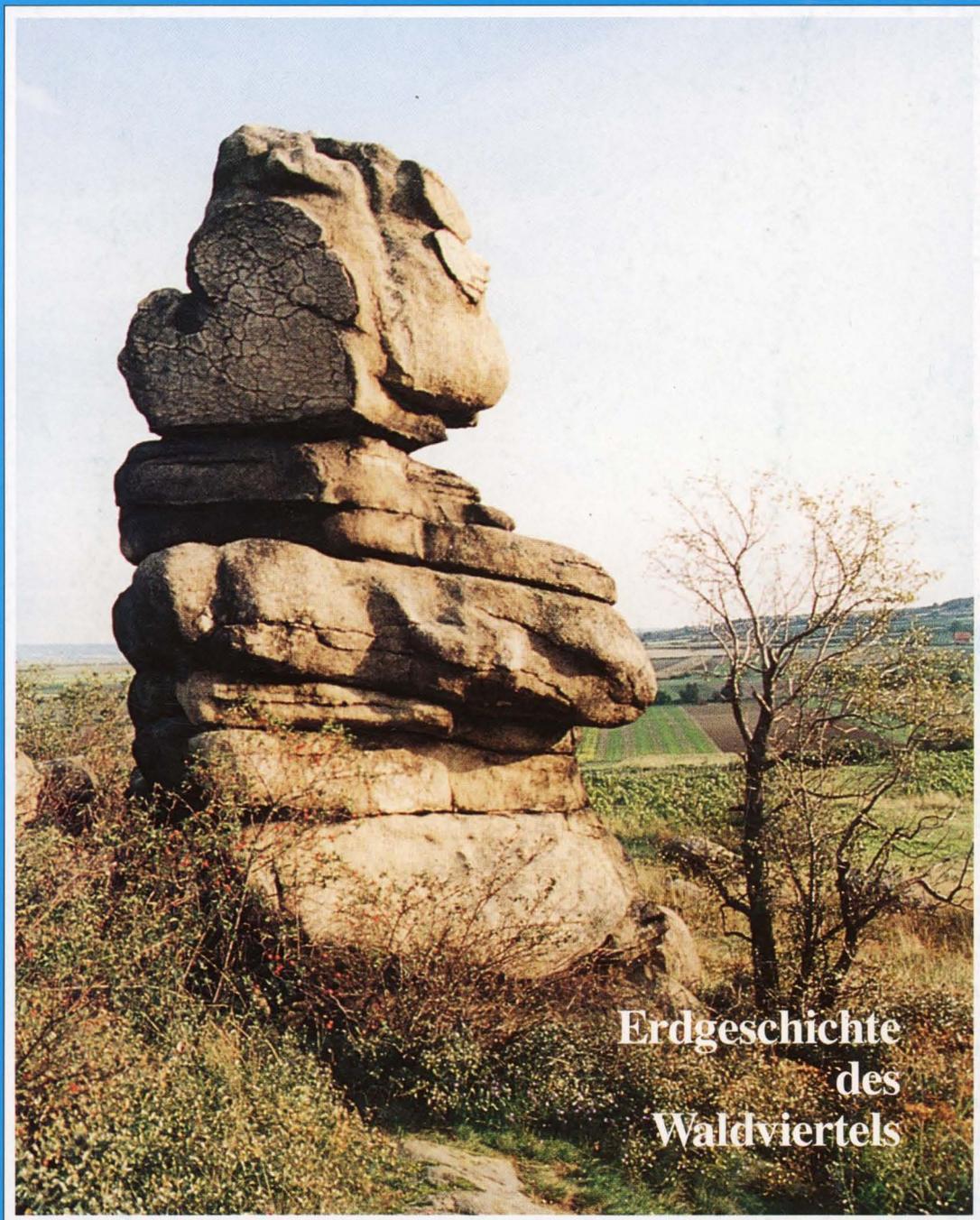


Das Waldviertel

45. Jahrgang

1996

Heft 1



Erdgeschichte
des
Waldviertels

Erdgeschichte des Waldviertels

Herausgegeben von Fritz F. Steininger

INHALT

Fritz F. Steininger: Einleitung	1
Reinhard Roetzel: Geschichte der geologischen Landesaufnahme im Waldviertel	5
Das Kristalline Grundgebirge	
Konstantin Petrakakis und Wolfram Richter: Metamorphe Gesteine	9
Friedrich Koller: Plutonische Gesteine	25
Volker Höck: Der geologische Bau des Grundgebirges	37
Die Landschaftsgeschichte des Waldviertels und des westlichen Weinviertels vom Jungpaläozoikum bis heute	
Werner Vasicek und Fritz F. Steininger: Jungpaläozoikum von Zöbing	63
Fritz F. Steininger und Reinhard Roetzel: Mesozoikum (Erdmittelalter)	73
Känozoikum (Erdneuzeit)	
Reinhard Roetzel und Fritz F. Steininger: Älteres Tertiär	75
Fritz F. Steininger und Reinhard Roetzel: Jüngeres Tertiär	79
Christa Frank und Gernot Rabeder: Eiszeitliche Klimageschichte des Waldviertels ..	87
Christine Neugebauer-Maresch: Menschen der Eiszeit im Waldviertel	99
Karl Heinrich Huber: Zum Formenschatz der Granitverwitterung und -abtragung im nordwestlichen Waldviertel	111
Geologische Zeittabellen und geologische Ereignisse im Waldviertel. Tabellen 1 bis 4 ...	131
Gesamt-Literaturverzeichnis	135
Anschriften der Mitarbeiter dieses Heftes	156
Beilage: Volker Höck, Reinhard Roetzel, Robert Marschallinger und Robert Stejskal: Geologische Überblickskarte des Waldviertels 1:200000	

TITELBILD:

Kogelsteine bei Grafenberg, NÖ: Am Umschlag abgebildet ist der 6 m hohe, im Volksmund als der „Wächter“ bezeichnete Felspfeiler aus Maissauer Granit südlich des Hügelgipfels der Kogelsteine (ca. 333 m Seehöhe). Deutlich zu sehen sind die fast waagrechte „Pseudoschichtung“, die auf Entspannungserscheinungen im Granit zurückzuführen ist, und die fast senkrecht zu dieser Pseudoschichtung stehenden Klüfte, welche durch die hier vorbeistreichende Diendorfer Störung hervorgerufen worden sind. Dieser Felspfeiler ist eine sogenannte Restform und durch diverse Verwitterungs- und Abtragungsprozesse aus den ursprünglich anschließenden, zusammenhängenden Granitpartien herausgewittert.

(Photo: H. Reinhart)

WALDVIERTEL INTERN

Landes- und regionalkundliche Zeitschriften bekommen von den Mitarbeitern vorwiegend historische Aufsätze zugesandt, daher existiert der Vorwurf einer gewissen „Geschichtslastigkeit“. Es ist deshalb besonders erfreulich, daß jetzt nach längeren Vorbereitungen das Spezialheft „Erdgeschichte des Waldviertels“ erscheinen kann, das die geologische Bedeutung unserer Region hervorhebt und einem breiteren Interessentenkreis vermittelt. Für dessen Herausgabe sind wir Herrn Direktor Univ.-Prof. Dr. Fritz F. Steininger zu großem Dank verpflichtet. Prof. Steininger, der Initiator dieses Heftes, hat auch viele Fachkollegen zur Mitarbeit gewonnen. Er ist ein international anerkannter Fachmann, der aber auch die „Kleinarbeit“ in unserer Region nicht scheut: Prof. Steininger ist Obmann der Krahuletz-Gesellschaft in Eggenburg und einer der wesentlichen Initiatoren des Projektes „Kulturpark Kamptal“. Dem Herausgeber und allen Autoren herzlichen Dank für ihre Beiträge!

Anton Pontesegger Erich Rabl

Einleitung

Mit Abbildung 1 bis 2

Österreich zeigt geologisch einen außerordentlich komplizierten Bau (Abb. 1), finden wir hier doch, vom Norden nach Süden gehend, eine Reihe von tektonischen Großeinheiten wie die Böhmisches Masse, auf welcher die Sedimente der Molassezone auflagern. Diese Molassesedimente werden von den tektonischen Einheiten des Helvetikums, der Flyschzone und den ost- und zentralalpinen Einheiten überschoben. In diese alpinen Einheiten eingesenkt finden wir die jungen Becken, wie das Wiener und das Grazer Becken.

Die Erdgeschichte des Waldviertels, eines Teiles der Böhmisches Masse, macht uns mit der ältesten geologischen Vergangenheit Österreichs und der Erde vertraut. Im Waldviertel

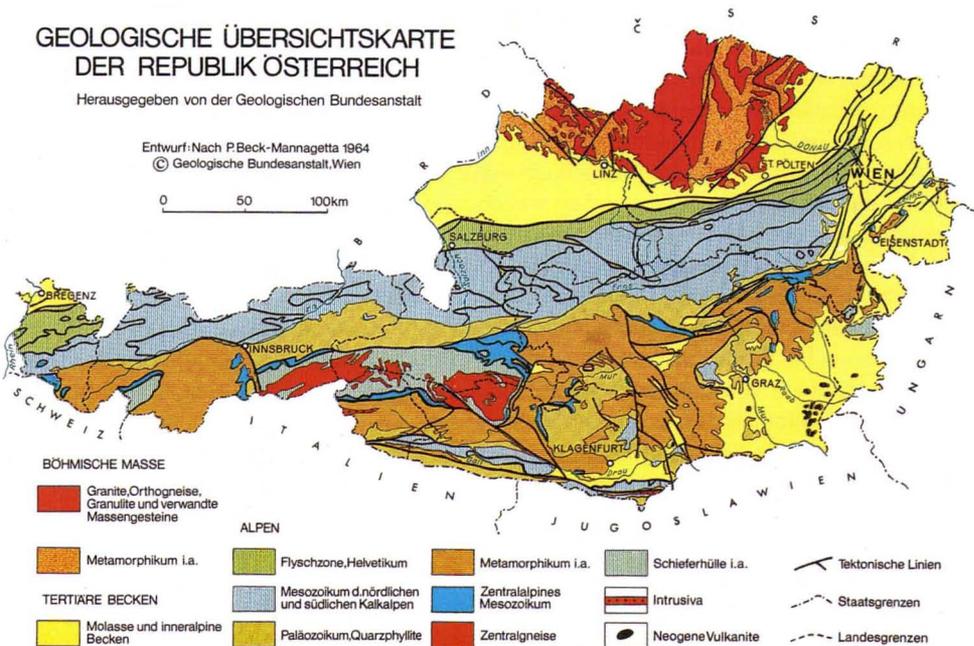


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich.

