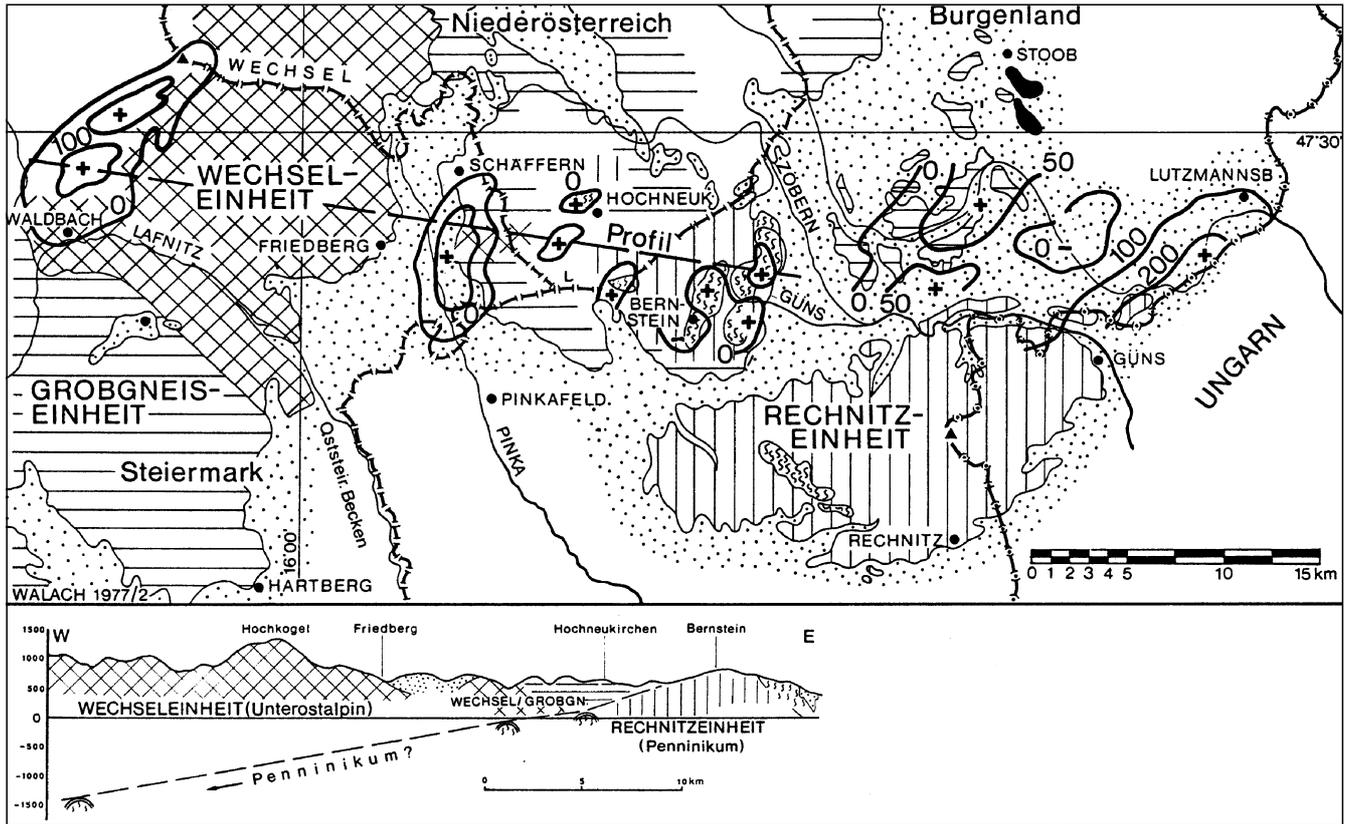


Abbildung 51. Magnetische Traversen 1 + 2 im Nordostsporn der Zentralalpen (aus G. WALACH, 1977).

Sedimenten zurückzuführen sind. Mächtigere Schutt- oder Jungsedimentbedeckungen zeichnen sich durch hohe Leitfähigkeiten aus. Schluffige Sedimente des Pannonium und Pontium im Rahmen des

Rechnitzer Fensters sind durch Widerstandsminima gekennzeichnet, während lokale Schottervorkommen schlechte Leitfähigkeiten aufweisen.

Tabelle 3. Übersicht über Dichte und Magnetisierbarkeit (Suszeptibilität) der Hauptgesteine am Alpenostrand.

Geologische Einheit	Gestein	Raumdicthe [kg·m ⁻³]	Magnetische Suszeptibilität [10 ⁻³ SI]
RECHNITZ Penninikum	Serizitphyllit	2670	1,0
	Quarzphyllit	2660	0,1
	Karbonatphyllit	2700	0,2
	Marmor (geschiefert)	2720	<0,1
	Konglomerat (Cäk)	2750	0,1
	Grünschiefer	2960	0,7
	Ophicalzit	2780	5,0
	Blauschiefer	2850	5,0
	Metagabbro a)	2980	30
	Metagabbro (b)	2980	0,8
	Serpentinit (a)	2610	36
	Serpentinit (b) „Edelserpentin“	2980 2680	160 0,3
WECHSEL Unter-Ostalpin	Albitgneis	2700	0,6
	Albitchlorit-schiefer	2730	0,8
	Glimmerschiefer	2680	0,6
	Grünschiefer	2870	50
	Amphibolit	2920	0,7

Geologische Einheit	Gestein	Raumdicthe [kg·m ⁻³]	Magnetische Suszeptibilität [10 ⁻³ SI]
GROBGNEIS Unter-Ostalpin	Aplitgneis	2620	0,3
	Granitgneis	2680	0,3
	Glimmerschiefer	2700	0,2
	Biotitschiefer	2860	0,6
	Metagabbro	2950	0,6
	Pegmatit	2650	<0,1
PERMOTRIAS	Quarzite	2660	<0,1
	Karbonate	2720	<0,1
SIEGGRABEN-KOMPLEX	Paragneis	2630	0,3
	Serpentinit	2530	32
	Amphibolit	2880	24
	Eklogit	3360	2,0
HANNERS-DORF Ober-Ostalpin	Dolomit	2760	0,1
	Rauhacke	2280	0,1
	Tonschiefer	2680	0,6
	Grünschiefer (a)	2860	0,6
	Grünschiefer (b)	2860	35
Jungtertiäre Vulkanite	—	—	12–40
Quartäre und jungtertiäre Lockersedimente	—	—	0,1–1

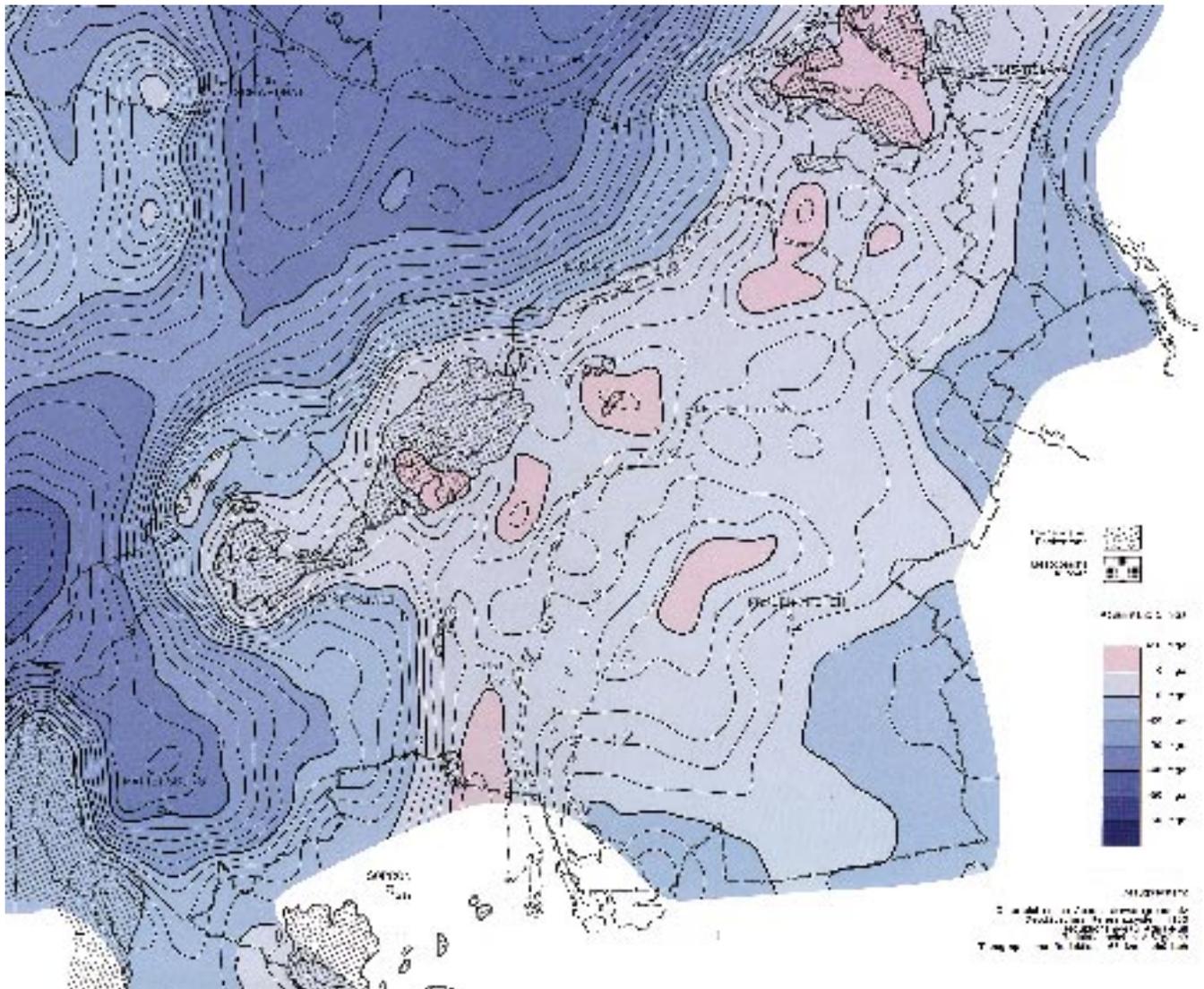


Abbildung 52. Schwerekarte (BOUGUER-Isanomalien) im nordburgenländischen Grenzgebiet zwischen Österreich und Ungarn.

Die Tabelle 3 (S. 73) bietet eine Übersicht über die Dichte und Magnetisierbarkeit (Suszeptibilität) der wesentlichen Gesteine am Alpenostrand. Danach gilt sowohl in Bezug auf Gravimetrie als auch Geomagnetik für den gesamten Bereich der Südburgenländischen Schwelle, dass nur die Ophiolite (Serpentinite) als primär anomaliebildend anzusehen sind.

Bei der Gammastrahlenspektrometrie werden die spezifischen Energiebereiche von Kalium sowie der Tochterprodukte von Uran und Thorium (Bi und Tl) registriert. Erhöhte K-Werte wurden über den Sinnersdorfer Schichten, den pontischen Feinsedimenten südlich des Rechnitzer Fensters und über den Grobgneisen gemessen. Über die erhöhten Th-Werte kann beispielsweise der Blauschieferkomplex NE von Stadtschlaining identifiziert werden. Uran liegt fast durchwegs im Backgroundbereich.

BOUGUER-Anomalien, die nach Pierre BOUGUER (1698–1758), dem französischen Mathematiker und Geophysiker, benannt wurden, sind Ausdruck von Massendefiziten oder Massenüberschüssen des Schwerfelds der Erde. Nach verschiedenen Korrekturen hinsichtlich Höhe, Topographie und Breiten-

grad geben die entsprechenden Kurven oder Karten erste Hinweise auf den Gesteinsaufbau im Untergrund, d.h. die Verteilung von schwerem oder leichtem Gesteinsmaterial. Die Erdgravitation wird in cm/s^2 ermittelt und in der Einheit galileo (gal) bzw. milligalileo (mgal) = 10^{-3} gal angegeben.

In der Schwerekarte wird das Pannonische Becken durch eine Zone positiver Schwereanomalien, die sich von den Kleinen Karpaten über das Leithagebirge und den Ruster Höhenzug erstreckt, vom Wiener Becken getrennt. Das Wiener Becken ist generell durch eine negative Bougueranomalie gekennzeichnet, wobei einzelne Teilbecken wie die von Wiener Neustadt und Mattersburg klar identifiziert werden können. Störungszonen können durch lokale Änderungen des Schwere-Gradienten abgebildet werden, wie beispielsweise nordwestlich des oben beschriebenen Anomalienzugs.

Geologische Naturdenkmale, Höhlen und Geotope

Thomas HOFMANN

Der gesetzliche Schutz

Naturschutz wird in Österreich von den jeweiligen Bundesländern in Form verschiedener, einander ziemlich ähnlicher Naturschutzgesetze geregelt.

Behörde erster Instanz ist die jeweilige Bezirkshauptmannschaft.

Für das Burgenland gilt das „Gesetz vom 15. November 1990 über den Schutz und die Pflege der Natur und Landschaft im Burgenland“ (Burgenländisches Naturschutz- und Landschaftspflegegesetz – NG 1990) [StF: LGBl. Nr. 27/1991; idF: LGBl. Nr. 1/1994, LGBl. Nr. 54/1995, LGBl. Nr. 66/1996]. Mit dem Inkrafttreten dieses Gesetzes trat auch das Naturhöhlengesetz von 1928, soweit es als Landesgesetz gültig war, außer Kraft. Mit der Bestimmung des § 81 Abs. 1 des Burgenländischen Naturschutz- und Landschaftspflegegesetzes 1990 wurden die drei (Bärenhöhle, Kirchfidisch, Fledermauskluft) im Sinne des Naturhöhlengesetzes 1928 im Jahre 1929, 1959 und 1963 vom Bundesdenkmalamt ausgewiesenen Naturhöhlen im Burgenland als „Naturdenkmale“ im Sinne dieses Gesetzes übernommen.

Hier ist im „VI. Abschnitt“ der „Schutz von Naturdenkmalen“ geregelt, der hier – die wesentlichen Stellen betreffend – im Originalzitat wiedergegeben werden soll:

Naturdenkmale

§ 27 (1) *Zu Naturdenkmalen können durch Bescheid der Behörde erklärt werden:*

- a) *Naturgebilde, die wegen ihrer Eigenart, Schönheit, Seltenheit, wegen ihres besonderen Gepräges, das sie der Landschaft verleihen oder wegen ihrer besonderen wissenschaftlichen oder kulturellen Bedeutung erhaltenswürdig sind oder*
- b) *kleinräumige Gebiete, die für den Lebenshaushalt der Natur, das Kleinklima oder als Lebensraum bestimmter Tier- und Pflanzenarten besondere Bedeutung haben (Kleinbiotope) oder in denen seltene oder wissenschaftlich interessante Mineralien oder Fossilien vorkommen.*

(2) *Soweit die Umgebung eines Naturgebildes oder Kleinbiotopes für dessen Erscheinungsbild oder dessen Erhaltung mitbestimmende Bedeutung hat, kann diese in den Naturdenkmalschutz einbezogen werden.*

Das im § 30 zitierte Naturdenkmalbuch liegt ähnlich dem Grundbuch während der Amtsstunden bei der jeweiligen Naturschutzstelle der Bezirkshauptmannschaften zur freien Einsichtnahme auf. Hier sind nicht nur Besitzverhältnisse genau festgehalten, sondern auch Ausnahmegewilligungen und Ähnliches.

Naturdenkmalbuch

§ 30. *Die Behörde hat zur Verzeichnung der in ihrem Bezirk gelegenen Naturdenkmale ein Naturdenkmalbuch*

zu führen, welches zur allgemeinen Einsicht aufzulegen ist. In diesem Buch sind die Erklärungen zu Naturdenkmalen unter möglichst genauer Beschreibung derselben sowie Widerrufe und Änderungen von Naturdenkmalen einzutragen.

Die strengen Bestimmungen der Naturschutzgesetze erlauben in der Regel so gut wie überhaupt keinen Eingriff in das Erscheinungsbild der Objekte. Im Falle von Unterschutzstellungen ist daher schon vorher an allfällige (Pflege)maßnahmen, an eventuelle Sammelbewilligungen etc. zu denken, um beispielsweise die wissenschaftliche Forschung nicht zu behindern. In anderen Bundesländern existieren zu ausgewählten Naturdenkmalen Listen, welcher Personenkreis Fossilien sammeln darf bzw. welche Personen/Institutionen darüber in Kenntnis zu setzen sind.

Schutzbestimmungen

§ 31. (1) *Niemand darf am Naturdenkmal Eingriffe oder Veränderungen vornehmen, welche den Bestand oder das Erscheinungsbild, dessen Eigenart, dessen charakteristisches Gepräge oder dessen wissenschaftlichen oder kulturellen Wert beeinträchtigen können.*

(2) *Das Verbot nach Abs. 1 bezieht sich auch auf Maßnahmen, die außerhalb des von der Unterschutzstellung betroffenen Bereiches gesetzt werden, soweit von diesen substantielle Veränderungen im Sinne des Abs. 1 am Naturdenkmal bewirkt werden.*

Dementsprechend rigoros sind auch „Eingriffe in ein Naturdenkmal“ per Gesetz (§ 32) geregelt.

§ 32. (1) *Die Behörde darf Eingriffe in ein Naturdenkmal nur dann genehmigen, wenn das öffentliche Interesse, das den Eingriff erforderlich macht, unter dem Gesichtspunkt des Gemeinwohles höher zu bewerten ist als das öffentliche Interesse an der unversehrten Erhaltung des Naturdenkmales (§ 6 Abs. 5). § 6 Abs. 6 ist sinngemäß anzuwenden.*

Aus erdwissenschaftlicher Sicht erscheint auch der „VII. Abschnitt“ den „Schutz von Naturhöhlen“ betreffend von Bedeutung, zumal drei der fünf Naturdenkmale des Burgenlandes Höhlen sind.

Naturhöhlen

§ 35. *Unterirdische Hohlformen, die durch Naturvorgänge gebildet wurden und ganz oder überwiegend vom anstehenden Gestein oder Erdreich umschlossen sind (Naturhöhlen), sind nach Maßgabe der Bestimmungen dieses Abschnittes geschützt.*

Allgemeine Schutzbestimmungen

§ 36. (1) *Jede Maßnahme, die zur Beeinträchtigung oder Zerstörung einer Naturhöhle geeignet ist, bedarf unbeschadet strengerer Vorschriften auf Grund des § 39 vor*

ihrer Ausführung der Bewilligung der Landesregierung.

(2) Einer Bewilligung im Sinne des Abs. 1 bedarf auch jede Beeinträchtigung der mit einer Naturhöhle in Zusammenhang stehenden Erscheinungen (Eingänge und ähnliches) sowie jede Beeinträchtigung oder Beseitigung des Inhaltes von Naturhöhlen (z.B. Flora und Fauna).

(3) Jeder, der Naturhöhlen oder Teile von solchen entdeckt, hat dies der Landesregierung unverzüglich zu melden.

Interessant ist der Passus, dass Höhlen zu „besonders geschützten Höhlen“ erklärt werden können:

Besonderer Höhlenschutz

§ 38. (1) Naturhöhlen oder Teile von solchen, die wegen ihres besonderen Gepräges, ihrer wissenschaftlichen oder kulturellen Bedeutung, ihrer Seltenheit, ihres Inhaltes oder aus ökologischen Gründen erhaltungswürdig sind, können durch Verordnung der Landesregierung zu besonders geschützten Naturhöhlen erklärt werden. (2) Soweit oberirdische Erscheinungen (Höhleneingänge) oder Naturgebilde im Inneren einer Naturhöhle für deren Erhaltung mitbestimmende Bedeutung haben, können diese in den Naturhöhlenschutz einbezogen werden.

Bislang wurde im Burgenland keine der Höhlen im Sinne des „besonderen Höhlenschutzes“ unter Schutz gestellt. Die Erforschung von Höhlen im Sinne wissenschaftlicher Grabungen ist im § 39 „Schutzbestimmungen“ Absatz 2 gesichert:

Schutzbestimmungen

§ 39. (1) In einer Verordnung nach § 38 kann, insoweit es zur Erreichung des Schutzzweckes erforderlich ist, jeder menschliche Eingriff in eine Naturhöhle und auch deren Betreten verboten werden.

(2) Ausnahmen von dem Verbot nach Abs. 1 kann die Landesregierung in den Schutzbestimmungen vorsehen oder im Einzelfall bewilligen, wenn es

a) zur Sicherung des Bestandes der Höhle beiträgt oder

b) der wissenschaftlichen Erforschung dient.

Diesbezüglich gelten auch strenge Regeln für den Höhleninhalt:

Höhleninhalt

§ 40. (1) Das Aufsammeln des Inhaltes von Naturhöhlen und das Graben nach Einschlüssen in Naturhöhlen ist, unbeschadet strengerer Bestimmungen nach § 39, nur mit Bewilligung der Landesregierung zulässig. Gegenstände, die dem Denkmalschutz unterliegen, bleiben hievon unberührt.

Unter Abschnitt VIII. finden sich mit den § 41 bis 43, die nachfolgend zur Gänze wiedergegeben sind, die für den Sammler wichtigsten Regelungen, die den „Schutz von Mineralien und Fossilien“ betreffen:

Schutz von Mineralien und Fossilien

§ 41. Mineralien oder Fossilien dürfen nicht mutwillig zerstört oder beschädigt werden.

Verbotene Sammelmethode

§ 42. (1) Das Sammeln von Mineralien und Fossilien ist, unbeschadet allfälliger strengerer Bestimmungen für Naturdenkmale oder Naturschutzgebiete, unter Verwen-

dung maschineller Einrichtungen, Spreng- oder Treibmittel oder sonstiger chemischer Hilfsmittel verboten; ausgenommen davon sind Maßnahmen im Zusammenhang mit einem behördlich genehmigten Betrieb.

(2) Ausnahmen vom Verbot des Abs. 1 dürfen von der Landesregierung nur für wissenschaftliche Zwecke oder Lehrzwecke bewilligt werden.

(3) Insoweit es zum Schutz bestimmter Mineralien und Fossilien im Lande erforderlich ist, kann die Landesregierung durch Verordnung für das gesamte Landesgebiet oder für Teile davon strengere Schutzvorschriften als in Abs. 1 vorgesehen sind, festlegen. Ebenso kann das erwerbsmäßige Sammeln, das erwerbsmäßige Feilbieten oder Handeln mit Mineralien und Fossilien von einer behördlichen Bewilligung abhängig gemacht werden. Für behördlich genehmigte Betriebe und Anlagen sind Ausnahmeregelungen zu treffen.

Meldepflicht

§ 43. (1) Mineralien- und Fossilienfunde, die auf Grund ihres Ausmaßes, ihrer Seltenheit, ihrer Zusammensetzung oder sonstiger Fundumstände von besonderer Bedeutung sind, sind vom Finder der Landesregierung unverzüglich anzuzeigen.

(2) Vor der Weitergabe von Mineralien- oder Fossilienfunden im Sinne des Abs. 1 oder von Teilen davon an Dritte, hat der Finder diese dem Land zum allfälligen Erwerb anzubieten.

Die geologischen Naturdenkmale des Burgenlandes

Da die rechtlichen Belange der Naturdenkmale im Rahmen der einzelnen Bezirkshauptmannschaften geregelt sind, bietet sich die Darstellung nach Bezirkshauptmannschaften an. Dies ist insofern zu begründen, dass allfällige für wissenschaftliche Untersuchungen notwendige Eingriffe wie Probennahmen etc. dort beim jeweiligen Naturschutzreferat vorher anzumelden sind. Hier sind gegebenenfalls auch Zutrittsbewilligungen etc. einzuholen.

Die hier genannten erdwissenschaftlichen Naturdenkmale sind in der Geologischen Übersichtskarte des Burgenlandes mit einer entsprechenden Signatur vermerkt.

Bezirkshauptmannschaft Eisenstadt Umgebung

A-7001 Eisenstadt

Ing.-Julius-Raab-Strasse 1 (Tel.: 02682/706-0)

○ Fledermauskluft (Naturhöhle)

- Siehe unter Höhlen
- Nr. im Naturdenkmal-Buch der BH Eisenstadt Umgebung: 06
- Gemeinde: St. Margarethen
- Grundstück-Nr.: 1119/9
- Erklärung zum Naturdenkmal: 16. 10. 1963
- Anmerkung: im Steinbruch
- Geologische Daten: Das Naturdenkmal liegt im Leithakalk, Signatur 68

- **Sandgrube**
 - Nr. im Naturdenkmal-Buch der BH Eisenstadt Umgebung: 09
 - Gemeinde: Steinbrunn
 - Grundstück-Nr.: 1557, 1558, 1559/2, 1560/2, 1561/2, 1562/2, 1563/3, 1563/4
 - Erklärung zum Naturdenkmal: 03. 06. 1980
 - Anmerkung: Sandgrube „Michael Heigl“
 - Geologische Daten: Neue tektonische Ergebnisse finden sich in den Arbeiten von R. SAUER et al. (1992) und W.E. PILLER et al. (1996). Liegt in Sanden des Pannons, Signatur (58)

Bezirkshauptmannschaft Mattersburg

A-7210 Mattersburg
Angergasse 1 (Tel.: 02626/62252-0)

- **Teil einer Sandgrube an der Bundesstraße Mattersburg – Sauerbrunn neben dem Römensee**
 - Seltenes Naturgebilde, das von großer wissenschaftlicher Bedeutung ist.
 - Nr. im Naturdenkmal-Buch der BH Mattersburg: 13
 - Gemeinde: Pötttsching
 - Grundstück-Nr.: 6048
 - Erklärung zum Naturdenkmal: 07. 03. 1978
 - Anmerkung: In der Sandgrube befindet sich der beste noch bestehende Aufschluss in Ablagerungen des Sarmats im Südlichen Wiener Becken.
 - Zutritt: Die Sandgrube befindet sich im Besitz von Ing. Viktor und Hildegard Biricz, 7210, Mattersburg Hirtengasse 66. Das Grundstück ist durch einen Zaun geschützt: Der Zutritt ist gegen vorherige Anmeldung bei der BH Mattersburg jederzeit möglich, die Erhaltungskosten der Sandgrube sind vom Land Burgenland zu tragen, das auch eine Haftpflichtversicherung (Erl. d. Bgld. Landesreg. V. 5.12.67; Zl.: V/1-6506/4-1967) abgeschlossen hat.
 - Geologische Daten: Faziostratotyp des Sarmats. Wichtig sind die Arbeiten von A. PAPP (1939, 1958, 1974) sowie von F. STEININGER & E. THENIUS (1964). Eine Beschreibung geben W.E. PILLER & N. VÁVRA (1991). Der Aufschluss liegt im Sarmatium mit der Signatur (64)

Bezirkshauptmannschaft Oberwart

A-7400 Oberwart
Hauptplatz 1 (Tel.. 03353 /410-0)

- **Umgebung des Einganges in die Naturhöhle bei Kirchfidisch und des fossilen Karstes im Umkreis um die gesamte Naturhöhle**
 - Siehe unter Höhlen
 - Nr. im Naturdenkmal-Buch der BH Oberwart: 10
 - Gemeinde: Kirchfidisch
 - Grundstück-Nr.: 2191, 2186, 2195
 - Erklärung zum Naturdenkmal nach dem Naturhöhlengesetz: 05. 12. 1959

- Geologische Daten: Liegt in oberostalpinen paläozoischen Dolomiten (Devon) der Südburgenländischen Schwelle, Signatur 82
ACHTUNG (siehe Erratum): Es handelt sich nicht um Dolomite der Trias, wie in der Kartenlegende irrtümlich festgelegt wurde, sondern um Devon.
Eine ausführliche Zusammenfassung aller Daten zur altpliozänen Vertebratenfundstelle (F. BACHMAYER & H. ZAPFE, 1969) inklusive Lageplan findet sich in R. KECK (1998) auf den Seiten 34 bis 37.

Bezirkshauptmannschaft Neusiedl am See

A-7100 Neusiedl am See
Eisenstädter Straße 1a
(Tel.. 02167/2521 oder /2522 oder /2822)

- **Ludlloch (Bärenhöhle)**
 - Nr. im Naturdenkmal-Buch der BH Neusiedl am See: 03
 - Gemeinde: Winden am See
 - Grundstück-Nr.: 1616/4
 - Erklärung zum Naturdenkmal nach dem Naturhöhlengesetz: 04. 02. 1929
 - Geologische Daten: Das Naturdenkmal liegt im Leithakalk, Signatur 68
- **„Uferschwalbenkolonie“ im Steilhang**
 - Nr. im Naturdenkmal-Buch der BH Neusiedl am See: 05
 - Gemeinde: Neusiedl am See
 - Grundstück-Nr.: 50091 (Wienerstraße)
 - Erklärung zum Naturdenkmal: 23. 01. 1980
 - Geologische Daten: Hier handelt es sich um eine steile Böschung von Sanden des Pannons (W. FUCHS, 1985), dargestellt durch die Signatur 59.

Höhlen im Burgenland

Durch die umfassende monographische Arbeit von R. KECK (1998) existiert ein aktuelles Verzeichnis aller Höhlen. Hier finden sich zu jeder Höhle alle topographischen Angaben (ÖK, politischer Bezirk, Gemeinde, Seehöhe, geographische Koordinaten, Lagebeschreibung, Fauna und Flora, sowie gegebenenfalls auch Sagen). Ein sehr umfassendes Literaturverzeichnis rundet die Darstellung der einzelnen Höhlen ab, die durch zahlreiche Pläne sehr gut dokumentiert sind.

Die nachfolgende Liste der burgenländischen Höhlen geordnet nach Katastergruppen im Burgenland wurde der Arbeit von R. KECK (1998) auf den Seiten 127 bis 130 entnommen. Siehe dazu auch die Abbildung der Teilgruppen des österreichischen Höhlenkatasters auf Seite 32 in R. KECK (1998).

- **Katastral-Gebiet 2821 zwischen Lafnitz und Pinka**
 - Paläokarst bei Kohfidisch Naturhöhle (2821/1) Naturdenkmal (siehe oben)

- **Katastral-Gebiet 2822**
Geschriebenstein
 - **Höhlen bei Markt Neuhodis**
Gotthartkluft (2822/1)
Fledermausspalte (2822/2)
Höhle III
(= Josef-Polatschek-Kluft Kat. Nr.: 2822/3)
Josef-Polatschek-Kluft (2822/3)
Wohnhöhle (Dachsbau) (2822/4)
Wetterkluft (2822/5)
Dreifrauenhöhle (2822/6)
Atlantishöhle (2822/9)
Budriegelkluft (2822/10)
 - **Höhlen bei Bernstein**
Speckkammerl (2822/7)
Heanzenstein-Felsdach (2822/8)
- **Katastral-Gebiet 2872**
Bucklige Welt östlich der Pitten
 - **Forchtensteiner Klippe**
Dachsschluff (2872/84)
Hochberggrabenhöhle (2872/19)
Thernbergspalte (2872/83)
 - **Pauliberg**
Vierlöcherhöhle (2872/82)
Spinnenloch (2872/ohne Nr.)
- **Katastral-Gebiet 2911**
Leithagebirge und östliches Vorland
 - **Zeilerberg**
Bärenhöhle (Ludlloch, Windener Höhle) (2911/1)
(Naturdenkmal, siehe oben)
Grafenlucke (2911/3)
Cepaeahöhle (2911/36)
 - **Spitalsberg (Spittelberg, Sappeberg)**
Lukasklause (2911/8)
 - **Römersteinbruch von St. Margarethen**
Fledermauskluft (2911/9)
(Naturdenkmal, siehe oben)
Bierkellerkluft (2911/10)
Endkluft (2911/11)
Klufthöhle IV (2911/12)
Südkluft (2911/26)
Inkasionshöhle (2911/27)
Enge Kluff (2911/28)
Geißriegellucke (2911/45)
 - **Höhlen bei Loretto**
Großes Wiesenloch (2911/32)
Sulzberghöhle (2911/33)
Gliridenhöhle (2911/34)
Gaisrückenhöhle (2911/35)
Sulzbergschluf (2911/43)
Kirchenhalbhöhle (2911/44)
Dreifaltigkeitshöhle (2911/48)
Weingartbachschwinde (2911/57)
Kleines Wiesenloch (2911/ohne Nr.)
Rückwandhalbhöhle (2911/ohne Nr.)
 - **Leithagebirge**
Höhle im Blauen Bruch (2911/5)
Johannesgrotte (2911/25)
Müllendorferhöhle (2911/37)
Hartlucke (2911/38)
Kleine Hartlucke (2911/39)
Flache Hartlucke (2911/40)
Königsbergloch (2911/41)
Brekzienkammerl (2911/42)
Mühlriegelhöhle (2911/46)
Angerbach-Uferhöhle (2911/47)
Karuzzenluck'n (2911/49)
Einsiedlerhöhle (2911/50)
Johannisgrotte (= Einsiedlerhöhle 2911/50)
Kavernenbruchhöhle I (2911/51)
Kavernenbruchhöhle II (2911/52)
Kavernenbruchhöhle III (2911/53)
Seeigelhalbhöhle (2911/54)
Kavernenbruchhöhle, Obere (2911/55)
Stollenhöhle (2911/56)
Gloriettehöhle (2911/ohne Nr.)
Teufelshöhle (2911/ohne Nr.)
- **Katastral-Gebiet 2921**
Hainburger Berge und südliches Vorland
 - **Spitzerberg (burgenländischer Teil)**
Kuhschellenloch (2921/29)
- **Bedeutende Karstgebiete und -Objekte**
 - **Paläokarst bei Kohfidisch**
(Kat.Geb. 2821)
 - **Kalksteinbruch bei Burg**
(Kat.Geb. 2821)
 - **Kalksteinbruch bei Hannersdorf**
(Kat. Geb. 2822)
 - **Goldberg bei Schützen am Gebirge**
(Kat.Geb. 2911)
 - **Hölzelstein (Hölzlstein) bei Oggau**
(Kat.Geb. 2911)
 - **Quelle bei der Dreifaltigkeitskapelle (Loretto)**
(Kat. Geb. 2911)
 - **Steinbruch Schraufstätter**
(Kat. Geb. 2911)
 - **Steinbruch zwischen Wimpassing/Leitha und Hornstein**
(Kat. Geb. 2911)

Geotope im Burgenland

Der seit einigen Jahren in den Erdwissenschaften fix etablierte Begriff des „Geotops“ wird wie folgt definiert (E.-R. Look et al., 1996):

„Geotope sind erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde oder des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien sowie einzelne Naturschöpfungen und natürliche Landschaftsteile.

Schutzwürdig sind diejenigen Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Für Wissenschaft, Forschung und Lehre sowie für Natur- und Heimatkunde sind sie Dokumente von besonderem Wert. Sie können insbesondere dann, wenn sie gefährdet sind und vergleichbare Geotope nicht zur Verfügung stehen, eines rechtlichen Schutzes bedürfen.“

Demgegenüber steht die Definition von „Biotopen“, die R. POTT (1996) wie folgt gibt:

„Lebensraum einer Lebensgemeinschaft (Biozönose im Sinne einer regelmäßig wiederkehrenden Lebensgemeinschaft) von bestimmter Mindestgröße und einheitlicher, gegen die Umgebung abgrenzbarer Beschaffenheit.“

Diese beiden Definitionen suggerieren eine Polarität in der Natur; eine „ENTWEDER-ODER“-Situation, die aber – so weiß jeder – in der Natur nie gegeben ist. So muss im Sinne einer holistischen Betrachtungsweise vielmehr von einem „SOWOHL – ALS AUCH“ gesprochen werden.

Um diesen Aspekt auch bei den oben genannten Definitionen zu berücksichtigen, muss auch hier eine Modifizierung in den Begriffen vorgenommen werden. Dabei ist vorzuschicken, dass derartige Definitionen nicht bloß auf theoretischen Überlegungen, sondern viel mehr auf Beobachtungen in der Natur beruhen, die jederzeit an unzähligen Stellen leicht nachvollzogen werden können.

Dieser Situation Rechnung tragend wurden von T. HOFMANN (1999) zwei neue Begriffe vorgeschlagen, die insbesondere die Wechselwirkung zwischen Geo- und Biosphäre darstellen sollen.

Durch den Begriff „Geobiotop“ soll zum Ausdruck kommen, dass nur auf Grund spezieller geologischer oder geomorphologischer Gegebenheiten ein „Biotop“ entstehen kann. Zu nennen sind hier zahlreiche Ton- oder Kiesgruben, an deren Sohle sich Wasser ansammelt, das in rascher Folge von Amphibien und auch von Fischen besiedelt wird. Dadurch entsteht – ein geogen bedingtes – Biotop. Als Definition wurde folgender Wortlaut vorgeschlagen, der auch bei zahlreichen internationalen Tagungen auf Expertenbasis diskutiert und für gut geheißen wurde:

„Geobiotope sind Biotope, die auch die Charakteristika von Geotopen aufweisen. Sie entstehen aus künstlichen oder natürlichen Geotopen, die die Grundlage für die Entstehung von Biotopen bilden. In charakteristischer Weise sind bei Geobiotopen die Charakteristika der belebten und der unbelebten Natur und insbesondere deren Wechselwirkungen vorhanden.“

Als Beispiel im Burgenland wäre das Naturdenkmal: „Uferschwalbenkolonie“ im Steilhang“ in Neusiedl am See (Wienerstraße) zu nennen. Denn nur auf Grund der speziellen geologischen Situation (Korngröße und Grad der diagenetischen Verfestigung) der Sande ist es den Uferschwalben möglich, hier ihre Höhlen anzulegen. Diese sind in klassischer Weise als „Biotop“ anzusprechen. Der Steilhang in den pannonen Sanden (W. FUCHS, 1985) ist als „Geotop“ anzusprechen. Im Sinne einer gesamtheitlichen Betrachtungsweise wäre hierfür der Begriff „Geobiotop“ zu verwenden.