(Mit freundlicher Genehmigung der Geologischen Bundesanstalt)

finden wir jene Gesteine, deren Entstehungsgeschichte vor 1 bis 2 Milliarden Jahren ihren Ursprung genommen hat.

Anhand dieser in ihrer Zusammensetzung und ihrem Alter völlig unterschiedlichen Gesteine lassen sich im Waldviertel zwei große Bauphasen, wie Stockwerke übereinanderliegend, unterscheiden. Das tiefere und ältere Stockwerk, die sogenannte Böhmisches Masse, wird von kristallinen Gesteinen aus dem Proterozoikum (2,5 Milliarden Jahre bis 570 Millionen Jahre vor heute) und dem Paläozoikum (570 bis 248 Millionen Jahre vor heute) aufgebaut, und darüber wurden die Sediment- oder Absatzgesteine des jüngeren Stockwerkes aus dem Mesozoikum (248 bis 65 Millionen Jahre vor heute) und dem Känozoikum (65 Millionen Jahre bis heute) abgelagert.

Unter dem Sammelbegriff kristalline Gesteine werden sowohl die Erstarrungsgesteine (Magmatite) mit einerseits den auskristallisierten Tiefengesteinen, den Plutoniten (z. B. Granit), und andererseits den an der Oberfläche der Erde erstarrten Gesteinen, den Vulkaniten (z. B. Basalt), als auch die umgewandelten Gesteine, die Metamorphite (z. B. Gneis, Marmor), verstanden. Unter bestimmten Druck- und Temperaturverhältnissen können aus den Erstarrungsgesteinen, aus den Sedimenten, aber auch aus bereits vorhandenen umgewandelten Gesteinen neue — eben metamorphe — Gesteine entstehen. Vom Bildungs- und Entstehungsraum her gesehen, entstehen derartige kristalline Gesteine meist im inneren Bereich der Erdkruste, z. T. auch im oberen Bereich des Erdmantels bei Bewegungen und durch die Kollision der leichteren Kontinentalen und der schwereren Ozeanischen Platten, welche unsere feste Erdkruste zusammensetzen. Die Bewegungen und die Kollision dieser starren Platten sind die Ursache für die gebirgsbildenden Prozesse auf unserem Planeten Erde. Die kristallinen Gesteine bilden somit den tiefen, an der Oberfläche ursprünglich nicht sichtbaren Kern unserer Gebirge.

Eine letzte gebirgsbildende Phase — die variszische Gebirgsbildungsphase — hat im Waldviertel vor 340 bis 300 Millionen Jahren stattgefunden. Dabei kam es zur Kollision von mehreren Platten, die dabei übereinander geschoben wurden und wobei die beiden bestimmenden geologischen Einheiten des kristallinen Grundgebirges des Waldviertels entstanden sind: das östlich gelegene Moravikum und das westlich anschließende Moldanubikum, das auf das Moravikum aufgeschoben wurde. Diese beiden Einheiten unterscheiden sich deutlich durch den Grad der Metamorphose ihres unterschiedlichen Gesteinsbestandes. Ab 300 Millionen Jahren bis in die jüngste Erdgeschichte wird dieses ehemals sicherlich 5000 bis 7000 Meter hohe Gebirge abgetragen und eingeebnet. In den letzten Jahrmillionen der Erdgeschichte wurde dieses alte „Grund“-Gebirge im Zusammenhang mit der Auffaltung der Alpen nochmals um einige hundert Meter herausgehoben. Dies ermöglicht es heute, im Waldviertel einen Blick in das Innerste eines Gebirges zu machen und in den tief eingeschnittenen Flußtäälern den inneren Aufbau eines solchen Gebirges zu studieren.

Die Abtragungsprodukte, die Sedimente dieses alten Gebirges, bauen das jüngere und jüngste geologische Stockwerk des Waldviertels auf. Als sogenannte Molassen bedecken die Sedimente diese kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse, die wir als Sockel dieser Sedimentauflage in Tiefbohrungen bis unter die Alpen im Süden und unter die Kalkalpen, welche den Untergrund des Wiener Beckens im Osten bilden, verfolgen können.

Aus dem jüngsten Erdaltertum kennen wir nur kleine Überreste solcher Sedimente aus dem Oberen Karbon und Perm im Raum von Zöbing. Aus dem Erdmittelalter sind Kreidesedimente im Raum von Gmünd erhalten geblieben. Die meisten dieser — ehemals wahrscheinlich weit verbreiteten — jungpaläozoischen und mesozoischen Sedimente wurden in

späteren Zeiten wieder abgetragen. Flächenhaft weit verbreitet sind vor allem Sedimente verschiedenster Herkunft aus der Erdneuzeit. Hier sind es vor allem Flußsedimente aus dem Oligozän und Meeressedimente aus dem Miozän. Aus der jüngsten geologischen Vergangenheit, dem Pliozän und dem Pleistozän, stammen die Terrassenschotter der Flüsse und die vom Wind angewehten, daher äolisch entstandenen Löss mit den fossilen Bodenbildungen und den Hinterlassenschaften der ersten Menschen, die das Waldviertel besiedelten.

Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Artikel selbst verantwortlich. Die in den einzelnen Beiträgen zitierte Literatur wurde zu einem gemeinsamen Literaturverzeichnis am Ende aller Beiträge zusammengefaßt.

Dank: Den Autoren dieses Heftes ist es eine angenehme Pflicht, allen voran Herrn Prof. Dr. Erich Rabl, dem Präsidenten des Waldviertler Heimatbundes und Leiter der Redaktion der Zeitschrift „Das Waldviertel“, für die schier endlose Geduld und die redaktionelle Hilfe herzlichst zu danken. Ohne seine Anregung und Mithilfe wäre dieses Heft nie zustande gekommen. Für die mühsamen Korrekturarbeiten sind wir Herrn OStR. Dr. Anton Pontesegger zu großem Dank verpflichtet. Der Zeitschrift und ihrem gesamten Vorstand danken wir für das Verständnis und den hohen finanziellen Einsatz.

Herr Fritz F. Steininger dankt dem Land Niederösterreich, dem österreichischen Internationalen Geologischen Korrelationsprogramm (IGCP) und der Geologischen Bundesanstalt für die Unterstützung seiner Arbeiten in diesem Raum, außerdem den Mitautoren für die Bereitschaft zur Zusammenarbeit sowie den Mitarbeitern am Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg, Frau Monika Simon für die Sekretariatsarbeiten, Herrn Volkmart Thier und Herrn Sven Tränkner für die fotografischen Arbeiten und Herrn Helmut Langendorf für die graphische Gestaltung der Tabellen. Frau Natalie und Herrn Hans Tuzar ist für die Mithilfe bei der Erstellung des Literaturverzeichnisses im Bereich der Urgeschichte herzlichst zu danken. Mein besonderer Dank gilt aber meiner Gattin Ingrid für ihr Verständnis und ihre fortwährende tatkräftige Unterstützung, vor allem bei den Korrekturen.

Die Herren Volker Höck, Friedrich Koller, Konstantin Petrakakis und Wolfram Richter danken dem Österreichischen Forschungsfonds, der ihre Arbeiten im Kristallin der Böhmisches Masse im Rahmen des Schwerpunktprojektes S 4709 Geo gefördert hat.

Herr Karl Heinrich Huber dankt seiner Ehefrau Elfi und seiner Mutter für die Geduld beim Abfassen der Arbeit, Herrn Prof. RNDr. Stanislav Chábera, CSc., České Budějovice, für zahlreiche geomorphologische Diskussionen und für die kritische Durchsicht des Manuskriptes sowie Herrn Prof. Dr. Walter Reihnsner, Wien, für die Textkorrektur.