In Analogie zum „Geobiotop“ wurde auch das „Biogeotop“ vorgeschlagen, das wie folgt zu definieren ist (T. HOFMANN, 1999):

„Biogeotope sind Geotope, die ehemals in geologischer Vorzeit Biotope waren.“

Anzuwenden ist der Begriff nur auf organogen entstandene Sedimentgesteine, innerhalb derer in erster Linie Kalke (Leithakalk oder paläozoische [Korallen-]Kalke etc.) oder Sande im Zusammenhang mit dem Vorkommen von Fossilien eine wichtige Rolle spielen.

Liegt zudem in einem derartigen Gestein eine bedeutende Höhle (e.g. Fledermauskluft), die eventuell als Winterquartier für seltene Fledermäuse dient, so wird der Biologe von einem „Biotop“, der Geologe wird dagegen von einem „Geotop“ sprechen. Eigentlich müsste aber die Bezeichnung „Geobiotop“ gewählt werden, dessen Gestein aber auf ein ehemaliges „Biogeotop“ zurückgeht. Was im Moment wie eine babylonische Sprachverwirrung klingt, ist nichts anderes als der Ausdruck der engen Wechselwirkungen zwischen der „belebten“ und der „unbelebten“ Natur, die eigentlich als sensibles, hoch komplexes ganzheitliches System gesehen werden muss.

Was die Anzahl der Geotope im Burgenland betrifft, so ergibt sich diese aus der obigen Geotopdefinition. Demnach wird vorgeschlagen, dass nachfolgende Kriterien wesentlich für „Geotope“ sein sollen:

- Alle Naturdenkmale (siehe oben).
- Alle Exkursionspunkte im Sinne, dass es sich um wissenschaftlich bedeutende Aufschlüsse handelt, die es wert zu sein scheinen, einem größeren (Fach)publikum gezeigt zu werden.

Hier wäre folgender Teil der Definition von E.-R. Look et al. (1996) anzuwenden: „...die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde oder des Lebens vermitteln.“

Derartige Punkte sind auf alle Fälle schützens- und erhaltenswert, zumal es sich in vielen Fällen um einmalige, unwiederbringliche Aufschlüsse handelt.

Empfehlenswerte Exkursionen im Nordburgenland

Allgemeines

Die nachfolgend beschriebenen Haltepunkte geben einen Überblick über die im nördlichen, mittleren und südlichen Burgenland verbreiteten Gesteine.

Man kann dabei entweder einzelne oder mehrere aufeinander folgende Vorkommen besuchen und sich so aus den einzelnen Haltepunkten (weiße Nummern im roten Kreis; korrespondieren mit den Punkten auf den Routendarstellungen der Abbildungen 74, 81, 82 und 88) seine eigene Exkursionsroute modulartig zusammen stellen. Dies empfiehlt sich insbesondere bei einigen Vorkommen im Südburgenland, die bekannten „Geologenpfaden“ folgen. Dazu existieren bereits ausführliche Darstellungen, auf die im Kapitel „Exkursionsführer“ vor dem Literaturverzeichnis verwiesen wird. Die nachfolgenden Beschreibungen lehnen sich an diese Ausführungen in gekürzter und möglichst allgemeinverständlicher Form an.

Als zusätzliche Unterlagen für die Exkursionen seien die topographischen Karten des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen 1 : 50.000 und die im Kapitel „Geologische Karten“ aufgelisteten Karten 1 : 50.000 der Geologische Bundesanstalt einschließlich Erläuterungen empfohlen.

Diese einleitenden Bemerkungen gelten in gleicher Weise für die Kapitel „Empfehlenswerte Exkursionen im Mittleren Burgenland“ und „Empfehlenswerte Exkursionen im Südburgenland“.



Abbildung 53.
Grafenlucke bei Winden.

ringquarzit angelegten Halbhöhlen mit Größen von 1 bis 12 m. Der Boden ist teilweise mit Schuttmaterial bedeckt. Der Name Grafenlucke stammt von einer alten Flurbezeichnung, der Zweitname von den hier bis 1918 lebenden Bewohnern.

Der an der Wende Perm/Trias auf dem Kristallin des Leithagebirges abgelagerte Semmeringquarzit ist ein metamorph überprägter, hellgrünlicher, feinkörniger Quarzsandstein, der aufgrund von Eisenbeimengungen rostbraun verwittert und lagenweise Quarzgerölle mit Durchmesser bis 1 cm führt. Eine Schichtung ist nur sehr undeutlich ausgebildet. Im südlichen Teil des Aufschlusses kommen einzelne Konglomeratlagen vor, die Komponenten bis dm-Größe führen. Die starke Zerkleinerung und Kluftbildung wird mit der Nähe zur Störungslinie an der Südseite des Leithagebirges erklärt.

Die auffallende Quarzitklippe wird von einer rund 30 cm mächtigen Lage von grünlichen Serzitschiefern überlagert, die zum „Alpinen Röt“ gestellt werden. Darüber folgen rund 50 cm mächtige Zelendolomite und zuoberst blaugrünliche, dünnbankte kristalline Dolomite, die aber derzeit nur im Schutt zu finden sind.

Dieser über den Quarziten liegende Teil der Schichtfolge wird dem ältesten Abschnitt der Trias-Zeit, d.h. der Skyth-Stufe zugerechnet. Die hangenden Dolomite markieren das Einsetzen der Karbonatsedimentation am Beginn der Anis-Stufe.

1 Winden – Grafenlucke (Zigeunerhöhlen)

Julian PISTOTNIK

- Kat. Nr. 2911/3
- Lage
Am nordöstlichen Ortsende von Winden. Abzweigung von der Bundesstraße in die Bruckerstraße und 2 km in nördlicher Richtung gegen Leithagebirge (Zeilerberg), unmittelbar neben der Straße nach Bruck a.d. Leitha.
- Beschreibung
Das Vorkommen besteht aus 6 künstlich veränderten, zum Teil an Klüften im brekziösen Semme-

2 Winden – Bärenhöhle (Ludlloch)

E. KECK et al. (1998)

- Kat. Nr. 2911/1
- Lage
Rund 100 m nördlich von Stop 1, etwa 20 m über der Straße.
- Beschreibung
Die Höhle hat zwei nach NE gerichtete Eingänge, die Spuren einer alten Vermauerung aufweisen. Sie besteht aus einem etwa 45 m langen und 7 bis 8 m breiten Raum mit kurzen Nebenstrecken und ist zwischen 0,8 und 2 m hoch. Die Höhle wurde als Schichtfugenhöhle im basalen Leithakalk angelegt. Das Muttergestein ist Leithakalkkonglomerat, dessen Zusammensetzung vom Liegenden ins Hangende wechselt. Für die Bedeutung von Auslaugungsvorgängen bei der Raumerweiterung spricht die Gestaltung der Höhlendecke, die im Eingangsbereich Höckerkarren aufweist, während die Sohle aus eingelagertem erdigem Sediment und vereinzelt Versturzböcken besteht. In der Höhle konnten zahlreiche pleistozäne Tierreste, in erster Linie solche des Höhlenbären *Ursus spelaeus* gefunden werden. Die Möglichkeit, dass die Höhle in paläolithischer Zeit teilweise dem Menschen als Unterkunft diente, ist nicht ausgeschlossen. Die Höhle wurde mit Bescheid vom 4. 2. 1929 durch das Bundesdenkmalamt zu einer besonders geschützten Höhle erklärt.



Abbildung 54.
Bärenhöhle (Ludlloch) bei Winden.

3 St. Margarethen – Römersteinbruch bzw. Steinbruch Hummel

Werner E. PILLER

- Lage
Rund 100 m nördlich von Stop 1, etwa 20 m über der Straße. Der Steinbruch befindet sich unmittelbar nördlich der Straße St. Margarethen – Rust. Ein großer Teil des Steinbruchareals wird für Konzerte und Theateraufführungen (Passionsspiele) ge-

nutzt. Er ist touristisch erschlossen und gegen Eintritt zu besichtigen. Im westlichen Teil, im Steinbruch Hummel, wird auch heute noch Werkstein gebrochen. Die darin befindliche „Fledermauskluft“ mit bekannten Funden ist als Naturdenkmal geschützt.

- Kurzcharakteristik
Leithakalke des Badenium (*Spiroplectammina*- bis *Bulimina-Bolivina*-Zone) in verschiedenen Faziesausprägungen sowie sarmatische Strandbildungen.
- Beschreibung
Im gesamten Steinbruchareal sind schwach verfestigte und poröse Leithakalke aufgeschlossen. Dadurch sind sie relativ leicht bearbeitbar und wurden bereits in römischer Zeit abgebaut und als Baustein verwendet. Heute wird Material aus diesem Steinbruch häufig für Renovierungsarbeiten an historischen Wiener Baudenkmalen eingesetzt. Innerhalb des Steinbruches ist der Leithakalk in einer breiten Vielfalt von Faziesvarianten ausgebildet: Foraminiferen-Fazies, Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies, Foraminiferen-Rhodolithen-Fazies und Pflaster-Fazies. Die häufigsten Fossilien sind Foraminiferen, Echiniden (= Seeigel), Bryozoen (= Moostierchen) und Kalkrotalgen (Corallinaceen). Von den ursprünglich sehr häufigen Mollusken (Schnecken und Muscheln) blieben nur jene mit Schalen aus Kalzit körperlich gut erhalten [Austern und Pectiniden (= Kammuscheln)]; unter ihnen sind vor allem Austern in Lagen angereichert. Besonders bemerkenswert sind große Knollen aus Kalkrotalgen, sogenannte Rhodolithen, die bis über 10 cm Durchmesser erreichen können und in lateral weit verfolgbarer Lagen angereichert sein können. Mit Hilfe von Foraminiferen konnten die Leithakalke in das Mittlere bis Obere Badenium (*Spiroplectammina*- bis *Bulimina-Bolivina*-Zone) eingestuft werden. Die Zufahrt zum Steinbruch Hummel durch den sogenannten „Eisenbahneinschnitt“ zeigt schwach verfestigte Kalke bzw. Konglomerate.
- Interpretation
Den unterschiedlichen Leithakalk-Faziesvarianten des Römersteinbruches und des Steinbruches Hummel ist gemeinsam, dass sie aus groben Kalksanden aufgebaut werden, die in flachem, bewegtem Meerwasser abgelagert wurden. In den etwas ruhigeren Bereichen dieses Ablagerungsraumes wurde die sogenannte Pflaster-Fazies gebildet, die eine Ansammlung von Kalkrotalgen-Knollen (Rhodolithen) darstellt. Diese Rhodolithen entstehen dann, wenn für die inkrustierenden Kalkrotalgen kein Hartboden zur Verfügung steht, an dem sie festwachsen können – sie umkrusten deshalb ein größeres Sedimentpartikel und umwachsen dieses vollständig und wiederholt, bis Knollen von mehr als 10 cm Durchmesser erreicht werden. Die Kalke des „Eisenbahneinschnittes“ werden als Strandbildungen aus dem Unteren Sarmatium interpretiert und zeigen somit die jüngere Transgression an.
- Verwendung des Steins
Die Werksteine aus dem Steinbruch Hummel werden sowohl für Massivarbeiten als auch für Platten-



Abbildung 55.
St. Margarethen – Römersteinbruch.

beläge und Verkleidungen verwendet: Portal- und Fenstergewände, Fußbodenbeläge, Stiegenstufen, Zaunpfähle, Säulen, Fassadenverkleidungen, Mauersteine, kunstgewerbliche Gegenstände und vor allem für Renovierungsarbeiten an historischen Bauten (z.B. Dom St. Stephan und Maria am Gestade zu Wien). Für die Renovierung des Wiener Stephansdomes, für die der St. Margarethener Stein seit 1841 Verwendung findet, wurde zunächst ein eigenes Steinbruchareal, die Stephanswand, reserviert. Die Steinqualität war in dieser Stephanswand höher als in anderen Steinbruchbereichen.

Seit 1995 ist ein neuer Teil des Steinbruches in Betrieb, in dem die Qualität jenem der Stephanswand entspricht. Die Gewinnung der Steinquader erfolgt heute durch die Herstellung von vertikalen Schlitzern mit der Kettensäge und nachfolgender Verwendung von Keilen zur Lösung von der Unterlage. Im Steinbruchareal sind auch noch die Spuren der historischen Abbaumethode durch Schrämmen bzw. durch die Seilsäge zu beobachten.

- Weiterführende Literatur
W. FUCHS (1965); W.-C. DULLO (1983); W.E. PILLER et al. (1996); A. ROHATSCH (1997).

St. Margarethen – Steinbruch Kummer

4

Werner E. PILLER

- Lage
Der Steinbruch liegt südlich der Straße St. Margarethen – Rust unmittelbar gegenüber dem Römersteinbruch.
- Kurzcharakteristik
Leithakalke des Badenium (*Spiroplectamina*- bis *Bulimina-Bolivina*-Zone) in gezeitendominierten Faziesbereichen mit Fischlagerstätte.
- Beschreibung
Trotz dessen Nähe zum Römersteinbruch ist der Unterschied zwischen den Gesteinstypen beider Steinbruchareale augenfällig. Die Gesteine im Steinbruch Kummer sind überwiegend gut gebankte, teilweise laminierte Kalke bis Mergel, zeigen aber ebenfalls eine breite fazielle Vielfalt. Besonders auffällig ist die Vielfalt von Sedimentstrukturen, die drei Faziestypen unterscheiden lassen:
 - a) Wechsellagerungen von horizontal geschichteten oder laminierten wenige cm bis dm mächtigen, schwach verfestigten Karbonatsanden (Mittel- bis Grobsande) mit cm-mächtigen Silten und Tonen. Die Sandbänke zeigen teilweise eine unebene, erosive Basis, an welcher Rhodolithen (Knollen von Kalkrotalgen) angereichert sein können. Einige Bänke zeigen eine Gradierung, mit abnehmender Korngröße nach oben

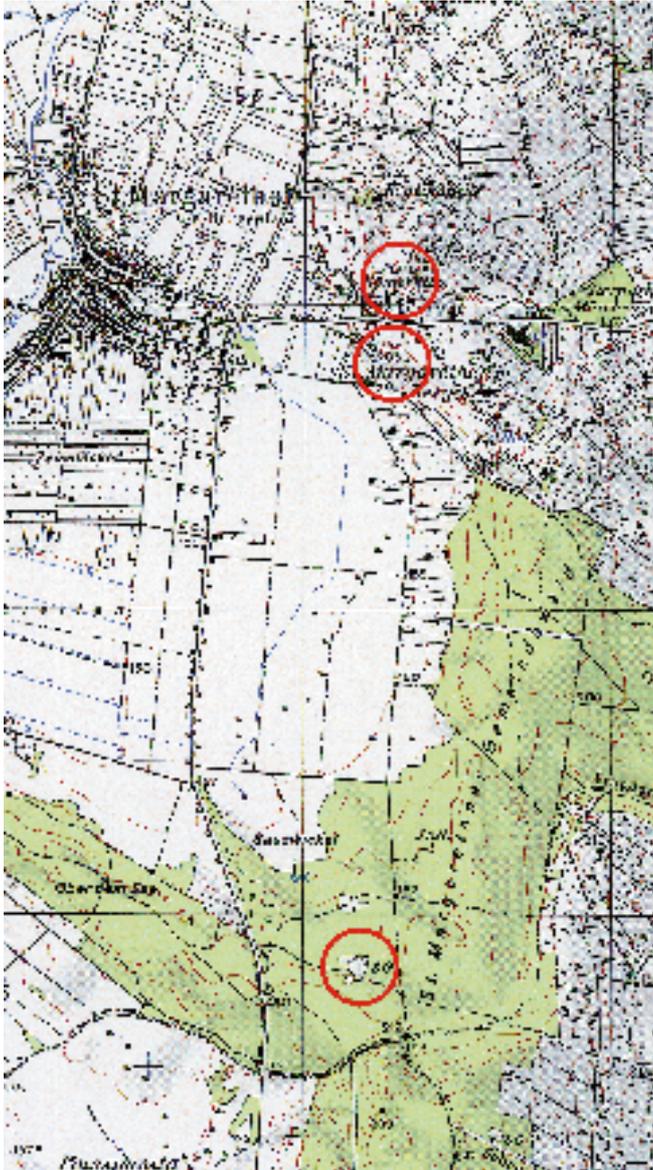


Abbildung 56.
Lage der Exkursionspunkte im Bereich von St. Margarethen.
ÖK-Blatt 78 Rust, Maßstab 1 : 50.000.

zu. Die feinkörnigen Zwischenlagen sind zwar arm an Mikrofaunen und Evertebratenresten, allerdings durch ihre reiche und exzellent erhaltene Fischfauna besonders erwähnenswert und weltbekannt. Aus dieser reichen Fischfauna sind neben Muränen und Drachenköpfen (*Scorpaenidae*) auch die ältesten Papageienfische der Erdgeschichte bekannt. Die Fischfundstelle und damit die Fossilagerstätte ist durch den großflächigen maschinellen Abbau im Steinbruch heute nicht mehr erhalten, der Faziestypus ist aber an der Südböschung des Geländes noch aufgeschlossen. Vereinzelt kleine Fische sind in verschiedenen Bereichen des Steinbruches immer wieder zu finden.

- b) Gut gebankte, dm-mächtige, karbonatische Grobsande und Feinkiese, die mit Pelit- und Siltlagen wechsellagern. Die Sande zeigen meist ebene Schrägschichtung, wie sie für submarine Sanddünen charakteristisch ist. Deren

eine Seite ist oft mit Feinsediment bedeckt, auf der anderen Seite sind vielfach Strömungsrippel ausgebildet. Daneben gibt es aber auch eine Reihe anderer Sedimentstrukturen, die insgesamt zweiseitig gerichtete Paläowasserströmungen (W-E) rekonstruieren lassen. Diese zweiseitig ausgerichteten Strömungen deuten auf einen Ablagerungsraum hin, der von Gezeitenströmungen dominiert wird.

- c) Bis zu einem Meter mächtige, sehr schlecht sortierte Breccien (Mittel- bis Grobkiese), die durch große Rhodolithen (Knollen aus Kalkrotalgen; >10 cm), Molluskenschalen (Muscheln und Schnecken) sowie durch Gesteinstrümmer (Intraklasten) gebildet werden. Diese Bänke haben eine erosive Basis und keilen lateral sehr schnell aus, wodurch ihre rinnenförmige Form unschwer erkennbar ist.

• Interpretation

Die beschriebenen Faziestypen deuten auf einen Ablagerungsraum hin, der einen sehr seichten Stillwasserbeich im Einfluss der Gezeiten widerspiegelt.

Die seichten Ruhigwasserablagerungen mit der Fischfauna werden zeitweilig durch Springtiden oder einzelne Stürme durch gröberkörniges Sediment überdeckt, der Faziestypus (b) zeigt Sedimente, wie sie typischerweise auf Gezeitenflächen (Watt) abgelagert werden, und die grobklastischen Breccien (Fazies c) repräsentieren Füllungen von Gezeitenrinnen, die wahrscheinlich das Ablagerungsareal des Römersteinbruches mit dem des Steinbruches Kummer verbunden haben. In diese Rinnen wurde dadurch auch Sediment aus dem Bereich Römersteinbruch eingefüllt bzw. wurden durch die submarine Erosion durch die Gezeitenströmungen auch große halbverfestigte Sedimentbrocken (Intraklaste) aufgearbeitet.

• Verwendung des Materials

Das heute großflächig maschinell abgebaute Sediment wird vermahlen und zur Ziegelherstellung verwendet bzw. beigemischt.

• Weiterführende Literatur

D.R. BELLWOOD & O. SCHULTZ (1991); W.E. PILLER et al. (1996).

St. Margarethen – Zollhaus (Gemeindewald) Kiesgrube Käufer

5

Mathias HARZHAUSER, Hanns P. SCHMID & Oleg MANDIC

• Lage

Am östlichen Ortsende von St. Margarethen Abzweigung nach Süden Richtung altes Zollhaus (4,3 km). Ca. 200 m nach dem Zollhaus links abbiegen und Schotterstraße auf 300 m Länge folgen.

• Kurzerklärung

Syntektonische Kiese, Sande, Silte und Tone der Strandzone (shoreface) und des Vorstrands (foreshore) mit reicher Molluskenfauna des Sarmatium (*Mastra*-Schichten) und Pannonium („Zone“ B – „Zone“ D).



Abbildung 57.
St. Margarethen-Zollhaus (Kiesgrube Käufer).

- **Beschreibung**

Im idealisierten stratigraphischen Profil bestehen die untersten 7 m des Aufschlusses aus schräg geschichteten bzw. planargeschichteten grau-blauen, gut gerundeten sandigen Kiesen. Das Kiespektrum führt nach W. FUCHS (1965) etwa 80 % kalkalpine, 5 % kristalline und 15 % Sandstein-komponenten.

Der liegende Teil der Kiese ist fossilarm, es konnten jedoch die Schlammschnecke *Granulolabium pictum* und Einzelklappen von *Venerupis (Paphirus) gregarius* nachgewiesen werden. Im hangenden Teil der Kiese sind einzelne 10–20 cm mächtige, lateral wenige Meter verfolgbare Sandlinsen (mergelig zementiert) mit Serpuliden und unbestimmbaren Rissoacea (= Schnecken) zu finden. Vereinzelt aufgeschlossene Sandschichten im Liegenden des Kieskörpers enthalten eine individuenreiche, von Muscheln dominierte Fauna aus *Modiolus incrassatus* und *Musculus sarmaticus* und den Gastropoden *Caliostoma (Sarmates) podolicum*. Der Fossilbefund stuft diesen Teil des Aufschlusses in die *Maetra*-Schichten des späten Mittelsarmatium ein.

Eine 5 cm mächtige dunkelbraune Tonschicht mit monospezifischen Massenvorkommen von *Granulolabium pictum* überlagert im gesamten Aufschluss die oben beschriebenen Kiese. Darüber folgt eine 3 m mächtige gelb-graue mergelige Sandschicht. Auf gleichem Niveau ist im südlichen Teil der Kiesgrube eine dünne Schicht mit zahlreichen Land- und Süßwassergastropoden sowie Fischknochen und Knochensplittern anstehend. Diese geringmächtige Lage geht in helle Sande über, die reich an *Potamides disjunctus*, *Venerupis (Paphirus) gregarius* und *Bullia duplicatum* ist. Vereinzelt finden sich auch Fischwirbel und eingeschwemmte Knochen von Landsäugetieren. Es folgt eine 6 m mächtige grau-blaue, schräg- bzw. planargeschichtete sandige Kiesschicht (z. T. limonitisch verfärbt).

Die parautochthone Molluskenfauna ist von *Granulolabium pictum* dominiert. Im Hangenden sind 4 m grau-gelbe, mergelige Silte und Sande mit *Cerastodermen* („Herzmuscheln“), *Maetra vitaliana*, *Venerupis (Paphirus) gregarius* und *Potamides disjunctus* aufgeschlossen. Das Top der sarmatischen Abfolge markiert im gesamten Aufschluss eine rund

20–30 cm mächtige weiß-graue Kalkmergelbank mit zahlreichen artikulierten, in situ *Cerastoderma latissulcum*.

Die Schichtfolge des Pannonium lagert konkordant über den Sedimenten des Sarmatium. Sie setzt mit grün-grauen Sanden und Kiesen (3 m) ein, mit der Schnecke *Melanopsis impressa* als Hauptkomponente der Kiese. Eine 1 m mächtige tonig-siltige Schicht mit einer distinkten Schilllage aus *Congeria ornithopsis* folgt darüber. Umgelagerte Mollusken aus dem Sarmatium sind häufig, seltener finden sich Pectiniden- und Ostreenfragmente aus dem Badenium. Die typische Molluskenfauna erlaubt eine Korrelation dieses Schichtpakets mit der „Zone“ B des unteren Pannonium.

Die stratigraphisch jüngsten Sedimente des Aufschlusses sind durch eine rund 10 m mächtige Abfolge aus grün-grauen Feinsanden mit einzelnen Kieslagen repräsentiert. Die diverse Molluskenfauna besteht vorwiegend aus Melanopsiden (*Melanopsis fossilis*, *M. bouei*, *M. pygmaea*, *M. varicosa*) und seltenen, großwüchsigen Congerien (*Congeria panici*, *C. partschi*). Untergeordnet findet sich die „Flussmuschel“ *Unio atavus* und die Schnecke *Brotia escheri*, die wie die Mehrzahl der Melanopsiden in den kiesigen Lagen am häufigsten sind. Der Feinsandanteil nimmt gegen das Top hin zu. Dies scheint mit dem häufigeren Auftreten von Congerien zu korrelieren. Diese hangendsten Sedimente des Aufschlusses können durch die Molluskenfauna der „Zone“ D des Pannonium zugerechnet werden.

Am N-Rand der Kiesgrube sind blau-graue Mergel mit sandigen Einschaltungen aufgeschlossen. Sie führen eine kleinwüchsige Fauna mit der Muschel *Varicorbula gibba*, Luciniden, Corallinacea-Ästchen (= Rotalgen) und der Großforaminifere *Amphistegina*, die eine Einstufung in das Badenium erlauben.

- **Tektonik**

In der N- und S-Wand der Kiesgrube ist eine antithetische Flexur (rollover-anticline) über einer NNE-streichenden und nach WNW einfallenden listrischen Abschiebung aufgeschlossen. Die Abschiebung ist am E-Rand der Kiesgrube an mehreren Punkten aufgeschlossen. Sedimente des Sarmatium und Pannonium bilden den hangenden Block in Form von syntektonisch abgelagerten Schichten (growth strata), deren Mächtigkeit von W nach E, in Richtung der Abschiebung, zunehmen. Diese sind durch syn- und antithetische Störungen verstellt, die Versetzungsbeträge von weniger als 1 m anzeigen. K. DECKER & H. PERESSON (1996) schlugen als Entstehungsmechanismus des Kollapses des hangenden Blocks das Modell der Rampenfaltung (fault bend folding model) vor. Im liegenden Block, am N-Rand der Kiesgrube, konnten anstehende blau-graue Mergel aus dem Badenium gefunden werden. Dies führt zur Interpretation, dass bereits ab dem Badenium extensionelle Tektonik die Sedimentation am E-Rand des Eisenstädter Beckens kontrollierte.

- **Interpretation**

Die liegenden schräggeschichteten Kiese sind Produkte einer über seicht-sublitorale Sande progredienten Deltafront. Die Dominanz von byssa-

ten Muscheln sowie die Individuendichte der Kreiselschnecke *Calliostoma* lassen auf hochenergetische Bedingungen schließen. Die Fauna der überlagernden Kiese ist meist allochthon und setzt sich aus Bewohnern küstennaher, reduziert mariner Biotope zusammen. Einzelne Einschaltungen von mergeligen Sandlinsen mit In-situ-Muscheln wie *Maetra vitaliana* und *Venerupis (Paphirus) gregarius* – eine Venusmuschel – lassen auf Phasen mit ruhigeren Ablagerungsbedingungen schließen. Die hohe Zahl an Serpuliden und Rissoacea ist ein guter Indikator für lokalen Seegrasbewuchs.

Das monospezifische Massenvorkommen der Schlammschnecke *Granulolabium pictum* in der überlagernden 5 cm mächtigen dunkelbraunen Ton-schicht zeigt kurzfristige intertidale Bedingungen an. Zur gleichen Zeit ist jedoch auch ein deutlicher fluviatiler Einfluss durch die zahlreichen eingeschwemmten Land- und Süßwassergastropoden belegt. Dieses Environment wird rasch von einem seichten sublitoralen Environment abgelöst, in dem infaunale, suspendierende Bivalven und Algen weidende Gastropoden dominierten. Der fluviatile Eintrag ist merklich reduziert und zeigt sich lediglich durch dünne Kies- und Kieslagen und seltene Landwirbeltierreste. Es folgt eine neuerliche Ablagerung von 6 m mächtigen fluviatilen Kiesen mit vorwiegend allochthonen, z.T. stark abgerollten Mollusken des Sublitorals und Intertidals. Erst unter weniger hochenergetischen Bedingungen konnte sich danach wieder eine autochthone, seichtmarine Molluskenfauna etablieren, wie sie für die *Maetra*-Schichten des Sarmatium charakteristisch ist.

Ein Hiatus, der das oberste Sarmatium und die Pannonium-„Zone“ A umfasst, trennt die sarmatischen Sedimente von den konkordant überlagernden pannonen Ablagerungen. Dieser Hiatus ist durch die Sedimentation von Kiesen, die massenhaft fluviatil-ästuarine Melanopsiden (Pannonium-„Zone“ B) als Komponenten führen, dokumentiert. Im Zuge dessen wurden auch ältere Sedimente aufgearbeitet, wie die Fossilien und Lithoklasten des Sarmatium und Badenium zeigen. Auf eine allmähliche Abnahme der Sedimentationsenergie deutet das parautochthone Vorkommen der Wandermuschel *Congeria ornithopsis* hin, die im seichten Wasser des Pannonsees lebte.

Bedingungen der Übergangszone zum küstenfernen Bereich (offshore transition zone) stellen sich schließlich im hangendsten, feinsandigen Profilteil ein. Unterhalb der mittleren Schönwetterwellenbasis bildeten sich kleine Populationen von großwüchsigen Congerien und kleinen Limnocardien. Der fluviatile Einfluss ist nur noch durch einzelne Kieslagen mit Süßwasserelementen wie *Brodia escheri* und *Unio atavus* („Flussmuschel“) dokumentiert.

Die aufgeschlossenen Sedimente stellen Ablagerungen des Vorstrandes (shoreface), des nassen Strandes (foreshore) und untergeordnet der Übergangszone zum küstenfernen Bereich (offshore transition zone) dar. Die NNE-streichende Abschiebung bildet eine Sedimentfalle, in der die syntektonischen Sedimente abgelagert wurden. Das

Ablagerungsmillieu ist als flach marin zu klassifizieren, wird jedoch durch den dynamischen Wechsel von marinen und fluviatilen Sedimentationsprozessen geprägt.

• Weiterführende Literatur

W. FUCHS (1965); K. DECKER & H. PERESSON (1996); H.A. KOLLMANN & B. HUBMANN (1997); W.E. PILLER & N. VAVRA (1991).

St. Georgen – Sandgrube

6

Irene ZORN

• Lage

Die Sandgrube St. Georgen liegt an der nordöstlichen Peripherie von Eisenstadt und NW von St. Georgen an der östlichen Flanke des Leithagebirges. In diesem Bereich wurden Sande und Kiese des Unteren Badenium auf dem Kristallin des Leithagebirges abgelagert, wohingegen entlang des gesamten südlichen Randes des Leithagebirges Leitha-Sandstein den Untergrund bedeckt (J. KAPOUNEK, 1938; A. TOLLMANN, 1955). Die hier vorliegende Beschreibung der Sandgrube St. Georgen stützt sich auf die Ausführungen von R. SAUER et al. (1992).



Abbildung 58.
Lage der Sandgrube St. Georgen.
OK-Blatt 77 Eisenstadt, Maßstab 1 : 50.000.

• Beschreibung

A. TOLLMANN (1955) gab eine detaillierte Beschreibung der Sedimente und der tektonischen Verhältnisse der Sandgruben in dieser Gegend. Unter Berücksichtigung der Petrographie der Sande kam er zu dem Schluss, dass nicht das Kristallin des Leithagebirges das Liefergebiet ist, sondern ein südlicher gelegenes Kristallin wie das Rosaliengebirge oder das Ödenburger Kristallin. Das Material wurde durch Flüsse transportiert und durch marine Prozesse nochmals aufgearbeitet. Kalkalpines Material wurde nicht gefunden.

Eine Neubeschreibung der Sandgrube erfolgte durch R. SAUER et al. (1992). Die Sandgrube St. Georgen ist 18 m hoch und 240 m lang und wird



Abbildung 59.
Sandgrube St. Georgen bei Eisenstadt.

heute als Bauschuttdeponie genutzt. Vom südlichen Ende der Sandgrube bis zur mittleren Oberkante verläuft eine Verwerfung, die offensichtlich zum System der Eisenstadt-Störung gehört. Oberhalb der Verwerfung sind hauptsächlich mittel- bis grobkörnige Sandsteine mit zahlreichen Konglomeratlagen aufgeschlossen. Am nördlichen Ende und nahe des südlichen Endes der Grube sind mit grobem Kies gefüllte Kanäle anzutreffen. Das Material stammt aus kristallinen Liefergebieten. Der südlichste Teil des Aufschlusses besteht aus Leithakalk.

Unterhalb der Verwerfung ist eine ähnliche Abfolge von Sandsteinen entwickelt, die jedoch häufig mehrere Meter mächtige Linsen aus zementiertem, sandigem Kalkstein, der Fragmente von corallinen Algen enthält, aufweist. Eine durchgehendere Kalksteinlage verläuft entlang der südlichen Oberkante. R. SAUER et al. (1992) beschreiben außerdem die tektonischen Verhältnisse in der Grube.

• Interpretation

Die Sandsteine und die Lagen mit corallinen Algen (Dünnschliffe) lieferten neben corallinen Algen auch Echinodermaten, Bryozoen und Foraminiferen (*Borellis melo*, *Textularia* sp., *Amphistegina hauerina*). Durch die Zusammensetzung der Fossilassoziaton, die auf eine küstennahe Flachwasserfazies deutet, kann auf badenisches Alter geschlossen werden.

Die Zusammensetzung der Sandsteine ist sehr variabel. Die nicht zementierten Sande beinhalten fast keine karbonatischen Bestandteile. Im Gegensatz dazu weisen die Sandsteine mit kalzitischem Zement zahlreiche aufgearbeitete Karbonatpartikel auf. R. SAUER et al. (1992) gaben die mineralogische Zusammensetzung (inkl. Schwerminerale) für die Sande und Sandsteine an. Ihre Untersuchungen machten als Lieferquelle niedrig- bis mittelgradig metamorphe Gesteine wahrscheinlich, die in der östlichen Nachbarschaft, begraben unter dem Pannonischen Becken, zu suchen sind.

• Weiterführende Literatur

R. SAUER et al. (1992); G. WESSELY (1994).

Eisenstadt – Johannesgrotte 7

Werner E. PILLER

- Kat. Nr. 2911/25

• Lage

Verschiedene Aufschlüsse im Bereich des Hartl, im Ortsbereich von Eisenstadt, nahe dem ORF-Zentrum Burgenland.



Abbildung 60.
Lage der Johannesgrotte bei Eisenstadt.
ÖK-Blatt 77 Eisenstadt, Maßstab 1 : 50.000.

• Kurzcharakteristik

Sandfazies des Badenium (Obere Lageniden-Zone) mit Brachiopoden und Bryozoen.

• Beschreibung

Eine beträchtliche Fläche nördlich des Zentrums von Eisenstadt wird von den sogenannten „Terbratelsanden“ bedeckt. Diese auffallend fossilreichen Sande sind vor allem im Bereiche des Hartl, eines Hügels am Stadtrand von Eisenstadt, an mehreren Punkten relativ gut aufgeschlossen. Es sind Kalksande, die wechselnde Anteile von



Abbildung 61.
Johannesgrotte bei Eisenstadt.

Großhöflein – Steinbruch Fenk (Kalkofenwand)

8

Werner E. PILLER

Quarz, Quarzit und auch kleine Gesteinsfragmente von Glimmerschiefern enthalten. Verhärtete Anteile, die nach SSW einfallen, bilden das „Dach“ der Hartlucke und stellen im Bereich der Johannesgrotte den Hauptteil des Sedimentes. Die Sande der Hartlucke sind kreuzgeschichtet, Brachiopodenschalen oft lagenweise angereichert aber praktisch nie beidklappig erhalten. Die Sande liegen hier überall direkt auf dem unterostalpinen Kristallin, derzeit ist der Kontakt aber nicht aufgeschlossen.

Was die Fossilführung betrifft, so fällt vor allem der große Reichtum an Brachiopoden (*Terebratula macrescens*) und an Bryozoen (= Moostierchen) auf. Tatsächlich zählen die Terebratelsande von Eisenstadt europaweit zu den bedeutendsten Bryozoenfundpunkten des Neogens. Wohl das meiste Material, das seit mehr als hundert Jahren unter der Bezeichnung „Eisenstadt“ beschrieben wurde, dürfte aus dem Bereich des Hartl stammen. Mehr als 150 Bryozoenarten sind bisher beschrieben worden, rund ein Drittel davon hat hier seine Typuslokalität. Vor allem inkrustierende Arten finden sich auf der Innenseite der Brachiopodenschalen oft in recht gutem Erhaltungszustand. Besonders auffällig sind aber vor allem die globulären, oft beträchtliche Größe (mehrere cm Durchmesser) erreichenden Kolonien der Celleporidae, die im Aufschluss an der Straße besonders häufig sind und als kleine Knollen massenhaft in Erscheinung treten. Diese Knollen zeigen gelegentlich Hohlräume, wie sie durch Umwachsen von Korallen, z.B. der Gattung *Culicia*, verursacht werden – die Korallenreste selbst sind nicht überliefert, da der Aragonit während der Diagenese gelöst wurde. An sonstigen Fossilien sind kleinere Muscheln (Kammuscheln: *Chlamys*, *Pecten*; Austern: *Ostrea*) häufig, ebenso wie Reste von Balaniden (= Seepocken) und Serpuliden (= Kalk-Röhrenwürmer) sowie gelegentlich auch Seeigel (*Arbacina*, *Echinolampas*, *Clypeaster* und *Cidaris*). Aragonitschalen sind nicht überliefert; Schnecken lassen sich daher nur als Abformungen an manchen Bryozoen-Knollen nachweisen, die sie einst überwachsen hatten.

• Interpretation

Die Terebratelsande vom Hartl bieten ein Beispiel für eine Sandfazies des Badenium. Ihre stratigraphische Einstufung in die Obere Lageniden-Zone konnte aufgrund von Foraminiferen durchgeführt werden. Die Sedimente wurden in küstennahen Bereichen abgelagert, die Schrägschichtungen und die Lagen von einklappigen Brachiopoden deuten auf einen stark bewegten Seichtwasserbereich hin.

• Weiterführende Literatur

A. TOLLMANN (1955); W.E. PILLER & N. VAVRA (1991).

• Lage

Ca. 1400 m NNW von Großhöflein; unmittelbar nach dem Ortsanfang von Müllendorf (von Großhöflein kommend) von der B 16 nach Norden abzweigen und einer Naturstraße bis zur Abschränkung folgen.

Zutrittsgenehmigung: Fa. Buchinger, Ödenhoferstraße 23, 7051 Großhöflein (Tel.: 02682/62000).



Abbildung 62.

Steinbruch Fenk bei Großhöflein.
ÖK-Blatt 77 Eisenstadt, Maßstab 1 : 50.000.

• Kurzcharakteristik

Leithakalke (Oberes Badenium) in verschiedenen Faziesausprägungen (Korallenbänke, Muschelbänke, Kalkrotalgenkalke) des Seichtwassers und im Übergangsbereich zu Beckenablagerungen. Teile des Steinbruchs galten als Naturdenkmal, was aber per Bescheid aufgehoben wurde.

• Beschreibung

Der Steinbruch Fenk wurde durch F.F. STEININGER & A. PAPP (1978) als Faziesstratotypus des Badenium designiert und ist somit die Typuslokalität des Leithakalkes.

Das ausgedehnte ehemalige Steinbruchareal „Kalkofenwand“ dient heute als Festmülldeponie, sodass nur noch die oberste Etage gut aufgeschlossen ist. Die untersten Anteile sind bereits weitgehend verfüllt und verwachsen, lassen aber die Charakteristika der dort vorkommenden Leithakalkfazies noch erkennen. Nahe am Eingang zum Steinbruchgelände ist östlich der Straße noch ein etwa 4 m mächtiges Profil aufgeschlossen. An der heute aufgeschlossenen Basis befinden sich bioklastische Kalke, die reich an Kalkrotalgen, Bryozoen, Muscheln, Schnecken und Seeigeln sind. Darüber folgt eine dünner gebankte (wenige cm bis 70 cm) Abfolge aus Kalken und schwach tuffigen beeinflussten, weniger verfestigten, siltigen Lagen. Die Kalke sind meist bioklastischer Zusammensetzung und hauptsächlich der Forami-



Abbildung 63.
Steinbruch Fenk bei Großhöflein.

niferen-Rhodolithen-Fazies oder der Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies zuzuordnen. In einigen Bänken sind Lagen aus großen Corallinaceen-Rhodolithen vorhanden. Die siltigen Zwischenlagen sind arm an Makrofauna, bisweilen laminiert und zeigen gravitative Rutschungserscheinungen. Die Foraminiferenfauna beinhaltet Uvigerinen und planktonische Formen. In manchen der Siltlagen sind z.T. syndimentäre Rutschungsstrukturen zu erkennen, die Basis der bioklastischen Kalkbänke ist teilweise erosiv.

Im oberen Teil des Profiles wird dieser dünner gebankte Abschnitt durch eine Kalkbank, die eine laterale Mächtigkeitsschwankung von 40–145 cm aufweist, schräg abgeschnitten. Ihren basalen Teil repräsentiert ein Corallinaceenkalk mit großen Abdrücken von aragonitschaligen Muscheln, Pectiniden, Bryozoenästchen und Seeigelfragmenten. Darüber folgt ein bioklastischer Kalk, der nach oben eine Korngrößenabnahme zeigt, und neben seltenen Korallenbruchstücken vor allem größere Rhodolithen (bis 7 cm Durchmesser) führt. In dieser Bank sind auch Fragmente von kristallinen Gesteinen (bis zu 10 cm Durchmesser) und auch Klaster eines Korallenkalkes enthalten. Über dieser Bank schließt eine Folge aus dünner gebankten Kalken, mergeligen Kalken und terrigenen Sanden an, die z.T. sehr stark verwittert sind.

Der oberste Teil des Steinbruchgebietes zeigt eine steile Wand, die bis vor einigen Jahren als Naturdenkmal galt und in der ein Profil von etwa 20 m aufgeschlossen ist. Dieses Profil besteht aus dicken Kalkbänken, die mit etwa 5–10° einfallen, im Westen gegen WNW und im östlichen Teil der Wand gegen SW. In der Wand ist eine Abfolge aufgeschlossen, die grob dreigeteilt werden kann:

1) Der unterste derzeit aufgeschlossene Bereich zeigt an der Basis einen Korallenkalk (90 cm), der in den obersten 30 cm durch dicht gepackten Schutt von *Porites*-Ästchen charakterisiert wird.

Dieser Bereich wird von der „1. *Isognomon*-Bank“ überlagert, in der neben doppelklappigen Austern ebenfalls doppelklappige *Isognomon*-Muscheln charakteristisch sind.

Über einem echinidenreichen, bioklastischen Kalk mit großen veneriden Muscheln (*Pitar*) folgt die „2. *Isognomon*-Bank“ (60–80 cm). Doppelklappige Individuen sind sehr häufig an der Basis dieser Bank, wo sie hauptsächlich in horizontaler Lagerung vorliegen; darüber sind sie eher vertikal orientiert.

Diese bivalvendifinierte Zone wird von einem Korallenkalk nach oben hin abgelöst. Die Korallen sind meist ästige *Porites*-Kolonien in Lebensstellung von ca. 20 cm Höhe. In diesem höchsten Teil sind auch Schalen von *Isognomon* wieder häufiger.

Der folgende Bereich (ca. 350 cm) wird durch dickästige (12–22 mm) *Porites*-Stöcke in Lebensstellung (bis 90 cm Höhe) charakterisiert. Daneben, insbesondere aber diese bedeckend, sind dünne plattig-inkrustierende Korallen (*Porites incrustans*) häufig. Ebenso kommen auch Korallen der Gattungen *Caulastrea* und *Tarbellastraea* vor.

Darüber folgt ein Bereich mit häufigen doppelklappigen Austern und seltenen *Isognomon*, auf welchen eine Zone mit dünnästigen *Porites*-Kolonien in Lebensstellung folgt, deren Ästchen relativ dicke Kalkrotalgen (Corallinaceen)-Krusten zeigen. Darüber folgt ein Corallinaceen-Bryozoen-Arenit.

2) An der Basis dieses Bereiches befindet sich eine dünne Mergellage (1–2 cm). Darüber wieder ein bioklastischer Bryozoen-Corallinaceen-Kalk mit Bivalven. Dieser Kalk geht kontinuierlich in einen braunen Mergel mit Corallinaceen (Ästchenbruchstücke und Rhodolithen) über (25 cm). Zum Abschluss dieses Bereiches folgt ein Corallinaceen-Bryozoen-Kalk (130–160 cm) mit dünnästigen *Porites* cf. *leptoclada* REUSS. Eine 3. dünne Mergellage (1–5 cm) bildet die Grenze zum nächsten Bereich.

3) Die basalen 90 cm sind durch häufig krustose Rhodolithen charakterisiert, darüber (90 cm) sind Austern, Korallen, Bryozoen und Serpuliden (= Kalk-Röhrenwürmer) häufig. Die Aragonitschalen sind vollständig gelöst und liegen als Hohlformen vor, die Austern sind meist doppelklappig.

Diese Zone geht fließend in einen bioklastischen Corallinaceenkalk über (70 cm), wo Bruchstücke von Corallinaceenästchen dominieren, aber auch dünne *Porites*-Ästchen vorkommen.

Darüber folgt ein Korallenkalk (150–160 cm) mit vorherrschenden ästigen *Porites* oder dünnästigen *Stylocora exilis* REUSS. Letztere stellen meist autochthones Schuttmaterial von mehreren Dezimetern Dicke dar. Massive Kolonien sind durch *Tarbellastraea reussiana* (EDWARDS & HAIME) vertreten, daneben sind große Bivalven häufig.

Letztere leiten in einen mächtigen Abschnitt (450 cm) über, in dem dickschalige Bivalven sehr häufig sind und Korallen nur untergeordnet vorkommen. Neben sehr großen Austern sind vor allem große veneride Muscheln, z.B. *Pitar*, *Venus* (*Periglypta*) und Carditiden auffällig.

Müllendorf – Kreidesteinbruch

9

Werner E. PILLER

Die abschließende Abfolge (400–450 cm) zeigt an der Basis häufig Rhodolithen; darüber folgt ein Korallenkalk (*Tarbellastraea*) und abschließend ein von Bryozoen dominierter Bereich.

• Interpretation

Durch das häufige Vorkommen von Korallen, die vor allem im basalen Profilabschnitt in Lebensstellung vorkommen, wurde der obere Aufschlussbereich ursprünglich als Korallenriff interpretiert. Neuere Untersuchungen und vor allem Vergleiche mit heutigen Korallenvorkommen machen eine Interpretation als Korallendickicht (= Korallenbiont) wahrscheinlich, da keine nennenswerte vertikale ökologische Abfolge vorliegt. Die unterschiedlichen übereinander vorkommenden Korallen-, Muschel-, Kalkrotalgen- und Bryozoenfaziesbereiche sind leicht durch heute nebeneinander vorkommende Fazies zu erklären und reflektieren keine tiefenbedingte Vertikalabfolge. Die Wassertiefe betrug durch die gesamte Abfolge jeweils nur einige Meter, für die Wuchsformen der Korallen sind rezente Äquivalente im Persischen Golf wie in der Karibik vorhanden ebenso wie für die meisten Faziesbereiche.

Das kurze Profil im unteren Steinbruchbereich kann mit seinen meist relativ dünngebankten Kalcken und etwas terrigen beeinflussten Zwischenlagen als beckennaher Ablagerungsbereich interpretiert werden. Dabei repräsentieren die feinkörnigen, siltigen Lagen das autochthone Sediment, dessen offen mariner Einfluss durch die planktonischen, die etwas größere Wassertiefe durch die uvigeriniden Foraminiferen dokumentiert wird. Zwischen diese autochthonen, feinkörnigen Sedimente werden bioklastische Sedimente aus Arealen seichteren Wassers (oberes Steinbruchareal) gravitativ eingeschüttet (= allodapische Kalke). Als kurzzeitiges Ereignis ist die Bildung der mächtigeren, lateral auskeilenden, gröber-bioklastischen Bank mit den Kristallinkomponenten anzusehen, die als Kanalfüllung gedeutet wird. In diesem Kanal wurde grober Schutt aus dem Flachwasserbereich gravitativ in das Becken transportiert. Die Einstufung des Aufschlusses in die *Bulimina-Bolivina*-Zone erfolgte anhand von Foraminiferenfaunen aus schlammigen Zwischenlagen.

• Tektonik

Im Steinbruch sind mehrere bedeutende NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen mit Kataklasiten und fault gauges aufgeschlossen. Diese Blattverschiebungen sind parallel zum Hügelland des Leithagebirges orientiert. Sie repräsentieren eine Teilstörung der südöstlichen Randstörung des Wiener Beckens.

• Weiterführende Literatur

A. TOLLMANN (1955); F.F. STEININGER & A. PAPP (1978); W.-C. DULLO (1983); W.E. PILLER & K. KLEEMANN (1991); W.E. PILLER (1993); W.E. PILLER et al. (1996); B. RIEGL & W.E. PILLER (2000).

• Lage

Steinbruchareal aus mehreren Steinbrüchen der Müllendorfer Kreide A.G. am Äußeren Berg, ca. 1800 m NNE Müllendorf. Nach dem Verlassen des Ortes Müllendorf, von Eisenstadt kommend, von der B16 nach Norden abzweigend.

• Kurzcharakteristik

Leithakalk (Mittel- bis Oberbadenum) in spezieller Erhaltung (Verkredung) und mit reicher Fossilführung.

• Beschreibung

Ein großer Teil des Steinbruchareales ist dadurch charakterisiert, dass der Leithakalk hier in weicher, kreidiger Ausbildung vorliegt. Besonders bemerkenswert in diesem Steinbruchkomplex sind einerseits gut erhaltene, doppelklappige Austern und auch Seeigel, andererseits schlecht erhaltene, große Kolonien der Koralle *Tarbellastraea reussiana* (bis zu 1 m Durchmesser und 30 cm Dicke). Diese Korallen weisen extrem starken Befall durch die Bohrmuschel *Lithophaga laevigata* und den bohrenden Cirripedier *Pyrgoma costatum* auf. Beide Arten haben bereits die lebenden Korallen bebohrt. Daneben sind andere Bohrmuscheln der Gattungen *Lithophaga* und *Gastrochaena*, die in toten Korallen oder Korallenteilen bohren, vorhanden. Erwähnenswert ist das Vorkommen von Holothurien- und Alcyonarienskleriten (Weichkorallen).

Durch die kreidige Beschaffenheit des Kalkes wird er heutzutage nur noch flächig mit der Raupe abgebaut. Die besten Aufschlüsse sind daher in den alten Steinbruchteilen, die bei A. TOLLMANN (1955) dokumentiert sind, zu finden.

• Interpretation

Die Ursachen für die kreidige Erhaltung des Leithakalkes in diesem Aufschlussbereich wurden lange diskutiert, sind heute aber eindeutig diagenetischen Veränderungen zuzuweisen. Im Zuge dieser Vorgänge wurde ein großer Teil des ursprünglichen Schalen- bzw. Skelettmateriales durch Lösung zerstört. Der Versuch einer Rekonstruktion des ursprünglichen Ablagerungsraumes führt zu einem



Abbildung 64.
Kreidesteinbruch Müllendorf.

Bild, das jenem im oberen Bereich des Steinbruches Fenk (siehe Haltepunkt 8) ähnelt. Die auffällige *Tarbellastraea-Lithophaga-Pyrgoma*-Vergesellschaftung wird durch hohes Nahrungsangebot für diese Organismen, bedingt durch eine strömungsexponierte Position am Süden des Leithagebirges, das eine Insel oder Untiefe zur Zeit des Badenium darstellte, erklärt. Zusätzlich waren wohl günstiges Substrat sowie fehlende Konkurrenz ein wesentlicher Faktor für die Begünstigung dieser Vergesellschaftung. Die Datierung der Leithakalke erfolgte in das Mittel- bis Oberbadanium (*Spiroplectammina*- bis *Bulimina-Bolivina*-Zone).

- Weiterführende Literatur
A. TOLLMANN (1955); W.-C. DULLO (1983); W.E. PILLER & K. KLEEMANN (1991); W.E. PILLER & N. VAVRA (1991); W.E. PILLER et al. (1992).

10 Steinbrunn – Naturdenkmal Sandgrube

Werner E. PILLER

- Lage
Auf halber Strecke zwischen Müllendorf und Hornstein Abzweigung von der B16 Richtung Neufeld. Nach ca. 1 km liegt die teilweise verwachsene Sandgrube rund 50 m südlich der Straße. Sie ist über einen Feldweg erreichbar.

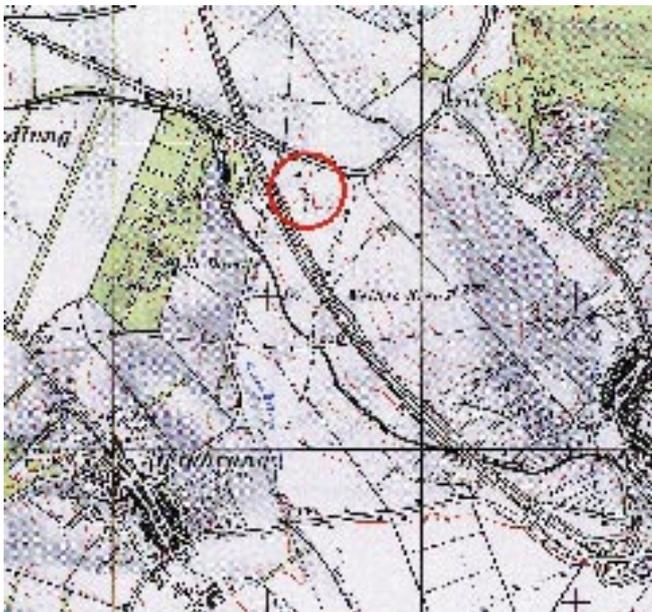


Abbildung 65.
Lage der Sandgrube Steinbrunn.
ÖK-Blatt 77 Eisenstadt, Maßstab 1 : 50.000.

- Kurzcharakteristik
Synsedimentäre Tektonik des Pannonium und Beckeninversion im Oberen Pannonium.
- Beschreibung
Die Sandgrube liegt am südwestlichen Abhang des Leithagebirges und somit am Ostrand des Wiener Beckens in einer Serie von Sanden und Mergeln des Oberen Sarmatium und Pannonium. Die Schichtung ist um eine N-S-streichende Falte verstellt (siehe Abbildung 15). In der nördlichen Gru-

benwand sind rhythmisch gebankte (15–20 cm) Fein- bis Mittelsandsteine mit dünnen Siltzwischenlagen aufgeschlossen. Dieser Fazies steht eine Abfolge mit massiven oder flasergeschichteten, dickgebankten, gröberen Sandsteinen mit feinkörnigen Konglomeraten gegenüber, die am Südrand der Grube aufgeschlossen ist. Das Profil zeigt undeutliche Thickening-up-Folgen mit Rinnenfüllungen am Top. Erosion und Umlagerung wird durch die erosive Basis der Bänke mit Strömungslinaren und durch umgelagerte Klasten des Badenium angezeigt. Die Klastika sind außerdem reich an Bruchstücken coralliner Algen.

- Tektonik
In den Sandsteinen des Pannonium lassen sich insgesamt vier Deformationsereignisse abtrennen, die Hinweise auf die jüngste tektonische Entwicklung des Wiener Beckens liefern. Die auffallendste Struktur im Aufschluss ist eine großmaßstäbliche Faltung der Abfolgen um eine N-S-streichende Achse. Im flach nach E einfallenden Schenkel sind zahlreiche tektonische Strukturen zu beobachten, aus denen die folgende Chronologie der Deformation abzuleiten ist.
 - 1) Die ältesten tektonischen Strukturen sind zur Schichtung symmetrische, konjugierte Abschiebungen und Klüfte, die schichtparallele Dehnung anzeigen. Sie werden durch die spätere Faltung mit der Schichtung nach E gekippt. Die Versätze der Schichtflächen an den konjugierten Abschiebungen erreichen 10 cm. Nach Rückrotation der Schichtung und der konjugierten Abschiebungen ergibt sich eine Dehnung in ENE-WSW-Richtung, die die ausklingende Extensionstektonik des Wiener Beckens im Obermiozän widerspiegelt. Im Gegensatz dazu entsprechen alle weiteren Strukturen (2–4) einer jüngeren Kompressionstektonik mit einer E-W-gerichteten Verkürzung.
 - 2) In den kompetenteren Sandsteinbänken sind senkrecht auf die Bankung stehende, konjugierte Harnische ausgebildet. Das Bewegungslinien der dextralen und sinistralen Seitenverschiebungen ist parallel zur Schichtung orientiert. Auch diese Flächen sind vor der Faltung entstanden. Nach Horizontierung der Schichtung stehen die Blattverschiebungen senkrecht. Dextrale ENE-WSW-streichende Flächen und konjugierte, NW-SE-streichende sinistrale Harnische belegen E-W-orientierte Einengung.
 - 3) Die bisher beschriebenen Strukturen entstanden vor der Faltung der Schichtung. Sie werden an einer N-S-streichenden (170°) Faltenachse verstellt. Der östliche Faltenchenkel fällt mit 20–30° gegen E, der westliche steht nahezu senkrecht und fällt mit 70–80° nach W ein. Im Faltenkern entstehen kleinere, schichtparallele Scherflächen und listrische, W-vergente Aufschiebungen. In pelitreichen Zwischenlagen ist eine Schieferung und Krenulation im cm-Bereich ausgebildet.
 - 4) Die Faltenstruktur wird schließlich von jüngeren, NE-streichenden, dextralen Blattverschiebungen geschnitten, die ebenfalls einer E-W-gerichteten Verkürzung entsprechen.

- **Interpretation**
Die Sedimentabfolge der Sandgrube lässt sich einem Ablagerungsraum mit gezeitendominierten Rinnen zuordnen. In tektonischer Hinsicht ist in spektakulärer Weise der Übergang von der Extensionstektonik des Wiener Pull-apart-Beckens zu einem unmittelbar nachfolgenden kompressiven Ereignis im oberen Pannonium überliefert. Die ENE-gerichtete Dehnung illustriert die Fortdauer der mittelmiozänen, generell E–W-gerichteten Extension bis ins Unterpannonium. Das anschließende E–W-kompressive Ereignis markiert das Ende der Extension des Wiener Beckens, wobei die ältesten E–W-kompressiven Blattverschiebungen die noch horizontalen Schichten versetzen. Durch andauernde E–W-Verkürzung wird das unterpannone Schichtpaket verfaltet und die älteren Strukturen verstellt. Ähnliche Strukturen in pannonen Sanden des Steirischen Beckens und des Bakony-Gebirges (Ungarn) verdeutlichen die überregionale Bedeutung dieses E–W-kompressiven Ereignisses, das die Pull-apart-Entwicklung und die Subsidenz des Wiener Beckens beendet. Weitere Hinweise auf die Beckeninversion ergeben sich aus dem Alter der jüngsten Sedimente des Beckens, die mit oberem Pannonium (ca. 8 Ma) datiert sind.
- **Weiterführende Literatur**
R. SAUER et al. (1992); W.E. PILLER et al. (1996).

11

Wimpassing – Sandgrube

Werner E. PILLER

- **Lage**
Versperrte Sandgrube und Deponie, rund 100 m südlich der Bundesstraße von Hornstein nach Wimpassing gelegen.
Zutrittsgenehmigung: Fa. Schraufstädter GmbH, Hauptstraße 13, 2443 Loretto (Tel. 02255/8256).

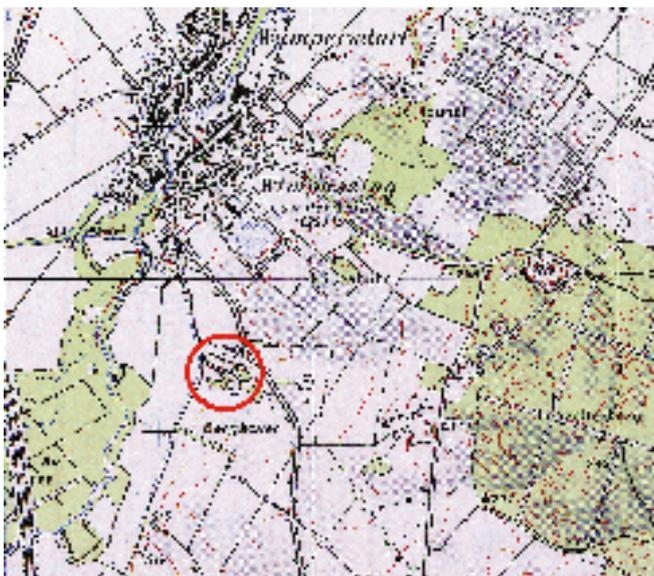


Abbildung 66.
Lage der Sandgrube Wimpassing.
ÖK-Blatt 77 Eisenstadt, Maßstab 1 : 50.000.

- **Kurzcharakteristik**
Hochenergetische Sandfazies des inter- bis subtidalen Bereiches, Sandbänke, Barren, Brecherzone mit Übergang zum nassen Strand; synsedimentäre Tektonik im oberen Sarmatium.
- **Beschreibung**
Der Aufschluss konnte in die sarmatische *Elphidium reginum*-Zone eingestuft werden. Eine westlich der Bundesstraße verlaufende Störungszone zeigt ihre Auswirkungen im westlichen Teil des Aufschlusses, wo die schichtparallelen Lagen durch drei geringfügige vertikale Störungen im Dezimeter- bis Meterbereich versetzt und schließlich im westlichsten Teil der Grube, im Bereich der Hauptstörung, vollkommen verschleppt sind. Die rinnenförmig abgelagerten fluviatilen Sedimente im Hangenden der Hauptbruchzone sind als posttektonisches Ereignis anzusehen, wobei durch die Absenkung der neogenen Ablagerungen entlang der Bruchzone eine natürliche Wegigkeit für ein fluviatiles System an der vorgegebenen Schwächezone gebildet wurde. Im mittleren, ungestörten Bereich der Sandgrube fallen die Schichten mit 055/08° ein und zeigen eine ca. 20 m mächtige Profilabfolge: Im basalen Abschnitt des Aufschlusses (ca. 5 m) sind die Sedimente (Fein- bis Mittelsande, teilweise mit Grobsilt) generell unterschiedlich stark karbonatisch zementiert. Über einem möglichen Aufarbeitungshorizont folgt ein ca. 2 m mächtiger, stark sandiger Kalkoolithhorizont. Darüber ist eine Abnahme der Ooide bei gleichzeitiger Zunahme von Peloiden und Onkoiden zu erkennen. Es folgt ein siltiger, stark kiesiger Feinsandhorizont, der von überwiegend losen Feinsanden (ca. 2,5 m) mit linsigen Strukturmerkmalen überlagert wird. Darüber tritt abermals ein Bereich mit zementierten Sedimenten auf (ca. 6 m), doch sind im Vergleich zum basalen Abschnitt keine Ooide mehr zu beobachten; auffallend ist allerdings eine massive Anreicherung von Schalenresten. In vereinzeltigen Lagen konnten auch Lebensspuren (Typ *Ophiomorpha*) festgestellt werden. Einige Horizonte lassen durch ihren erhöhten Kiesanteil kurzfristige Unterbrechungen der gleichförmigen, sandigen Sedimententwicklung erkennen. Die gröberkörnigen Sedimentanteile kommen aus dem im Leithagebirge aufgeschlossenen Ostalpinen Kristallin (Glimmerschiefer, Schiefergneise, Granatamphibolite, Orthogneise, Pegmatite und Quarzphyllite) mit seiner permomesozoischen Hülle (Semmeringquarzit, alpiner Verrucano und Dolomite). Dies zeigen auch die Schwermineralverteilungen mit charakteristischen, von Granat, Turmalin und Rutil dominierten Spektren. In den Sedimentstrukturen sind lediglich Wechsel von eben laminierten und massigen Sedimenten zu unterscheiden. Darüber folgen kiesige bis stark kiesige Fein- bis Mittelsande in Wechsellagerung mit Fein- und Mittelsanden (ca. 3 m). Einige Horizonte zeigen dünne Mangan/Eiseninkrustierungen der Siliziklastika. Ihre Herkunft kann einerseits auf die Lösung von Tonmineralkomponenten zurückgeführt werden, andererseits ist eine sekundäre Einbringung von



Abbildung 67.
Sandgrube Wimpassing.

Mn/Fe-übersättigten Lösungen entlang feiner Klüfte nicht auszuschließen.

In den hangenden ca. 4 m ist, beginnend mit einem Fein- bis Mittelsandhorizont, ein Übergang zu stark kiesigen Grobsanden zu beobachten, die dann eine leichte Korngrößenabnahme zu kiesigen Mittelsanden bis Mittelsanden in den obersten Lagen zeigen.

- **Diagenese**

Die diagenetische Entwicklung der Sedimente ist überwiegend dem meteorisch-phreatischen Environment sowie der Mischungszone von meteorisch-marin-phreatischen Bereichen zuzuordnen. Die unter Süßwasserbedingungen ablaufenden meteorischen Veränderungen im Grundwasserbereich führten zur Bildung von gleichförmig ausgebildetem, calcitischem Blockzement, zur Entstehung von Hohlformporen nach aragonitischen Schalenresten, zu Zementsäumen und zu vereinzelt auftretender Sammelkristallisation.

- **Interpretation**

Sedimentanalysen nach dem CM-Diagramm nach PASSEGA (1957) zeigen, dass die Sedimente des Aufschlusses dem Küstenbereich zuzuordnen sind. Die meisten Kiesproben sowie Proben mit sehr schlechter Sortierung liegen in den Klassen I und II und wurden damit vorwiegend rollend transportiert. Die Punkteverteilung weist auch auf einen geringen Anteil von Suspensionssedimentation beziehungsweise auf geringe Transportweite hin. Einige Proben fallen in die Klasse V und lassen damit auf einen Transport in überwiegend gradierter Suspension bei mittleren Energieverhältnissen schließen.

Die kalkoolithischen Gesteine (mit jeweils wechselnden Gehalten an biogenen Fragmenten, Siliziklastika, Peloiden und Onkoiden) entstammen einem hochenergetischen Milieu mit entsprechend geringen Wassertiefen von 2 bis 10 m. Das Bil-

dungsmilieu entspricht einer durch starke Wellentätigkeit beeinflussten Flachwasserzone im intertidalen bis subtidalen Bereich (Barren, Sandbänke), was auch durch die sehr gute Sortierung bestätigt wird.

Eine mikritische, strukturlose Probe an der Basis der Kalkoolithe kann hingegen einem ruhigeren, niederenergetischen Ablagerungsraum zugeordnet werden. Das gehäufte Auftreten der Foraminiferengattung *Ammonia* kann als Hinweis auf die Nähe zum Strand angesehen werden.

Die Onkoide im hangenden Bereich der Basalfolge verweisen schließlich auf ruhigere Bildungsbereiche im Peritidal.

Die environmentanalytische Zuordnung der Lockersedimente oberhalb der kalkigen Basalfolge mittels Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz bestätigt die Zuordnung der Sedimente zum unmittelbaren Küstenbereich. Dabei können Sedimente der wellenbeeinflussten Brecherzone (breaker zone – wave zone), der Brandungszone (surf zone) und der Spritzwasserzone (swash zone) unterschieden werden. Zwischengeschaltete Sedimente mit erhöhtem Kiesanteil, wobei eine charakteristische Vergrößerungstendenz gegen das Hangende festzustellen ist, könnten eine zunehmende fluviatile Beeinflussung des marinen Environments anzeigen. Die verfestigten hangenden Horizonte führen keine Ooide und kaum Foraminiferen, haben aber vereinzelt hohe Onkoidanteile und häufig Ostracoden. Daraus ist eine Verschiebung der Küstenlinie anzunehmen beziehungsweise eine fazielle Änderung zu einförmigeren brackischen Faunengesellschaften erkennbar.

Zusammenfassend sind die basalen oolithischen Sedimente des Aufschlusses einem warmen, flachmarinen, hochenergetischen Bildungsbereich zuzuordnen, wie er beispielsweise an der seewärts gelegenen Seite von Sandbänken im intertidalen

bis subtidalen Küstenbereich auftritt. Die nachfolgenden Sedimente entsprechen der Brecherzone sowie untergeordnet der Brandungs- und Spritzwasserzone, die durch kurzfristig kiesige Sedimenteinschaltungen und durch die Ausbildung onkoidischer Lagen unterbrochen werden. Die Mangan/Eisenkrusten im Hangenden leiten eine sehr schlecht sortierte, gröbere Sedimentationseinheit ein, die einen zunehmenden fluviatilen Einfluss aus dem Hinterland vermuten lässt. Eine regressive Verschiebung der Küstenlinie ist dabei nicht auszuschließen.

- **Tektonik**
In der Sandgrube sind mehrere Sets konjugierter Abschiebungen aufgeschlossen, die etwa E–W-orientierte Extension anzeigen. Die Abschiebungen durchschneiden gebankte Sande und werden von einer fluviatilen (?) Brekzienrinne überlagert, die von den Störungen nicht versetzt wird. Diese Rinnenstruktur folgt dem am stärksten gestörten Aufschlussbereich. Die Strukturen belegen synsedimentäre, sarmatische (unterpannone?) Extension und weisen auf die tektonisch kontrollierte Anlage der Rinne hin.
- **Weiterführende Literatur**
M. HAAS (1996); W.E. PILLER et al. (1996).

12 Wiesen-Pötttsching – Naturdenkmal Sandgrube (Sandgrube Biricz)

Werner E. PILLER

- **Lage**
Verspernte und aufgelassene Sandgrube ca. 1,5 km W der Bahnstation Wiesen-Sigleß, 200 m NE der Straße Mattersburg – Sauerbrunn. Zutrittsgenehmigung in der Bezirkshauptmannschaft Mattersburg, wo auch der Schlüssel verwahrt wird.
- **Kurzcharakteristik**
Sandfazies mit reichen und typischen Molluskenfaunen des Oberen Sarmatium („*Maetra*-Schichten“ der *Porosonion granosum*-Zone) und Pannonium C; Faziesstratotypus des Sarmatium (s. Abbildung 12).
- **Beschreibung**
Von dem mehrfach beschriebenen und faziell reich gegliederten Profil ist derzeit nur der oberste Abschnitt aufgeschlossen. Das Liegende wird von Ervilienschichten gebildet, die ebenso wie die Lagen mit *Maetra vitaliana* derzeit leider nicht aufgeschlossen sind. Letztere zeigen folgende Abfolge: „Untere *Maetra*-Bank“ (0,1 m), fossilarme Feinsandlage (1,7 m), Gerölllage mit *Irus gregarius* und *Calliostoma* (0,2 m), 1,4 m fossilarmer Feinsand, „Obere *Maetra*-Bank“ mit *Maetra vitaliana* (0,1 m). Die großen Muscheln (*Maetra* und *Irus*) waren in einzelnen Bändern gehäuft anzutreffen, die Einregelung mit der Wölbung nach oben ließ eine gewisse Wasserbewegung erkennen.
Das derzeit im Sarmatium aufgeschlossene Profil umfasst (vom Liegenden zum Hangenden) ca. 1,1 m Feinsand mit *Pirenella picta* und ca. 1 m Feinsand mit *Calliostoma podolica* und *Pirenella disjuncta*.

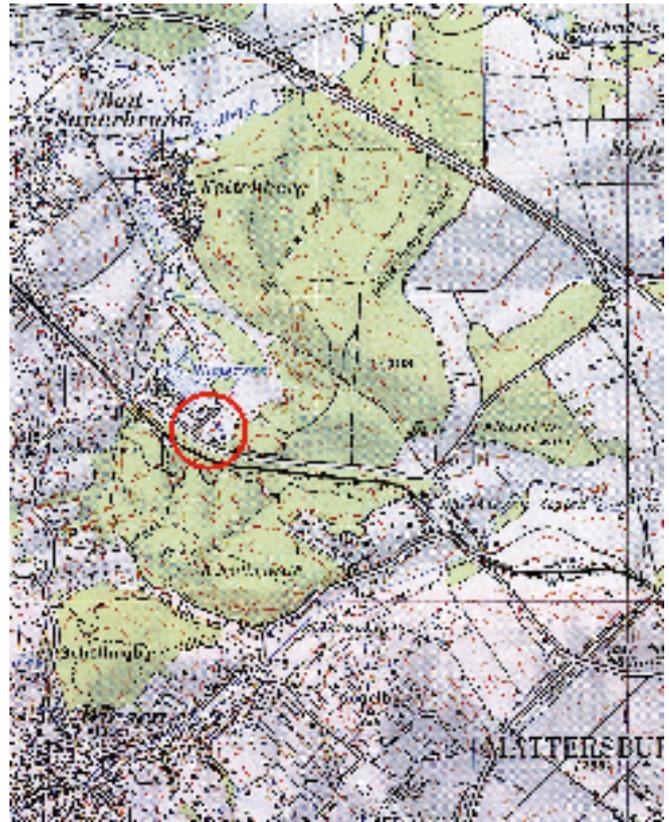


Abbildung 68.
Lage der Sandgrube Wiesen-Pötttsching
OK-Blätter 77 Eisenstadt und 107 Mattersburg, M. 1 : 50.000.

Darüber transgredieren flachlagernde, lehmige Feinsande mit Muscheln (*Congeria*) und Schnecken (*Melanopsis*, *Hydrobia*), die aufgrund der Fossilien die Zone C des Pannonium anzeigen. Die Schichtlücke umfasst hier das oberste Sarmatium (Verarmungszone) sowie die Zonen A und B des Pannonium. Neben den bereits erwähnten Mollusken sind im Sarmatium vor allem Foraminiferen (*Elphidium*, *Ammonia*, *Nubecularia* etc.), Ostracoden (*Aurila*, *Heterocythereis*, *Loxococoncha* etc.) sowie – extrem seltene – Wirbeltierreste (Landschildkröten, Carnivore indet., *Acrodelphis*, *Dinotherium* und Rhinocerotidae indet.) zu nennen. Im Pannonium C ist die Gattung *Congeria* mit drei Arten und *Melanopsis* mit vier Arten vertreten.

- **Interpretation**
Die in der Sandgrube aufgeschlossenen Sedimente des Sarmatium stellen sandige Ablagerungen eines Sublitorals mit entsprechender Wasserbewegung dar. Die reichlich vorhandene Molluskenfauna der *Maetra*-Schichten zeigt deutlich, dass einige typische Arten der Ervilienschichten hier ihr Optimum bereits überschritten hatten, da die Vertreter der Gattungen *Cerastoderma* und *Ervilla* relativ klein sind – so man sie überhaupt findet. Ähnliches gilt für die Genera *Modiolus*, *Musculus*, *Donax* und *Solen*. Ganz wenige marine Reliktformen persistieren und zählen gleichfalls zu den seltenen Funden in diesem Aufschluss (z. B. *Clavatula* und *Ocinebrina*).
- **Weiterführende Literatur**
A. PAPP (1939, 1954, 1956, 1958b, 1974); W.E. PILLER & N. VAVRA (1991).

13 Forchtenstein – Rosalienkapelle

Hans P. SCHÖNLAUB

- **Lage**
Rund 4 km südwestlich der Burg Forchtenstein von der Bundesstraße nach kurzem Fußweg erreichbar.
- **Beschreibung**
Vom 748 m hoch gelegenen Aussichtspunkt bietet sich ein beeindruckendes Panorama über das südliche Wiener Becken mit den Ausläufern der Kalkalpen im Hintergrund und dem Leithagebirge mit seinen kristallinen Kerngesteinen und seinem Kranz

aus miozänen Leithakalken („Das burgenländische Barriere-Riff“) im Mittelteil. Vorgelagert sind ihm die Senken des Eisenstädter und Mattersburger Beckens.

Nach Osten reicht der Blick über den Ruster Höhenzug und zum Neusiedlersee in den Seewinkel sowie zum Brennberg in Ungarn.