Fritz F. Steininger

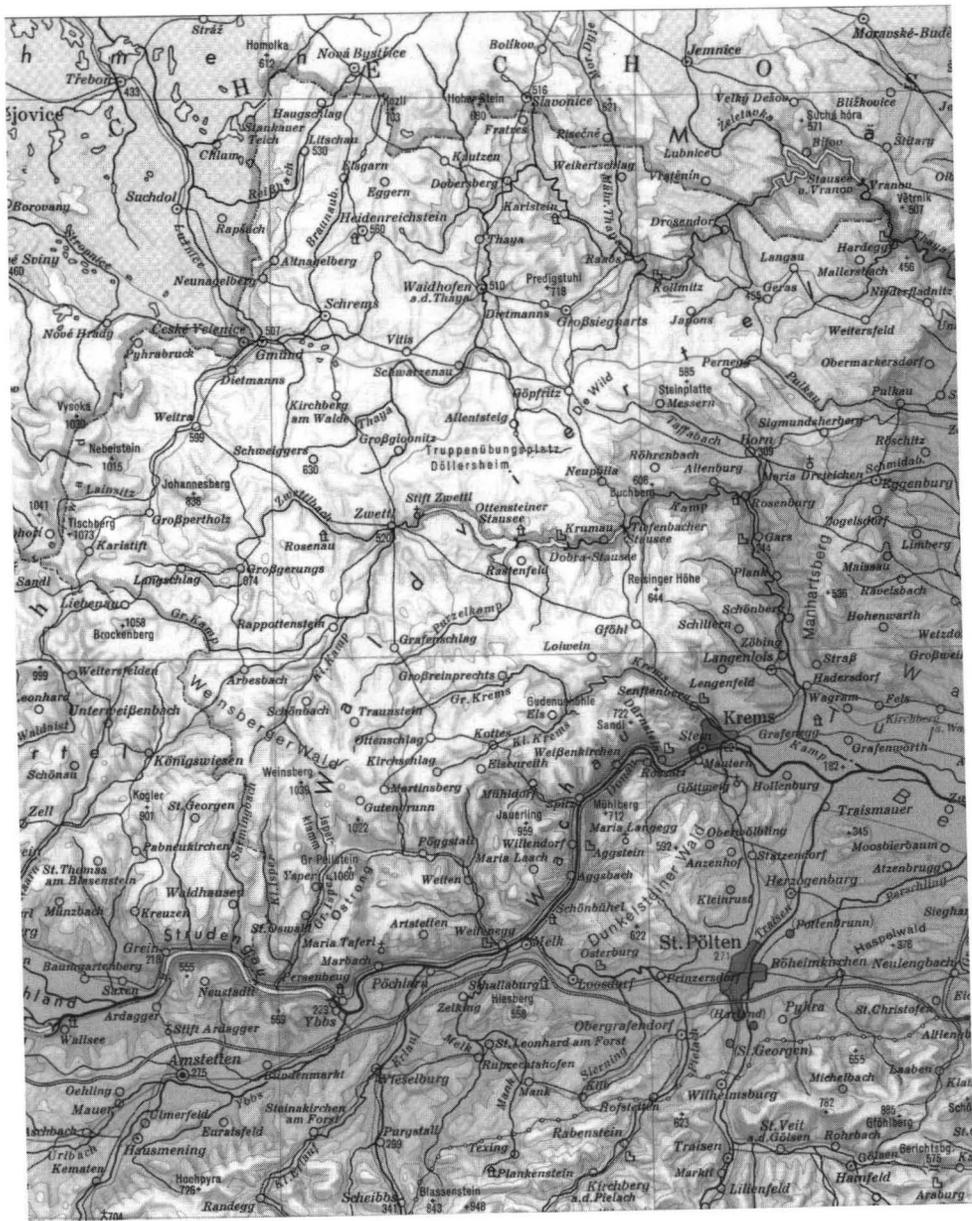


Abb. 2: Topographische Übersichtskarte des Waldviertels 1 : 75000
 (Aus: Kozenn-Atlas, Geograph. Institut Ed. Hölzel, Wien)

Geschichte der geologischen Landesaufnahme im Waldviertel

*... und setzt zuweilen einen Fuß auf uralten Granit,
den anderen auf eine Auster.*

Paul PARTSCH

Geognostische Reise-Relationen Nr. 3, 1823

Die geologische Kartierung ist die Grundlage der geologischen Erforschung eines Gebietes, und in vielen Fällen geht diese geologische Landesaufnahme Hand in Hand mit der geologischen Erforschung eines Landesteiles. Dies trifft auch für den Südostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich, das Waldviertel, zu (ROETZEL 1991). Die Anfänge der geologischen Kartierung fallen hier in die erste Hälfte des 19. Jahrhunderts.

Ende des 18. Jahrhunderts hatte zwar Abbé STÜTZ „Versuche über die Mineralgeschichte von Oesterreich unter der Enß“ vorgelegt, und das im Jahre 1807 aus seinem Nachlaß herausgegebene „Mineralogische Taschenbuch, enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich zum Gebrauche reisender Mineralogen“ war auch eine erste umfassende Darstellung der wichtigsten Mineral- und Gesteinsvorkommen von Niederösterreich und damit auch des Waldviertels. Dieses Werk enthält jedoch keine geologische Karte (STÜTZ 1783, 1807).

Einen ersten Versuch, die unterschiedlichen kristallinen Gesteine des Waldviertels abzugrenzen und auf einer Karte einzuzeichnen, wagte Philipp Aloys Ritter von HOLGER im Jahre 1842 mit der „Geognostischen Karte des Kreises ob dem Manhartsberge“ (HOLGER 1842).

Bereits ein Jahr später, im Jahre 1843, erschien die „Geognostische Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben“ von Paul PARTSCH und dazu „Erläuternde Bemerkungen“ im Jahre 1844 (PARTSCH 1843, 1844). Dieser „Erste Entwurf einer geognostischen Karte von Österreich unter der Enns mit Theilen von Steiermark, Ungarn, Mähren, Böhmen und Österreich ob der Enns“ im Maßstab 1 : 432 000 enthält bereits zahlreiche Details und besitzt eine Topographie. Die Arbeiten an der Karte waren 1823 im Auftrag der Niederösterreichischen Stände begonnen und nach Erschöpfung der finanziellen Mittel ab 1834 von PARTSCH auf eigene Kosten fortgesetzt worden.

Paul PARTSCH bereiste das Waldviertel in den Sommern von 1823 und 1824 und beschrieb in seinen Tagebüchern sehr genau die geologischen Verhältnisse dieses Raumes.

Die geologische Situation um Eggenburg wurde von Paul PARTSCH in der „Geognostischen Reise-Relation Nr. 3“ von 1823, dem Arbeitsbericht an die Niederösterreichischen Stände, sehr anschaulich dargestellt (PARTSCH 1823). So schrieb er: „Auf dem Wege von Burg Schleinitz nach Maissau schreitet man bald über Granit, bald über Versteinerungen enthaltenden Leithakalk weg und setzt zuweilen einen Fuß auf uralten Granit, den anderen auf eine Auster.“

Die Beschwerlichkeit der damaligen Kartierung veranschaulicht eine Bemerkung in den „Geognostischen Reise-Relationen“ von 1824, wo Paul PARTSCH bemerkte, daß seine „auf dem Wege von Nieder Hollabrunn nach Maissau wundgegangenen Füße“ es ihm nicht erlauben, sich weit vom Wagen zu entfernen (PARTSCH 1824).

Eine weit genauere geologische Karte dieses Gebietes verfaßte Johann CZJZEK im Auftrag der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften im Jahre 1849. Ebenso wie PARTSCH mußte auch CZJZEK den Großteil der finanziellen Mittel für die Geländearbeit selbst aufbringen. Die Karte selbst konnte er jedoch als Mitglied der in der Zwischenzeit gegründeten k. k. Geologischen Reichsanstalt dort vollenden. Die „Geognostische Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhardsberge“ im Maßstab 1 : 72 000 enthält vor allem eine detaillierte Kartierung der tertiären Schichtglieder. Ebenso bemerkenswert wie die Genauigkeit dieser Karte ist die dazu benötigte Bearbeitungszeit, die nach einer Notiz auf der Karte für eine Fläche von 34 Quadrat-Meilen (das sind ca. 1957 km²) nur drei Monate betrug (CZJZEK 1849).

Mit der Gründung der „k. k. Geologischen Reichsanstalt“ im Jahre 1849 lag die geologische Landesaufnahme der gesamten Monarchie nun in den Händen dieser Anstalt.

Ungefähr zur gleichen Zeit wie Johann CZJZEK führte Marko Vincenc LIPOLD in den Jahren 1851 bis 1852 gemeinsam mit Heinrich PRINZINGER im Waldviertel, Weinviertel und östlichen Mühlviertel Übersichtskartierungen im Maßstab 1 : 28 800 durch, die auf die Generalkarten 1 : 144 000 übertragen wurden. Diese Karten wurden zwar nicht veröffentlicht, dienten jedoch den späteren Bearbeitern sehr oft als wertvolle Grundlage (LIPOLD & PRINZINGER 1851 - 1852).

Auch LIPOLD und PRINZINGER hinterließen uns in ihren Tagebüchern nicht nur unzählige geologische Beobachtungen, sondern auch ihre Eindrücke über die Orte und die Gasthöfe, in denen sie übernachteten.

So findet man im Tagebuch von LIPOLD die knappe Bemerkung: „Geras — ein elendes Nest mit einem prachtvollen Stifte und passablen Gasthaus, wo abgestiegen.“ Über Hargdegg schrieb er: „Die Stadt liegt in einem schauerlichen Kessel an der Thaya, ringsum von Felsen und Waldungen umgeben. Miserable Häuser, elendes Gasthaus, nur Tuchmacher und Weber, eine Pulvermühle und ein Eisenhammer.“ Auch über Ludweis und Allentsteig wußte er nicht viel Gutes zu berichten, denn er schrieb: „Ludweis (Markt) elend Mittag: Grobe Wirtin, aus Gnade Eier!“ und „In Allentsteig auf der Post (schwarzes Rössel). Nachts: Miserabel und teuer!“ (LIPOLD 1851).

Von PRINZINGER erfahren wir: „In Pernegg muß man auf Stroh schlafen, bekommt aber einen herrlichen Rostbraten.“ Er machte aber auch schlechte Erfahrungen, weil er schrieb: „Kehre niemand in Schrottenthal ein: ich büße noch immer den Versuch, ein stinkendes Schweinernes zu essen. Zum Überflusse starb gleich darauf das Wirtskind.“ Vermutlich ebenfalls ein Hinweis auf den Zustand der Gasthöfe ist die Eintragung: „Retz ist eine alte ehrwürdige Stadt. Wer aber einkehren will, hüte sich vor Hirschen und Wölfen und ziehe den Sternen nach.“ Zwischen der Beschreibung von Amphibolschiefer und Gneis in der Umgebung von Raabs bemerkte er kurz: „Das Raabser Bier ist übrigens sehr schlecht“, und über Naglitz bei Gratzen (das heutige Nakolice bei Nové Hradý) hatte er schließlich zu berichten: „In Naglitz leistet den Fremden ein besoffener Schullehrer Gesellschaft, der zu meiner Zeit just von Sonntag bis Freitag nicht nüchtern wurde“ (PRINZINGER 1851).