Im Vordergrund liegt die Burg Forchtenstein, die auf Kalkdolomiten des zentralalpinen Mesozoikums errichtet wurde. Diese liegen ihrerseits auf Glimmerschiefern, die die Hüllgesteine der sogenannten „Grobgneise“ darstellen, das sind grobkörnige Granitgneise aus dem Karbon, die im Rosaliengebirge weit verbreitet sind und auch die unmittelbare Umgebung der Rosalienkapelle aufbauen.



Abbildung 69.
Blick von der Rosalienkapelle auf Burg Forchtenstein mit dem Mattersburger Becken im Hintergrund.

Empfehlenswerte Exkursionen im Mittelburgenland

14 Pauliberg – Basaltsteinbruch

Hans P. SCHÖNLAUB & Thomas HOFMANN

- **Lage**
Zwischen den Orten Kobersdorf und Landsee liegt der Pauliberg mit einer Höhe von 775 m. Die Zufahrt zum Steinbruch zweigt von der Straße Landsee – Wiesmath ab
- **Beschreibung**
Der Pauliberg wird sowohl von unterostalpinem Kristallin, bestehend aus Glimmerschiefern, Gneisen und Quarziten, als auch aus basaltischen Gesteinen, die im Pliozän (Dazium-Romanium) aus einer NW–SE-verlaufenden Spalte ausströmten, aufgebaut (E. PISO, 1970; Ch. POULTIDIS, 1981). Das Basaltvorkommen ist in NW–SE-Richtung gestreckt, die Basis des Komplexes bilden Alkali-olivinbasalte, jedoch besteht die Hauptmasse aus sogenannten Sonnenbrennern. Als letztes Förderungsprodukt ist ein doleritischer Trachybasalt anzusehen, von dem angenommen wird, dass er die Oberfläche nicht mehr ganz erreicht hat und im Sinne einer Schlotfüllung hypabyssisch erstarrt ist. Ch. POULTIDIS & H.G. SCHARBERT (1986) unterteilen die Basalte nach Farbe und Textur in folgende Gruppen:
 - 1) Dunkle Alkali-Olivinbasalte
 - 2) Helle Alkali-Olivinbasalte
 - 3) Mittelkörnige Alkali-Olivinbasalte
 - 4) Grobkörnige Alkali-Olivinbasalte
 - 5) Sehr grobkörnige Trachydolerite

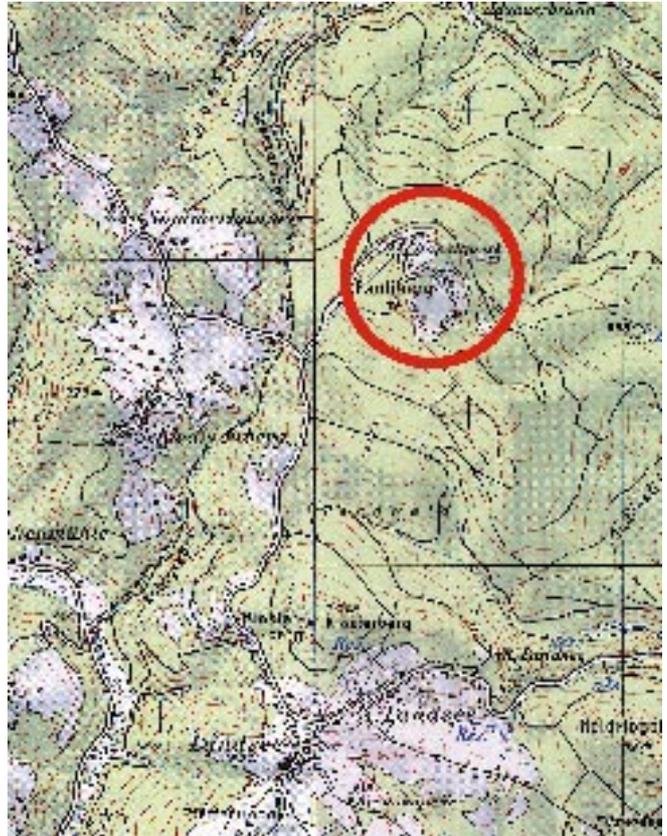


Abbildung 70.
Lage des Basaltsteinbruches Pauliberg.
OK-Blätter 106 Aspang und 107 Mattersburg, M. 1 : 50.000.



Abbildung 71.
Basaltsteinbruch am Pauliberg (links) mit den im obersten Teil häufig vorkommenden Basaltkugeln (oben).

Der Mineralbestand der Olivinbasalte besteht aus Klinopyroxen, Plagioklas, Olivin, Titanomagnetit und Ilmenit, untergeordnet tritt Biotit und Apatit dazu (Ch. POULTIDIS, 1981). Einen Einblick in den Chemismus einzelner Proben gibt die Tabelle 4.

Nach Ch. POULTIDIS (1981) wurden die Olivinbasalte und Olivintholeiite des Burgenlandes durch einen

relativ hohen Grad der partiellen Aufschmelzung eines Granatperidotites gebildet, wobei aus den Olivinmegakristen eine direkte Mantelabkunft hergeleitet wird. Zudem wurde die Anreicherung an inkompatiblen Spurenelementen als Argument für die Abstammung aus einem subkontinentalen Erdmantel verwendet.

Tabelle 4.

Analysen der Basaltvorkommen im Burgenland vom Pauliberg, Oberpullendorf und Stoob nach Ch. POULTIDIS (1981) und Ch. POULTIDIS & H.G. SCHARBERT (1986).

P = Pauliberg; Op = Oberpullendorf; Sto = Stoob; Ol-B = Olivinbasalt; Ol-Th = Olivintholeit; Tr-B = doleritischer Trachybasalt.

Probe	P-174	P-185	P-182	Op-187	St-176
Gestein	Ol-B	Ol-B	Tr-B	Ol-Th	Ol-Th
SiO ₂	44,53	44,85	49,20	46,37	46,56
TiO ₂	3,57	3,25	2,83	2,47	2,32
Al ₂ O ₃	11,44	11,58	17,17	13,85	13,95
Fe ₂ O ₃	7,74	8,44	6,42	6,59	7,39
FeO	5,00	3,53	3,28	4,38	3,80
MnO	0,17	0,14	0,13	0,18	0,13
MgO	11,04	11,70	4,76	9,14	9,01
CaO	10,40	9,76	6,71	9,85	9,40
Na ₂ O	2,56	2,29	4,09	2,61	2,64
K ₂ O	1,43	1,41	3,13	1,37	1,28
P ₂ O ₅	0,86	0,92	0,50	0,40	0,32
H ₂ O	0,93	1,14	1,36	1,81	1,77
Summe	99,67	99,01	99,58	99,02	98,57
Sc	19		25	21	18
Cr	517	480	13	480	430
Co	55	56	18	58	55
Ni	454	500	11	484	522
Cu	66	65	132	60	74
Zn			115		
Rb	32	34	106	35	
Sr	400	454	1264	412	346
Ba	315	320	1128	325	300
Cs	0,50	0,64		0,24	
Hf	10,0	7,8		5,0	5,3
Ta	5,7	3,6		3,0	1,4
Th	8,9	3,5		4,2	3,0
U	1,05	0,73		2,00	1,78
La	51,0	26,2		20,0	16,2
Ce	123,0	60,0		49,0	42,5
Nd	59,0	26,0		20,0	21,0
Sm	13,6	6,1		6,3	5,5

15 Stoob – Tongrube

Ingeborg WIMMER-FREY

- **Lage**
Die Tongrube befindet sich rund 50 m nördlich der Straße, die vom nördlichen Ortsanfang von Oberpullendorf nach Großwarasdorf führt.
- **Beschreibung**
Das Gebiet südöstlich und östlich von Stoob sowie der Herrschaftswald zwischen Stoob und Großwarasdorf wird unter wechselnder Schotter- und Lehmüberlagerung von mehr oder weniger gleichförmig ausgebildeten pelitischen Sedimenten unterlagert. Sie sind Schichtglieder der obersarmati-

schen bis pannonischen Ablagerungen des Draßmarkter Teilbeckens der Landseer Bucht und werden als Süßwasserbildungen angesehen.

Im Hangenden der Tonvorkommen von Stoob sind graue bis graublau Töne aufgeschlossen, die sich deutlich von den im Liegenden auftretenden blauen Tönen unterscheiden (M. VINZENZ, 1985). Die blaue Varietät ist stets sandfrei und von hochplastischer Qualität. Sein Farbton ist auf feinste organische, humose Bestandteile zurückzuführen.

Der graue, ebenfalls plastische Ton im Hangenden ist schluffig-sandiger ausgebildet. Nach G. MÜLLER (1961) und H. FÜCHTBAUER (1959) handelt es sich dabei um einen Tonsilt, während der liegende Ton

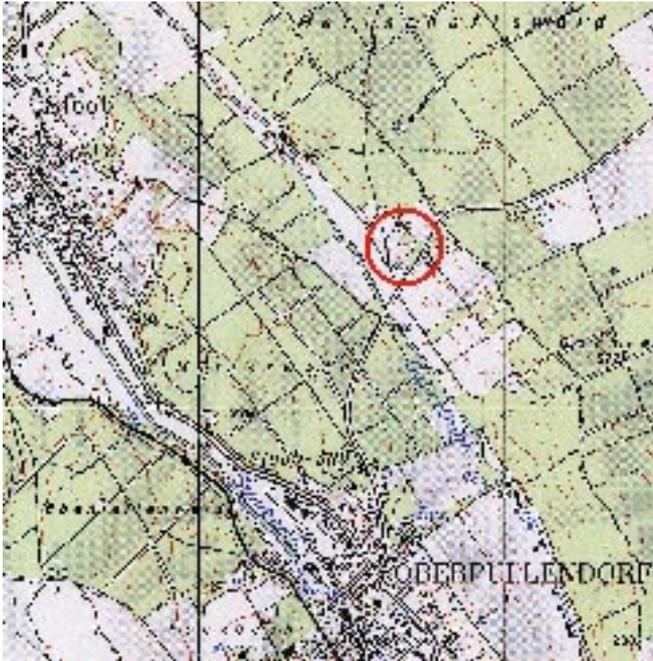


Abbildung 72.
Lage der Tongrube Stoober.
ÖK-Blatt 107 Mattersburg, Maßstab 1 : 50.000.

petrographisch korrekt als Siltton anzusprechen ist. Ihr mengenmäßiges Verhältnis zueinander wird mit etwa 1 : 1 angegeben. Im Chemismus drückt



Abbildung 73.
Die Tongrube von Stoober.

sich die Kornvergrößerung gegen das Hangende in einer Zunahme im Kieselsäuregehalt und in den Alkalien aus, während gleichzeitig der Eisen- und Aluminiumgehalt abnimmt. Die Gesamtmineralogie ist neben Quarz und Feldspat, wie nicht anders zu erwarten, mit über 50 Gew.-% klar von den Schichtsilikaten dominiert. Das Tonmineralspektrum der Fraktion $<2\ \mu\text{m}$ wird von der Kaolinitgruppe beherrscht, gefolgt von der Illit- und Smektitgruppe (I. WIMMER-FREY et al., 1996).

Aus keramischer Sicht ist der Stoober Ton als niedersinternder Steinzeugton zu klassifizieren. Seine Trockenschwindung beträgt im Mittel 6–7 %, seine Brennschwindung bei 1080°C liegt zwischen 6 und 8 %. Die Sinterung beginnt bei etwa 1000°C und ist im Temperaturbereich von $1075\text{--}1150^\circ\text{C}$ abgeschlossen (P. WIEDEN, 1961).

Seine brenntechnischen Eigenschaften machen den Ton zur Grundlage für das seit Jahrhunderten berühmte Töpfergewerbe von Stoober, das seit dem Jahre 1667 nachweisbar ist. Bis in die 50er Jahre bestand in Stoober eine Tonwarenfabrik, die in ihrer Blütezeit vor dem ersten Weltkrieg vor allem den ungarischen Markt mit Kachelöfen versorgte (H. HAHNENKAMP, 1994). Auch heute noch sind einige Gewerbebetriebe mit der Herstellung von Töpferwaren beschäftigt. In größeren Mengen werden die Stoober Tone im grobkeramischen Bereich, in erster Linie in der Klinker- und Dachziegelproduktion eingesetzt. Laut Österreichischem Montan-Handbuch (1999) bestehen derzeit drei bergrechtlich bewilligte Tonlagerstätten, die südöstlich bzw. östlich von Stoober liegen.

Abgesehen von seiner keramischen Bedeutung wurde der Stoober Ton 1992 als Heilpeloid mit der Bezeichnung „Fangopol“ anerkannt (LANDESAMTSBLATT, 1992).

Die Sonderstellung, die dem Stoober Ton zukommt, wird letztlich auch durch die 1956 in ihrer jetzigen Form gegründeten Landesfachschule für Keramik und Ofenbau in Stoober unterstrichen (H. HAHNENKAMP, 1994).

Weiterführende Literatur

H. FUCHTBAUER (1959); G. MÜLLER (1961); M. VINZENZ (1985); P. WIEDEN (1961); I. WIMMER-FREY et al. (1996).

Empfehlenswerte Exkursionen im Südburgenland

Von Bernstein ausgehend folgen zwei Rundstrecken mit den Haltepunkten 16–27 bzw. 28–38. Eine dritte Exkursionsroute führt ins Gebiet südöstlich von Großpetersdorf und dem Eisenberg mit den Haltepunkten 39–47.

Drei weitere Einzelpunkte bei Wiesfleck NE Pinkafeld (Stop 48) und bei den Vorkommen junger Vulkangesteine, die den Tobajer Kogel und den Güssinger Burgberg aufbauen (Haltepunkte 49, 50), runden das Exkursionsprogramm ab.

16 Bernstein – Redlshöhe

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Panorama und geologischer Überblick.
- **Lage**
Straßenkreuzung ca. 1 km südwestlich von Redlschlag, nördlich von Bernstein.
- **Beschreibung**
Nach Nordwesten erblickt man im Vordergrund Penninikum, im Mittelgrund Unterostalpin (Grobgnais-Einheit) mit dem Ort Hochneukirchen. Gegen Norden die darunter liegende Wechseleinheit, dazwischen (Steinbruch Scheibenbauer) zentralalpines Mesozoikum (Semmeringquarzit). Im NW im Hintergrund das Wechselmassiv, südlich anschließend die Friedberg-Pinkafelder Bucht. Am Horizont die Nördlichen Kalkalpen (Raxalpe, Schneeberg).
Gegen Osten Blick auf den Serpentinikörper des Ochsenriegels (Bernsteiner Fenster) mit morpho-

logisch deutlich erkennbarer Auflagerung auf Phyllit, gegen Süden Blick auf den Serpentin des Steinstückls (Bernsteiner Fenster).

Schirnitzriegel 17

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Kontakt Serpentin, Metaleukogabbro und Metaferrogabbro (Fenster von Bernstein) sowie Deckengrenze zwischen Rechnitzer Einheit und Unterostalpin Grobgnais-Einheit.
- **Lage**
Von der Straße von Redlschlag nach Salmansdorf zweigt nach etwas mehr als 3 km und rund 150 m vor Querung einer Hochspannungsleitung eine Forststraße in den Schirnitzgraben ab, der auf ca. 1,5 km Länge gefolgt wird.
- **Beschreibung**
Im Tal Aufschluss von Serpentin, der durch die nahe Überschiebung vollständig mylonitisiert ist. Der weitere Forstweg nach N führt zu den Gabbros am Schirnitzriegel und verläuft entlang der Überschiebung des Unterostalpins (hier Grobgnais und Hüllschiefer) auf das Penninikum: Im Wegeschnitt wechseln daher Lesesteine von Hüllschiefer und Serpentin (bzw. Metagabbro).
Im Aufschlussbereich sind am Rand eines großen Serpentinikörpers nahe der Überschiebungsgrenze kleine Körper von Mg- und Fe-reichen Metagabbros aufgeschlossen. Auf Abbildung 1b bei F. KOLLER in F. KOLLER & A. PAHR (1990) ist das entsprechende Profil dargestellt, wobei auf die Serpentine (mit bis zu 10 mm großen Bastitflecken) lokal mögliche ultramafische Kumulate folgen, anschließend Chloritschiefer, die in helle Mg-reiche Metagabbros übergehen und in weiterer Folge von dunklen Metaferrogabbros abgelöst werden.
Zu petrologischen Details sei auf die Ausführungen von F. KOLLER & A. PAHR (1990) verwiesen.



Abbildung 75.
Schloß Bernstein mit dem Wechselmassiv im Hintergrund.

Tabelle 5.

RFA-Analysen der wesentlichen Gesteinskomplexe vom Haltepunkt Schirnitzriegel nach F. KOLLER (1985).
 UM = Ultramafitit; ROD = Rodingitisierter Metagabbro; LLG = Meta-Leukogabbro; FG = Meta-Ferrogabbro.

Probe	RS-35	RS-41	RS-26	RS-29	RS-36	RS-38	RS-39	RS-28
Gestein	UM	UM	ROD	LLG	LLG	FG	FG	FG
SiO ₂	41,76	34,34	42,00	53,03	44,97	48,59	42,24	40,96
TiO ₂	0,05	0,23	0,15	0,52	0,87	3,36	5,80	6,98
Al ₂ O ₃	1,15	16,03	15,49	16,23	18,56	15,60	11,54	11,17
Fe ₂ O ₃	5,61	0,79	1,13	3,12	4,99	7,42	6,48	7,38
FeO	2,18	4,30	2,65	3,83	2,85	5,11	10,60	10,72
MnO	0,11	0,15	0,13	0,13	0,14	0,15	0,29	0,26
MgO	37,56	31,39	14,22	6,65	6,86	4,67	6,39	6,54
CaO	0,15	1,73	17	8,77	11,63	6,33	9,45	11,18
Na ₂ O	0,00	0,00	0,18	5,04	2,39	4,98	2,30	1,77
K ₂ O	0,00	0,00	0,10	0,78	0,07	0,19	0,09	0,14
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,03	0,01
H ₂ O	11,94	11,31	5,56	2,23	5,18	2,48	3,49	3,46
Summe	100,53	100,27	99,50	100,33	98,57	98,93	98,70	100,57
Sc	9	15	19	24	15	28	52	56
V	34	67	48	113	38	386	750	868
Cr	2467	1487	1655	42	1383	38	5	8
Co	96	35	43	41	40	47	68	78
Ni	1838	590	407	83	417	76	108	176
Cu	25	8	72	9	69	25	50	30
Zn	43	60	21	44	23	105	131	154
Ga	5	8	8	16	8	19	16	18
Rb	3	3	3	14	3	3	3	3
Sr	4	4	7	296	4	165	159	198
Y	1	2	3	13	1	25	30	29
Zr	7	10	8	19	7	46	65	73
Nb	0	0	3	3	3	2	4	6
Ba	0	0	48	214	48	232	435	494

18 Kogl – Raitersriegel

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Metagabbrokomplex, teilweise Flasergabbro.
- **Lage**
Ca. 1,45 km nach Abzweigung einer Straße im Ortsgebiet von Kogl nach Osten und Weiterfahrt entlang eines asphaltierten Feldweges zum Raitersriegel. Mit Pkw erreichbar. Der Gabbrokomplex liegt am östlichen Rand des größeren Phyllitbereiches um den Koglberg und fällt nach Osten unter das Tertiär des Zöberntals ein.
- **Beschreibung**
Die Gabbros bilden einen relativ mächtigen Komplex mit einer geschätzten Gesamtmächtigkeit von bis zu 50 m und bestehen überwiegend aus relativ hellen, Mg-reichen Varietäten. Teilweise tendieren sie zum typischen Flasergabbro. Das Auftreten von grünen und braunen Hornblenden in diesen Flasergabbros belegt, dass diese Überprägung bereits während der ozeanischen Metamorphose begonnen hat und während der alpidischen Ereignisse sicherlich fortgesetzt wurde. Mit zunehmendem Fe-Gehalt wird Pumpellyit durch Epidot ersetzt. Wie im Profil (F. KOLLER,

1990, Abb. 1c) erkennbar ist, werden die hellen Metagabbros durch geringmächtige Ferrogabbros und Grünschiefer überlagert. Zum Serpentin hin findet man rodingitisierte Metagabbros, lokal kann man eine Umwandlung der Metagabbros zu Talk-Tremolit-Schiefern beobachten. Letztere wurden in der Literatur (A. ERICH, 1960, 1966) als Rumpfit-schiefer bezeichnet.

RFA-Analysen der Metagabbros finden sich in Tabelle 6 auf S. 101.

Steinbach 19

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Metagabbrokomplex, teilweise Flasergabbro.
- **Lage**
Nach Durchquerung der Phyllite führt die Straße über Lebenbrunn hinab in das steil eingeschnittene Tal des Steinbaches. Er durchschneidet hier zunächst einen Grünschieferstreifen (Engstelle!). Nach einer Querstörung (Abbildung 76) folgt im Steinbachtal an der nördlichen Talseite ein steil abfallender, schütter bewachsener Rücken, auf dem beim südwestlichen Ortsbeginn ein großer, derzeit nicht mehr betriebener Steinbruch in stark serpentinisierendem Metaperidotit liegt.

Tabelle 6.
RFA-Analysen von typischen Metagabbros vom Haltepunkt Raitersriegel bei Kogl nach F. KOLLER (1985).
LLG = Meta-Leukogabbro.

Probe	RS-141	RS-142	RS-143
Gestein	LLG	LLG	LLG
SiO ₂	44,50	47,97	45,05
TiO ₂	0,20	0,15	0,19
Al ₂ O ₃	18,05	17,13	17,63
Fe ₂ O ₃	1,00	1,61	1,31
FeO	2,89	2,90	2,97
MnO	0,11	0,14	0,20
MgO	10,80	10,24	11,07
CaO	13,04	13,38	14,18
Na ₂ O	2,31	2,61	2,03
K ₂ O	0,04	0,02	0,03
P ₂ O ₅	0,02	0,10	20,00
H ₂ O	5,56	4,38	5,61
Summe	98,52	100,53	100,29
Sc	22	22	23
V	91	95	93
Cr	1449	1176	1152
Co	48	44	48
Ni	421	430	386
Cu	44	48	24
Zn	42	56	119
Ga	10	12	12
Rb	4	4	4
Sr	26	40	26
Y	1	4	3
Zr	13	13	12
Nb	0	2	2
Ba	0	0	0

• Beschreibung

Dieses Gestein gehört zur mittelostalpinen Siegrabener Einheit. Das Unterostalpin ist an der oben erwähnten Störung abgesenkt und nicht aufgeschlossen (Abbildung 76). Denkbar ist auch eine tektonische Ausquetschung der fehlenden Wechsel- bzw. Grobgneseinheit. Die Siegrabener Einheit besteht aus straff geregelten Biotitgranatgneisen, Dithengneisen, Turmalinpegmatiten, Marmoren, Kalksilikatschiefern, Amphiboliten, Eklogitamphiboliten und Ultramafititen. Diese Baueinheit ist ein hochgradig metamorpher Kris-



Abbildung 77.
Serpentinit-Steinbruch Steinbach.

tallinkomplex, der mit dem Korallenkristallin verglichen wird.

Aus dem Steinbruch Steinbach beschrieb I. EVREN (1972) Peridotite mit megaskopisch erkennbarem Olivin und Orthopyroxen, verbreitet sind auch Serpentine mit Maschentextur mit nur mehr reliktschem Olivin, Orthopyroxen und Klinopyroxen. Als Besonderheit gelten knollenförmige, 40 cm große Einschlüsse von Spinellpyroxeniten, die folgenden modalen Mineralbestand aufweisen: Orthopyroxen 41,6, Klinopyroxen 1,7, Spinell 30,1, Granat 4,8, Olivin 1,3, Magnetit 4,8, Serpentin und Chlorit 15,7 Vol.-%. Darüber hinaus erwähnten von hier F. KOLLER & W. RICHTER (1980, 1981) 80–120 cm mächtige, stark zonierte Gänge von Rodingit und M. GÖTZINGER (1982) einen Plagioklasgang mit einer metasomatischen Reaktionszone von Anthophyllit und grüner Hornblende sowie mit Vermiculit. In diesem Zusammenhang sind auch die schon von I. EVREN (1972) beschriebenen Orthopyroxen-Amphibol- und Hornblende-Felse mit Granat zu sehen.

Nach ihrer chemischen Zusammensetzung entsprechen die Ultramafitite von Steinbach weitgehend einem Harzburgit; also einem typischen Gestein des Erdmantels mit überwiegend Olivin und Orthopyroxen. Petrologische Untersuchungen an den Rodingiten (F. KOLLER & W. RICHTER, 1980) ergaben darüber hinaus eine komplexe Mineralzonierung für den Übergang vom Rodingitkernbereich zum Ultramafitit. Aufgrund der Verteilungsmuster von Spurenelementen und immobilen Elementen wie Seltenen Erden kann als Ausgangsmaterial für die Rodingitgänge ein aus dem oberen Erdmantel stammendes Gabbromagma vermutet werden.

Die Exkursionsroute führt weiter von Steinbach nach Kirchschlag (nach der Landesgrenze Burgenland/Niederösterreich, ehemaliger Grenzort in der Monarchie) durch das Zöberntal, eingesenkt in einen großen Komplex der Siegrabener Einheit mit Biotitgneisen, Amphiboliten und Marmorlinsen.

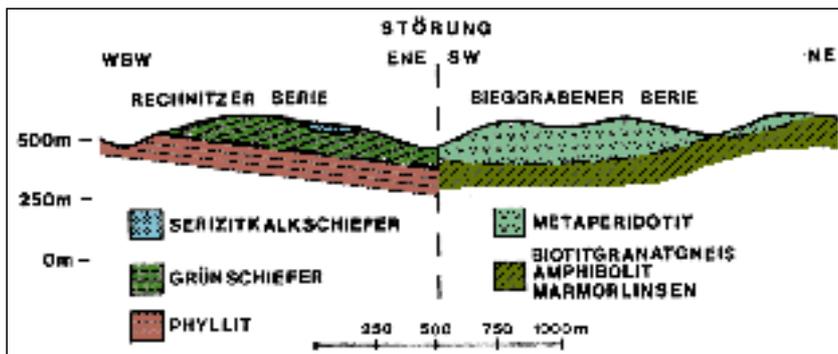


Abbildung 76.
Profil Kogl – Steinbach.

Westlich von Kirchsschlag ist der südliche Hang des Zöberntales (Schloßberg) aus Gesteinen der Siegrabener Einheit (Granatamphibolit) aufgebaut, am nördlichen Hangfuß sind Grobgneise an der Straße aufgeschlossen, die zusammen mit (schmächtigen) Hüllschiefern den nördlichen Hang des Tales bis Bad Schönau aufbauen. Dort erreicht ein Tertiärstreifen aus Sinnersdorf-Formation (Karp, z.T. mit Kalkgeröllen!) den Talboden. Nach dieser Unterbrechung bildet westlich von Bad Schönau wiederum Grobgneis den nördlichen Talhang, während im Süden eine Folge von Meta-Arkosen, -Konglomeraten und -Peliten (Perm?) den Hang aufbaut. Nach ihrer Durchquerung gelangt man, von Norden von der B 55 kommend, in das nördlichste und zugleich in das kleinste Fenster der Rechnitzer Fenstergruppe, in das „Fenster von Möltern“.

20 Möltern 1

Alfred PAHR

- **Thematik**
Serizit-Kalkschiefer der Rechnitzer Serie.
- **Lage**
2,2 km nach Abzweigung der Straße von der B55 nach Hochneukirchen an der rechten (südwestlichen) Straßenseite.
- **Beschreibung**
In einer kleinen Steinentnahmestelle sind hellgraue Serizit-Kalkschiefer aufgeschlossen, die vorwiegend im nördlichen Teil dieses Fensters vorkommen, es gibt aber auch bunte Kalkschiefer (gelb, grün, rosa) ebenso wie dunkelgraue, den typischen Bündnerschiefern im Rechnitzer Fenster ähnliche Typen. Die vor allem den südlichen Bereich des Mölterner Fensters aufbauenden Grünschiefer unterteufen südlich von Punkt 736 den Grobgneis-Komplex der „Melterner Höhe“.

21 Möltern 2

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Grünschiefer der Rechnitzer Serie.
- **Lage**
Einschnitt der Bundesstraße bei Möltern, ca. 3,2 km nach Abzweigung der Straße von der B55 Richtung Hochneukirchen.
- **Beschreibung**
Im Straßeneinschnitt sind für die Rechnitzer Einheit typische Grünschiefer aufgeschlossen, die in diesem Aufschluss ovale, linsige Strukturen erkennen lassen, die Ähnlichkeiten mit Pillowtexturen aufweisen. Generell bestehen die Grünschiefer der Rechnitzer Einheit aus wechselnden Mengen von Aktinolith, Epidot, Chlorit, Albit und Titanit, Hinweise auf ältere Paragenesen sind in diesen feinkörnigen Gesteinen sehr selten. Nur in gröberkörnigen Bereichen der Grünschiefer findet man gelegentlich faserige Amphibole mit winchitischer Zusammensetzung. Geochemisch liegen nach F. KOLLER (1985) im wesentlichen N-Typ-MORB-Gesteine vor.

Hochneukirchen – 22 Parkplatz

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Hüllschiefer der Grobgneisserie.
- **Lage**
Beim Parkplatz nordöstlich von Hochneukirchen (Abzweigung zur Aussichtswarte des Hutwisch, 896 m).
- **Beschreibung**
Hier sind Hüllschiefer des Grobgneises aufgeschlossen. Es sind dies stark geschieferte und verwitterte quarzreiche Glimmerschiefer, die im Schlift durchwegs eine retrograde Metamorphose erkennen lassen: an vielen Stellen sind Pseudomorphosen nach Staurolith mit freiem Auge erkennbar, das Schliffbild zeigt dessen Umwandlung zu Serizit bzw. Chloritoid, der häufig vorkommende Granat besitzt Säume von Chlorit, Biotit ist zu Chlorit umgewandelt. Die meist starke tektonische Beanspruchung der Hüllschiefer in diesem Bereich ist auf die nahe Überschiebung auf die Wechseleinheit zurückzuführen und verleiht den Hüllschiefern phyllonitischen Habitus.

Hochneukirchen – 23 Gehöft Scheibenbauer

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Permoskyth (Semmeringquarzit).
- **Lage**
Aufgelassener Steinbruch etwa 1 km östlich des Parkplatzes.
- **Beschreibung**
Das den Wechselgesteinen aufgelagerte Permoskyth (Semmeringquarzit) ist im Steinbruch beim „Scheibenbauer“ in Form von Metaarkosen erschlossen. Typischer Semmeringquarzit mit rosa Quarzgeröllen kommt etwa 800 m weiter östlich beim Gehöft „Schneider Simmerl“ vor. Dieses in einem größeren Steinbruch abgebaute Material wird als Straßenschotter (Güterwege) verwendet. Die Fortsetzung der Exkursionsroute führt durch die Grobgneiskappe von Hochneukirchen, um schließlich östlich von Hochneukirchen in den Bereich der Wechseleinheit einzutreten, der das oben erwähnte Permoskyth (Semmeringquarzit) aufliegt.

Harmannsdorf West 24

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Wechselschiefer.
- **Lage**
Kleiner Steinbruch ca. 0,5 km westlich von Harmannsdorf.
- **Beschreibung**
Aufschluss von sehr stark verwitterten Wechselschiefern mit variabler Zusammensetzung. Es fin-

den sich feinkörnige Amphibolite, reichlich Albit und Chlorit führende, rostbraun verwitternde Schiefer mit Ankerit-Linsen und Serizitschiefer, die z.T. stark durchtränkt sind mit eisenschüssigen Lösungen.

25 Harmannsdorf Ost

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Serizitschiefer und Grünschiefer der Wechsellserie.
- **Lage**
Im Bereich der östlichen Ortstafel von Harmannsdorf an der Straßenabzweigung Stuben – Dreihütten.
- **Beschreibung**
Im Ortsbereich von Harmannsdorf sind feinkörnige Amphibolite bis Grünschiefer der Wechsellserie aufgeschlossen. Der Mineralbestand lässt sich mit ca. 40 % Aktinolith oder aktinolithische Hornblende sowie mit viel Albit und feinkörnigem Epidot angeben. Selten kann man alte, erzgefüllte Kerne der Amphibole beobachten, die als umgewandelte primärmagmatische, mafische Mineralphasen gedeutet werden und üblicherweise von klaren, post-

deformativ gesprossenen Anwachssäumen umrahmt werden. Lokal sehr dichte, immer feinkörnige Epidotanhäufungen weisen auf einen ehemals magmatischen, anorthitreichen Plagioklas hin. Als Nebengemengteil findet man phengitischen Hellglimmer, oft lagenweise angereichert, und netterweise hypidiomorphe Titanite. Als akzessorische Komponenten sind Apatit, Zirkon und Erz zu nennen.

Die Grüngesteine wechseln mit quarzitischer Serizitschiefern ab, die teilweise lokal mit ehemaligen Plagioklasen, heute gefüllten Albiten angereichert sind. Der Mineralbestand der stark ausgewalzten Serizitschiefer besteht üblicherweise aus Quarz, zeitig angeordneten phengitischen Hellglimmern, Calcit in zum Teil großen Rhomboedern und Resten von Chlorit sowie aus postdeformativ neugesprossenen Biotit.

Bei der hier aufgeschlossenen Gesteinsabfolge handelt es sich vermutlich um Metatuffite unbekannter Alters, die immer wieder von Metapelitlagen, jetzt als zum Teil albitführende Serizitschiefer vorliegend, abgewechselt werden. Ihr Metamorphosegrad entspricht der Grünschieferfazies und ist durch die Neusprossung von Biotit aus Muskovit und Chlorit gekennzeichnet.

Tabelle 7.

RFA-Analysen von verschiedenen Meta-Ferrogabbrokomplexen des westlichen Bernsteiner Fenster (nach F. KOLLER, 1985).

Ausgewählte Vorkommen: Stuben, südlich von Hartl, östlich von Kirchschatz, Schoberriegel, nördlich von Kirchschatz, Züggen.

Probe	RS79	RS81	RS86g	RS86f	RS90	RS109	RS177	RS179
Komplex	Stuben	Stuben	Hartl	Hartl	Schober	Schober	Züggen	Züggen
SiO ₂	40,20	48,86	50,45	48,18	50,21	44,23	52,55	42,59
TiO ₂	6,32	2,27	3,56	4,12	2,38	3,05	1,20	7,45
Al ₂ O ₃	10,97	15,16	13,85	11,96	13,24	12,57	13,59	14,15
Fe ₂ O ₃	8,41	8,18	4,52	5,60	4,39	7,08	3,20	11,49
FeO	12,71	4,65	7,98	9,32	8,51	10,04	6,15	6,34
MnO	0,31	0,20	0,12	0,12	0,21	0,21	0,19	0,23
MgO	7,22	5,04	4,33	5,01	6,05	5,98	5,64	4,20
CaO	6,85	3,99	8,09	7,97	6,98	10,42	6,61	4,32
Na ₂ O	2,29	6,12	4,82	4,54	4,41	2,52	5,75	4,39
K ₂ O	0,02	0,13	0,11	0,03	0,08	0,02	0,11	0,10
P ₂ O ₅	0,04	0,28	0,45	0,60	0,32	0,04	0,07	0,28
H ₂ O	4,17	4,21	2,69	3,11	3,13	3,03	5,83	3,45
Summe	99,51	99,09	100,97	100,56	99,91	99,19	101,32	98,89
Sc	57	36	33	47	34	41	35	42
V	751	339	353	597	319	499	300	596
Cr	4	84	15	28	60	27	30	3
Co	122	53	60	74	56	62	56	60
Ni	58	104	28	32	73	86	50	66
Cu	8	758	8	8	8	19	11	39
Zn	109	126	24	22	73	90	71	179
Ga	17	17	21	20	16	19	17	24
Rb	3	3	3	3	3	3	8	4
Sr	229	81	534	498	74	366	385	315
Y	33	60	82	74	69	25	36	45
Zr	68	182	161	66	201	83	129	146
Nb	5	7	12	8	7	2	4	14
Ba	427	254	306	357	262	262	90	199

26 Kirchschiagl
S Hochneukirchen –
Gehöft Schoberbauer
und am Schoberriegel

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Kalkschiefer, Metagabbro des Bernsteiner Fensters.
- **Lage**
Die Exkursionsroute zweigt von der Straße Hochneukirchen – Harmannsdorf ab und führt rund 2 km nach Südosten zum „Schoberbauer“ ins Bernsteiner Pennin Fenster.
- **Beschreibung**
Nach kurzem Fußmarsch vom „Schoberbauer“ in westlicher Richtung wird zunächst ein kleiner Steinbruch erreicht (Haltepunkt 26a), der helle Kalkschiefer enthält, mit auffälligen Chloritflatschen auf den Schieferungsflächen. Es ist dies die für das Bernsteiner Fenster typische Fazies der karbonatreichen Metasedimente aus dem Jura oder der Kreide. Der Reichtum an Karbonat lässt auf eine küstennahe Ablagerung schließen, vereinzelt kommen in diesem Gestein auch kleine Quarzgerölle vor. Das bergwärts und damit unter die Hüllschiefer des Grobgneises gerichtete Einfallen macht die Überlagerung durch das Unterostalpin deutlich.
Etwa 300 m südöstlich des Steinbruchs erhebt sich der bewaldete Schoberriegel, in dessen Mitte ein relativ großes Vorkommen von Alkali amphibol führendem Metaferrogabbro liegt, das vollständig von Phylliten umgeben ist, jedoch nur eines von mehreren ähnlich gelagerten Vorkommen der näheren Umgebung darstellt (Haltepunkt 26b).
Die Korngröße des Metagabbros variiert von feinkörnig bis grobkörnig, zusätzlich durchschlagen noch gangförmige, albitreiche Mobilisate brekzierte Teile des Gabbros. Der Mineralbestand entspricht weitgehend den üblichen Ferrogabbros mit magmatischen Formrelikten, die von einer ozeanischen Metamorphose überprägt worden sind.
Die albitreichen Gänge sind wenige cm breit und weisen nur geringe Gehalte an Chlorit, Alkali amphibol und Epidot sowie relativ große, idiomorphe Zirkonkristalle auf. Am Rand dieser Gänge ist im Ferrogabbro eine intensive Neusprossung von Alkali amphibolen zu beobachten, die bis zur Bildung von fast reinen Alkali amphibol-Albit-Gesteinen führt und sich in Na₂O-Gehalten bis über 6 Gew.-% bemerkbar macht. Die hellen Gänge zeigen plagiogranitische Tendenzen und lassen den Schluss zu, dass dieses Fragment der ozeanischen Kruste aus dem Dachbereich der Magmenkammer stammen könnte, wo Ferrogabbros von Plagiogranitgängen durchschlagen wurden und die heutige Position der Gabbrovorkommen in den Bündnerschiefern tektonisch verursacht ist.