Der nächste Schritt bei der geologischen Aufnahme war die Detailkartierung, die ab 1875 auf den neuen Meßtischblättern im Maßstab 1 : 25 000 erfolgte und auf die neuen Spezialkartenblätter im Maßstab 1 : 75 000 übertragen wurde. Die Kartenblätter wurden aber bis 1891 nicht gedruckt, sondern bei Bedarf nur als handkolorierte Kopien an Interessenten weitergegeben (CERNAJSEK 1989).

Als eine der ersten gedruckten Karten erschien im Jahre 1898 das von Carl Maria PAUL neu aufgenommene und bearbeitete Blatt Znaim im Maßstab 1 : 75 000, das außer dem süd-mährischen Gebiet auch den niederösterreichischen Bereich um Retz und Hardegg zeigt (PAUL 1898).

Vom Jahre 1903 an wurde die Gegend um Eggenburg von Franz X. SCHAFFER begangen, der im Zusammenhang mit seiner Monographie über das Miozän von Eggenburg besonders auf die tertiären Ablagerungen achtete. Diese Kartierungsergebnisse blieben aber weitgehend unpubliziert (SCHAFFER 1910-1925).

Im Rahmen eines geologischen Gutachtens über die Wasserversorgung der Stadt Retz beschäftigte sich Hermann VETTERS im Jahre 1914 mit den geologischen Verhältnissen dieses Gebietes und publizierte die Ergebnisse und eine geologische Detailkarte der Umgebung von Retz im Maßstab 1 : 25 000 im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1918.

Aus den ersten drei Jahrzehnten unseres Jahrhunderts liegen zahlreiche geologische und mineralogisch-petrologische Bearbeitungen der kristallinen Gesteine dieses Raumes von Friedrich BECKE sowie Leopold KÖBL, Karl PRECLIK, Franz REINHOLD und Hilmar SCHUMANN vor (WALDMANN 1931).

1925 erschien das Kartenblatt Drosendorf im Maßstab 1 : 75 000, nachdem Franz Eduard SUESS von 1905 - 1908 die Osthälfte und Hilde GERHART von 1910 - 1912 die Westhälfte kartiert hatten (SUESS & GERHART 1925). Die Erläuterungen zu diesem Kartenblatt verfaßte Leo WALDMANN erst 1931.

Für die Kartierung des Kristallins im Waldviertel ist Leo WALDMANN sicher einer der bedeutendsten Geologen unseres Jahrhunderts.

WALDMANN trug aber nicht nur wesentlich zur Erforschung der kristallinen Gesteine des Waldviertels bei, sondern schenkte auch der jungen Bedeckung große Aufmerksamkeit und machte besonders durch seine genaue Kartierung auf die bis dahin unbeachtet gebliebene Sedimentbedeckung auf der Böhmisches Masse aufmerksam. Von 1924 bis 1970 liegen von ihm eine Vielzahl von Aufnahmeberichten und Tagebüchern aus dem gesamten Waldviertel und dem anschließenden Mühlviertel vor. Von den vielen von Leo WALDMANN bearbeiteten Kartenblättern wurde aber nur das Blatt Litschau-Gmünd im Maßstab 1 : 75 000 gedruckt (WALDMANN 1950).

Die verstärkte erdölgeologische Forschung kurz vor und nach dem Zweiten Weltkrieg führte auch im westlichen Weinviertel zu einer vermehrten geologischen Untersuchungs- und Kartierungstätigkeit.

Hans HOLY führte 1938 geologische Aufnahmen auf den Kartenblättern Hollabrunn und Znaim durch (HOLY 1938). Rudolf GRILL setzte seine vor dem Krieg begonnenen geologischen Arbeiten im Weinviertel auch nach 1945 im westlichen Weinviertel fort (GRILL 1947).

Nach dem Ende des Zweiten Weltkrieges und mit der Wiedererrichtung der Geologischen Bundesanstalt wurde zunächst die Kartierung für das Kartenwerk 1 : 75 000 fortgesetzt. Anfang der 1950er Jahre, mit Erscheinen der neuen topographischen Karten im Maßstab 1 : 50 000, wurde die geologische Kartierung auf diesem neuen Kartenwerk weitergeführt. Rupert WEINHANDL kartierte in den 1950er Jahren in den Gebieten um Retz und Hollabrunn (WEINHANDL 1957). Der Schwerpunkt der Kartierung von Rudolf GRILL lag zu dieser Zeit auf Blatt Krems, das 1984 erschien (FUCHS et al. 1984).

Ab den 1960er Jahren setzte eine Neukartierung des gesamten Waldviertels ein, wobei vor allem eine Neubearbeitung der kristallinen Gesteine im Vordergrund stand. An der Kar-

tierung des moldanubischen Anteiles im Waldviertel waren Franz BOROVICZNY, August ERICH, Christof EXNER, Gerhard FUCHS, Josef Ernst KUPKA, Alois MATURA, Bernd SCHWAIGHOFER und Otto THIELE beteiligt. Das Moravikum wurde zuerst von Günter FRASL, Volker HÖCK und Wolfgang VETTERS bearbeitet. Später stießen Manfred BERNROIDER, Friedrich FINGER und Josef SÄGMÜLLER dazu. Das Perm von Zöbing auf den Blättern Horn und Krems wurde von Werner VASICEK kartiert. Die tertiären Gebiete der Kartenblätter des Waldviertels bearbeiteten Werner FUCHS, Rudolf GRILL, Reinhard ROETZEL und Fritz F. STEININGER.

Auch an der Universität Wien waren Anfang der 1970er Jahre die kristallinen Gesteine des Waldviertels Thema mehrerer Dissertationen, wobei ebenfalls geologische Detailkarten entstanden.

Die geologische Aufnahme des Waldviertels ist inzwischen weitgehend abgeschlossen, und in den letzten Jahren erschienen die meisten Kartenblätter dieses Gebietes. Die Blätter Geras und Horn stehen kurz vor der Fertigstellung.

Auch die geologische Landesaufnahme der Kartenblätter Retz und Hollabrunn im westlichen Weinviertel ist weitgehend abgeschlossen.

In solchen sehr schlecht aufgeschlossenen Gebieten hat sich die Kartierungstechnik der Geologen in den letzten Jahren stark geändert. Bisher erfolgte die geologische Kartierung hauptsächlich durch die intensive Begehung des Kartierungsgebietes. Dem Geologen standen dabei für seine Arbeit neben den wenigen natürlichen Aufschlüssen und den Steinbrüchen und Sandgruben nur die zufällig und oft nur kurzfristig vorhandenen künstlichen Aufschlüsse, wie z. B. Baugruben und Leitungskünetten, zur Verfügung. In letzter Zeit werden nun neben der intensiven Begehung und der Kartierung im Maßstab 1 : 10000 vermehrt seichte Bohrungen und geophysikalische Methoden, wie z. B. die Hubschrauber-geophysik, in diesen aufschlußlosen Gebieten eingesetzt, um detailliertere Hinweise auf den geologischen Untergrund zu erhalten.

Aber auch bei der Herstellung der geologischen Karten werden seit kurzem neue, moderne Wege beschritten. Neben der bewährten kartographischen Herstellung geologischer Karten ermöglicht nun die Computer-Digitalisierung der geologischen Kartierungsergebnisse und Speicherung in Datenbanken die Darstellung beliebiger Ausschnitte in jedem Maßstab in kurzer Zeit.

Diese neuen Entwicklungen sind sicher ein weiterer wesentlicher Schritt in der fast 150jährigen Geschichte der geologischen Landesaufnahme im Waldviertel, die von einer ständigen Verbesserung der geologischen Karten und Verfeinerung der Kartierungsmethoden geprägt ist.

Das Kristalline Grundgebirge

Konstantin Petrakakis und Wolfram Richter

Metamorphe Gesteine

Mit Abbildung 1 bis 9 und Tabelle 1

Die Erde ist kein toter, sondern ein lebendiger Planet, der ständig dynamischen Vorgängen und damit Umgestaltungen unterworfen ist, von denen wir Menschen nur deshalb wenig Notiz nehmen, weil sie sich für unseren Geschichtsbegriff in ungeheuer langen Zeiträumen vollziehen. Diese Umgestaltung führt nicht nur zu kontinuierlichen Änderungen der Oberflächenbeschaffenheit der Erde — Kontinente zerbrechen und formieren sich neu, Ozeanbecken öffnen und schließen sich —, sondern sie findet ihren Ausdruck auch in gesteinsbildenden Prozessen.

Die Gesteine werden nach ihrer Entstehung in drei Hauptgruppen gegliedert, nämlich in die Magmatite, die Sedimentgesteine und die Metamorphite. Im Gegensatz zur Bildung der Sedimente und Sedimentgesteine als auch zur Bildung vieler magmatischer Gesteine entzieht sich die Bildung der metamorphen Gesteine unserer direkten Beobachtung. Das hat dazu geführt, daß die Metamorphite lange Zeit eine wenig verstandene Gesteinsgruppe darstellten. Noch in der ersten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts faßte man sie unter dem Begriff „terrine primitie“ zusammen und entwickelte abenteuerliche Vorstellungen über ihre Entstehung. So wurde beispielsweise von den „Neptunisten“ die Auffassung vertreten, daß es sich um erste Absätze aus einem Urmeer handelt, die „Plutonisten“ wiederum verknüpften ihre Entstehung mit magmatischer Aktivität. Noch heute spricht man recht undifferenziert von „kristallinen Gesteinen“ und meint damit alles, was sich im kontinentalen Bereich unter der meist dünnen Sedimentbedeckung befindet.