Maltern – Bohrung **27**

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Rauhwacken, Bernsteiner Fenster.
- **Lage**
Die Rückfahrt nach Hochneukirchen führt zunächst durch Hüllschiefer und den Grobgneis, um anschließend nach Süden erneut in das Bernsteiner Fenster einzutreten (etwa ab dem Friedhof von Hochneukirchen). Zu Beginn werden Grünschiefer, dann Kalkschiefer und Kalkphyllit hinunter in das Tal nach Maltern gequert. Dieses Tal ist durch eine Störung vorgezeichnet, die wahrscheinlich einen Seitenast der größeren Tauchentalstörung darstellt. Darauf deuten auch zwei Säuerlinge im Ortsbereich von Maltern hin.

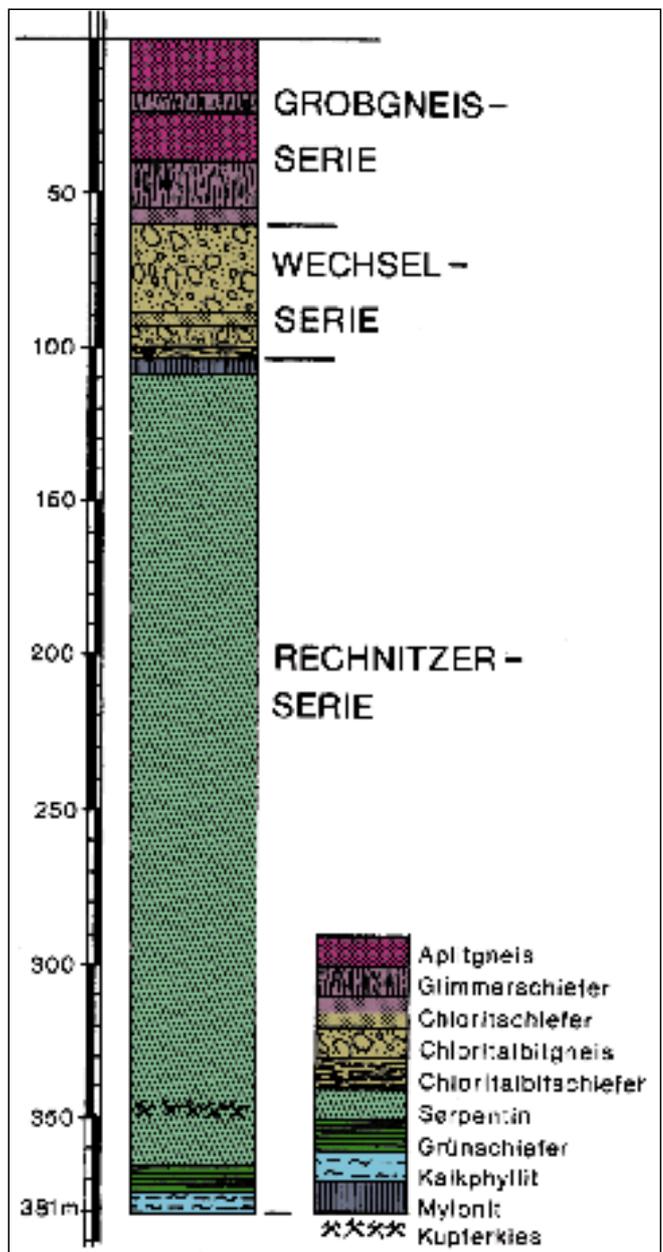


Abbildung 78. Bohrprofil der Tiefbohrung Maltern 1 (aus A. PAHR, 1975).

- **Beschreibung**
Die auf Abbildung 78 dargestellte Bohrung wurde auf der östlich von Maltern gelegenen Höhe abgeteuft. Der Bohrpunkt ist auf GÖK 137 Oberwart verzeichnet.
In den ersten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts wurde in Maltern Bergbau betrieben: an der westlichen Talflanke auf Zinnober in Kalkphylliten, an der östlichen auf Antimonit in Rauhwacken. Diese sind hier tektonisch zu größerer Mächtigkeit angeschoppt.
Auf der Höhe östlich Maltern bzw. nördlich von Dreihütten wurde 1973 im Auftrag der BBU eine Tiefbohrung abgeteuft, deren Endteufe bei 381 m lag. Damit konnte erstmals die Überlagerung des Penninikums durch das Unterostalpin in diesem Raum bewiesen werden.
Die Exkursion führt vom Bohrpunkt hangabwärts durch Aufschlüsse von Grobgnais, Hüllschiefern und albitführenden Gesteinen der Wechseleinheit bis zu den darunter auftauchenden Rauhwacken (kurzer Fußmarsch). Die hier anstehenden Rauhwacken, die bis ins Tal reichen, werden der Wechseleinheit zugerechnet. Ihre Entstehung aus Dolomit wird durch zahlreiche noch erhaltene Dolomitfragmente bewiesen. Nach G. RIEDMÜLLER (1976) folgten auf die kataklastische Kornzerkleinerung infolge tektonischer Beanspruchung hydrothermale Zersetzungsvorgänge mit einer Freisetzung von oxidischen Eisen- und Manganverbindungen, die zur Entstehung der charakteristischen porösen Rauhwackentexturen führen.
Für die Zersetzung der Dolomite dürfte ihr ursprüngliches salinares Milieu ebenfalls eine Rolle gespielt haben. In Rauhwacken bei der Kirche von Maltern fand A. ERICH (1960) idiomorphe Albitkristalle.
Die Rückfahrt erfolgt über Rettenbach nach Bernstein. Dabei werden Grobgnais, Graphitquarzit und Graphitschiefer der Wechseleinheit durchquert.

28 Bernstein – Parkplatz

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Graphitquarzit der Wechseleinheit.
- **Lage**
Wenige 100 m östlich von Bernstein an der B50.

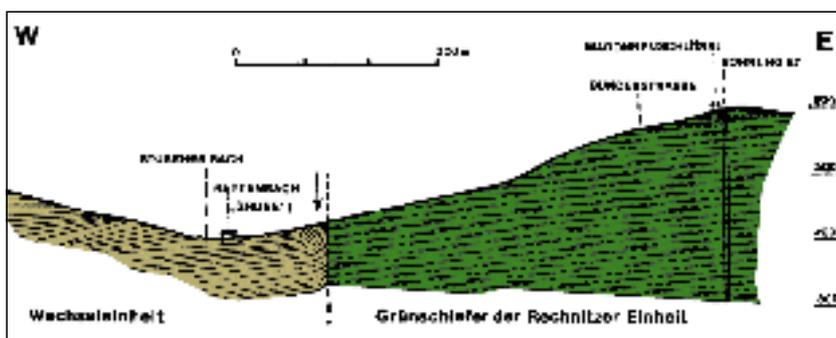


Abbildung 79.
Profil Rettenbach – Bernstein (zum Teil schematisiert, nach A. PAHR [1977]).

- **Beschreibung**
Charakteristisch für dieses Gestein sind Wechselagerungen von feinen Quarz-Feldspatlagen mit dunklen, kohlenstoffreichen Lagen im mm-Bereich. Die Matrix bildet ein schwach verzahntes Quarzpflaster. An manchen Stellen werden die hellen Lagen im Graphitquarzit bis zu 10 cm mächtig, gelegentlich können sie auch Aktinolith führen. Charakteristisch ist eine meist steile Lagerung und Durchtränkung mit eisenschüssigen Lösungen. Die Graphitquarzite, oft auch in graphitische Schiefer übergehend, bilden meist das höchste Schichtglied der Gesteine der Wechseleinheit. Der Graphitquarzit ist im Raum Bernstein das am meisten verbreitete Schichtglied der Wechseleinheit. Die Bundesstraße 50 ist hier auf 1,5 km Länge in den östlich von Bernstein gelegenen Lappen von Wechselgesteinen eingeschnitten.

Bernstein – Steinbruch Bienenhütte

29

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Rodingit, Serpentin und „Edelserpentin“, Bernsteiner Fenster.
- **Beschreibung**
Der Serpentin im Steinbruch Bienenhütte ist wegen der nahen Überschiebung durch die Wechseleinheit besonders stark geschiefert, große Bereiche können ohne Sprengarbeit abgebaut werden. Im Zuge des Abbaus wurden Gänge von Rodingit freigelegt, die vielfältiges petrologisches Interesse gefunden haben.
Als Rodingit wird ein durch Calcium-Metasomatose verändertes Randgestein eines Serpentinits bezeichnet. Im Steinbruch Bienenhütte, ca. 1,5 km östlich von Bernstein, bilden sie linsige oder gangförmige Körper von sehr hellen Gesteinen innerhalb eines stark zersetzten Serpentinits. Sie erreichen Mächtigkeiten von 1–2 m und sind immer vom Serpentin durch eine monomineralische Chloritzone, die üblicherweise 10–20 cm breit ist, getrennt. Die Chloritzone weist eine scharfe Grenze zum Serpentin auf, zu den Granat führenden Rodingitbereichen kann sie diffus sein. Der Mineralbestand der Rodingite besteht aus Granat (H₂O-hältiger Grossular) und Chlorit, daneben kann magmatischer Klinopyroxen erhalten geblieben sein. Textuell an Hand des teilweise erhaltenen Klinopyroxens und vor allem an den häufigen Übergängen zu typischen Mg-reichen Metagabbros war für die Rodingite eine Zuordnung zu den gabbroiden Gesteinen der Ophiolitsequenz leicht möglich und konnte mittels Geochemie auch bestätigt werden (F. KOLLER, 1985; F. KOLLER & W. RICHTER, 1980).

Die Zusammensetzung der typischen Rodingite (Tabelle 8) weist CaO-Gehalte von 19–25 Gew.-% auf, gleichzeitig sind im Verlauf der

Tabelle 8.

RFA-Analysen der wesentlichen Gesteine vom Haltepunkt Steinbruch Bienenhütte (nach F. KOLLER, 1985).
 UM = Ultramafitit; CHL = Chloritschiefer; ROD = Rodingit.

Probe	RO-69	RO-70	RO-12	RO-13b	RO-13c	RO-13	RO-15
Gestein	UM	UM	CHL	ROD	ROD	ROD	ROD
SiO ₂	37,02	38,34	30,36	37,32	37,61	34,95	36,09
TiO ₂	0,10	0,07	0,12	0,06	0,06	0,09	0,09
Al ₂ O ₃	11,50	1,58	19,11	20,96	21,11	20,97	20,93
Fe ₂ O ₃	12,34	9,94	5,27	0,55	0,60	3,02	2,59
FeO	12,34	9,94	5,27	0,55	0,60	3,02	2,59
MnO	0,11	0,09	0,57	0,96	1,08	1,10	0,21
MgO	35,67	36,75	31,33	11,30	11,09	12,02	20,73
CaO	0,10	0,01	0,10	20,58	21,39	21,45	24,88
Na ₂ O	0,00	0,10	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	0,10	0,00	0,00	0,01	0,01
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02
H ₂ O	12,03	12,62	12,31	5,03	4,61	4,95	4,12
Summe	98,90	99,42	99,20	98,77	99,72	98,58	98,49
Sc		9	4		0	11	15
V		39	32	12	11	20	18
Cr	3533	3331	184	110	80	178	163
Co		112	43	51	40	41	33
Ni	2513	2846	521	610	542	619	450
Cu		28	1	8	8	11	11
Zn		37	112	50	38	47	21
Ga		10	13	5	6	5	6
Rb		9	6	3	3	4	4
Sr		15	12	4	4	8	8
Y		4	2	1	1	0	0
Zr		13	11	8	7	9	9
Nb			4	3	3	1	1
Ba			26	18	13	18	12

Ca-Metasomatose die gesamten Alkalien und auch ein Teil des primär vorhanden Fe (dies ergibt sich aus dem Vergleich mit der Zusammensetzung von typischen Metagabbros) abtransportiert worden. Mit der Zunahme von Ca ist auch ein Ansteigen von MnO zu

beobachten, neben Mn-Einbau in Granat führt es auch zur Bildung von Mn-Dendriten entlang von Mikrorissen.

Nach ihrem SEE-Verteilungsmuster sind die Rodingite vom Steinbruch Bienenhütte aus Meta-Leukogabbros abzuleiten, da sie ähnlich geringe Gehalte wie die Mg-reichen Metagabbros aus dem Nahbereich der Ultramafitite haben. Bemerkenswert ist die große, positive Eu-Anomalie der Rodingite, die durch eine Zufuhr von Eu²⁺ im Zusammenhang mit der Ca-Metasomatose verursacht wurde. Der monomineralische Chloritschiefer am Rand zum Serpentinitt weist mit Ausnahme von Eu analoge SEE-Gehalte auf, wie sie in den Rodingiten zu finden sind. Dies spricht dafür, dass der Chloritblackwall durch Mg-Zufuhr aus dem Serpentinitt und durch Ca-Abtransport in den Rodingit gebildet wurde. Der Chloritschiefer gehört daher zum ursprünglichen Gabbro, seine einstige Grenze zum Ultramafitit liegt am äußeren Rand der Chloritzone.

Da die Chloritreaktionszonen die gleiche mineralogische und geochemische Zusammensetzung aufweisen wie der sogenannte „Edelserpentin“, der in Form von Linsen in den Serpentinitten der Rechnitzer Serie auftritt und in Bernstein zu Schmuck- und Ziergegenständen verarbeitet wird, liegt der Schluss nahe, dass es sich bei diesem um einen metasomatisch vollständig veränderten Metagabbro handelt.

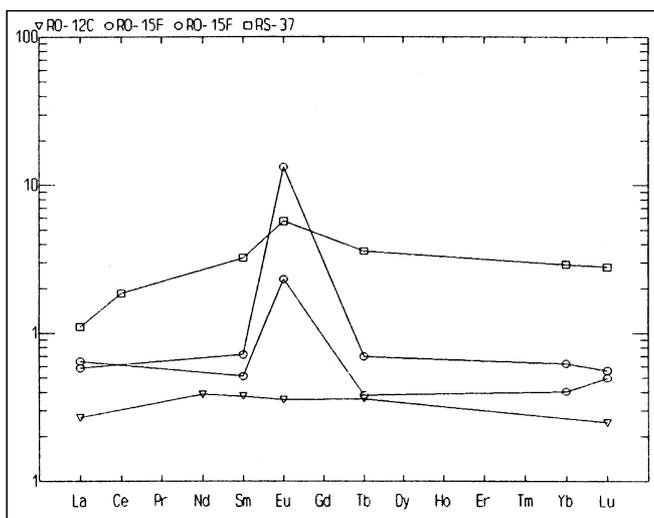


Abbildung 80.
 SEE-Verteilungsmuster für die Rodingite.
 O = Rodingit; ∇ = Chloritschiefer; □ = Vergleichsgabbro vom Schirnitzriegel.

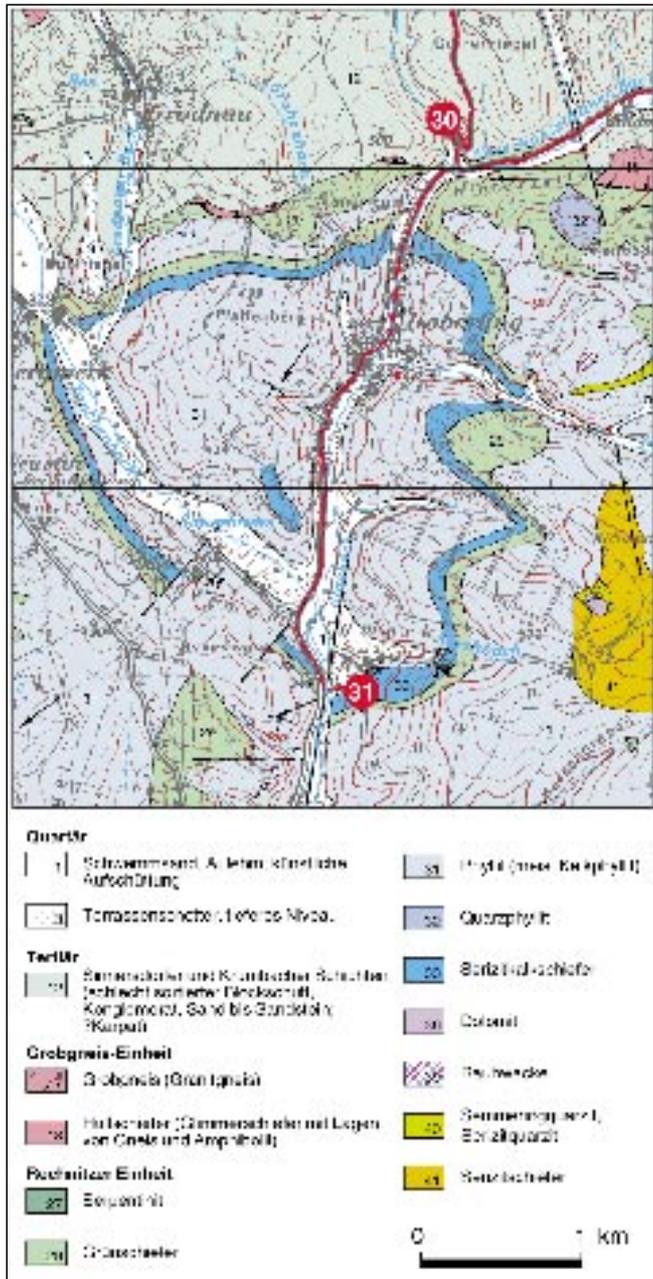


Abbildung 81.
Exkursionsroute für die Haltepunkte 30 und 31.

30 Goberling

Alfred PAHR

- **Thematik**
Konglomerate der Sinnersdorf-Formation.
- **Lage**
Forststraße, die von der Straße Hasel bei Bernstein – Goberling in einen Seitengraben nördlich von Goberling abzweigt.
- **Beschreibung**
Aufschluss der basalen groben Konglomerate der Sinnersdorf-Formation (Karpatium), die dem Grobgnais aufliegen. Gelegentlich findet man in diesen Ablagerungen auch Pflanzenreste.

Schlaining – Bergbauhalde

31

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Halde des Antimonitbergbaues Schlaining.
- **Beschreibung**
Der Bergbau war im Besitz der BBU, der Abbau wurde über mehr als 100 Jahre betrieben. Abgebaut wurde Grauspießglanz, daneben kommen noch geringe Mengen von Pyrit, etwas Arsenkies, Spuren von Zinkblende und Zinnober vor. Zuletzt wurden ca. 20.000 t Erz mit etwa 1.000 t Metall Sb pro Jahr gewonnen. Die Erzführung im Haufwerk betrug zwischen 1–2 % Sb. Die Aufbereitung erfolgte durch Flotation und Sammeln im Klärteich. Die Lagerstätte wurde in zwei Reviere, nämlich das westliche Revier Neustift und das östliche Revier Kurt unterteilt. Die Heimsagung des Bergbaubetriebes infolge Auserzung erfolgte im Jahr 1990. Die Vererzung trat an der Kreuzung zweier Störungen im Tauchental auf und lag im „erzführenden Band“ in Kalkschiefern an der Grenze zu den hangenden Grünschiefern. An Vererzungstypen fanden sich alle Übergänge zwischen Gangspalten und nicht abbauwürdigen schichtparallelen Lagervererzungen. Sie wurde als ascendente Vererzung gedeutet und soll auf den älteren andesitischen Tertiärvulkanismus zurückgehen. Diese Vorstellung steht im Widerspruch zu der von A. MAUCHER & R. HÖLL (1968) geäußerten Meinung einer durch Vulkanismus im Ordoviz hervorgerufenen Erzbringung. Die hangenden Grünschiefer im Bereich der Lagerstätte Schlaining sind eindeutige Metabasalte mit MORB-Zusammensetzung, weiters konnte mit dem Nachweis von Lawsonitpseudomorphosen in diesen Gesteinen auch eine altpaläozoische, druckbetonte Metamorphoseüberprägung nachgewiesen werden (F. KOLLER, 1985). Beide oben angeführten Modelle, das syngenetische Modell nach A. MAUCHER & R. HÖLL (1968) und das epigenetische Modell mit miozänem Andesitvulkanismus als Sb-Lieferanten nach G. HIESLEITNER (1947) und A. PAHR (1975), stehen im Widerspruch zum heutigen Kenntnisstand über das Penninikum des Rechnitzer Fensters.

Unterkoahlstätten

32

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Kalkglimmerschiefer, Rechnitzer Fenster.
- **Lage**
Von Goberling kommend, biegt kurz vor dem südwestlichen Ortsbeginn von Unterkoahlstätten eine Forststraße nach rechts in einen Seitengraben des Unterkoahlstätter Tales ab, der bis zum aufgelassenen Steinbruch in rund 200 m gefolgt wird.
- **Beschreibung**
Der Steinbruch ist einer von vielen, die auf dem kompakten Serizitkalkschiefer angelegt wurden. Dieses weithin für Mauerwerk verwendete Gestein tritt im Verband mit Kalkphyllit dort auf, wo der Kalkgehalt 50 Vol.-% überschreitet. Diese Gestei-

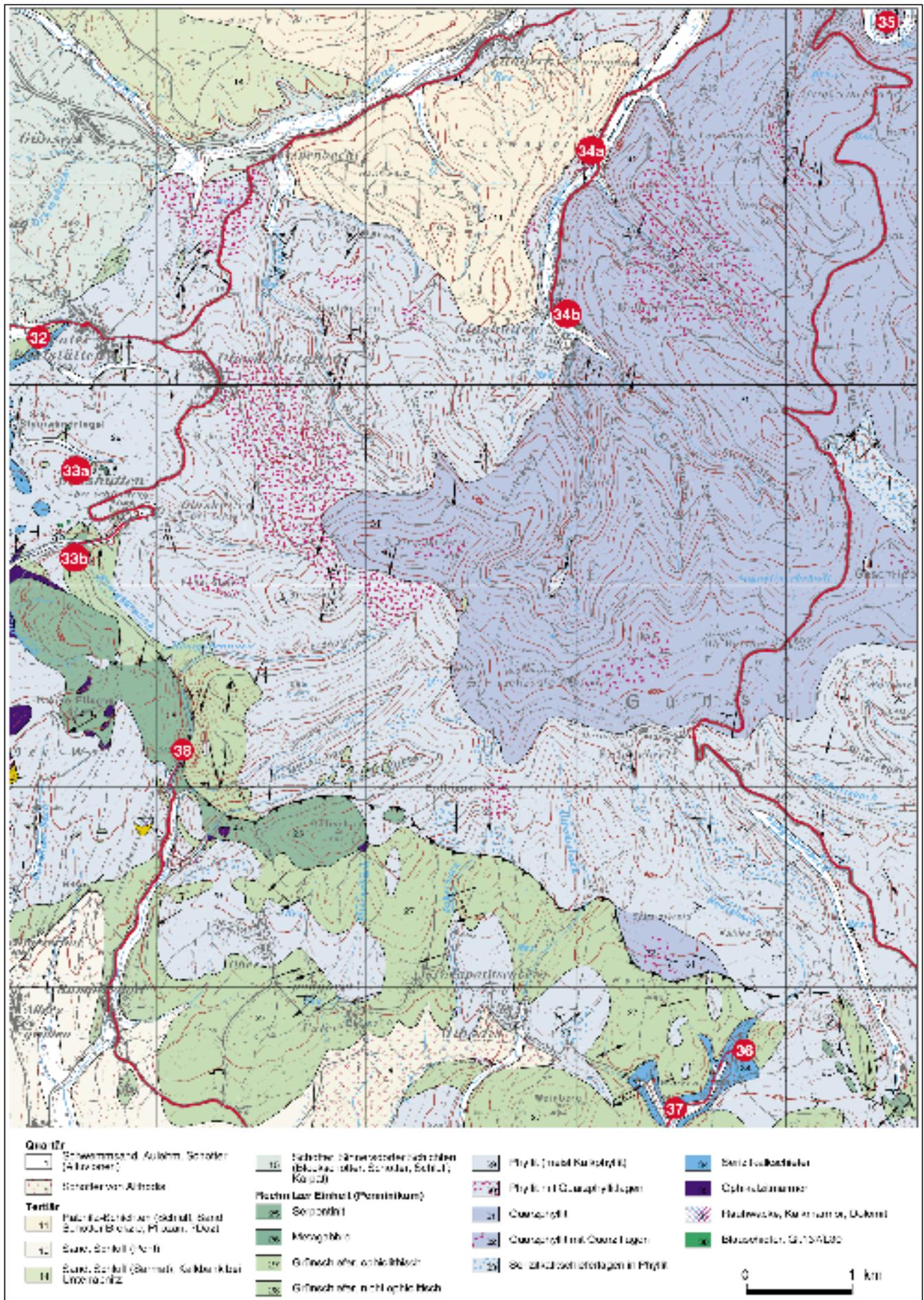




Abbildung 83.
Steinbruch im Serizitkalkschiefer SW Unterkohlstätten.

ne sind kalkig-tonige Flachwasser- bis Tiefseesedimente und entsprechen in allen Details dem Begriff „Bündener Schiefer“, also jenen in den Alpen weitverbreiteten Schieferfolgen, die gekennzeichnet sind durch meist graue bis dunkelgraue Farbe, Fossilarmut, Monotonie, lokalen Fazieswechsel, häufige Tektonisierung und Metamorphose. Kohlenstoffgehalt organischer Herkunft dokumentiert sich in graphitischen Lagen und bedingt den Farbton dieses Gesteins, der von hellgrau bis schwarz variieren kann.

Analytische Untersuchungen an Proben aus diesem Steinbruch ergaben normative Kalzitgehalte um 90 %, weiters sind hohe Sr-Werte um 600 ppm und S-Gehalte um 900 ppm zu erwähnen. Als Mineralbestand findet sich Kalzit, graphitische Pigmentierung und geringe Mengen an Quarz, Phengit, Paragonit und Chlorit. Als Akzessorien lassen sich Epidot, Turmalin, Titanit und Pyrit angeben.

33 Schlaining – Glashütten

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Alkali amphibol und Alkalipyroxen führende Metaplagiogranite und Ophikarbonatgesteine, Rechnitzer Fenster.
- **Lage**
Die Route führt weiter über Oberkohlstätten in den östlichen Bereich des Rechnitzer Fensters (Haltepunkte 31 a, b).
- **Beschreibung**
Zum Zeitpunkt der Herausgabe dieses Führers (2000) fanden sich auf der Hochfläche NW Glashütten bei Schlaining in einem Feld nur mehr Leseesteine von Metaplagiograniten, Ophikarbonatgesteine sind hingegen reichlich aufgeschlossen. Die hier vorkommenden Gesteine unterscheiden sich von dem bisher besuchten Teil dadurch, dass

- 1) im Bereich der Bündener Schiefer karbonatarmer bzw. karbonatfreie Metapelite überwiegen, also meist Quarzphyllite bzw. nur sehr geringmächtige Lagen von Kalkphyllit vorhanden sind,
- 2) generell ein nach Westen gerichtetes Einfallen vorliegt, mit allgemein N-S-verlaufenden B-Achsen, und
- 3) im Grenzbereich zum westlichen Bereich Gesteine vorkommen, die Hochdruckminerale enthalten (Blauschiefer, Ophikarbonatgesteine).

Es sind dies dunkelblau gefärbte Gesteine mit dem Mineralbestand Alkali amphibol – Albit, die eine schlierige Textur haben und reichlich mit Albitgängen durchsetzt sind. In der Vergangenheit gab es mehrere kleinere linsenartige Vorkommen solcher Gesteine, die von Unterkohlstätten bis zum Glasbach reichten. F. KOLLER (1985) interpretierte sie als saure Differentiate mit dioritischer bis plagiogranitischer Zusammensetzung, da sie durch hohe Gehalte an inkompatiblen Elementen wie P_2O_5 , Zr, Y (Tabelle 9), den SEE und hohe Na_2O -Gehalte ausgezeichnet sind. Nach ihm weisen sie ein flaches, ca. 100faches chondritisches Verteilungsmuster für die SEE auf. Ihr Ce_N/Lu_N -Verhältnis von 1,031 spricht für eine Herkunft als Fraktionierungsprodukt aus einer Magmenkammer mit MORB-Zusammensetzungen. Beispiele für derartige Zusammensetzungen saurer Restschmelzen, im Sinne von Plagiograniten, sind sowohl aus rezenter ozeanischer Kruste als auch aus gut ausgebildeten Ophiolitkomplexen bekannt.

Der Mineralbestand dieser Gesteine weist Alkali pyroxen, Crossit-Riebeckit und Albit sowie als Nebengemengteile bis Akzessorien Chlorit, Stilpnomelan, Biotit, Epidot, Rutil, Hämatit, Magnetit, Apatit und Zirkon auf.

Zur blauschieferfaziellen Hochdruckparagenese in diesen Gesteinen gehört neben jadeithaltigem Akmit (Alk-Px I) oder Crossit auch noch Albit, Quarz, Rutil, titanhaltiger Hämatit, Epidot, Chlorit, Phengit und Stilpnomelan. In hoch oxidierten Ferrodioriten (Tabelle 9; RS-224) findet sich Talk, Mg-reicher Chlorit und Phengit neben viel Hämatit.

Die jungalpidische Paragenese besteht aus Riebeckit-Magnesioriebeckit-Mischkristallen oder fast jadeitfreiem Alk-Px II, Albit, Titanit, idiomorphem Magnetit, Epidot, Chlorit (Pyknochlorit bis Diabantit) und grünem Biotit. Epidot, Titanit und Apatit weisen relativ hohe Gehalte an SEE auf.

In Glashütten wurde etwa 1770 mit dem Abbau von Schwefelkies und Kupferkies (in Grünschiefer) begonnen, der nach dem 1. Weltkrieg zum Erliegen kam. Neben einer Gedenktafel findet man entlang des Tales zwischen Glashütten und Goberling Reste der Materialförderung dieses Bergbaues.

Haltepunkt 33b: Nach der Fahrt durch den Ort Glashütten zweigt von der Straße nach Goberling eine Forststraße ab, die das folgende Profil in dem oben erwähnten Grenzbereich aufschließt: Zunächst Kalkphyllit, dann Serizitkalkschiefer, Grünschiefer, sowie eine Ophikarbonatlage, die von einem Serpentinmylonit eingehüllt ist, mit Fallrichtung gegen Westen und B-Achsen in N-S-Richtung.

Abbildung 82.
Exkursionsroute für die Haltepunkte 32–38.

Tabelle 9.

RFA-Analysen der wesentlichen Gesteine vom Haltepunkt Glashütten bei Goberling (nach F. KOLLER, 1985).

RS-210 = schlieriges Gestein mit hellen (h) und dunklen (d) Bereichen; RS-211 und RS-214 = massige, homogene Typen; RS-224 = hochoxidierter Ferrodiorit von Unterkohlstätten.

Probe	RS-210-d	RS-210-h	RS-211	RS-214	RS-224
SiO ₂	54,28	60,76	56,48	58,44	48,25
TiO ₂	2,56	0,85	1,64	1,24	2,48
Al ₂ O ₃	8,02	14,87	11,17	13,02	11,69
Fe ₂ O ₃	9,77	5,02	10,96	6,79	19,92
FeO	9,42	3,52	5,84	5,82	1,01
MnO	0,23	0,08	0,19	0,18	0,08
MgO	3,68	1,39	2,45	1,98	3,41
CaO	4,39	1,45	3,39	2,96	3,21
Na ₂ O	6,54	9,67	7,34	8,37	5,79
K ₂ O	0,03	0,07	0,05	0,03	0,32
P ₂ O ₅	1,00	0,29	0,51	0,40	1,21
H ₂ O	1,51	0,97	0,86	0,95	1,66
Summe	101,43	98,94	100,18	100,18	99,03
Sc	35	11	28	20	29
V	146	50	120	55	143
Cr	15	15	7	0	0
Co	47	19	10	18	10
Ni	92	94	186	100	205
Cu	1	17	10	5	63
Zn	310	121	198	249	242
Ga	23	35	40	40	39
Rb	4	4	4	4	12
Sr	23	37	42	62	26
Y	257	220	377	262	315
Zr	645	1169	1405	861	924
Nb	11	14	21	15	18
Ba	150	43	87	54	122

Unter dem Begriff Ophikarbonatgesteine werden alle karbonatführenden Serpentinrandgesteine zusammengefasst, die nach Vorherrschen bestimmter Mineralphasen weiter untergliedert werden können (F. KOLLER 1985). Je nach Zusammensetzung werden sie von Mg-reichen Metagabbros oder chromitreicherer Ultramafititen abgeleitet bzw. als Brekzie von Sedimentmaterial mit serpentinisierendem Harzburgit (= typisches Gestein des Erdmantels, das sich überwiegend aus Olivin und Orthopyroxen zusammensetzt) erklärt. Ihre Paragenesen deuten eine starke ozeanische Metamorphose an, wie sie auch in der rezenten Ozeankruste zu beobachten ist.

• Beschreibung

Etwa 2,2 km vom Ortsende von Lockenhaus sind an der westlichen Straßenflanke in der Umgebung der Brücke Quarzphyllite mit bis zu 0,5 m mächtigen Quarzitbänken aufgeschlossen (Haltepunkt 34-a), die entlang der nach SSW folgenden Forststraße von Kalkphylliten gefolgt werden. In den Quarzphylliten wurden beträchtliche Mengen von detritärem Zirkon und Turmalin gefunden. Als Liefergesteine für diese Zirkone kommen vor allem alkalische Granite, Plagiogranite, Monzogranite und Granodiorite in Frage, für das Bildungsmilieu der Turmaline kalkarme Metapelite und -psammite. Etwa 100 m nach dem Friedhof von Glashütten stecken in den Quarzphylliten zwei kleinere Stöcke von z.T. grobkörnigem Metagabbro, die durch die Trasse einer ehemaligen Waldbahn angeschnitten sind (Haltepunkt 34b, beim Marterl).

Dieses Gestein ist ein typischer, sehr grobkörniger Vertreter der Gruppe der Mg-reichen Leukogabbros aus der Rechnitzer Einheit und steckt hier tektonisch eingeschaltet in den Metasedimenten. Am Rand des Gabbrokörpers kommt es zur Bildung von Talkschiefern, die zeitweise beschürft wurden.

34 Langeck – Glashütten

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Quarzphyllite, Kalkglimmerschiefer und Metagabbros.
- **Lage**
Auf der Weiterfahrt zum Haltepunkt 34a,b wird Richtung Norden ein ausgedehntes Phyllitgebiet durchquert und bei Weißenbach das Günstal erreicht. Es wird bei Langeck verlassen, um südwärts in das nach Glashütten bei Langeck führende Tal abzubiegen.



Abbildung 84.
Metagabbro von Glashütten bei Langeck.

35 Burg Lockenhaus

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Quarzphyllite der Rechnitzer Einheit.
- **Lage**
Die Exkursion führt nach Lockenhaus mit einem Rundgang um den Burgfelsen, der aus Quarzphylliten mit Einschaltungen von quarzitischen Lagen besteht, auf denen die Burg steht und aus denen sie und ihre Ummauerung gebaut wurde.

Beschreibung

Die Burg Lockenhaus wurde auf Quarzphylliten errichtet, in die sich die Güns in einer Schlinge eingeschnitten hat. Erste Bauten erfolgten durch die Tempelritter, danach kam es zur Erweiterung durch die Güssinger Grafen, bis sie schließlich in den Besitz ungarischer Adelige überging. Sie wurde nach dem 2. Weltkrieg vom Literaten Paul Anton Keller erworben und nach dessen Tod als Stiftung dem Land überlassen.



Abbildung 85.
Burg Lockenhaus.

Auf der Weiterfahrt nach Süden wird der Hirschenstein-Geschriebenstein-Rücken gequert, dessen Nordrampe aus Quarzphyllit, die Südrampe hingegen aus Kalkphyllit besteht. Auf seinem Südhang liegt die Marktgemeinde Rechnitz, die auf einem Grünschieferkomplex gegründet ist.

Rechnitz – Steinbruch Freingruber

36

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Grünschiefer und Kalkglimmerschiefer, Rechnitzer Fenster.
- **Lage**
2 km nordwestlich von Rechnitz. Zufahrt von der Straße Rechnitz – Markt Neuhodis über eine Schotterstraße, die westlich Oberfeld an der Brücke über den Naßgrabenbruch abzweigt und Richtung Nordwesten bis in den Steinbruch führt.

Beschreibung

Der Steinbruch Freingruber bietet als einziger einen großen Aufschluss von Serizitkalkschiefern, denen Grünschiefer auflagern. Neben Schottermaterial werden hier in erster Linie Großblöcke für Bachverbauungen gewonnen. Die Grünschiefer und die Serizitkalkschiefer tauchen flach nach Norden unter den Serpentin von Rumpersdorf und der Kleinen Plischa ein.

Die in Steinbrüchen gewonnenen Kalkglimmerschiefer sind meist dunkelgrau gefärbte massive Gesteine mit einem relativ hohen Karbonatanteil, der ausschließlich aus Kalzit besteht und meist von 70 bis >90 Vol.-% variiert. Häufig sind helle Kalzitadern als jüngere Mobilisationen, die nicht graphitisch pigmentiert sind, zu beobachten. Neben Kalzit finden sich wechselnde Mengen an Quarz, Phengit, Chlorit, Albit und Epidot. Ein Teil des Helliglimmers kann Paragonit sein. Akzessorisch tritt Turmalin, Pyrit und feinverteilter Graphit auf.

Tabelle 10.

RFA-Analysen der typischen Gesteine von den Haltepunkten 36 und 37 nach F. KOLLER (1985).

OG = ophiolitischer Grünschiefer; OG-01 = ophiolitischer Grünschiefer mit Olivin-Akkumulierung; OG-V = ophiolitischer Grünschiefer mit (Magnetit + Ilmenit)-Akkumulierung; NO = nichtophiolitische Grünschiefer; BS = Kalkglimmerschiefer.

Probe	RS-96	RS-167	RS-165	RS97	RS-160	RS-174	RS-230
Gestein	OG	OG	OG-01	OG-Ti	NO	BS	BS
SiO ₂	49,66	48,56	48,70	45,47	41,22	7,43	11,28
TiO ₂	1,40	1,87	1,58	4,78	4,00	0,09	0,15
Al ₂ O ₃	14,70	14,70	15,69	12,08	14,50	2,46	3,09
Fe ₂ O ₃	3,92	3,14	2,30	7,31	1,55	0,00	0,41
FeO	5,10	6,71	4,14	8,06	9,10	1,56	0,70
MnO	0,17	0,15	0,13	0,20	0,22	0,03	0,03
MgO	7,49	7,89	10,59	5,80	4,68	1,89	1,22
CaO	8,78	7,86	11,12	10,06	9,65	46,70	45,31
Na ₂ O	3,66	3,45	1,06	2,62	3,97	0,00	0,52
K ₂ O	0,44	0,34	1,90	0,06	0,00	0,41	0,73
P ₂ O ₅	0,14	0,21	0,05	0,10	0,91	0,10	0,06
H ₂ O	3,11	3,63	2,63	2,97	4,01	3,78	0,73
CO ₂	0,00	0,00	0,10	0,00	5,32	35,86	35,00
Summe	98,57	98,15	98,89	99,51	99,13	100,26	99,23
S	36	18	2	55	204	1463	1855
Sc	25	30	27	47	22	42	40
V	184	278	174	595	372	31	34
Cr	301	260	981	47	1	4	11
Co	47	55	46	73	61	10	10
Ni	129	107	208	46	28	17	19
Cu	38	16	19	8	149	1	1
Zn	69	64	46	62	139	26	25
Ga	13	17	16	17	20	4	4
Rb	8	5	36	3	4	26	33
Sr	107	196	126	263	805	727	804
Y	33	38	16	23	44	8	10
Zr	94	136	38	155	431	18	27
Nb	4	7	3	8	184	5	5
Ba	38	94	115	361	147	69	93

Die normalen Grünschiefer können in diesem Aufschluss massig, fein gebändert mit hell-dunkler Wechsellagerung oder auch stark verfault sein. Primäre magmatische Texturen wurden bisher nicht gefunden. Vereinzelt kommen grobkörnige Bereiche mit Mobilisationen von Albit oder Karbonat vor. Der Mineralbestand umfasst im Wesentlichen Aktinolith, Epidot (häufig mit komplexem Zonarbau), Chlorit (Rhipidolith oder Pyknochlorit), Albit und Titanit. Nur in den grobkörnigen Bereichen finden sich reliktsch erhaltene, bräunlich gefärbte Hornblenden, die als Formrelikte nach uralisiertem Klinopyroxen gedeutet werden. Dazu kommen in Mobilisaten und grobkörnigen Schlieren sehr selten crossitische oder winchitische Alkali amphibole. Diese Phasen werden der druckbetonten Metamorphose zugeordnet.

Geochemisch lassen sich fast alle Grünschiefer Metabasalten mit einer N-typ-MORB-Charakteristik zuordnen. Bei den leicht mobilen Elementen, wie bei den Alkalien, kann eine hohe Mobilität und zum Teil starke Anreicherung beobachtet werden. In diesem Zusammenhang sind auch die hohen Fe₂O₃-Gehalte zu sehen. Sowohl die intensive Oxidation als auch die starke Na-Anreicherung

wird auf Reaktionen mit dem Meerwasser im ozeanischen Bereich zurückgeführt. Dies gilt nicht für die immobilen Spurenelemente, die eine eindeutige Zuordnung zu MORB-Chemismen anzeigen (V. HÖCK & F. KOLLER, 1989; F. KOLLER & V. HÖCK, 1990).

Markt Hodis 37

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Albit-führende Kalkglimmerschiefer, Rechnitzer Fenster.
- **Lage**
Talabwärts entlang Hodisbach Richtung Markt Neuhodis vor Talgabelung.
- **Beschreibung**
Verlassener Stollen in Serizitkalkschiefern, an dessen Eingang verbreitet größere graphitpigmentierte Albitporphyroblasten mit einem Durchmesser bis zu 2 cm zu erkennen sind. Diese Porphyroblasten besitzen einen graphitpigmentierten Kernbereich, der reich an kleinen, runden Karbonateinschlüssen ist. Die Pigmentierung kann regellos sein oder ein verdrehtes Sigmoidalgefüge auf-

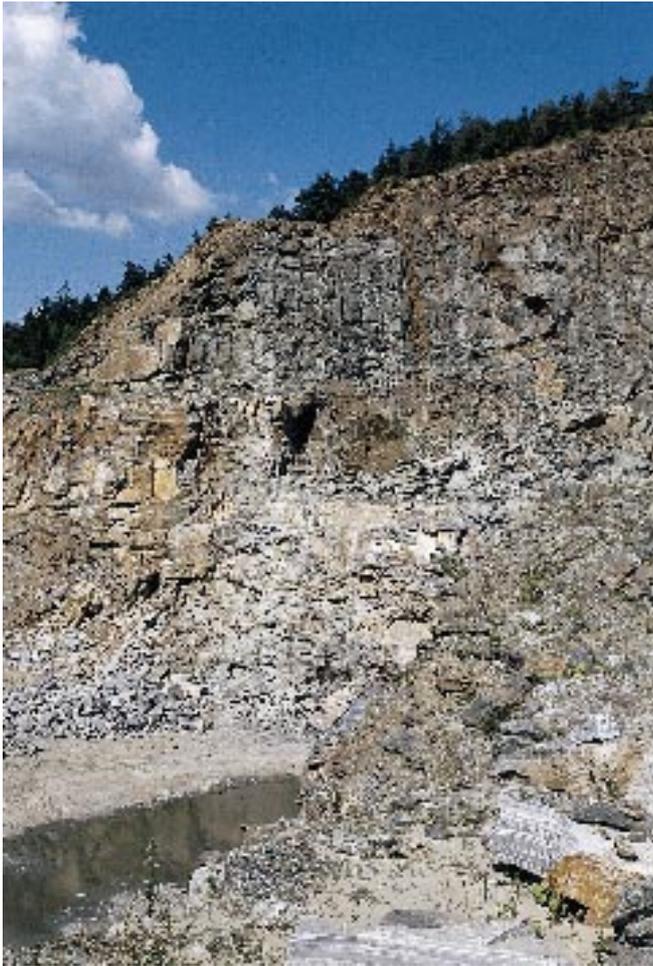


Abbildung 86.
Steinbruch Freingruber bei Rechnitz.

weisen, das quer zur heutigen Schieferung verläuft. Um diese großen Kernbereiche schließen sich klare und einschlussfreie Ränder an, die am Außenrand, nur parallel zur Schieferung, eine Anreicherung von Graphit und Hellglimmer aufweisen. Dies sind bisher die einzigen Metasedimente, die eindeutige Hinweise auf

ein mehrphasiges Kristallwachstum erkennen lassen. Die Matrix ist gegenüber den Kernbereichen der Porphyroblasten deutlich gröber kristallisiert, dies gilt vor allem auch für den Graphit. Der Hauptunterschied gegenüber den typischen Kalkglimmerschiefern besteht im höheren Na_2O -Gehalt.

Rumpersdorf – 38 Steinbruch Postmann

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Serpentinit, Ophikarbonatgesteine und nichtophiolitische Grünschiefer der Rechnitzer Einheit.
- **Lage**
Die weitere Route verläuft in etwa entlang dem südlichen Rand des Rechnitzer Fensters nach Westen bis zum Rumpersdorfer Tal, in das nach Norden eingebogen wird. In diesem Tal verläuft die Grenze zwischen der nach Westen fallenden tieferen Einheit des Rechnitzer Fensters und seinem westlichen Teil, in dem ebenfalls ein großer Serpentinittkomplex liegt. In diesem liegen mehrere Steinbrüche (Kleine und Große Plischa), deren größter derzeit zur Schottergewinnung abgebaut wird (Steinbruch Postmann).
- **Beschreibung**
Der Serpentinittkörper liegt im Steinbruch auf Grünschiefern, an seiner Westflanke steckt er in Phylliten bzw. ist er von einem Saum von Ophikarbonatgesteinen umgeben. Der durchschnittliche Serpentinitt ist ein Harzburgit (= Gestein aus dem Erdmantel mit überwiegend Olivin und Orthopyroxen), der in diesem Steinbruch häufig stark durchadert ist und viele Mobilisationsgänge und -gängchen mit Tremolit, Asbest, Chalcedon, Karbonat und Talk aufweist. Daneben finden sich je nach Abbau epidotreiche Ophikarbonatgesteine sowie linsige Chloritschiefer, die manchmal idiomorphe Magnetitoktaeder und Pyrit führen. Etwa 1 km südlich des Steinbruches, am Nordhang des Schwarzgrabens treten innerhalb der Metasedimente stark spilitisierte Grünschiefer mit großen Kalzitromboedern auf, die hoch an inkompatiblen Elementen angereichert sind und als platteninterner alkalibasaltischer Vulkanismus, im Sinne eines Ozeaninselbasaltes, gedeutet wurden.
- **Weiterführende Literatur**
F. KOLLER (1985); F. KOLLER & V. HÖCK (1990); V. HÖCK & F. KOLLER (1989).



Abbildung 87.
Serpentinitt-Steinbruch Postmann bei Rumpersdorf.

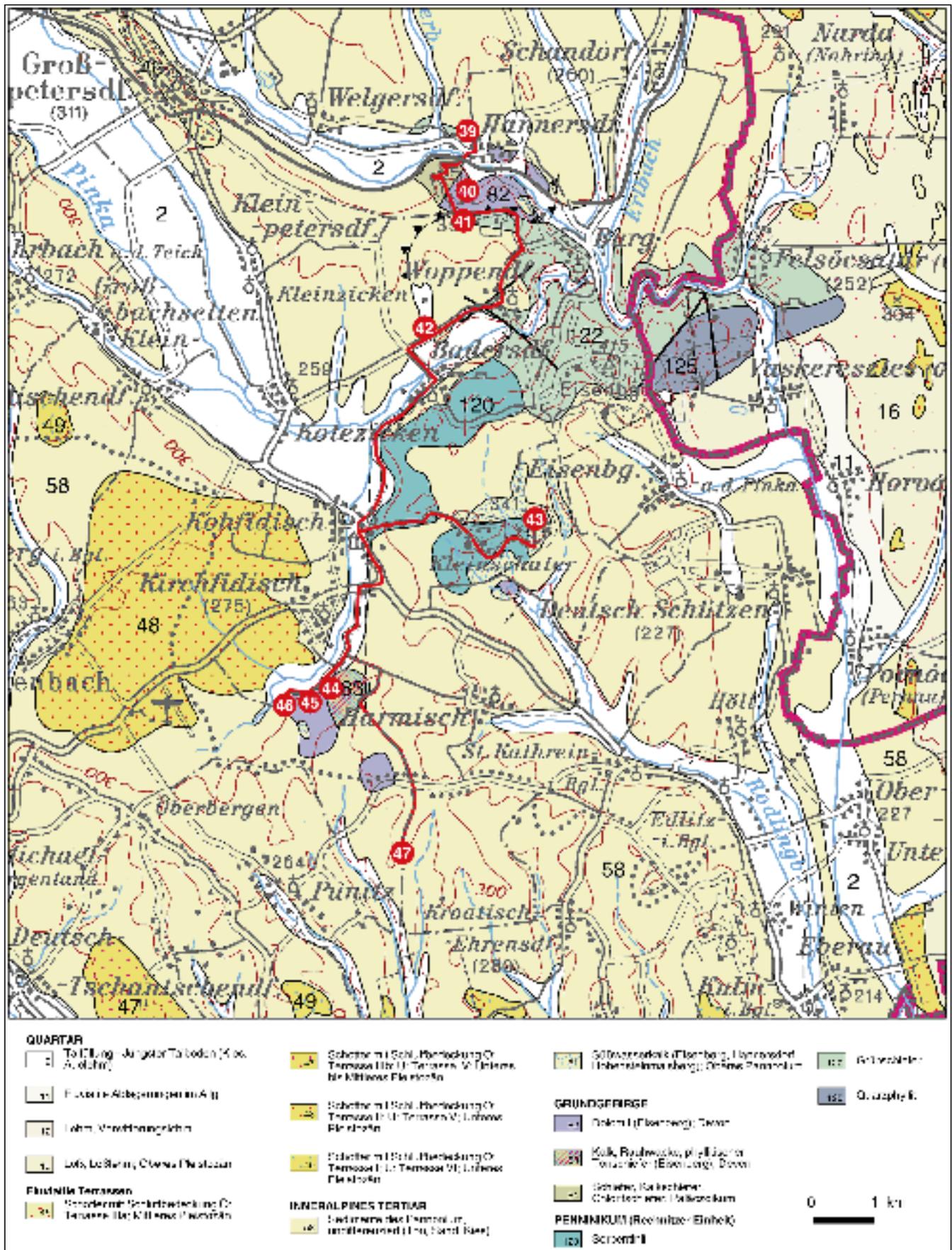


Abbildung 88. Exkursionsroute für die Haltepunkte 39–47.

39 Hannersdorf – Kirche

Friedrich KOLLER

- **Thematik**
Grünschiefer.
- **Lage**
Der Haltepunkt liegt mitten im Ort an der Basis des Hügels, auf dem die Kirche steht.
- **Beschreibung**
Grünschiefer, die einen größeren Komplex von unterdevonischen Gesteinen (Dolomit, Kalkschiefer) unterlagern, wurden von früheren Bearbeitern den Rechnitzer Gesteinen gleichgesetzt und daraus wurde auch auf ein (alt-)paläozoisches Alter der Rechnitzer Serie geschlossen. R. GRATZER (1985) machte hingegen mittels geochemischer Untersuchungen die Zugehörigkeit dieses Hannersdorfer Grünschiefers zu entsprechenden Basisschiefern des Grazer Paläozoikums wahrscheinlich. Die grünlich-grauen, teilweise geschieferten Gesteine bestehen aus der Paragenese Chlorit – Aktinolith – Epidot/Klinozoisit – Albit – Titanit, als Akzessorien kommen Apatit, Biotit und Erz dazu. Die Gesteine sind feinkörnig und weisen flaserartige Konturen auf. Geochemisch werden sie durch MgO-Werte um 4,3 Gew.-% sowie durch TiO₂-Gehalte um 3 Gew.-% und P₂O₅-Werte um 0,5 Gew.-% charakterisiert. Nach ihren Gehalten an Spurenelementen lassen sie sich als „Within-plate“-Basalte klassifizieren, die eine gute Übereinstimmung mit den Grünschiefern des Grazer Paläozoikums zeigen.

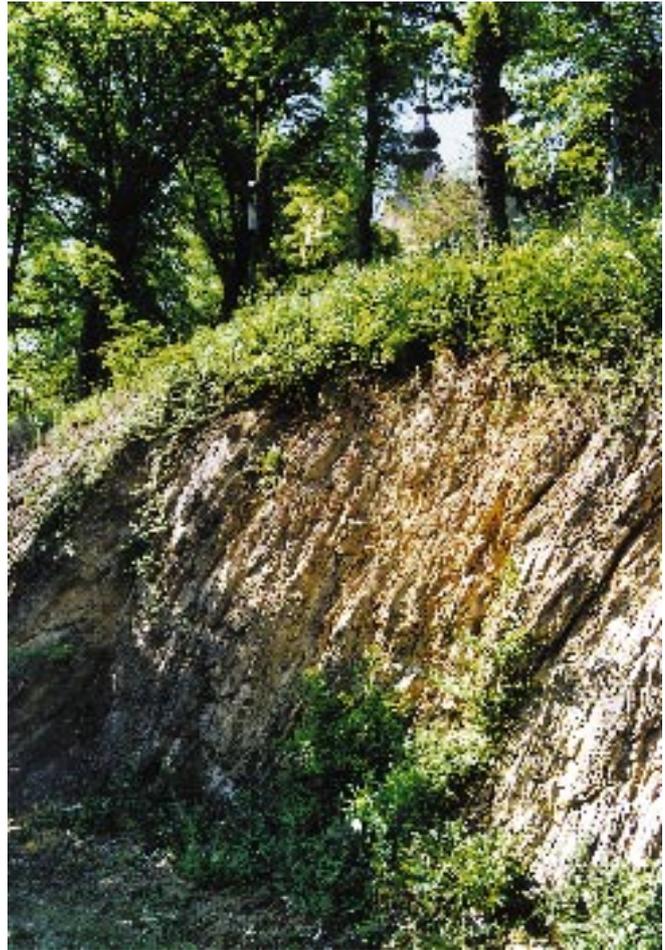


Abbildung 89. Paläozoische Grünschiefer im Ortszentrum von Hannersdorf unter der Kirche.

40 Hannersdorf – Steinbruch Weinhandl

Hans P. SCHÖNLAUB

- **Thematik**
Dolomite und Kalke des Devons.
- **Lage**
An der Kreuzung im Bereich der Kirche von Hannersdorf von der Bundesstraße abzweigen und

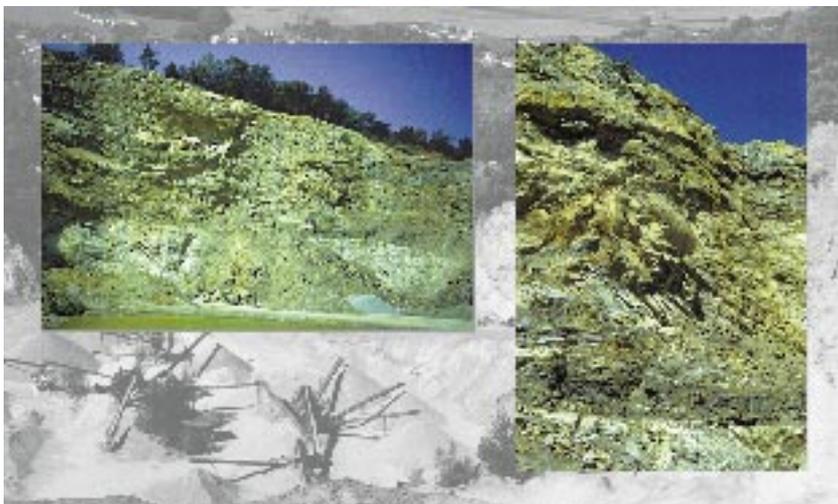


Abbildung 90. Kalk-Dolomit-Steinbruch Weinhandl bei Hannersdorf.

nach der Bahnübersetzung der Straße nach links in den Steinbruch der Firma Weinhandl folgen.

- **Beschreibung**
Im Steinbruch Weinhandl liegt der bekannte Fossilfundpunkt von K. HOFFMANN (1877) und W. POLLAK (1962). Eine detaillierte Darstellung gab zuletzt H.P. SCHÖNLAUB (1994; siehe Kapitel „Das Altpaläozoikum im Südburgenland“ in diesem Buch).
Im Steinbruch sind zuunterst helle, ungebankte Dolomite aufgeschlossen, weiters dunkelgraue gebankte Dolomite mit Fossilien (mit Längs- und Querschnitten von Einzelkorallen, Crinoiden-Stielgliedern mit deutlich erkennbarem, kreuzförmigem Achsenkanal, Schalenbruch von Brachiopoden u.a. Fossilresten), hellgraue, gut gebankte Dolomite und schließlich, über einer deutlich sichtbaren tektonischen Trennfuge, eine Kalkschiefer-Wechselfolge, aus der Conodonten des jüngeren Unterdevons stammen. Beachtenswert sind darin vor allem in der hinteren rechten Steinbruchwand flache Nord-Süd-Achsenrichtungen.

41 Hannersdorf – Königsberg

Franz SAUERZOPF

- **Thematik**
Überblick; Süßwasserkalke und fossilführende Mergel des Pont.
- **Lage**
Fortsetzung der Straße, die nach Querung der Bahntrasse von Hannersdorf in Kurven auf den Königsberg führt.
- **Beschreibung**
Vom Königsberg südlich Hannersdorf bietet sich ein guter Überblick über die Umgebung des Hannersdorfer Kristallins und die Sedimentbedeckung mit den unterhalb der Kuppe anstehenden Süßwasserkalken und fossilführenden Mergeln des Ponts. In weiterer Folge sieht man die lignitführenden Bereiche (Neuberger Teilbecken, Torony etc.). Im ganzen Bereich der Eisenberggruppe ist eine frühe prähistorische Eisenverhüttung (Schlackenhalden) bekannt, weiters sind die norisch-pannonischen Hügelgräber (ca. 250) im Schandorfer Wald kulturhistorisch bedeutend. Aus dem Mittelalter ist noch die Befestigungsanlage in Burg (Güssinger Fehde) erhalten.

42 Badersdorf

Franz SAUERZOPF

- **Thematik**
Obermiozäne Braunkohlenvorkommen.
- **Lage**
Straßenrand zwischen Woppendorf und Kotezicken nahe Abzweigung nach Badersdorf.
- **Beschreibung**
An der Westseite der Südburgenländischen Schwelle kommt es zu einem Ausbiss der oberen Lignithorizonte, darüber liegt der Taborer Schotterhorizont. Es ist der bedeutendste Aufschluss für die Paläo-Vegetation in diesem Bereich. Das zur Zeit des Straßenbaus aufgeschlossene Vorkommen Badersdorf zeigt in einer Mächtigkeit von etwa 1,5 m eine Wechsellagerung verschieden gefärbter Tone und von zwei ungefähr 20 cm dicken Kohlelagen bzw. -schmitzen. Darüber lagern, soweit dies im Aufschluss verfolgt werden konnte, rot-braun-gefärbte Sande und Schotter. Nach der detailliert durchgeführten Aufnahme folgt über einem grau-blauen Ton (I), der stark verpresste Kohleholzer (Xylite) enthält und dessen Mächtigkeit nach unten hin nicht abgeschätzt werden kann, eine erste etwa 20 cm dicke, schwarz-erdige Kohlelage (II). In dieser konnten ebenfalls größere, stark verpresste Holzreste gefunden werden. Die Kohlelage wird von einer 15 cm dünnen hellgrauen Tonlage (III) überlagert. Dieser folgt wiederum eine Schicht dunkel-grauen bis braunen Tons (IV). Darüber liegt die nächste etwa 20 cm starke Kohlelage (V, VII), die durch eine dünne Lage Ton mit leichtem rosa Farbschimmer (VI) zweigeteilt ist. Grau-blaue Tone (VIII) überlagern ohne Übergang dieses Kohleband, welchem wieder eine 30 cm dicke Schicht aus rotbraunem Lehm (IX) folgt. Den Abschluss

des Profils bildet ein rötlich gefärbter Schotter, der als Basalschotter der Op3-Folge aufgefasst wird.

Kohfidisch – Csaterberg 43

Alfred PAHR

- **Thematik**
Süßwasseropalvorkommen mit Pflanzenresten.
- **Lage**
Feldweg am Hochcsaterberg, der nahe dem Ende der gut ausgebauten Fahrstraße beim Marterl nach Norden zur Waldkapelle führt.
- **Beschreibung:**
Vorkommen von so genanntem Opalfels (nach F. KÜMEL, 1957), der durch Fällung aus thermalen Lösungen verbunden mit einer hydrothermalen Veränderung des umgebenden Kristallins entstand. Davon wurden hauptsächlich penninische Serpentine betroffen. Bisher wurden drei Einzelvorkommen nachgewiesen, die entlang einer E-W-orientierten Linie angeordnet sind. Diese Vorkommen wurden bisher in das oberste Pont eingestuft und sind möglicherweise zeitgleich mit dem dazwischen Vulkanismus.

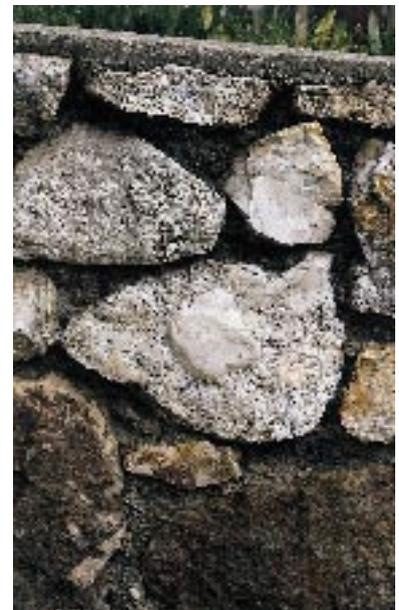


Abbildung 91.
Mauersteine mit Süßwasseropal am Csaterberg.

Kirchfidisch – Steinbruch Hohensteinmaisberg 44

Hans P. SCHÖNLAUB & Franz SAUERZOPF

- **Thematik**
Süßwasserkalk aus der Pont-Stufe.
- **Lage**
Abzweigung von der Straße Kohfidisch – Kirchfidisch nach Süden Richtung „Schießplatz“, ca. 2 km.
- **Beschreibung**
Der Steinbruch (Steinbruch Baron v. Kottwitz) schließt im Hangenden von Grünschiefern und sandigen Schiefern, die beim Eingang an der linken Steinbruchflanke gut aufgeschlossen sind, stark gebänderte, dunkle Kalke und Dolomitgesteine auf. Lithofaziell gleichen diese Schichten den höheren Partien im Steinbruch Weinhandl. Daneben kommen untergeordnet graue und schwach rosa gefärbte Kalk/Dolomitpartien vor, deren Alter ebenso offen ist wie das der unmittelbar über den Schiefern folgenden Gesteine.



Abbildung 91.
Pontischer Süßwasserkalk im Steinbruch Hohensteinmaisberg.

Im höchsten Niveau des Steinbruches findet man auflagernd die obersten Lignitbildungen des Ponts sowie Molluskenreste. Im Südteil des großen Steinbruches kommt es ebenfalls zu Anlagerungen des Pont an das Grundgebirge, hier finden sich Konglomerate, Brekzien und Süßwasserkalke.



Abbildung 92.
Naturdenkmal Strandhöhle am Hohensteinmaisberg.

45 Hohensteinmaisberg

Franz SAUERZOPF

- **Thematik**
Pingenfeld einer Kalkbrennerei.
- **Lage**
Südwestliche Fortsetzung der Forststraße bis zum Eintritt in den Wald (Schranke!), von dort Fußmarsch. Linker Hand folgt im Wald Pingenfeld.
- **Beschreibung**
Überreste einer bis in die Neuzeit reichenden Kalkbrennerei; eine Karte aus dem vorigen Jahrhundert weist für diesen Bereich noch drei Kalköfen auf, die jedoch nicht mehr erhalten geblieben sind.

- **Weiterführende Literatur**
F. BACHMAYER & H. ZAPFE, 1969).

Punitz 47

Franz SAUERZOPF

- **Thematik**
Prähistorische Eisenverhüttung.
- **Lage**
Feldweg zwischen den Orten Harmisch und Punitz (siehe Routenplan).
- **Beschreibung**
Reste einer aus der prähistorischen Zeit bis in das Mittelalter reichenden Eisenverhüttung, die im gesamten Bereich der Eisenberggruppe nachgewiesen ist und durch Schlackenreste belegt wird.

46 Kirchfidisch – Strandhöhle

Friedrich KOLLER & Alfred PAHR

- **Thematik**
Strandhöhle aus der Pont-Stufe; Naturdenkmal (Kat-Nr. 2821/1).
- **Lage**
Fortsetzung der Forststraße in südwestlicher Richtung bis zur Wegkreuzung mit Wanderweg 07 (Thayatal – Rust – Radkersburg). Von hier Wanderweg ca. 150 m nach Süden folgen. Höhle liegt linksseitig einige Meter abseits des Weges.
- **Beschreibung**
Der Aufschluss stellt eine Strandhöhle im verkasteten Randbereich der Südburgenländischen Schwelle dar und ist heute als Naturdenkmal geschützt. Er stellt den Grabungsort von F. BACHMAYER und H. ZAPFE dar, an dem viele bedeutsame Wirbeltierfunde gemacht wurden, die als Hinweise auf den seinerzeitigen Lebensraum angesehen wurden.

Wiesfleck 48

Paul HERRMANN

- **Thematik**
Quarzsande des Sarmatium.
- **Lage**
Im südlichen Ortsbereich von Wiesfleck zweigt beim Landmaschinen-Metallbau Ulreich eine asphaltierte Nebenstraße nach SW in Richtung Pinkafeld ab. Nach etwa 750 m liegt die verwachsene Sandgrube unmittelbar links der Straße.
- **Beschreibung**
In der Sandgrube sind Quarzsande, dazwischen Feinschotter- und Mergellagen aufgeschlossen. Einzelne Lagen führen reichlich sarmatische Mollusken wie *Ervilla dissita* (EICHWALD), *Irus gregarius* (PARTSCH) und *Pirenella* sp. Aus den Mergeln konnten Mikrofaunen gewonnen werden, die durch das Vorkommen von *Criboelphidium reginum* (d'ORB.) zweifelsfrei der untersten Zone des Sarmatiums zugeordnet werden konnten.

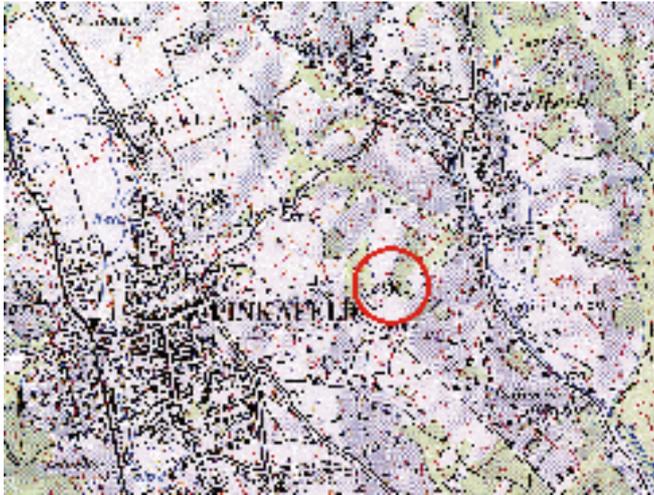


Abbildung 94.
Lage der Sandgrube Wiesfleck.
ÖK-Blatt 1377 Oberwart, Maßstab 1 : 50.000.



Abbildung 95.
Sandgrube Wiesfleck NE Pinkafeld.

Diese Sedimente, die beckenwärts in tieferer Lage an die Sedimente der Oberen Lageniden-Zone anschließen, enthalten außer der autochthonen Sarmatfauna auch in großer Menge Foraminiferen der Buliminen-Bolivinen-Zone, die in der Gegend von Wiesfleck anstehend nicht gefunden wurde, offenbar weil alle Sedimente dieses Alters (soweit sie nicht durch jüngere Schichten überlagert werden) durch jüngere Erosion zerstört wurden.

49 Tobajer Kogel

Paul HERRMANN

- **Thematik**
Basalttuffit.
- **Lage**
Abfahrt von der B57 bei Tobaj in Richtung Sauerberg und Stop beim Waldbeginn. Kurze Fußstrecke Richtung S in den Wald mit einer steilen Böschung.
- **Beschreibung**
Nach K. BALOGH et al. (1994) besteht der Kalvarienberg von Tobaj aus einem grobkörnigen Basalt-

tuffit mit Lapillis. Er ist mit dem Basalt des Güssinger Schloßberges ident.

Die vulkanoklastischen Körner zeigen hyalopilitisches Gefüge von meist grünlicher Farbe, auch blassbraunes Gesteinsglas, das unterschiedlich stark opaziert oder montmorillonisiert ist. Klaster blasiger Basalte sind seltener. Weitere Lithoklasten bestehen aus Aktinolith-Epidot-Quarzschiefer, glimmerigem Quarzit, Kalkstein, Mergel, Siltstein und Sandstein. An hypidiomorphen Einsprenglingen finden sich Augit, sehr wenige braune Amphibole und noch weniger Plagioklas. An Kristallklaster konnten beobachtet werden: viel Quarz, Muskowit, Serizit und brauner Amphibol, weniger häufig Augit und nur sporadisch Granat, Spinell und Epidot. Das Bindemittel besteht überwiegend aus Tonmineralien, die als Zersetzungsprodukt vulkanischen Glases erachtet werden.

- **Beschreibung**
Der Basalttuffit von Tobaj hat vermutlich ein pliozänes Alter, doch fehlen bisher für dieses Vorkommen wie für Güssing und Limbach radiometrische Datierungen.
- **Weiterführende Literatur:**
K. BALOGH et al. (1994); J. TAUCHER & Ch. HOLLENER (1993).

Güssing – Burgberg

50

- **Geschichte**
Die Burg wurde im 12. Jahrhundert gegründet und im 16. und 17. Jhdt. zur Festung ausgebaut. Seit 1778 Verfall, Restaurierung im Gange.
- **Beschreibung**
Rund 100 m über die Umgebung aufragender Vulkankegel. Ein Rundweg führt vom Pkw-Parkplatz an der Basis der Festungsmauern um die Burg mit eindrucksvollen Aufschlüssen aus grobkörnigem Basalttuffit mit Lapillis. Man beachte das Einfallen der Aschenlagen.
- **Weiterführende Literatur:**
K. BALOGH et al. (1994).



Abbildung 96.
Burgberg von Güssing (Basalttuffite).

Bibliographie

Geologische Karten und Erläuterungen

- BRIX, F. & PASCHER, G. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 77 Eisenstadt. – Geol. B.-A., Wien.
- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt. – Geol. B.-A., Wien.
- BRIX, F. & PLÖCHINGER, B. (1988): Erläuterungen zu Blatt 76 Wiener Neustadt. – 85 S., Geol. B.-A., Wien.
- FERENC, K., HERRMANN, P. & PAHR, A. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 138 Rechnitz. – Geol. B.-A., Wien.
- FUCHS, G. & SCHNABEL, W. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 106 Aspang Markt. – Geol. B.-A., Wien.
- FUCHS, W. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 60 Bruck an der Leitha. – Geol. B.-A., Wien.
- FUCHS, W. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 61 Hainburg an der Donau – 62 Pressburg. – Geol. B.-A., Wien.
- FUCHS, W. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 79 Neusiedl am See – 80 Ungarisch Altenburg – 109 Pamhagen. – Geol. B.-A., Wien.
- HERRMANN, P. (1980): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 139 Lutzmannsburg. – Geol. B.-A., Wien.
- HERRMANN, P. (1981): Erläuterungen zu Blatt 139 Lutzmannsburg. – 23 S., Geol. B.-A., Wien.
- HERRMANN, P. & PAHR, A. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 137 Oberwart. – Geol. B.-A., Wien.
- HERRMANN, P. & PAHR, A. (1988): Erläuterungen zu Blatt 138 Rechnitz. – 40 S., Geol. B.-A., Wien.
- HERRMANN, P., FELLNER, D. & SCHÖNLAUB, H.P. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 167 Güssing. – Geol. B.-A., Wien.
- HERRMANN, P., PASCHER, G. & PISTOTNIK, J. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 78 Rust. – Geol. B.-A., Wien.
- PAHR, A. (1984): Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart. – 47 S., Geol. B.-A., Wien.
- SAUERZOPF, F. (1985): Die geologische Karte Blatt 137 Oberwart. – Wiss. Arb. Burgenland, 71, 271–274, Eisenstadt.
- SAUERZOPF, F. (1998): Notizen zum Blatt 167 Güssing der geologischen Karte 1 : 50.000 der Republik Österreich. – Wiss. Arb. Burgenland, 100, 71–73, Eisenstadt.

Geologische Exkursionsführer

- KOLLER, F. (Red.) (1990): Exkursionsführer Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Bernstein. – Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer 13, 149 S., Wien.
- KOLLER, F. & WIESENER, H. (1981): Gesteinsserien und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Oststeiermark (DMG-ÖMG-Tagung 1981, Exkursion E 9). – Fortschr. Miner., 59, Beih. 2, 167–178, Stuttgart.
- KOLLMANN, W.F.H. & PASCHER, G. (1997): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Motto „Wasser“ und Vorstellung der Geologischen Gebietskarte 1 : 200.000 (Burg Schlaining, 27.–30. Oktober 1997). – 154 S., Geol. B.-A., Wien.
- NEUBAUER, F. (Hrsg.) (1992): ALCAPA Field Guide: The Eastern Central Alps of Austria (June 27 – July 6, 1992). – 245 S., Geol. Inst. Univ. Graz.
- PAHR, A. & KOLLER, F. (1998): Penninic Window of Rechnitz. – Carpathian-Balkan-Geological Association, XVI. Congress, Field Trip Pre 3, 29th August 1998. – 13 S., Wien.
- PASCHER, G. (1989): Das Neogen der Mattersburger Bucht (Burgenland): Exkursion zum 75. Todestag von E. Suess am 29. April 1989. – Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., 11, 37 S., Wien.
- PILLER, W.E. (1993): Facial Development and coralline algae in the Vienna Basin and the Eisenstadt Basin (Miocene). – In: HÖFLING, R., MOUSSAVIAN, E. & PILLER, W.E. (ed.) (1993): Facial development of algal bearing carbonate sequences in the Eastern Alps. – Field Trip Guidebook, Int. Symp. Munich – Vienna, 29th August – 5th September 1993, B 7, 24 S., Munich – Vienna.
- PILLER, W.E. (1997): The Neogen of the Vienna Basin. – In: KOLLMANN, H.A. & HUBMANN, B. (1997): Second European Palaeontological Congress (EPA-1997): Climates: Past, Present and Future, Excursion Guide, 90–111, Vienna – Graz.
- PILLER, W.E. & VÁVRA, N. (1991): Das Tertiär im Wiener und Eisenstädter Becken. – In: ROETZEL, R. & NAGEL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs, 169–216, Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- PILLER, W.E., DECKER, K. & HAAS, M. (1996): Sedimentologie und Beckendynamik des Wiener Beckens (Exkursion A1), 11. Sedimentologentreffen Wien. – Ber. Geol. B.-A., 33, 41 S., Wien.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria, Wandertagung 14.–18. Sept. 1992, Excursion I. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 85, 100–137, Wien.
- SCHAREK, P. (ed) (1997): DANREG Programme Excursion Guide (May 28–30, 1997). – 56 S., MAFI Budapest.
- STEININGER, F. & VÁVRA, N. (1983): Internat. Bryozoology Association, Sixth Int. Conference, Univ. Vienna. – Paleontological Field Meeting (12–15 July 1983), 49 S., Vienna.
- WESSELY, G. (1994): Shallow Tethys 4. – Excursion into the Vienna Basin (6 and 7 September 1994). – In: KRISTAN-TOLLMANN, E. (Red.) (1994): Shallow Tethys 4, Guidebook for Field Excursions No. 1–5, 98–129, Albrechtsberg.