Unter dem Begriff Metamorphose (= Umgestaltung, Umformung, Umbildung) versteht man einen sehr komplexen Prozeß, bei dem ein bereits vorhandenes Gestein (ein Sedimentgestein, ein magmatisches Gestein oder auch ein schon früher geprägtes metamorphes Gestein) eine Änderung des Mineralbestandes, der Struktur und manchmal auch der chemischen Zusammensetzung erfährt. Diese Veränderungen gehen auf Änderungen der physikalischen Bedingungen — insbesondere sind hier Druck- und Temperaturänderungen gemeint — innerhalb der Erdkruste zurück. Sie unterscheiden sich entscheidend von den Prozessen der Verwitterung oder der Verfestigung von Sedimenten, die sich an bzw. nahe der Erdoberfläche abspielen. Letzterer Prozeß setzt nämlich bei geringer Überdeckung mit weiteren Sedimentmassen ein. Das Produkt der Metamorphose sind die metamorphen Gesteine oder Metamorphite.

Da die Metamorphose im wesentlichen durch Druck- und Temperaturänderungen verursacht wird, kann sie nur dort ablaufen, wo Gesteine durch verschiedene Mechanismen eine Versenkung in tiefe Teile der Erdkruste erfahren. Nach dem Ablauf der metamorphen Prozesse müssen die Metamorphite wieder an die Oberfläche gebracht werden, wo sie der Beobachtung und Untersuchung zugänglich sind. Grundsätzlich ist es also unmöglich, Metamorphite am Ort ihrer Entstehung zu betrachten. Die Fachrichtung der experimentel-

len Petrologie versucht relativ einfache, grundsätzlich metamorphe Prozesse im Labor zu simulieren.

Die Mechanismen, die zur Versenkung führen, sind verschiedener Natur. So können beispielsweise Lockersedimente, die in einem Sedimentationsbecken abgelagert werden, im Zuge fortschreitender Absenkung von weiterem Sedimentmaterial überlagert werden und so Versenkungstiefen erreichen, in denen die sogenannte Versenkungsmetamorphose abläuft. Oder Gesteine der relativ dünnen, nur 6 bis 9 km mächtigen ozeanischen Kruste können im Zuge von plattentektonischen Bewegungen an konvergierenden Plattengrenzen unter die viel mächtigere (durchschnittlich 35 km dicke) kontinentale Kruste subduziert (= abtauchen) und so in große Tiefe, bis weit in den Erdmantel hinein verfrachtet werden. Dadurch erleiden diese Gesteine eine Subduktionsmetamorphose. Auch Teile der kontinentalen Kruste können an konvergierenden Plattengrenzen im Zuge einer Kontinent-Kontinent-Kollision übereinander geschoben werden. Dieser Prozeß, der zur Bildung ausgedehnter Gebirgsketten mit einer verdickten Kruste von 70 und mehr Kilometer führt, ist einer der wichtigsten Mechanismen der Bildung von metamorphen Gesteinen. Diese Art der Metamorphose wird auch Regionalmetamorphose genannt. Das beste Beispiel einer aktiven Orogenzone ist der Himalaya, dessen Bildung auf die Kollision der nach Norden driftenden Masse des indischen Subkontinentes mit der eurasischen Kontinentalplatte zurückzuführen ist. Die Kollision begann im Eozän vor etwa 55 Ma (Millionen Jahren), erreichte ihren Höhepunkt im Miozän, vor etwa 15-20 Ma, und dauert bis heute fort. Die Krustenmächtigkeit im Bereich des Himalayagebirges beträgt heute 70 bis 80 km, und die höchsten Gipfel erreichen Höhen von über 8000 m. Ein ähnlicher Mechanismus wird heute auch für die Bildung des Moldanubikums vor mindestens 340 Ma verantwortlich gemacht (Abb. 1).

Ein Abtauchen (Subduktion) von kontinentaler Kruste in den Erdmantel ist nicht möglich, weil die kontinentale Kruste eine viel zu geringe Dichte besitzt. Sie besteht im wesentlichen aus leichten Silikatmineralen (hauptsächlich Quarz, Feldspäten), und ihre Dichte beträgt im Durchschnitt ρ 2,8 Gramm pro Kubikzentimeter (g/cm^3). Der obere Erdmantel hingegen ist vorwiegend aus Magnesium(Mg)- und Eisen(Fe)-Silikaten (Olivin und Pyroxen) aufgebaut und besitzt eine mittlere Dichte von ρ 3,2 g/cm^3 . Da die Gesteine des oberen Erdmantels und der tiefen Kruste sich plastisch verhalten — ähnlich wie Gletschereis können sie im festen Zustand deformiert werden und fließen —, kommt das Prinzip der isostatischen Kompensation zum Tragen: die leichtere Kruste wird über dem dichteren Mantel gehalten. Einerseits reicht die verdickte Kruste einer Orogenzone tief in den Erdmantel hinein und andererseits bildet sie Aufwölbungen, eben die Gebirgsketten.

Es ist einleuchtend, daß ein Gesteinsvolumen, das im Zuge einer Subduktion oder während eines orogenen Geschehens in große Tiefen verfrachtet wird, einem erhöhten Druck ausgesetzt wird. Der Druck, der auf ein Gestein in einer bestimmten Tiefe ausgeübt wird, entspricht dem pro Flächeneinheit auflastenden Gewicht der darüber liegenden Gesteinsäule. Er wird üblicherweise in bar bzw. Kilobar (1 kbar = 1000 bar) angegeben, wobei 1 bar etwa dem Atmosphärendruck auf Meeresspiegelniveau entspricht oder dem Druck, den eine ~ 10 m hohe Wassersäule auf einer Fläche von 1 cm^2 ausübt. Der Druck hängt damit von der Höhe, aber auch von der Dichte der überlagernden Gesteinsäule ab. In einer Tiefe von 35 km (Grenze stabile Kruste/Erdmantel) beträgt er im Normalfall ungefähr 10 kbar.

Die Temperaturverteilung innerhalb der Kruste hängt von vielen Faktoren ab: dem Wärmefluß vom Mantel in die Kruste, dem Wärmeverlust der Erde an die Atmosphäre und den Weltraum — beides Vorgänge, die von den Mechanismen des Wärmetransportes innerhalb der Erde abhängig sind — und von der Verteilung von radioaktiven Elementen innerhalb der Kruste. Besonders die Elemente Kalium, Uran und Thorium, die in den Gesteinen der Kruste gegenüber dem Erdmantel besonders angereichert sind, liefern mit dem wärme-producingen Zerfall ihrer radioaktiven Isotope ^{40}K , ^{235}U und ^{238}Th einen wesentlichen

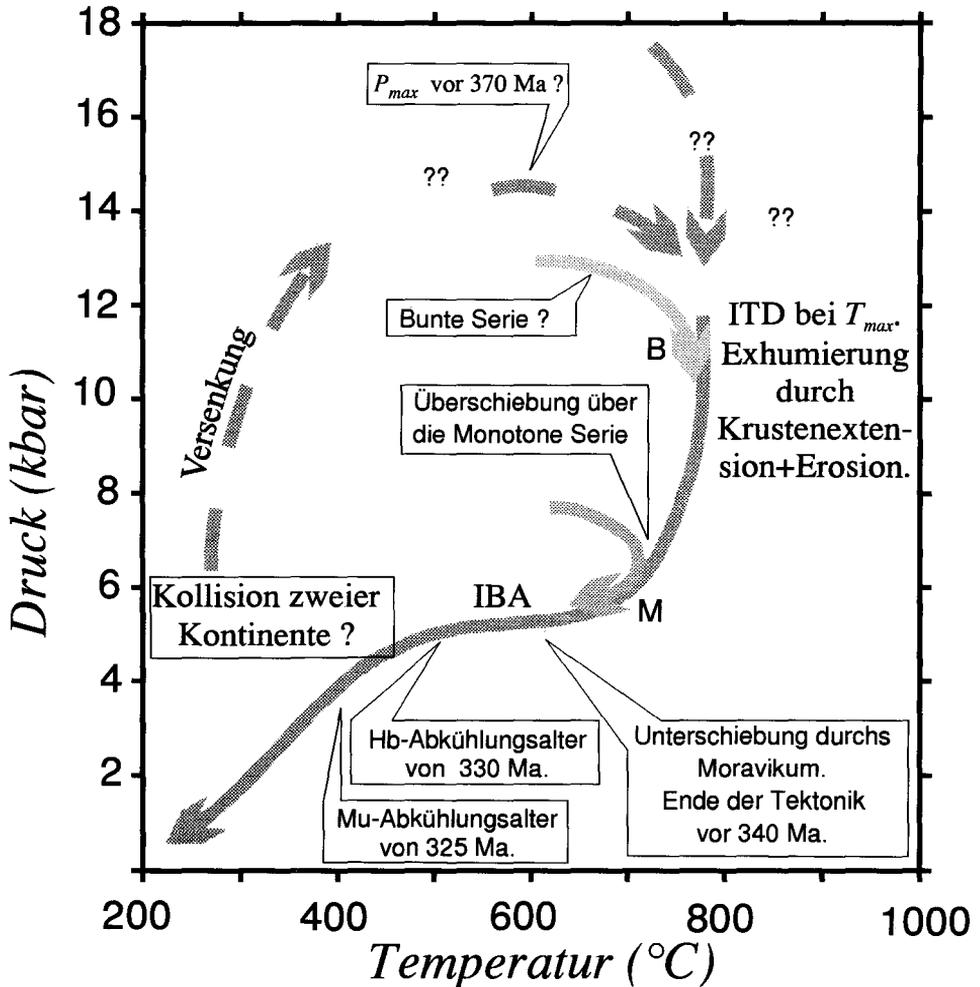


Abb. 1: Diagramm der Druck(P)-Temperatur(T)-Zeit(t)-Entwicklung moldanubischer Gesteine des NÖ-Waldviertels.