Literatur

- ARIC, K. (1981): Deutung krustenseismischer und seismologischer Ergebnisse im Zusammenhang mit der Tektonik des Alpenostrandes. – Sitz. Ber. Österr. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt.1, 190, 8–10 Heft, Wien.
- BACHMAYER, F. (1952): Fossile Libellenlarven aus miozänen Süßwasserablagerungen. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., 161, 135–140, Wien.
- BACHMAYER, F. (1964): Fossile Vogelfedern aus den jungtertiären Süßwasserablagerungen von Weingraben (Burgenland, Österreich). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 67, 175–180, Wien.
- BACHMAYER, F., ROGL, F. & SEEMANN, R. (1991): Geologie und Sedimentologie der Fundstelle miozäner Insekten in Weingraben (Burgenland, Österreich). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): Jub.-Schr. 20 J. Geol. Zusammenarb. Österr.-Ung., Teil 1, 53–70, Wien (Geol. B.-A.).
- BACHMAYER, F. & ZAPFE, H. (1969): Die Fauna der altplozänen Höhlen- und Spaltenfüllungen bei Kohfidisch, Burgenland (Österreich). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 73, 123–139, Wien.
- BALOGH, K., EBNER, F. & RAVASZ, C. (1994): K/Ar-Alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlandes. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Red.): Jub.-Schr. 20 J. Geol. Zusammenarb. Österr.-Ung., Teil 2, 55–72, Wien (Geol. B.-A.).
- BARB, A.A. (1937): Spuren alter Eisengewinnung im heutigen Burgenland. – WPZ, XXIV, 113–157, Wien.
- BELLWOOD, D.R. & SCHULTZ, O. (1991): A Review of the Fossil Record of the Parrotfishes (Labroidei: Scaridae) with a Description of a New *Calotomus* Species from the Middle Miocene (Badenian) of Austria. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 92A, 55–71, Wien.
- BERGER, W. (1952): Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Draßmarkt (Mittelburgenland). – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., 161, 93–101, Wien.
- BERGER, W. (1953): Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Draßmarkt (Mittelburgenland) II. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., 162, 17–24, Wien.
- BERGMANN, H. et al. (1996): Abflußkomponenten und Speichereigenschaften, Konzeptionen und Auswertemethoden. – Österr. Wasser- u. Abfallwirtschaft, (1/2), Jg. 48, 27–45, Wien – New York (Springer).
- BEV (1991): Recent crustal movements in Austria. Karte 1 : 2.000.000. – Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien.
- BRIX, F. & PASCHER, G. (1994): Blatt 77 Eisenstadt. – Geol. Kt. Republ. Österr. 1 : 50.000, Wien (Geol. B.-A.).
- BRIX, F. & PLOCHINGER, B. (1988): Erläuterungen zu Blatt 76 Wiener Neustadt. – Geol. Kt. Republ. Österr. 1 : 50.000, 1–85, Wien (Geol. B.-A.).
- BRÜGGEMANN, H. (1989): Abgrenzung geeigneter Kiesabgabebiete im Bereich der Parndorfer Platte (Rohstoffversorgung Ostautobahn). – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-015/89, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 07204-R, Wien.
- BUDA, G. (1981): Zur Geologie des Neogens der Friedberg-Pinkfelder Bucht zwischen Pinkafeld und Oberschützens (Bgl.). – Wiss. Arb. Burgenl., 63, 3–34, Eisenstadt.
- BUNDESMINISTERIUM für Land- und Forstwirtschaft/Wasserwirtschaftskataster (1983): Burgenland: Wasserwirtschaftlich relevante Schutzmaßnahmen und Widmungen: Text- und Kartenteil: Stand 1983. – In: Wasserwirtschaft Wasservorsorge Wasserwirtschaftskataster: Teil II: Wasserwirtschaftlicher Bestand, IV, 25 S., Wien.
- CZJZEK, J. (1851): Kohlenablagerungen bei Zillingdorf und Neufeld. – Jb. k.k. geol. Reichsanst., 2(4), 47–51, Wien.
- DECKER, K. & PERESSON, H. (1996): Rollover and hangingwall collapse during Sarmatian-Pannonian syndensidimentary extension in the Eisenstadt Basin. PANCARDI workshop 1996 'Dynamics of the Pannonian-Carpathian-Dinaride System. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 41, 45–52, Wien.
- DÖPPES, D. & RABEDER, G. (1997): Windener Bärenhöhle. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 10, Wien.
- DRAGANITS, E. (1996): Kristallingeologische Neubearbeitung des südlichen Odenburger Gebirges, Burgenland (Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Wien, Formal- u. Naturwiss. Fak., 1–151, Wien.
- 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.): Jub.-Schr. 20 J. Geol. Zusammenarb. Österr.-Ung., Teil 1, 71–92, Wien (Geol. B.-A.).
- DRIMMEL, J. (1980): Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 506–527, Wien (Springer).
- DULLO, W.-C. (1983): Fossildiagenese im miozänen Leithakalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. – Facies, 8, 1–112, Erlangen.
- EBNER, F. (1978): Der paläozoische Untergrund in der Bohrung Waltersdorf 1 (S Hartberg, Oststeiermark). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 68, 5–11, Wien.
- EBNER, F. (1988): Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). – Jb. Geol. B.-A., 131, 563–573, Wien.
- EBNER, F., KOVÁCS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Das klassische Karbon in Österreich – ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): Jub.-Schr. 20 J. Geol. Zusammenarb. Österr.-Ung., Teil 1, 263–294, Wien (Geol. B.-A.).
- EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, 49, 96 S., Graz.
- ERICH, A. (1953): Die Grauwackenzone von Bernstein. – Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien.
- ERICH, A. (1960): Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland, Niederösterreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, 53–70, Wien.
- ERICH, A. (1966): Zur weiteren Kennzeichnung der Grünschiefer in der Bernsteiner Zone der Rechnitzer Serie. – Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 11, 93–120, Wien.
- EVREN, I. (1972): Die Serpentinesteine von Bernstein und Steinbach (Bgl.). – Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 17, 102–122, Wien.
- FAUPL, P. (1970): Zur Geologie des NW-Abschnitts des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 27–70, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1980): Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, 25–36, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1988): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – In: A. KRÖLL, H. W. FLÜGEL, W. SEIBERL, F. WEBER, G. WALACH & D. ZYCH: Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, 1–49, Wien (Geol. B.-A.).
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark. – Geol. Österr. Bundesl. kurzgef. Einzeldarst., Erl. Geol. Kt. Steiermark 1 : 200.000, 1–127, Wien.
- FRANK, W. in KOLLER, F. (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. – Jb. Geol. B.-A., 128, 83–150, Wien.

- FRASL, G. (1961): Zur Petrographie der Sedimente des Seewinkels. – Mitt. Österr. Bodenkd. Ges., 6, 62–67, Wien.
- FRIEBE, J.G. (1994): Gemischt siliziklastisch-karbonatische Abfolgen aus dem Oberen Sarmatium (Mittleres Miozän) des Steirischen Beckens. – Jb. Geol. B.-A., 137, 245–274, Wien.
- FRIEDL, H. (1983): Ein Vergleich der eiszeitlichen Terrassen und ihrer Böden an der Pinka im südlichen Burgenland. – Bundesanst. f. Bodewirtsch. (Red. A. KRABICHLER), 257–261, Wien.
- FRIEDL, H. (1987): Kartierungsbereich Jennersdorf, Burgenland 1 : 25.000. – Bundesanst. f. Bodewirtsch., Erläuterungen zur Bodenkarte 1 : 25.000, 1–194, Wien.
- FUCHS, R. & SCHREIBER, O. (1985): Das Pannonien im östlichen Burgenland (Seewinkel). – In: PAPP, A. (Red.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, Bd. VII, M6 Pannonien (Slavonien und Serbien), 68–72, Budapest (Akad. Kiadó).
- FUCHS, Th. (1884): Ueber den marinen Tegel von Walbersdorf mit *Pecten denudatus*. – Verh. Geol. Reichsanst., 1884, 373–378, Wien.
- FUCHS, W. (1965): Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). – Jb. Geol. B.-A., 108, 155–194, Wien.
- FUCHS, W. (1974): Bericht über Exkursionen in die Oststeiermark, in das südliche Burgenland und nach Westungarn zur Klärung der Herkunft der Seewinkelschotter. – Verh. Geol. B.-A., 1974, A 118–A 121, Wien.
- FUCHS, W. (1980): Das inneralpine Tertiär. – In: OBERHAUSER, R. (Red.), Der Geologische Aufbau Österreichs, 452–483, Wien – New York (Springer).
- FUCHS, W. (1980): Das Werden der Landschaftsräume seit dem Oberpliozän. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 484–504, Wien – New York (Springer).
- FUCHS, W. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 79 Neusiedl am See – 80 Ungarisch-Altenburg – 109 Pamhagen. – Wien (Geol. B.-A.).
- FUCHS, W. & GRILL, R. (1984): Geologische Karte von Wien und Umgebung 1 : 200.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- FUCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl und Kohle, 12/8, 605–613, Hamburg.
- GOLDBRUNNER, J. & BOCHZELT, B. (1998): Erschließungen von Thermal- und Mineralwässern im Burgenland im Zeitraum 1988 bis 1996. – Wiss. Arbeiten Burgenl., 100, 9–19, Eisenstadt.
- GÖTZINGER, M. (1982): Vermiculit aus dem Serpentin von Steinbach im Burgenland. – Arch. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 1, 43–45, Wien.
- GRATZER, R. (1985): Vergleichende Untersuchungen an Metabasiten im Raum Hannersdorf, Burgenland. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 194, Wien.
- GROSS, M. (in Vorb.): Beitrag zur Lithostratigraphie des Oststeirischen Beckens (Neogen/Pannonium).
- GRUBER, O. (1980): Der geplante Braunkohlenabbau im Pinkatal – eine gesamtgeographische Betrachtung. – Geogr. Jb. Burgenl., 1980, 7–96, Neusiedl.
- GRÜNTAL, G. (1998): European Macro seismic Scale 1998 (EMS-98). – Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Volume 15, Luxembourg.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K. (1987): Tectonic block models based on the seismicity in the East Alpine-Carpathian and Pannonian area. – In: H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 309–324, Wien (Deuticke).
- HAAS, M. (1983): Untersuchungen zur Granulometrie, Morphometrie und der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung von Quarzsanden im Burgenland, Bereich Hornstein/Wimpassing (Stoffbestand von Quarzsanden im Burgenland). – Unveröff. Bericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt, Bibl. Geol. B.-A., 43 (161) S., Wien.
- HAAS, M. (1996): Sedimentpetrologie und Environmentalanalyse der neogenen Sedimentabfolgen am Westabhang des Leithagebirges (Hornstein/Wimpassing, Bgl., Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 39/40, 81–118, Wien.
- HACKER, P. & KOLLMANN, W. (1981): Isotopenhydrologische und hydrochemische Untersuchungen im südlichen Burgenland, Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 74/75, 245–263, Wien.
- HAHNENKAMP, H. (1986): Die Burgenländische Industrie 1. Teil – Ihre Entwicklung bis zum 1. Weltkrieg. – Kammer der Gewerbl. Wirtschaft f. d. Burgenland (Hrsg.), Österr. Wirtschaftsverlag, 187 S., Eisenstadt.
- HAHNENKAMP, H. (1994): Die Burgenländische Industrie 2. Teil (1885–1921). – H. HAHNENKAMP (Hrsg.), 478 S., Eisenstadt – Großpetersdorf.
- HARY, N. & KNOLL, T. (1987): Schottergewinnung, Rekultivierung und Folgenutzung von Schottergruben im südlichen Lafnitztal. – Raumplanung Burgenland, 1987/1, 109 S., Eisenstadt.
- HECKENAST, G. (1967): Eisenverhüttung im Burgenland und Westungarn im 10. bis 13. Jahrhundert. – Burgenl. Heimatbl., 29/2, 55–65, Eisenstadt.
- HEINRICH, M. (1995a): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches – Niederösterreich, Wien und Burgenland. – Ber. Geol. B.-A., 29, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ULG-026/88–90, IV + 28 S., Wien.
- HEINRICH, M. (1995b): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches – Zusammenfassung. – Ber. Geol. B.-A., 31, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ULG-026/88–90, IV + 24 S., Wien.
- HEINRICH, M., BRÜCKL, P., GAMERITH, W., KOLLMANN, W., SEREN, S. & STADLER, H. (1987): Detailerkundung der Schottervorkommen im Unteren Lafnitztal. – Ber. Geol. B.-A., 8, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt BA-014a/86, 57 S., Wien.
- HEINRICH, M., GAMERITH, W. & KOLLMANN, W. (1987): Geologische Bundesanstalt/FA Rohstoffgeologie: Detailerkundung der Schottervorkommen im Unteren Lafnitztal: Projekt BA 14a/86. Projektendbericht. – Ber. Geol. B.-A., 8, 57 S., Wien.
- HEINRICH, M. (1997): Geologischer Überblick zur Erkundung mittelfristig nutzbarer Schottervorkommen im unteren Lafnitztal, Burgenland. – Biol. Forschungsinst. Burgenland Ber., 62, 29–34, Illmitz.
- HEINZ-ARVAND, M. (1983): Hydrogeologische Untersuchungen im südlichen Burgenland (Pinka-, Raab-, Lafnitztal). – Verh. Geol. B.-A., 1982/3, 179–195, Wien.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A., KÖHAZY, R. & SEIBERL, W. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Burgenland. – Projektber. BC-2d/84, 38 S., Geol. B.-A., Wien.
- HERITSCH, H. (1965): Der Natrium-Amphibol aus dem Glasbachgraben bei Schlaining, Burgenland. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 10, 209–217, Wien.
- HERRMANN, P. (1973): Geologie der Umgebung des östlichen Leithagebirges (Burgenland). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, 165–189, Wien.
- HERRMANN, P. (1981): Erläuterungen zu Blatt 139 Lutzmannsburg, mit Beiträgen von Walter KOLLMANN (Hydrogeologie) und Franz NOBILIS (Klimatologie). – 23 S., Geol. B.-A., Wien.

- HERRMANN, P. (1984): Tertiär. – In: PAHR, A.: Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart, Geol. Kt. Rep. Österr. 1 : 50.000, 19–26, Wien (Geol. B.-A.).
- HERRMANN, P., FELLNER, D. & SCHÖNLAUB, H.P. (1993): Blatt 167 Güssing. – Geol. Kt. Rep. Österr. 1 : 50 000, Wien (Geol. B.-A.).
- HERRMANN, P. & PAHR, A. (1988): Erläuterungen zu Blatt 138 Rechnitz. – 40 S., Geol. B.-A., Wien.
- HIESSLEITNER, G. (1947): Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. – Jb. Geol. B.-A., 97, 1–93, Wien.
- HINTERLECHNER, K. (1917): Über die alpinen Antimonitvorkommen Maltern (N.O), Schlaining (Ungarn) und Trojane (Krain). – Jb. Geol. R.-A., 67, 341–404, Wien.
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. – Chemical Geology, 77, 209–227.
- HOERNES, R. (1890): Versteinerungen aus dem miocänen Tegel von Walbersdorf. – Verh. k. k. Geol. Reichsanst., 1890, 129–131, Wien.
- HOFFER, E., SCHÖNVISZKY, L. & WALACH, G. (1990): Geomagnetic investigations in the Austrian-Hungarian border zone: the Kőszeg-Rechnitz Mts. Area. – Geofiz. Közlemenyek, 36, 67–80, Budapest.
- HOFFMANN, K. (1877): Geologische Detailaufnahme in dem nordwestlichen Theile des Eisenburger Comitates (Vortragsbericht). – Verh. Geol. R.-A., 14–23, Wien.
- HOFMANN, T. (1999): Geotope in Österreich: Heutige Situation und Chancen für die Zukunft. – Geol. Insubr, 4/1, 87–90, Lugano.
- HÖGGERL, N. (1989): Rezente Höhenänderungen in Österreich abgeleitet aus Präzisionsnivellement-Messungen. – In: H. LICHTENEGGER, P. STEINHAUSER & H. SUNKEL (Hrsg.): Tagungsbericht 5. Int. Alpengravimetrie-Kolloquium Graz 1989, Österr. Beitr. Meteor. Geophys., 2, 161–173, Wien.
- HOLZER, H. (1960): Die Vorkommen von Erzen, Steinen und Erden im Burgenland. – Burgenl. Heimatbl., 22/4, 161–166, Eisenstadt.
- JANOSCHEK, R. (1931): Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär (Mittleres Burgenland). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 24, 38–133, Wien.
- JUGOVICS, L. (1916): Die am Fusse der östlichen Endigung der Alpen und im Kleinen Ungarischen Alföld/Tiefeland im Komitate Vas auftauchenden Basalte und Basalttuffe. – Jber. Königl. Ung. Geol. Reichsanst., 1915, 51–79, Budapest.
- JUGOVICS, L. (1939): Die Basalte des Pauliberger im Burgenland (Gau Niederdonau). – Chemie der Erde, 12, 158–207, Jena.
- KAPOUNEK, J. (1939): Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt (Burgenland). – Jb. Geol. B.-A., 88 (1938), 49–102, Wien.
- KECK, E. [Red.], CERMAK, E., MAYER, A., & STOIBER, Ch. (1998): Höhlen und Karst im Burgenland. – Wiss. Arb. Burgenl., 99, 150 S., Eisenstadt.
- KIESLINGER, A. (1955): Rezente Bewegungen am Ostrande des Wiener Beckens. – Geol. Rdschau, 43, 178–181, Stuttgart.
- KOLLER, F. (1978): Die Bildung des Alkalamphibols in Metagabbros der Bernstein-Rechnitzer Schieferinsel, Penninikum. – Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 25, 107–116, Wien.
- KOLLER, F. (1980): Vorläufige Untersuchungsergebnisse an Metagabbros des Penninikums am Alpenostrande. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1980, 58–62, Wien.
- KOLLER, F. (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrande. – Jb. Geol. B.-A., 128, 83–150, Wien.
- KOLLER, F. (Red.) (1990): Exkursionsführer Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Bernstein. – Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer 13, 149 S., Wien.
- KOLLER, F. & HÖCK, V. (1990): Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps. – Proceedings of Symposium Troodos, 87.
- KOLLER, F. & PAHR, A. (1990): Exkursion A1. – In: F. KOLLER (Red.): Wandertagung 1990 d. Österr. Geol. Ges. in Bernstein, 79–90. – Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer 13, 149 S., Wien.
- KOLLER, F. & RICHTER, W. (1980): Rodingites in Ultramafic Rocks of the Eastern Alps. – Ofioliti, 5, 73–78.
- KOLLER, F. & RICHTER, W. (1981): Der Metarodingit von Steinbach im Burgenland. – Fortschr. Miner., 59, Beih. 1, 97–98.
- KOLLER, F. & WIESENER, H. (1981): Gesteinsserien und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Oststeiermark (DMG-ÖMG-Tagung 1981, Exkursion E 9). – Fortschr. Miner., 59, Beih. 2, 167–178, Stuttgart.
- KOLLMANN, K. (1960): Cytherideinae und Schulerideinae n. subfam. (Ostracoda) aus dem Neogen des östlichen Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 51 (1958), 89–195, Wien.
- KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57/2, 479–632, Wien.
- KOLLMANN, W. (1977): Bericht 1976 über hydrogeologische Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 191 Kirchbach in Steiermark und 193 Jennersdorf. – Verh. Geol. B.-A., A153, Wien.
- KOLLMANN, W. (1980): Bericht 1979 über hydrogeologische Untersuchungen auf Blatt 193 Jennersdorf. – Verh. Geol. B.-A., A129, Wien.
- KOLLMANN, W. (1981): Bericht 1980 über hydrogeologische Untersuchungen auf den Blättern 136 Hartberg, 167 Güssing, 168 Eberau und 193 Jennersdorf. – Verh. Geol. B.-A., A133–A135, Wien.
- KOLLMANN, W. (1982): Bericht 1981 über hydrogeologische Untersuchungen auf den Blättern 136 Hartberg, 137 Oberwart, 138 Rechnitz, 167 Güssing, 168 Eberau und 193 Jennersdorf. – Verh. Geol. B.-A., A103–A104, Wien.
- KOLLMANN, W. (1987): Geohydrologische Untersuchung zur Beurteilung der Wasserhöflichkeit im südlichen Burgenland 1978–1984: Abschlußbericht. – In: Wasserhöflichkeit für die Bezirke Oberwart, Güssing, Jennersdorf, Wiss. Arb. Burgenland, Burgenländ. Landesmus., 55 S.; Ber. Geol. B.-A., 7, Wien, Eisenstadt.
- KOLLMANN, W.F.H. (1999): Mineral Waters – Key to Health and advanced Cultures? – GeoMedicine Seminar, Geol. Survey of Austria, Proceed., 10–19, Wien.
- KÖROSSY, L. (1968): Entwicklungsgeschichte und paläogeographische Grundzüge des ungarischen Unterpanons. – Acta Geol. Acad. Scient. Hung., 12, 199–217, Budapest.
- KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Karten mit Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. – Geologische Themenkarten der Republik Österreich 1 : 200.000, 49 S., Wien (Geol. B.-A.).
- KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIRICEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D. (1993): Karten mit Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete. – Geologische Themenkarten der Republik Österreich, 1 : 200.000, 22 S., Wien (Geol. B.-A.).
- KÜMEL, F. (1935): Die Siegrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (N.O. und Bgld.). – Miner. Petr. Mitt., 47, 141–184.
- KÜMEL, F. (1936): Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland. – Jb. Geol. B.-A., 86, 203–235, Wien.
- KÜMEL, F. (1957): Der Süßwasseropal der Csatherberge im Burgenland. – Jb. Geol. B.-A., 100, 1–66, Wien.

- KÜPPER, H. (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreuz 1 : 50.000. Erster Teil. – 1–58, Wien (Geol. B.-A.).
- KURZWEIL, H. & GIER, S. (1993): Untersuchungen zur Granulometrie, Morphometrie und der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung von Quarzsanden im Burgenland (Stoffbestand von Quarzsanden im Burgenland). – Unveröff. Bericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt BA-016/89–91, Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 10094–R, 168 S., Wien.
- LANDESAMTSBLATT für das Burgenland (1992): Anerkennung des Stoober Tons „Fangopol“ als Heilpeloid. – Zahl: X-3035/2–1992, Amt der Burgenländischen Landesregierung, 62. Jg., 21. Stück, Eisenstadt 22. Mai 1992.
- LECHNER, K. (1957): Kristallines Grundgebirge. – In: H. KÜPPER (Red.): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg – Deutschkreuz, 9–26. – Geol. B.-A., Wien.
- LENHARDT, W.A. (2000): Herdmechanismen von Erdbeben in Österreich. – In Bearbeitung.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G. (2000): Erhebung des Mineralrohstoff- und Grundwasserpentials der Parndorfer Platte im Bereich Parndorf – Neusiedl – Zurndorf – Potzneusiedl. – Bund-/Bundesländer-Rohstoffprojekt, Geol. B.-A., in Bearb., Wien.
- LIEBSCHE, K. (1921): Die Kohle- und Erzvorkommen im Bezirk Oberwarth (Burgenland). – Mont. Rdsch., 13, 373–375.
- LIEBSCHE, K. (1925): Der Braunkohlenbergbau von Tauschen. – Mont. Rdsch., 7, 223–226.
- LOBITZER, H., KODINA, L.A., SOLT, G., SCHWAIGHOFER, B. & SURENIAN, R. (1988): Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch reicher Gesteine – ein Zwischenbericht. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 15, 85–107, Innsbruck.
- LOOK, E.-R. [Red.] (1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland. Leitfaden der Geologischen Dienste der Länder der Bundesrepublik Deutschland. – Angewandte Landschaftsökologie, 9, 105 S., Appendix 1–4, Bonn – Bad Godesberg.
- LOWY, K. (1927/28): Die mineralogischen Vorkommnisse im Burgenland und ihre Verwertung. I. Das südliche Burgenland. – Mitt. burgenl. Heimatschutzverein, Jg. I und II, 64–75, Eisenstadt.
- LOWY, K. (1927/28): Die Mineralogischen Vorkommnisse im Burgenland und ihre Verwertung. I. Das südliche Burgenland, Fortsetzung. – Mitt. burgenl. Heimatschutzverein, Jg. V., 87–90, Eisenstadt.
- LUEGER, J.P. (1977): Der Fölligshotter – Ablagerung eines mittelpannonischen Flusses aus dem Leithagebirge im Burgenland. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, 1–10, Wien.
- LUEGER, J.P. (1980): Die Molluskenfauna aus dem Pannon (Obermiozän) des Fölligberges (Eisenstädter Bucht) im Burgenland (Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 73, 95–134, Wien.
- LUKAS, W. (1970): Zur Genese der Antimonitlagerstätte Schläining (Burgenland). – Tscherm. Miner. Petr. Mitt., F3, 14, 87–101, Wien – New York.
- MAHEL, M. (1951): Island character of Klippen Belt: Vahicum – continuation of southern Penninicum in Westcarpathians. – Geol. Zbornik, 32/3, 293–305, Bratislava.
- MALECKI, G., HEINRICH, M., KOLLMANN, W. & SCHÄFFER, G. (1987): Rohstoffpotential Rechnitzer Schieferinsel und Vorland. – Ber. Geol. B.-A., 11, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-C-006a/84, 209 S., Wien.
- MAROSI, J. (1990): Die Nitratsituation im Burgenland. – Gas – Wasser – Wärme, 9/44, 35 S., Wien.
- MÁRTON, E., MAURITSCH, H.-J. & PAHR, A. (1987): Paläomagnetische Untersuchungen in der Rechnitzer Fenstergruppe. – Mitt. Österr. Geol. Ges. Wien, 80, 185–205, Wien.
- MAUCHER, H. & HOLL, R. (1968): Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersfeststellung der Antimonitlagerstätte von Schläining im Burgenland, Österreich. – Miner. Deposita, 3, 272–285.
- MAYRHOFER, R.J. & HAMPL, F. (1958): Frühgeschichtliche Bauernrennfeuer im südöstlichen Niederösterreich. – Arch. Austr., Beiheft 2.
- MILOTA, Ch. (1983): Die Siegrabener Deckscholle im südlichen Rosaliengebirge (Niederösterreich/Burgenland). – Unveröff. Vorarbeit, Geol. Inst. Univ. Wien; Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv A-07284–R, Wien.
- MOHR, H. (1910): Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Oe.). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, 104–213, Wien.
- MOHR, H. (1914): Geologie der Wechselbahn (insbesondere des großen Hartbergtunnels). – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 82, 321–379, Wien.
- MOSHAMMER, B. (1999): Vorkommen von hochreinen und weißen Karbonatgesteinen in Österreich. – Ber. Geol. B.-A., 48, 32 S., Wien.
- MOSTAFAVI, M. (1978): Die Neogenentwicklung am Nordrand des Oberpullendorfer Beckens (Burgenland). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 111–143, Wien.
- MOSTLER, H. & PAHR, A. (1981): Triasfossilien im „Čáker Konglomerat“ von Goberling. – Verh. Geol. B.-A., 1981, 83–91, Wien.
- MÜLLER, C. (1974): Nannoplankton aus dem Mittel-Miozän von Walbersdorf (Burgenland). – Senckenbergiana lethaea, 55 (1/5), 389–405, Frankfurt/Main.
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. – Neues Jb. Mineralogie, 148–163, Stuttgart.
- NACHTNEBEL, H.P. & HOLZMANN, H. (1993): Regionale Grundwasserneubildung im Marchfeld. – Archiv f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 14, 93–101, Wien.
- NEBERT, K. (1979): Die Lignitvorkommen Südburgenlands. – Jb. Geol. B.-A., 122, 143–180, Wien.
- NEBERT, K. (1980): Die Lignitvorkommen des Burgenlandes. – Unveröff. Bericht, Graz.
- NEBERT, K. (1985): Kohlengeologische Erkundung des Neogens entlang des Ostrand der Zentralalpen. – Arch. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 6, 23–77, Wien.
- NEBERT, K., GEUTEBRÜCK, E. & TRAUSSNIGG, H. (1980): Zur Geologie der neogenen Lignitvorkommen entlang des Nordostsporns der Zentralalpen (Mittelburgenland). – Jb. Geol. B.-A., 123, 39–112, Wien.
- NOBLIS, F. (1980): Klimatologische Beschreibung zu den Kartenblättern. – Unpubl. Ber. zu Proj. BA 5/a/F, FA Hydrogeol., Geol. B.-A., Wien.
- OHRENBERGER, A.J. (1962): Archäologisches zu den Quellen in Bad Tatzmannsdorf, B.H. Oberwart. – Burgenl. Heimatbl., 24, 176–186, Eisenstadt.
- PAHR, A. (1977): Ein neuer Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1977, Wien.
- PAHR, A. (1983): Das Burgenland – geologisches Grenzland zwischen Ostalpen, Karpaten und Pannonischem Becken. – Geogr. Jb. Burgenland, 7, Neusiedl/See.
- PAHR, A. (1991): Ein Diskussionsbeitrag zur Tektonik des Raumes Alpenostende – Kleine Karpaten – Pannonisches Becken. – In: Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1, 297–305, Wien (Geol. B.-A.).
- PAHR, A. (1998): Zur Tektonik des Raumes Alpenostende – Karpaten – Pannonisches Becken. – In: Zur Landeskunde des Burgenlandes, Festschrift Hanns Schmid, Wissenschaftl. Arbeiten aus dem Burgenland, H. WAB 100, Eisenstadt.
- PAHR, A., KOLLER, F., SCHÖNLAUB, H.-P. & GRATZER, R. (1990): Exkursion A.- Exkursionsführer Wandertagung 1990 der Österr. Geol. Ges. in Bernstein, 92–110. – Österr. Geol. Ges., Wien.

- PAINTNER, H. (1927): Morphologie des südlichen Burgenlandes. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 141 S., Wien.
- PAPP, A. (1939): Untersuchungen an der sarmatischen Fauna von Wiesen. – Jb. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 89, 315–355, Wien.
- PAPP, A. (1951): Das Pannon des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 39–41 (1946–1948), 99–193, Wien.
- PAPP, A. (1954): Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Ges., 45, 1–112, Wien.
- PAPP, A. (1956): Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. – Mitt. Geol. Ges., 47 (1954), 35–98, Wien.
- PAPP, A. (1958a): Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 50 (1957), 251–270, Wien.
- PAPP, A. (1958b): Morphologisch-genetische Studien an Mollusken des Sarmats von Wiesen (Burgenland). – Wiss. Arb. Burgenl., 22, 1–39, Eisenstadt.
- PAPP, A. (1974): 4. Faziostatotypus: Wiesen D II. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENES, J.: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, Bd. IV, M5 Sarmatien, Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus, 176–182, Bratislava (VEDA Verl. Slowak. Akad. Wiss.).
- PASCHER, G. (1991): Das Neogen der Mattersburger Bucht (Burgenland). – In: H. LOBITZER & G. CSÁSZÁR (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1, 35–52, Wien (Geol. B.-A.).
- PILLER, W.E. (1993): Facies development and coralline algae in the Vienna and Eisenstadt Basins (Miocene). – In: HÖFLING, R., MOUSSAVIAN, E. & PILLER, W.E. (eds.): Facial development of algae-bearing carbonate sequences in the Eastern Alps. Field Trip Guidebook. – B7, 1–24, München.
- PILLER, W.E. & VÁVRA, N. (1991): Das Tertiär im Wiener und Eisenstädter Becken, 169–216. – In: ROETZEL, R. & NAGEL, D. (Hrsg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs, 216 S., Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- PILLER, W.E., KLEEMANN, E. & STEININGER, F. (1992): Stop No. 1/3. – In: SAUER, R. et al.: Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 85, 112–118, Wien.
- PILLER, W.E., DECKER, K., & HAAS, M. (1996): Sedimentologie und Beckendynamik des Wiener Beckens (Exkursion A 1), 11. Sedimentologentreffen Wien. – Ber. Geol. B.-A., 33, 41 S., Wien.
- PIRKL, H.R., BUDA, G., LIEBERMANN, H., SURENIAN, R., ZIMMER, W. & SCHMID, H. (1981): Erfassung und Beurteilung von Lockersedimenten des Burgenlandes <Lockersedimente Burgenland II>. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt B-A-001/79. – Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv Nr. A 05365–R, 74 S., Wien.
- PISO, E. (1970): Zusammensetzung und Genese der Basalte des Pauliberger und von Stoob-Oberpullendorf (Burgenland). – Tscherm. Miner. Petr. Mitt. 14, 103–139, Wien.
- PISTOTNIK, J., BOROVICZENY, F., BRÜGGEMANN, H., HEINRICH, M., HERRMANN, P., SCHÄFFER, G. & VECER, B. (1989): Rohstoffpotential ausgewählter Gebiete: Raum Wien Ost und Südost. BC 10a und NC 9d. – Unveröff. Ber., 56 S., Geol. B.-A., Wien.
- PLAŠIENKA, D. (1987): Lithological, sedimentological and paleotectonic pattern of the Borinka Unit in the Little Carpathians. – Mineralia slov., 19/3, 217–230, Bratislava.
- PLAŠIENKA, D. & PUTIŠ, M. (1987): Geological Structure of the Tatricum in the Male Karpaty Mts. – Proc. Intern. Conf. Oct. 1987, S. 51, Bratislava.
- POLLAK, W. (1962): Untersuchungen über Schichtfolge, Bau und tektonische Stellung des österreichischen Anteils der Eisenberggruppe im südlichen Burgenland. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 108 S., Wien.
- POSCH, G. (1998): Steinbrüche und Indikationen auf Dolomit im Burgenland. – Unveröff. Teilbericht Proj. „Die nutzbaren Gesteine von Niederösterreich und dem Burgenland“, Amt d. Burgenl. Landesreg., 28 S., Eisenstadt.
- POSCH, E., WALACH, G. & WINTER, P. (1989): Stand und Ergebnisse der Schweremessungen in Südostösterreich. – Österr. Beitr. Met. Geophysik, 2, 139–146, Wien.
- POTT, R. (1996), Biotoptypen: schützenswerte Lebensräume Deutschlands und angrenzender Regionen. – 1–448, Stuttgart (Ulmer Verlag).
- POULTIDIS, Ch. (1981): Petrologie und Geochemie basaltischer Gesteine des steirischen Vulkanbogens in Steiermark und Burgenland. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 146 S., Wien.
- POULTIDIS, Ch. & SCHARBERT, H.G. (1986): Bericht über geochemisch-petrologische Untersuchungen an basaltischen Gesteinen des österreichischen Teils der Transdanubischen vulkanischen Region. – Anzeiger Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 123, 65–76, Wien.
- PRICKLER, H. (1960): Geschichte der Herrschaft Bernstein. – Burgenl. Forsch., 41, 83 S., Eisenstadt.
- PRICKLER, H. (1984): Der Eisenbergbau Ludwig Batthyany's zu Bocksdorf – Stegersbach – Loipersdorf (1745–ca. 1770). – Burgenl. Heimatbl., 46/2, 64–75, Eisenstadt.
- RATZ, A. (1949): Mittelalterlicher Bergbau im Südburgenland. – Burgenl. Heimatbl., 11, 13–22, Eisenstadt.
- REINECKER, J. & LENHARDT, W.A. (1999): Present-day stress field and deformation in eastern Austria. – Int. Journ. Earth Sciences, 88, 532–550, Springer Verlag.
- RICHTER, W. (1973): Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. – Tscherm. Miner. Petr. Mitt., 19, 1–50, Wien.
- RIEDMÜLLER, G. (1976): Genese und Charakteristik der Rauhacken im Pitztal. – Geol. Rdsch., 65, Berlin.
- RIEGL, B. & PILLER, W. E. (2000): Biostromal coral facies – a Miocene example from the Leitha Limestone (Austria) and its actualistic interpretation. – Palaios, Lawrence, Kansas.
- ROCHATA, C. & O. (1933): Zur Geschichte und Entwicklung des Antimonwerkes „Bergwerk“ bei Schlaining. – Burgenl. Heimatbl., 2/1, 119–131, Eisenstadt.
- ROHATSCH, A. (1997): Gesteinskunde in der Denkmalpflege unter besonderer Berücksichtigung der jungtertiären Naturwerksteine von Wien, Niederösterreich und dem Burgenland. – Habilitationsschrift BOKU Wien, VII+284 S., Wien.
- ROHATSCH, A. (in Vorb.): Die jungtertiären Bau- und Dekor-gesteine von Wien, Niederösterreich und dem Burgenland – Wien.
- ROSENBERG, H. (1928): Das Mikroasbestvorkommen von Rechnitz, Burgenland. – Berg- und Hüttenmänn. Jb., 76, 57–62.
- RÖGL, F. (1998): Paleogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). – Ann. naturhist. Mus. Wien, 99A, 279–310, Wien.
- RÖGL, F. & FRANZ, H.F. (1979): *Bachmayerella* – ein neues problematisches Mikrofossil aus dem marinen Mittelmiozän von Walbersdorf, Burgenland. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 82 (1978), 83–98, Wien.
- RÖGL, F. & MLLER, C. (1976): Das Mittelmiozän und die Baden-Sarmat Grenze in Walbersdorf (Burgenland). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 80, 221–232, Wien.
- RÖGL, F., ZAPFE, H., BERNOR, R.L., BRZOBHATY, R.L., DAXNER-HÖCK, G., DRAXLER, I., FEJFAR, O., GAUDANT, J., HERRMANN, P., RABEDER, G., SCHULTZ, O. & ZETTER, R. (1993): Die Primatenfundstelle Götzensdorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., 136/2, 503–526, Wien.
- RUPP, Ch. (1986): Paläoökologie der Foraminiferen in der Sandschalerzone (Badenien, Miozän) des Wiener Beckens. – Beitr. Paläont. Österr., 12, 1–180, Wien.

- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 85, 5–239, Wien.
- SAUERZOPF, F. (1950): Fauna und Gliederung der Schichten des Pannon im südlichen Burgenland. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 182 S., Wien.
- SAUERZOPF, F. (1952): Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des südburgenländischen Pannons. – Burgenl. Heimatbl., 14/1, 1–16, Eisenstadt.
- SAUERZOPF, F. (1954): Beitrag zur Kenntnis der Burgenländischen Lößablagerungen (Eine neue Lößfundstelle bei Siegendorf). – Burgenl. Heimatbl., 16, 87–88, Eisenstadt.
- SAUERZOPF, F. (1986): Zur Kenntnis der Verbreitung der Tuffe von Limbach/Kukmirn im Bezirk Güssing/Burgenland. – Biol. Forsch.-Inst. Burgenland, Ber. 57, 5 S., Illmitz.
- SAUERZOPF, F. (1987): Kartierung des Naturraumpotentials: Erläuterungen zur Kartenvorlage anlässlich des Forum Pann. rer. nat., 1986. – Ber. Biol. Forschungsinst. Burgenland, 62, 63–66, Illmitz.
- SAUERZOPF, F. (1990): Tertiär und Quartär im Südburgenland. – Exkursionsführer Österr. Geol. Ges., 13, 41–47, Wien.
- SAUERZOPF, F. (1998): Notizen zum Blatt 167 Güssing der Geologischen Karte 1 : 50.000 der Republik Österreich. – Wiss. Arbeiten Burgenland, 100, 71–73, Eisenstadt.
- SCHMID, H. (1968): Das Jungtertiär an der SE-Seite des Leithagebirges zwischen Eisenstadt und Breitenbrunn (Burgenland). – Wiss. Arb. Burgenl., 41, 5–74, Eisenstadt.
- SCHMID, H. (1970): Das Mineralwasservorkommen rund um den Neusiedler See. – Wiss. Arb. Burgenl., 44, 50–57, Eisenstadt.
- SCHMID, H. (1971): Gutachten über zu treffende Maßnahmen zur Festlegung eines Schongebietes im Raum Bad Tatzmannsdorf. – Unpubl. Ber., Landesmuseum, Eisenstadt.
- SCHMID, H. (1977): Die montangeologischen Voraussetzungen des ur- und frühgeschichtlichen Eisenhüttenwesens im Gebiet des mittleren Burgenlandes (Becken von Oberpullendorf). – Wiss. Arb. Burgenl., 59, 11–23, Eisenstadt.
- SCHMID, H., PIRKL, H.R., SURENIAN, R., TATZREITER, F. & ZIMMER, W. (1979): Erfassung und Beurteilung von Lockersedimenten des Burgenlandes: Endbericht Projektteil 1978. – In: Lockersedimente Burgenland: Endbericht 1978, 24 S., Bibl. Geol. B.-A./Wiss.Archiv Nr. A 05052-R, Wien.
- SCHMIDT, W. (1921): Bodenschätze. – In: Landeskunde Burgenland, 430–437, ÖBV, Wien.
- SCHMIDT, W.J. (1951): Überblick über geologische Arbeiten in Österreich. – Z. dt. Geol. Ges., 102, 311–316, Hannover.
- SCHMIDT, W.J. (1956): Aufnahmsbericht 1955 über das Paläozoikum auf Blatt Güssing (167) und Eberau (168). – Verh. Geol. B.-A., 1956, 89–92, Wien.
- SCHMIDT, T., BLAU, J. & KÁZMÉR (1991): Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo-Mesozoic facies belts. – Tectonophysics, 200, 213–232, Amsterdam.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A., 116, 35–49, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1984): Das Paläozoikum von Sulz bei Güssing im Südburgenland. – Jb. Geol. B.-A., 127, 501–505, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1994): Das Altpaläozoikum im Südburgenland. – In: H. LOBITZER & G. CZÁSZÁR (Red.): Jub.-Schrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1, 365–377, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHWINNER, R. (1935): Zur Geologie von Birkfeld. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., 72, Graz.
- SEIBERL, W. (1978): Magnetische Modellrechnergebnisse an einem Basaltvorkommen im Burgenland. – Berg- u. Hüttenm. H., 123, 459–462, Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessungen im Bereich der Rechnitzer Schieferinsel. – Projektber. BC-2c/83, 42 S., Geol. B.-A., Wien.
- SIEBER, R. (1956): Die Tortonfauna von Mattersburg und Forchtenau (Burgenland). – Verh. Geol. B.-A., 1956/3, 236–249, Wien.
- SIEMENS, G. (1943): Geologisch-gravimetrische Übersichtskarte des Steirischen Beckens 1 : 500.000. – Unveröff. Ber., Wien.
- SOLTI, G., LOBITZER, H., KODINA, L.A. & RAVASZ, C. (1994): Das Vorkommen von „Alginit“ (sensu JAMBOR & SOLTI, 1975) in den Hochriegelschichten von Weingraben (Burgenland, Österreich). – In: LOBITZER, H., CZÁSZÁR, G. & DAURER, A. (Red.): Jub.-Schr. 20 J. Geol. Zusammenarb. Österr.-Ung., Teil 2, 485–492, Wien (Geol. B.-A.).
- STEININGER, F. & PAPP, A. (1978): 9. Faziostatotypus: Gross Höflein NNW, Steinbruch „Fenk“, Burgenland, Österreich. – In: BRESTENSKÁ, E. (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, Bd. VI, M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), 194–199, Bratislava (VEDA Verlag Slowak. Akad. Wiss.).
- STEININGER, F. & THENIUS, E. (1964): Eine Wirbeltierfauna aus dem Sarmat (Ober-Miozän) von Sauerbrunn (Burgenland). – Mitt. Geol. Ges. Wien.
- SZADECKY-KARDOSS, E. (1938): Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. – 444 S., Sopron (Röttig-Romwalter).
- TAUBER, A.F. (1952): Grundzüge der Geologie von Burgenland. – In: Bgld. Landesregierung (Hrsg.): Burgenland Landeskunde, 39–85, Wien (Österr. Bundesverlag).
- TAUBER, A.F. (1959): Der Braunkohlenbergbau Bubendorf (Burgenland). – Burgenl. Heimatbl., 24/1, 243–255, Eisenstadt.
- TOLLMANN, A. (1955): Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. – Wiss. Arb. Burgenl., 10, 1–75, Eisenstadt.
- TOLLMANN, A. (1978): Eine Serie neuer tektonischer Fenster des Wechselsystems am Alpenostrand der Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 68, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. – Bd. II: Außerzentralalpiner Anteil, XV, 710 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 80, 47–113, Wien.
- TOPERCZER, M. (1947): Geophysikalische Untersuchung des Pauliberger bei Landsee (Burgenland). – Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. IIa, 156, 335–353, Wien.
- TOULA, F. (1878): Über Devon-Fossilien aus dem Eisenburger Comitete. – Verh. k.k. Geol. R.-A., 1878, 47–52, Wien.
- VENDL, M. (1933): Daten zur Geologie von Brennbach und Sopron. – Mitt. Berg- u. Hüttenmänn. Abt. königl. ung. Hochschule Berg- u. Forstwesen Sopron, 5, 386–412, Sopron.
- VINZENZ, M. (1985): Erforschung Stoober Tone. – In: 8. Arbeitstagung Bund-Bundesländerkooperation auf dem Gebiet der Rohstoff- und Energieforschung am 9. und 10. Oktober 1985 in Eisenstadt. – Umwelt Burgenland, 4, 122–130, Eisenstadt.
- WALACH, G. (1983): Regionale Schweremessungen am Alpenostrand. – Ber. Tiefbau der Ostalpen, 11, 19–22, Wien.
- WALACH, G. (1986): Der Vulkanismus am Westrand des Fürstenfelder Beckens im Lichte gravimetrischer und magnetischer Messergebnisse. – Leobener Hefte Angew. Geophysik, 1, 188–199, Leoben.

- WALACH, G. (1990a): Gravimetrie und Geomagnetik am Alpenostrand. In: F. KOLLER (Red.): Wandertagung Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer, 63–69, Wien.
- WALACH, G. (1990b): The Gravity Field in Southern Austria. – Mitt. Geodät. Inst. Univ. Graz, 67, Graz.
- WALACH, G. & WEBER, F. (1987): Contributions to the Relations between the Eastern Alps and the Pannonian Basin in the Light of Gravimetric and Magnetic Investigations – In: Geodynamics of the Eastern Alps, 334–344, Wien (Deuticke).
- WEBER, F. (1986): Die seismische Faziesanalyse als Hilfsmittel der Braunkohlegeologie und -prospektion. – Mitt. Österr. Geol. Ges. Wien, 78, 67–86, Wien.
- WEBER L. & WEISS, A. (1983): Berbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlevorkommen. – Archiv Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 4, 1–317, Wien.
- WEBER, F., SCHMÖLLER, R. & FRUHWIRT, R.K. (1996): Results of deep reflection seismic measurement south of Rechnitz/Burgenland/Austria. – Geophys. Transactions, 40, 79–93, Budapest.
- WICHE, K. (1970): Die Flächentreppe des mittleren Burgenlandes. – Wiss. Arb. Burgenl., 44, 5–38, Eisenstadt.
- WIEDEN, P. (1961): Das Tonvorkommen und das Hafnerhandwerk von Stoob, Burgenland. – Montan-Rundschau, 9, Sonderheft Steine und Erden, 181–187, Wien.
- WIESENER, H. (1932): Studien über Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. – Miner. Petr. Mitt., 42, Leipzig.
- WIESENER, H. (1971): Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der österreichischen Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1971, Wien.
- WIMMER-FREY, I., SCHWAIGHOFER, B. & MÜLLER, H.W. (Projektleitung) (1996): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der österreichischen Tonlagerstätten und Tonvorkommen mit regionaler Bedeutung. – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-034/95, 6 Bl., 5 Beil., Wien.
- WINKLER, A. (1927a): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich – Blatt Gleichenberg. – 164 S., Wien (Geol. B.-A.).
- WINKLER, A. (1927b): Aufnahmebericht über die Blätter Fürstenfeld (5156), Unterdrauburg (5354) und Marburg (5355). – Verh. Geol. B.-A., 1927/1, 61–63, Wien.
- WINKLER, A. (1928): Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. – Centralbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. B Geol. Paläont., 1928, 65–76, 161–174, 236–251, 307–320, Stuttgart.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1933): Über zwei interessante Gesteinsvorkommen bei Aschau im Bez. Oberwarth (Felsöör), Burgenland. – Folia Sabariensia, 1, Szombathely.
- WINKLER v. HERMADEN, A. (1955): Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Kl., 110, 1, 1–180, 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 Pauliberg und bei Oberpullendorf-Stoob. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abt. 1, 171 (3–5), 143–192, Wien.
- WINKLER-HERMADEN, A. & RITTLER, W. (1949): Erhebungen über artesische Wasserbohrungen im steirischen Becken unter Berücksichtigung ihrer Bedeutung für die Tertiärgeologie. – Geologie und Bauwesen, 17, 33–96, Wien.
- WINTER, P. (1993): Die Karte der Bouguer-Isanomalien der Steiermark und benachbarter Gebiete. – Österr. Beitr. Met. Geophysik, 8, 55–68, Wien.
- WOLF, H. (1870): Die Stadt Oedenburg und ihre Umgebung. – Jb. k.k. Geol. Reichsanst., 20/1, 15–64, Wien.
- ZOJER, H. (1977): Untersuchungen der geothermischen Tiefenstufe mittels Temperaturmessungen bei artesischen Brunnen in der Oststeiermark und im südlichen Burgenland. – Verh. Geol. B.-A., 1977, 393–403, Wien.
- ZOTL, J.G. & GOLDBRUNNER, J. E. (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. – 324 S., Wien (Springer).
- ZYCH, D. (1988): 30 Jahre Gravimetermessungen der ÖMV-AG in Österreich. – Arch. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., 9, 153–173, Wien.

Anhang

Errata

Trotz allen Bemühens, eine möglichst fehlerfreie Karte mit dem letzten Stand der geologischen Kenntnisse zu erstellen, schlichen sich in dieses Werk bedauerlicherweise einzelne Fehler ein. Eine erste Analyse ergab die nachfolgend aufgezählten Druck- und Ausscheidungsfehler, die sowohl Anteile des Burgenlandes (4 Fehler) als auch der Steiermark (4) und Niederösterreichs (1) betreffen.

Die Kartenredaktion nimmt mit Dank alle weiteren Hinweise auf Irrtümer entgegen, um sie in der digitalen Version zu berücksichtigen.

- **Legendertext
Ausscheidung Nr. 62**
Statt „Kapfenstein-, Hollabrunn-Mistelbach-Formation (fluviatiler Sand und Kies)“ muss es richtigerweise heißen: Triesting-, Piesting-Schotter; Föllig-schotter.
- **Legendertext
Ausscheidung Nr. 82**
Statt „Mittel-Trias“ muss das richtige Alter „Devon“ heißen (betrifft insbesondere das Paläozoikum von Hannersdorf).
- **ÖK 167 Güssing:**
Es fehlt die Eintragung des vermutlich devonischen Dolomits am nördlichen Ortsrand von Sulz bei Güssing.
- **ÖK 78 Rust**
SW Rust südlich der Talfüllung bei Sauzwinkel sind Tiefere Terrassenschotter (20) statt Schotter des Sarmatiums (64) eingetragen.
- **ÖK 108 Deutschkreutz**
E der Straße von Nebersdorf nach Kroatisch Geresdorf ist in der Karte von KÜMEL (1957) an dieser Stelle nicht LÖB (16) eingetragen, sondern weiter östlich davon.
- **ÖK 137 Oberwart**
Das Schotterfeld Nr. 46 am Südrand der Karte bei Wolfau sollte möglicherweise Nr. 48 sein (Schottereintragungen sind der Karte von PAINTNER [1927] entnommen; in ÖK 50.000 fehlen sie weitgehend).
- **ÖK 75 Puchberg am Schneeberg**
Am Westrand der Karte ist fälschlicherweise Schotter der Niederterrasse (26) statt Moräne mit Wall, Würm (50) eingetragen.
- **ÖK 136 Hartberg**
W Friedberg (Stmk.) ist im Hornblendegneiszug (grün) die falsche Nummer eingetragen (45 statt 109).

Bei Kroisbach, SW Friedberg (Stmk.) ist Kapfensteiner Schotter mit Legendennummer 58 statt 62 ausgeschieden (vgl. ÖK 136, PÖSCHL & UNTERSWEIG). Die Quartärfläche S des Hornblendegneisstreifens (W Friedberg, Stmk) ist als Schotter mit Schluffbedeckung (45) statt Karpatium (Friedberger Blockschotter, siehe Karte d. Stmk. 1 : 200.000, FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) eingetragen. E Hartberg, N der Autobahntrasse ist anthropogene Ablagerung (1) statt Diluvialer Talboden (10) eingetragen.

Abbildungsnachweis

- Seite 7
Weinkost.
Foto: F. MAXUM (Burgenland Tourismus).
- Seite 9
Geologisch-tektonische Gliederung des Burgenlandes 1 : 1.000.000.
Entwurf: A. NOWOTNY (GBA).
Graphik: J. REISCHER (GBA).
- Seite 10
Burg Forchtenstein und Mattersburger Becken.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 11
Bernsteiner Hügelland.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
Eisenberg.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 12
Prallhang der Lafnitz.
Foto: W. KOLLMANN (GBA).
- Seite 13
Unterer Stinkersee bei Podersdorf.
Foto: M. LISZT (Burgenland Tourismus).
- Seite 14
Reiter im Nationalpark Neusiedlersee.
Foto: M. LISZT (Burgenland Tourismus).
- Seite 16
Schichtfolge des Neogens.
Entwurf: I. ZORN (GBA).
Graphik: I. ZORN (GBA).
- Seite 19
Schnecke *Melanopsis fossilis*.
Foto: M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER (GBA).
Schnecke *Dorsanum duplicatum*.
Foto: M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER (GBA).
Seeigel *clypeaster* sp.
Foto: M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER (GBA).
Leithagebirge.
Foto: M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER (GBA).
Steinbruch bei Breitenbrunn.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 20
Kreidesteinbruch Müllendorf.
Fotos: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 21
Tafel mit Ostracoden.
Fotos: I. ZORN (GBA).
- Seite 23
Tafel mit Pollen.
Fotos: I. DRAXLER (GBA).
- Seite 24
Sandgrube Wiesen-Pötsching.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 25
Sandgrube Wiesfleck.
Foto: M. HEINRICH (GBA).
- Seite 26
Braunkohlentagbau Neufeld.
Foto: Archiv der Volksschule Langau.
- Seite 27
Sandgrube Steinbrunn.
Foto: H. SCHMID, Burgenländisches Landesmuseum.
- Seite 29
Güssing – Tobaj.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
Basaltkugeln.
Foto: Th. HOFMANN (GBA).
- Seite 32
Steinbruch Weinhandl (Hannersdorf).
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
Detail der Steinbruchwand.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 33
Tafel mit Fossilien aus Hannersdorf.
Fotos: M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER, H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 34
Korallen aus Hannersdorf.
Fotos: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 37
Tektonische Übersicht über den Nordostsporn der Zentralalpen.
Aus A. PAHR (1988).
- Seite 38
Überschiebung Grobgneiseinheit – Wechseleinheit.
Foto: A. PAHR (Oberschützen).
- Seite 40
Profil durch Gesteine der Wechseleinheit.
Aus P. FAUPL (1970).
- Seite 41
Steinbruch im Semmeringquarzit.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
Burg Forchtenstein.
Foto: F. BÖTTCHER & TIENSCH (Burgenland Tourismus).
- Seite 42
Oberschützen mit Hochwechsel.
Foto: A. PAHR (Oberschützen).
- Seite 43
Subduktionszone in der Rechnitzer Einheit.
Aus P. HERRMANN & A. PAHR (1988).

- Seite 44
Profil durch penninische Fenster.
Aus A. PAHR (1977).
- Seite 45
Bernsteiner Fenster.
Foto: A. PAHR, Oberschützen.
Burg Schlaining.
Foto: F. BÖTTCHER & TIENSCH (Burgenland Tourismus).
- Seite 46
Paläogeographie des alpinen Raumes im Oberjura.
Entwurf: G.W. MANDL (GBA).
Graphik: J. RUTHNER (GBA).
- Seite 47
Blockprofile durch die Ostalpen in vier Entwicklungsstadien.
Entwurf: G.W. MANDL. (GBA).
Graphik: M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER (GBA).
- Seite 48
Tafel mit Schwammnadeln.
Fotos: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 49
Cäker Konglomerat.
Foto: A. PAHR (Oberschützen).
- Seite 52
Rohstoffvorkommen im Burgenland.
Entwurf: A. SCHEDL (GBA).
Graphik: W. STÖCKL (GBA).
- Seite 53
Antimonwerk Schlaining-Neustift.
Historische Aufnahme.
© Archiv der Stadt Schlaining.
Nadelig kristallisierter Antimonit.
Aus den Archiven der GBA.
Foto: M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER (GBA).
- Seite 54
Figur aus Edelserpentin.
Foto: F. BÖTTCHER & TIENSCH (Burgenland Tourismus).
- Seite 55
Braunkohletagbau Neufeld.
Historische Aufnahme.
Archiv der Volksschule Langau.
- Seite 56
Nassbaggerung im Lafnitztal.
Foto: M. HEINRICH (GBA).
- Seite 57
Steinbruch St. Margarethen.
Foto: R. FORSTNER.
- Seite 61
Leithagebirge mit Erlgraben.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
Hydrogeologischer Schnitt durch das Leithagebirge.
Entwurf: W. KOLLMANN & A. SHADLAU.
Graphik: H. REITNER.
- Seite 62
Messstellenbohrung Purbach.
Foto: W. KOLLMANN (GBA).
- Seite 63
Künettenbaggerung im Pinkatal.
Foto: W. KOLLMANN (GBA).
- Seite 65
Thermalbohrung Bad Tatzmannsdorf.
Foto: H. SCHMID.
- Seite 67
Rezente Krustendynamik.
Aus J. REINECKER & W.A. LENHARDT.
- Seite 70
Strukturkarte der Basis des Wiener Beckens und der Südburgenländischen Schwelle.
Entwurf: H. KRÖLL.
- Seite 71
Hubschrauber-geophysik.
Foto: W. KOLLMANN (GBA).
- Seite 72
Isanomalienkarte der geomagnetischen Totalintensität im südlichen Burgenland.
Entwurf: W. SEIBERL.
Graphik: M. LEDOLTER & G. ULLSPERGER (GBA).
- Seite 73
Magnetische Traversen im Nordostsporn der Zentralalpen.
Aus G. WALACH (1977).
- Seite 74
Schwerekarte Nordburgenland.
Entwurf: D. ZYCH, B. MEURERS & P. STEINHAUSER.
Graphik: M. LEDOLTER (GBA).
- Seite 80
Grafenlucke bei Winden.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 81
Bärenhöhle bei Winden.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 82
Römersteinbruch St. Margarethen.
Fotos: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 83
Kartenausschnitt mit Lage der Exkursionspunkte.
© BEV-2000. Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. 38071/00.
- Seite 84
Kiesgrube Käufer.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 85
Kartenausschnitt mit Lage des Exkursionspunktes.
© BEV-2000. Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. 38071/00.
- Seite 86
Sandgrube St. Georgen.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
Kartenausschnitt mit Lage des Exkursionspunktes.
© BEV-2000. Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. 38071/00.
Johannesgrotte bei Eisenstadt.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 87
Kartenausschnitt mit Lage des Exkursionspunktes.
© BEV-2000. Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. 38071/00.
- Seite 88
Steinbruch Fenk.
Foto: Th. HOFMANN (GBA).
- Seite 89
Kreidesteinbruch Müllendorf.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 90
Kartenausschnitt mit Lage des Exkursionspunktes.
© BEV-2000. Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. 38071/00.
- Seite 91
Kartenausschnitt mit Lage des Exkursionspunktes.
© BEV-2000. Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. 38071/00.
- Seite 90
Kartenausschnitt mit Lage des Exkursionspunktes.
© BEV-2000. Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. 38071/00.
- Seite 92
Sandgrube Wimpassing.
Foto: Th. HOFMANN (GBA).
- Seite 93
Kartenausschnitt mit Lage des Exkursionspunktes.
© BEV-2000. Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. 38071/00.
- Seite 94
Burg Forchtenstein.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 90
Kartenausschnitt mit Lage des Exkursionspunktes.
© BEV-2000. Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. 38071/00.
- Seite 95
Kartenausschnitt mit Lage des Exkursionspunktes.
© BEV-2000. Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. 38071/00.
Basaltsteinbruch Pauliberg.
Fotos: H.P. SCHÖNLAUB, Th. HOFMANN (GBA).
- Seite 97
Kartenausschnitt mit Lage des Exkursionspunktes.
© BEV-2000. Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. 38071/00.
Tongrube Stoob.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 98
Exkursionsroute für die Haltepunkte 16–29.
Entwurf: A. PAHR (Oberschützen); H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
Graphik: W. STÖCKL (GBA).
- Seite 99
Schloss Bernstein und Wechselmassiv.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 101
Profil Kogl – Steinbach.
Entwurf: A. PAHR (Oberschützen).
Serpentiniteinbruch Steinbach.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).

- Seite 104
Bohrprofil Maltern.
Aus A. PAHR (1975).
- Seite 105
Profil Rettenbach – Bernstein.
Aus A. PAHR (1977).
- Seite 106
SEE-Verteilungsmuster für Rodingite.
Entwurf: F. KOLLER (Universität Wien).
- Seite 107
Exkursionsroute für die Haltepunkte
30 und 31.
Entwurf: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
Graphik: W. STÖCKL (GBA).
- Seite 108
Exkursionsroute für die Haltepunkte
32–38.
Entwurf: A. PAHR (Oberschützen).
Graphik: W. STÖCKL (GBA).
- Seite 109
Steinbruch Unterkohlstätten.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 111
Metagabbro von Glashütten.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
Burg Lockenhaus.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 113
Steinbruch Freingruber.
Foto: Th. HOFMANN (GBA).
Serpentinitsteinbruch Postmann.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 114
Exkursionsroute für die Haltepunkte
39–47.
Entwurf: GBA.
Graphik: W. STÖCKL (GBA).
- Seite 115
Grünschiefer in Hannersdorf.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
Steinbruch Weinhandl.
Fotos: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 116
Süßwasseropal.
Foto: Th. HOFMANN (GBA).
- Seite 117
Steinbruch Hohensteinmaisberg.
Foto: Th. HOFMANN (GBA).
Strandhöhle Hohensteinmaisberg.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
- Seite 118
Kartenausschnitt mit Lage des Ex-
kursionspunktes.
© BEV–2000. Vervielfältigt mit Geneh-
migung des Bundesamtes für Eich-
und Vermessungswesen in Wien, Zl.
38071/00.
Sandgrube Wiesfleck.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).
Burgberg Güssing.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB (GBA).

Geographisches Register

In dieses Register wurden nur Lokali-
täten aufgenommen, die sich auf bur-
genländischem Gebiet bzw. im angren-
zenden Bereich befinden.

- Anwiesen 35
Aschau 18, 30, 42
Auersbacher Schwelle 69
Äußerer Berg 89
Auwald 17, 59
- Bad Sauerbrunn 66
Bad Schönau 41, 66, 102
Bad Tatzmannsdorf 25, 60, 65
Badersdorf 116
Bergwerk 51, 53
Bernstein 10, 36, 38, 40, 42, 43, 44, 45,
46, 51, 54, 58, 71, 78, 99,
105, 106, 107
Bernsteiner Bergland 59
Bernsteiner 11
Bildein 13
Blumau 35
Bocksdorf 51
Breitenbrunn 19, 56, 62, 68
Brennberg 17, 37, 54, 59, 94
Brennberger Hügelland 11, 22
Bruck a.d. Leitha 80
Brucker Pforte 50, 71
Bubendorf 54
Bucklige Welt 18, 38, 59, 78
Burg 31, 58, 78, 116
Burgerschlag 42
- Cák 48
Csaterberg 28, 116
- Dachsbründl 25
Deutsch Schützen 14, 54
Deutsch Tschantschendorf 66
Deutschkreutz 13, 66, 69, 71
Donnerskirchen 19, 25
Draßburg 24, 26
Draßburger Wald 24
Draßmarkt 18
Draßmarkter Teilbecken 14, 17, 18, 25,
96
- Dreihütten 38, 42, 103, 105
Drumläng 66
- Eberau 13
Edelstal 66
Eichkogel 28
Eisenberg 10, 11, 28, 59, 69, 71, 99
Eisenhüttl 66
Eisenstadt 14, 20, 27, 68, 76, 77, 85, 86,
89
Eisenstädter Becken 10, 11, 12, 13, 14,
15, 16, 17, 19, 20,
24, 25, 26, 27, 84,
94
- Elsenu 41, 42
Erbwaldgraben 38
Erlgraben 61
- Feichten 38
Flösserkogel 35
Föllig 14
Forchtenau 22, 40
Forchtenstein 10, 20, 22, 41, 94
Forchtensteiner Klippe 78
Frankenau 12
Friedberg 59, 69
Friedberg-Pinkfelder Bucht 15, 18, 24
25, 99
- Gerersdorf 66
Geschriebenstein 53, 78, 111
Gfangen 24, 56
Glasbachtal 48
Glashütten 46, 48, 51, 109, 110, 111
Goberling 48, 49, 53, 66, 107, 109
Goldberg 40, 78, 107
Gols 12
Götzendorf 42
Großhöflein 19, 27, 66, 87, 88
Großpetersdorf 99
Großwarasdorf 51, 54, 96
Gründelsberg 28
Gschorholz 36, 37
Günser Bergland 15, 56, 59
Günser Sporn 11
Günstal 110
Güssing 28, 29, 31, 59, 66, 67, 69, 71,
118
- Hackelberg 60
Hainburg 50
Hainburger Berge 11, 66, 78
Hainburger Bergland 50
Halbtorn 12, 68
Hannersdorf 28, 31, 32, 34, 35, 57, 78,
115, 116
Harmannsdorf 102, 103, 104
Harmisch 117
Harmischer Wald 31
Hartl 20, 86, 103
Haschendorf 22
Hasel 42, 107
Hattmannsdorf 42
Heiligenkreuz 56
Henndorf 54
Herrschaftswald 96
Hirschbühel 15
Hirschenstein 111
Hochcsaterberg 116
Hochneukirchen 38, 41, 44, 99, 102,
104
Hochriegel 17
Hohensteinmaisberg 28, 31, 32, 35,
117
- Höll 54
Hölzlstein 78
Hornstein 25, 56, 68, 78, 90, 91
Hundsheimer Berge 71
Hutwisch 102
- Illmitz 66
- Jennersdorf 27, 28, 50, 54
Joiser Seewiesen 13
Jormannsdorf 65
- Kaisersdorf 17
Kaisersteinbruch 19, 25, 26, 56, 60
Kalch 15, 24, 25
Kalkgruben 22, 25
Kalvarienberg 28
Karl 17, 18
Kirchfidisch 28, 32, 34, 57, 75, 77, 116
Kirchschlag 36, 38, 101, 102, 103
Kirchschlagl 103
Kleine Ungarische Tiefebene 10, 15,
26, 59
- Klingenbach 66
Klostermarienberg 66
Kobersdorf 40, 66, 95
Kogl 44, 100, 101
Kogelberg 100
Kohfidisch 28, 58, 77, 78, 116
Königsberg 31, 32, 34, 116
Königsdorf 13
Kotezicken 116
Krautgraben 31
Kurt 53, 107

- Lackenbach 27, 56, 68
 Lackendorf 27, 56
 Lafnitztal 56, 65, 69
 Landsee 69, 95
 Landseer Bucht 15, 96
 Langeck 110, 111
 Lebenbrunn 100
 Lebzelterberg 15, 25
 Leithagebirge 10, 11, 13, 14, 15, 18, 19, 20,
 24, 25, 26, 27, 38, 50, 59, 61,
 68, 71, 72, 78, 80, 85, 89, 90,
 91, 94
 Leithaprodersdorf 25, 66
 Limbach 28, 118
 Litzelsdorf 11
 Lockenhaus 46, 53, 69, 110, 111
 Loipersbach 20, 22
 Loipersdorf 27, 42
 Loretto 14, 24, 56, 68, 78, 91
 Lutschburger Weingebirge 14
 Lutzmannsburg 12, 13, 63, 66, 68
 Maltern 49, 66, 104, 105
 Mannersdorf 66
 Marchegg 71
 Mariasdorf 25, 51, 54
 Markt Neuhodis 78, 111, 112
 Marzer Kogel 24
 Mattersburg 22, 24, 36, 68, 72, 77, 92, 93
 Mattersburger Becken 10, 20, 71, 94
 Mattersburger Bucht 15, 18, 20
 Meltener Höhe 102
 Mittelburgenländisches Becken 71
 Mültern 10, 40, 41, 43, 44, 59, 102
 Mönchhof 68
 Mörbisch 20, 66
 Müllendorf 19, 20, 25, 56, 87, 89, 90
 Neckenmarkt 13, 22, 24, 25, 57
 Neuberger Teilbecken 116
 Neudörfel 68
 Neufeld 14, 25, 26, 55, 90
 Neufeld a.d. Leitha 25
 Neufeld-Zillingdorf 14
 Neuhaus 28
 Neusiedl 12, 26
 Neusiedl am See 66, 67, 77, 79
 Neusiedlersee 13, 14, 15, 20, 61, 66, 68,
 94
 Neustift 25, 53, 107
 Neustift a.d. Lafnitz 24
 Oberfeld 111
 Oberhasel 38
 Oberkohlstätten 109
 Oberpullendorf 29, 30, 57, 96
 Oberpullendorfer Becken 12, 14, 15, 16,
 17, 18, 22, 24,
 25, 26, 27, 28,
 29, 30, 56
 Oberschützen 42
 Oberwart 13, 14, 57, 59, 65, 77
 Ochsenriegel 99
 Ödenburger Pforte 15, 24, 56
 Ödenburg-Ruster Bergzug 15
 Ofenegg 42
 Oggau 20, 66, 78
 Ollersdorf 27
 Oslip 40
 Oststeirisches Becken 10
 Pamhagen 66
 Pannonisches Becken 10, 59, 60, 66, 69,
 72, 86
 Parndorfer Platte 12, 26, 56, 68
 Pauliberg 25, 29, 57, 66, 78, 95, 96
 Pernek 50
 Pichl 36
 Pinkafeld 13, 15, 24, 25, 59, 64, 65, 69, 99,
 117, 118
 Pinkafelder Bucht 59
 Pinkatal 14, 59, 65, 68
 Piringsdorf 66
 Podersdorf 13, 66
 Pöttsching 24, 25, 55, 66, 68, 77, 93
 Prägart 38, 48
 Punitz 28, 32, 117
 Punitzer Gemeindewald 32, 34
 Purbach 19, 61, 62, 66
 Raabgraben 12
 Raabtal 69
 Raitersriegel 100, 101
 Rauchwart 66
 Rechnitz 10, 13, 28, 44, 48, 54, 57, 69, 71,
 111, 113
 Rechnitzer Gebirge 69, 32
 Redlschlag 51, 99
 Redlshöhe 44
 Rettenbach 42, 44, 105
 Riedingsdorf 64
 Ritzing 17, 22, 25, 54
 Rohrbach 20, 22
 Römersee 77
 Rosaliengebirge 15, 16, 18, 22, 38, 40, 59,
 85, 94
 Rudersdorf 28, 56
 Rumpersdorf 58, 111, 113
 Rumpersdorfer Tal 113
 Rust 17, 20, 66, 81, 82, 117
 Ruster Bergland 11, 14, 17
 Ruster Höhenzug 17, 71, 72, 94
 Salmansdorf 99
 Sappeberg 78
 Sauerberg 118
 Sauerbrunn 77, 82, 93
 Schäffern 36, 37, 41
 Schafriegel 39
 Schandorfer Wald 116
 Schattendorf 24
 Schirnitzgraben 99
 Schirnitzriegel 100, 105
 Schlaining 45, 46, 48, 49, 51, 53, 107, 109
 Schloßberg 28, 102
 Schmiedrait 42
 Schoberrriegel 44, 103, 104
 Schönau 49
 Schönherrn 38
 Schreibersdorf 24, 53, 54
 Schützen 17, 40
 Schützen am Gebirge 66, 78
 Schwarzgraben 42, 113
 Seeberg 40
 Seewinkel 12, 26, 56, 69, 94
 Siegendorf 13, 19, 26, 68
 Sieggraben 10, 17, 36, 54, 68
 Sigleß 93
 Silberberg 40, 28
 Sinnersdorf 18, 24, 59, 64, 102, 107
 Spannberger Rücken 16, 17
 Sperker Riegel 42
 Spitalsberg 78
 Spittelberg 78
 Spitzerberg 78
 St. Anna am Aigen 25, 59
 St. Georgen 85
 St. Georgen bei Eisenstadt 25
 St. Margarethen 14, 20, 56, 57, 68, 76, 78,
 81, 82, 83, 84
 St. Martin 25
 St. Michael 28
 Stadelberg 69
 Stadtschlaining 7, 49, 53
 Stegersbach 27, 51, 65
 Stein/Fürstenfeld 28
 Steinbach 36, 37, 58, 101
 Steinbachtal 100
 Steinberg 28
 Steinbrunn 26, 55, 77
 Steingraben 31, 66
 Steinleiten 28
 Steinstückl 99
 Stiergraben 48
 Stinkenbrunn 55
 Stooß 14, 29, 30, 54, 57, 96, 97
 Stotzing 56
 Strembachtal 14
 Stuben 44, 103
 Stubenbachtal 66
 Südburgenländische Schwelle 10, 11, 15,
 25, 35, 57,
 59, 69, 70,
 71, 77
 Sulz 31, 35, 66, 69
 Sulzbachtal 59
 Sulzbreiten 13, 14
 Tannwaldgraben 36, 37
 Tatzmannsdorf 65
 Tauchen 18, 24, 54, 66
 Tauchenbachtal 66
 Tauchental 38, 107
 Teufelsjoch 26
 Thalheim 54
 Thenau 62
 Tobaj 28, 118
 Tobajer Kogel 99
 Tschurndorf 24, 25
 Ulrichsdorf 41, 42
 Ungarische Tiefebene 7, 59
 Unterfrauenhaid 56
 Unterkohlstätten 53, 57, 107, 109
 Unterkohlstättener Tal 107
 Unterlamm 27
 Unterneuberg 28
 Unterrabnitz 38
 Walbersdorf 20, 22, 24
 Waldbach 71
 Waltersdorf 35
 Weichselbaum 69, 71
 Weingraben 17, 18, 22
 Weißenbach 110
 Weppersdorf 56
 Westpannonisches Becken 11, 15, 26,
 69, 71
 Wiesen 19, 24, 26, 93
 Wiesfleck 24, 25, 56, 64, 99, 117, 118
 Wiesmath 40, 42, 95
 Wimpassing 56, 57, 91, 92
 Wimpassing/Leitha 10, 15, 78
 Winden 14, 26, 60, 77, 80, 81
 Windener Heide 26
 Woppendorf 116
 Zeilerberg 78, 80
 Zemendorf 26
 Zillingtal 14, 26, 55
 Zöberntal 41, 100, 101, 102
 Zuggen 103