Die Entwicklungsstadien vor etwa 360-370 Ma (Millionen Jahre) sind nicht ausreichend bekannt. Dennoch ist bereits gesichert, daß sogar *archaische* und *proterozoische* Komponenten ($\sim 2000-500$ Ma alt) im Aufbau des Moldanubikums involviert sind. Die im Text beschriebenen Einheiten des Moldanubikums werden als Decken aufgefaßt. Diese wurden höchstwahrscheinlich in verschiedenen Zeiten im Zuge der variszischen Orogenese übereinander geschoben. Die Punkte B und M zeigen schematisch die Überschiebung der Gföhler Einheit über die Bunte Serie und jene der Bunten Serie über die Monotone Serie. Das Moldanubikum wurde vor ca. 340 Ma über das Moravikum geschoben. Abkürzungen: IBA = isobare Abkühlung (Abkühlung bei etwa konstantem Druck), ITD = isothermale Dekompression (Druckabnahme bei konstanter Temperatur), Hb = Hornblende, Mu = Muskovit.

Beitrag zur Wärmeentwicklung der Kruste. Die Temperatur nimmt mit der Tiefe zu. Diese Zunahme mit der Tiefe wird als geothermischer Gradient bezeichnet. Dieser gibt die Zunahme der Temperatur in Grad Celcius ($^{\circ}\text{C}$) pro Tiefenkilometer an und kann in verschiedenen geotektonischen Milieus ganz verschiedene Werte annehmen. Beispielsweise beträgt er in einem konsolidierten Abschnitt der stabilen kontinentalen Kruste $\sim 16^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (an der Grenze zum Erdmantel herrschen dann Temperaturen von $\sim 550^{\circ}\text{C}$). In einer aktiven Orogenzone nimmt die Temperatur mit der Tiefe viel schneller zu. Bereichsweise kann der geothermische Gradient bis weit über $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ betragen.

In der tiefen kontinentalen Kruste und im Erdmantel verhalten sich die Gesteine aufgrund des vorherrschenden hohen Druckes und der hohen Temperatur plastisch. D. h. sie können unter Einwirkung von Kräften genauso wie Plastilin umgeformt werden bzw. wie eine Teigmasse fließen. Dieses Verhalten unterscheidet sich stark von unserer alltäglichen Erfahrung, daß die Gesteine, die wir an der Oberfläche — also bei niedrigem Druck und niedriger Temperatur — beobachten, fest und nicht umzuformen sind. Allerdings können sie bei erhöhter Krafteinwirkung (z. B. mit einem Hammerschlag) brechen. Die tieferen Teile der stark verdickten Kruste in einer Orogenzone sind unter Einwirkung des Gravitationsfeldes der Erde und aufgrund des vorherrschenden hohen Druckes und der hohen Temperatur instabil und neigen dazu, plastisch „auseinanderzufließen“. Dieser Prozeß läßt sich grundsätzlich mit dem allseitigen Fließen eines Teigturmes vergleichen, der langsam niedriger wird. Die sich nicht plastisch verhaltenden oberen Teile der verdickten Kruste werden dabei zerklüftet. Es entstehen Störungs- und Versetzungsflächen, die manchmal tief, bis zum oberen Erdmantel, reichen können. Diese Prozesse, die unter dem Begriff Extension zusammengefaßt werden, führen gemeinsam mit der mit der Höhe des topographischen Reliefs zunehmenden Erosion (Verwitterung und Abtragung von Gebirge) zu einer Ausdünnung der Kruste und damit zur Exhumierung der in der Tiefe gebildeten metamorphen Gesteine. Wenn man heute durch die tief eingeschnittenen Täler des Waldviertels wandert, dann befindet man sich in den tiefen Abschnitten eines Gebirges, das, wie man heute weiß, im Unterkarbon (also vor 370-320 Ma, Abb. 1) Teil eines mächtigen Gebirges als Folge der variszischen Orogenese war.

Ein wesentlicher Faktor einer metamorphen Entwicklung ist die Zeit. In Abhängigkeit von der durch die Kollision erreichten Mächtigkeit der verdickten Kruste und der Exhumierungsrate während der Krustenextension kann ein orogener Zyklus verschieden lange dauern. Typische Werte liegen zwischen 50 und 200 Ma. Eine besonders anschauliche Darstellung einer orogenen Entwicklung erhält man, wenn man in einem Druck-Temperatur-Diagramm (P-T-Diagramm) den zeitlichen Verlauf berücksichtigt. Wir erhalten dann ein s. g. P-T-t-Diagramm (t steht für die Zeit), wie es für das NÖ-Moldanubikum in der südlichen Böhmisches Masse in der Abb. 1 dargestellt ist. Der P-T-t-Weg, den ein Gesteinsvolumen während des orogenen Geschehens mitmacht, ähnelt einer Schleife, die im allgemeinen folgende Merkmale aufweist: Während der Versenkungsphase nimmt der Druck stark zu, die Temperatur weist einen niedrig bis mäßigen Anstieg auf. Wenn das Druck-Maximum (P_{max}) erreicht ist, kann die Temperatur in den meisten Fällen weiter zunehmen. Sie erreicht ihren höchsten Wert (T_{max}) dann, wenn mit beginnender Exhumierung der Gesteine der Druck wieder nachläßt. Es ist daher festzuhalten, daß das Druck-Maximum im allgemeinen nicht mit dem Temperatur-Maximum zusammenfällt.

Durch die P- und T-Änderung im Zuge eines orogenen Geschehens erfahren Gesteine durch chemische Reaktionen Veränderungen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung.

Diese Veränderungen umfassen im allgemeinen zwei Prozesse: einerseits den Zerfall vorhandener Mineralassoziationen und die Bildung von neuen Mineralvergesellschaftungen und andererseits die Änderungen der Zusammensetzung der Minerale selbst. Letzterer Prozeß beruht auf der Tatsache, daß viele gesteinsbildende Minerale Mischkristalle sind; das heißt sie bilden feste Lösungen zwischen zwei oder mehreren reinen Mineralendgliedern. Ein Biotit, wie wir ihn in einem Gestein vorfinden, gehört der Biotit-Mischkristallreihe an und enthält Fe und Mg; er ist eine Mischung (feste Lösung) von zwei Endgliedern: des Annits (dieser ist der reine Fe-Biotit) und des Phlogopits (dieser ist der reine Mg-Biotit). Endglieder-Minerale treten in der Natur kaum auf. Weitere Beispiele solcher Mischkristallreihen sind die Minerale der Granat-, Amphibol-, Pyroxen-, Olivin-, Biotit- und Plagioklas-Gruppen. Minerale, die keine Mischkristallreihen bilden, sind u. a. der Quarz und die s. g. Alumosilikate Disthen, Sillimanit und Andalusit. In Abhängigkeit von der Änderung der Metamorphosebedingungen können Minerale der Mischkristallreihen ihre chemische Zusammensetzung innerhalb bestimmter Grenzen ändern, ohne zu zerfallen. Ein Biotit, der mit einem Granat im Gestein koexistiert, wird Fe-reicher mit zunehmender Temperatur. Ist allerdings die Temperaturzunahme sehr groß, dann kann der Biotit im Zuge chemischer Reaktionen zerfallen. Dabei können andere Minerale, wie Pyroxen, entstehen.

Diese zwei Prozesse, nämlich der Zerfall bzw. das Auftreten von Mineralassoziationen und die Änderung der chemischen Zusammensetzung von auftretenden Mischkristallen, bilden die Basis für die Abschätzung der Bildungsbedingungen (insbesondere des Druckes und der Temperatur) eines Metamorphits. Diese beruht auf dem Grundsatz der Gleichgewichtsthermodynamik, daß die stabile Koexistenz von Mineralen bestimmter Zusammensetzung den Bildungsbedingungen dieser Mineralassoziation entspricht. Also, die Abschätzung des Druckes und der Temperatur (Geothermobarometrie) setzt voraus, daß die Minerale in einem Metamorphit stabil koexistieren und daß ihre chemische Zusammensetzung bekannt ist. Kriterien der stabilen Koexistenz kann der Petrologe mit Hilfe der mikroskopischen Beobachtung der Gesteine finden. Stabilitätsbeziehungen zwischen Mineralen werden allgemein durch ihre textuellen Beziehungen wiedergegeben. Stabil koexistierende Pyroxene und Granate können beispielsweise geradlinige oder leicht gekrümmte Korngrenzen zueinander aufweisen. Ist die stabile Koexistenz nicht mehr vorhanden, dann kann eines oder können beide Minerale zerfallen. Der Zerfall eines Minerals kann unter dem Mikroskop beobachtet werden; er könnte sich durch seitliche Auflösungserscheinungen und Zerstörung der geradlinigen Kontakte zu anderen Mineralen manifestieren. Weitere Hinweise über die stabile Koexistenz von Mineralassoziationen liefern auch die Besonderheiten der chemischen Zusammensetzung eines Minerals; beispielsweise eine eventuell vorhandene Zonierung. Die mikroskopische Untersuchung des Metamorphits und die chemische Analyse der auftretenden Minerale sind also zwei der wichtigsten Aufgaben des Petrologen.

Gesteinsbildende Minerale und wichtige Gesteine in den metamorphen Serien des Waldviertels

Die hier angegebene Beschreibung der verschiedenen Gesteinstypen beruht auf Merkmalen, die der interessierte Naturkundler mit einfachen Hilfsmitteln wie Hammer, verdünnter Salzsäure (etwa 5%ig) und Vergrößerungslinse erkennen kann. Selbstverständlich bedarf die eingehende wissenschaftliche Forschung weiterer Mittel, wie des Mikroskops,

kompliziert aufgebauter Geräte zur Durchführung von chemischen Analysen und manchmal des Elektronen-Raster-Mikroskops.

Die in den metamorphen Gesteinen des Waldviertels auftretenden Minerale sind hauptsächlich Quarz, Feldspat, Biotit, Muskovit, Chlorit, Granat, Sillimanit, Disthen, Cordierit, Graphit, Calcit, Amphibol und Pyroxen. Im allgemeinen lassen sich diese Minerale an frischen Bruchflächen des Gesteins mit freiem Auge oder mit Hilfe einer Vergrößerungslinse erkennen. Ihre Größe ist allerdings in den verschiedenen Gesteinstypen variabel. Folgende Merkmale dienen ihrer Identifizierung:

Quarz: hell-grau gefärbt, durchscheinend, unregelmäßiger Bruch, granulare Körner. **Feldspat:** in den meisten Fällen hell gefärbt, üblicherweise grau-weiß, allerdings auch hellrosa bzw. braun oder grau-grün. Granulare Körner mit gut glänzenden, fast senkrecht aufeinander stehenden Spaltflächen. **Biotit:** schwarz gefärbte, blättrige, häufig parallel zueinander angeordnete Minerale, die ausgezeichnete, stark glänzende Spaltflächen aufweisen. **Muskovit:** farblos, sonst ähnlich dem Biotit. **Chlorit:** grünlich-schwarz gefärbt, mit öligem Glanz. Sonst ähnlich dem Biotit. **Granat:** Farbtöne von rot oder braun, manchmal etwas milchig. Abgerundete Körner mit schlecht entwickelten Bruchflächen. **Sillimanit:** feine, weiß gefärbte, nadelig oder stengelig entwickelte Kristalle, die am leichtesten mit Biotit an den frischen Bruchflächen (Schieferungsflächen, siehe unten) der Granulite erkannt werden können. **Disthen:** kleine blaue, kurz-stengelig oder elliptisch geformte Kristalle mit vollkommener Spaltbarkeit in zwei, fast senkrecht aufeinander stehenden Richtungen. **Cordierit:** bläulich-schwarze, granulare Kristalle mit unregelmäßigem Bruch. **Graphit:** Kristallformen des Graphits sind kaum zu erkennen. Handstücke von dunklen, schwarz-grauen Gesteinen, in denen Graphit vermehrt auftritt, verfärben die Hände. **Calcit:** Kristallformen im primären Gesteinsverband sind kaum erkennbar. Ein Tropfen verdünnter Salzsäure ist jedoch das sicherste Mittel, um Calcit durchs Brausen zu identifizieren. **Amphibol:** grünlich-schwarz, stengelig, mit gut entwickelten Spaltflächen, die einen Winkel von 120 Grad bilden. **Pyroxen:** grünlich- oder bräunlich-schwarz, kurz-prismatisch mit gut entwickelten Spaltflächen, die einen Winkel von 90 Grad bilden.

Die Gesteine des Moldanubikums sind hauptsächlich magmatische (siehe Beitrag von F. KOLLER in diesem Band) und metamorphe Gesteine (Metamorphite). Letztere sind Gesteine, die nach ihrer Entstehung eine oder mehrere (polymetamorphe Gesteine) Umwandlungen (Metamorphosen, metamorphe Überprägungen), üblicherweise innerhalb der Erdkruste, erfahren haben. Metamorphe Überprägungen führen allgemein zur Umformung der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine (also der Art und relativen Menge der Minerale) sowie zur Änderung der chemischen Zusammensetzung der Minerale selbst. Die Gesteine des Moravikums sind hauptsächlich Metamorphite.

Metamorphe Überprägungen werden in den meisten Fällen von Deformation begleitet. Unter erhöhtem Druck und erhöhter Temperatur, also unter Bedingungen, die innerhalb der Erdkruste vorherrschen, vermögen die Gesteine unter Einwirkung eines Streß-Feldes trotz ihres festen Zustandes plastisch zu fließen. Ein Streß-Feld existiert dann, wenn die Kräfte, die an einem Punkt des Gesteins ausgeübt werden, größer in einer konkreten Raumrichtung sind als sonst. In diesem Fall vermag das Gestein plastisch in diese Richtungen zu fließen. Die Bestandteile des Gesteins, also die Minerale, erfahren dadurch eine Durchbewegung, die von ihrer Morphologie (Gestalt) abhängt: kugelige Minerale, wie Granate, können rollen; blättrige Minerale, wie Glimmer, ordnen sich in der Fließrichtung. Dadurch kommt es zu einer dimensional orientierung der Minerale. Ein typischer Ausdruck einer



Abb. 2: Typisches Erscheinungsbild des Gföhler Gneises.

Aufschluß entlang der Straße Weitenegg an der Donau – Weiten (Bundesstraße 216), unmittelbar nach Weitenegg, am Bahnübergang. Melanosomatische Folien (M), bestehend hauptsächlich aus Biotit, sind leicht gefaltet (F) und alternieren mit diffusen, leukosomatischen Lagen aus Feldspat und Quarz. Dunkle, restitische Teile (R) sind durch die Anhäufung vom Melanosom entstanden. Das Leukosom kann bereichsweise angereichert werden (L). Zu beachten ist, daß die Schieferung, die im Bild durch die Erstreckung der melanosomatischen Folien erkennbar ist, nicht durchgehend, manchmal schwach entwickelt bzw. vom Leukosom (L) abgeschnitten ist.

solchen Orientierung ist die Schieferung (Abb. 2, 3, 9). Sie entsteht dadurch, daß blättrige Minerale, wie die Glimmer, eine konkrete Anordnung aufweisen. Auf drei Dimensionen bezogen, bilden dann alle orientierten Blättchen durchgehende Ebenen (Schieferungsflächen) innerhalb des Gesteins. Stengelige Minerale, wie Pyroxene und vor allem Amphibole, werden ebenfalls entlang von Linien (linear) angeordnet. Sie bilden dann durchgehende Lineationen (Abb. 4). Schieferung und/oder Lineation sind Deformationsmerkmale, welche die meisten Metamorphite aufweisen. Sie sind im allgemeinen leicht am Handstück oder am Aufschluß zu erkennen. Geschieferte Gesteine spalten leichter parallel zu Schieferungsflächen. Sie werden allerdings ebendort leichter auch von der Verwitterung erfaßt.

Ein weiteres, häufig auftretendes Merkmal der Metamorphite ist die Bänderung (Abb. 3, 6, 7, 8, 9). Sie kommt dadurch zustande, daß dunkler gefärbte Minerale in Bändern vorkommen, welche mit Bändern aus hell-gefärbten Mineralen alternieren. Die Mächtigkeit der Bänder kann sogar innerhalb eines Gesteinstyps stark variieren (Millimeter- bis Dezimeter- und Meter-Bereich). Auf drei Dimensionen bezogen, ist die Bänderung ein planares Element, wie die Schieferung.

Planare Elemente können im Zuge der Deformation verfaultet werden (Abb. 3, 6, 8, 9). Die Faltenbreite und -amplitude sind variabel. Auf den Maßstab einer geologischen Karte bezogen, können sie Kilometer betragen, bezogen auf den Maßstab eines Dünnschliffes, betragen sie bis zu einigen Millimeter.



Abb. 3: Heller, feinkörniger und feingebänderter Granulit.

Steinbruch Meidling im Tal, etwa 10 km südlich von Mautern. Die dunklen Lagen sind reich an Biotit, die hellen an Feldspat und Quarz. Die dadurch entstehende Bänderung ist parallel zur Schieferung des Gesteins angeordnet. Zu beachten sind noch die drei räumlich verschieden orientierten Kluftebenen (K), die aufgrund der Verwitterung rostbraun gefärbt sind.

Im Zuge einer metamorphen Überprägung bei hohen Temperaturen (etwa 650 °C oder höher), wie das bei moldanubischen Gesteinen der Fall ist, kann es zur partiellen Wiederaufschmelzung (partielle Anatexis) von geeigneten Gesteinen kommen. Die Anatexis ist ein komplexer Prozeß, der von der chemischen Zusammensetzung des Gesteins, der Art und Menge der Minerale im Gestein, der erreichten Temperatur, dem vorherrschenden Druck und der Verfügbarkeit von Wasser abhängt. Ein partiell aufgeschmolzenes Gestein besteht generell aus zwei Teilen: Einerseits aus einer Assoziation von Mineralen, die nicht aufgeschmolzen sind. Diese bilden manchmal Anhäufungen, den s. g. Restit (Abb. 2), der in der Regel aus dunklen Mineralen besteht und deswegen als Melanosom (Schwarzkörper, Abb. 2, 9) bezeichnet wird. Andererseits aus hellen Mineralen, die aufgeschmolzen wurden und die nach ihrer Kristallisation das s. g. Leukosom (Weißkörper, Abb. 2, 6, 7, 8) bilden. Melanosom und Leukosom sind im Zuge der Anatexis neu entstanden. Beide zusammen bilden das Neosom (neuer Körper, Abb. 7, 9). Hingegen bilden Bereiche des Gesteins, die, aus welchem Grund immer, die Anatexis überlebten, das Paläosom (alter Körper, Abb. 7). Das Gestein weist somit ein komplexes Erscheinungsbild auf und wird als Migmatit (Mischgestein) bezeichnet. Das Auftreten von Schmelze verleiht dem Gestein ein erhöhtes Fließvermögen. Das Leukosom ist mobiler und kann unter Einwirkung der Deformation verschiedene Anreicherungsformen bilden und vom Melanosom teilweise oder komplett getrennt werden. Es kann z. B. feinere oder mächtigere Adern bilden und in das Paläosom oder in die Nebengesteine eindringen (Abb. 6, 7, 8). Es kann sich in großen Mengen anrei-

chern und höhere Niveaus der Erdkruste in Form von Plutonen intrudieren (siehe Beitrag von F. KOLLER in diesem Band). Dieser Mechanismus wird heute für die Entstehung riesiger Granitintrusionen verantwortlich gemacht. Migmatite kommen häufig im NÖ-Moldanubikum vor.

Nun zu den Gesteinen und deren Nomenklatur. Ein **Gneis** ist ein Gestein, welches eine meist schwach entwickelte Schieferung und, falls vorhanden, unregelmäßige Bänderung aufweist (Abb. 2, 9). Erstere geht auf geringe Mengen von Mineralen, wie Glimmer, zurück. Gneise sind hingegen Quarz- und Feldspat-reich. Typischerweise treten größere, etwas elongierte, augenförmige Kristalle (üblicherweise Feldspat oder Amphibol/Pyroxen) gemeinsam mit geringen Mengen von viel kleineren Körnern variabler Größe auf. Nimmt die Menge an blättrigen (Glimmer, Chlorit) und/oder nadeligen (Amphibol) Mineralen zu, führt das Gestein eine gut entwickelte Schieferung und wird zu einem **Schiefer. Amphibolite** bestehen hauptsächlich aus Amphibol und Plagioklas (Abb. 6, 7, 8). Quarz, Biotit, Epidot, Granat und Pyroxen sind Begleitminerale in vielen Amphiboliten. Amphibolite sind dunkle Gesteine, die in vielen Arten auftreten. Es gibt grünlich-schwarze, felsige (kompakt-aussehende), gebänderte oder migmatische Typen. Ein **Granulit** ist, genau genommen, jedes Gestein, welches bei hohen Temperaturen über etwa 650-700 °C metamorph überprägt wurde. Traditionell, wie im Falle des NÖ-Moldanubikums, werden als Granulite feinkörnige, Quarz- und Feldspat-reiche, scharf gebänderte Gesteine bezeichnet (Abb. 3). Die Bänderung geht auf alternierende dunklere und hellere Lagen variabler Mächtigkeit

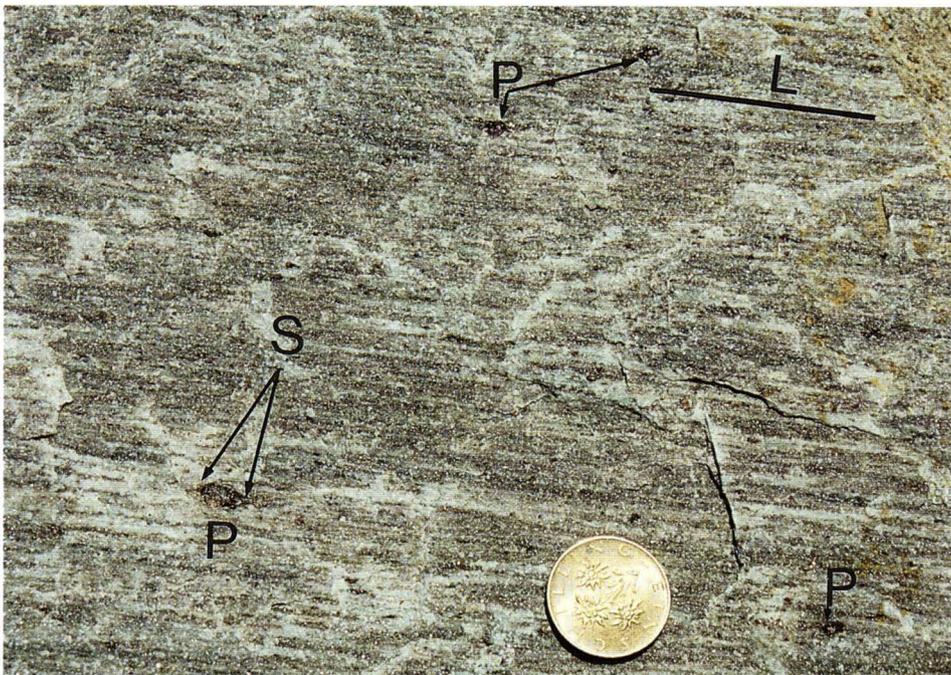


Abb. 4: Dunkler, feinkörniger und feingebänderter Granulit.

Steinbruch bei Fuglau im Horner Wald (Bundesstraße 38). Die dunklen Lagen sind reich an Biotit, die hellen an Feldspat und Quarz. Zu beachten ist die straffe Lineation des Gesteins (L) sowie das charakteristische Auftreten von parallel zur Lineation elongierten, augenförmigen Granat-Porphyrroklasten (P). In den s. g. Druckschatten (S) des Granats bildet sich grobkörniger Biotit.

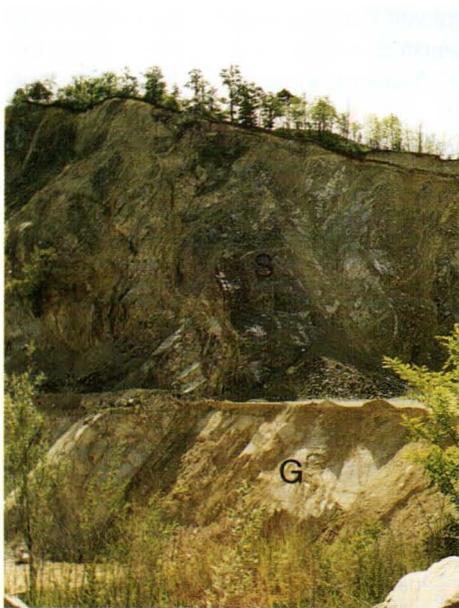


Abb. 5: Serpentinlinse (S) im Granulit (G). Steinbruch Meidling im Tal, etwa 10 km südlich von Mautern.

zurück, die entweder aus Quarz+Feldspat oder Biotit+Granat+Sillimanit bestehen. Häufig führen solche Gesteine vereinzelt, größere, augenförmige Kristalle (Porphyroklasten, Abb. 4) von Feldspat, Granat oder Disthen. Die im NÖ-Moldanubikum auftretenden **Peridotite** sind Abkömmlinge des Erdmantels und kommen als stark umgewandelte Gesteine in Form von **Serpentiniten** (Abb. 5) vor. Letztere sind sehr feinkörnige, kaum geschieferte, eher massige, schwarze Gesteine, bestehend aus Serpentinmineralen. Sie führen häufig reliktsch erhaltene Minerale aus dem ehemaligen Peridotit. Ein häufig beobachtetes Relikt ist der Granat, der oft von einem helleren Kranz, bestehend aus feinkörnigen Mineralen, dem s. g. Kelyphit, umrandet wird.

Der **Gföhler Gneis** (Abb. 2) weist trotz seiner sehr großen Verbreitung innerhalb des NÖ-Moldanubikums ein auffallend konstantes Erscheinungsbild auf, welches

auf seine mehr oder weniger konstante mineralogische Zusammensetzung zurückgeht. Er ist weiß bis hellgrau und läßt leicht an frisch geschlagenen Handstücken Feldspat, Quarz, Biotit und seltener Granat und Sillimanit erkennen. Ein besonderes Merkmal des Gföhler Gneises ist seine migmatitische Textur. Die Biotite bilden melanosomatische Folien, die scharf von leukosomatischen Partien, bestehend aus Feldspat und Quarz, getrennt sind. Diese Folien bilden eine schwach entwickelte Schieferung, die fein-gefältelt ist. Seltener erkennt man am Gföhler Gneis eine weniger gut ausgeprägte, eher diffuse Verteilung des Biotits und der hellen Gemengteile. In solchen Fällen ist auch die Schieferung diffus oder kaum entwickelt. Wir sprechen von einer nebulitischen Textur (vergl. Abb. 7). Der Gföhler Gneis entstand durch die metamorphe Überprägung ehemaliger magmatischer Gesteine granitischer Zusammensetzung. Er, wie auch alle anderen Gesteinstypen, kann am besten in Steinbrüchen studiert werden (Straße Gföhl — Krems; Straße Mautern — Melk nach St. Lorenz bei Unterkienstock). Straßenaufschlüsse sind mehrere vorhanden (z. B. Dürnstein; bei Weitenegg an der Donau, entlang der Bundesstraße 216 unmittelbar an und nach dem Bahnübergang und weiter nördlich bei der Kleiderfabrik; ebenso entlang der Straße Wegscheid am Kamp — St. Leonhard, etwa 600 m nach der Kampbrücke).

Die Merkmale der **Granulite** wurden bereits früher erwähnt (Abb. 3, 4). Der überwiegende Teil der Granulite weist eine (mit dem Gföhler Gneis vergleichbare) mineralogische und chemische Zusammensetzung auf. Es wird vermutet, daß die Granulite stark deformierte Gföhler Gneise sind. Am besten können Granulite in Steinbrüchen studiert werden, so z. B. an den großen Brüchen in Meidling im Tal, etwa 10 km südlich von Mautern oder in den vielen kleineren Steinbrüchen nördlich des Kamps entlang der Bundesstraße 38, u. zw. bei Steinegg, Krug, Fuglauer.

Peridotite/Serpentinite sind am besten in Steinbrüchen zu studieren (Abb. 5). In den Steinbrüchen von Meidling im Tal bilden Serpentinite bis etwa 300 m erstreckte Linsen, die im hellen, gebänderten, feinkörnigen Granulit vorkommen. Bei intensiver Untersuchung des Blockwerkes lassen sich Serpentinite mit Granatrelikten finden. Ein weiteres Vorkommen ist unmittelbar nördlich von Weitenegg an der Donau, nach dem Bahnübergang, anzutreffen. Dort tritt eine 50-60 m lange Serpentinlinse im Gföhler Gneis auf. Handstücke mit Granatrelikten sind auch dort zu finden. Die Peridotite sind Abkömmlinge aus dem oberen Erdmantel. Sie wurden durch tektonische Vorgänge in den Gesteinsverband des NÖ-Moldanubikums eingegliedert.

Amphibolite sind sehr verbreitet und sehr variabel in ihrem Aussehen. Gebänderte und nicht gebänderte grünlich-schwarze Gesteine mit etwas Granat sind z. B. im Weitental unmittelbar südlich der Griesßbrücke (Abb. 6) zu beobachten. Gebänderte Typen kommen bei Rehberg (Rehberger Amphibolit, Straßenaufschlüsse) und an der Straße Wegscheid am Kamp — St. Leonhard vor. Letzterer Aufschluß liegt schon im Wald, nahe der Straße entlang eines Fußweges nach der Kampbrücke bei Wegscheid. Hier handelt es sich um Pyroxen-führende Amphibolite mit alternierenden grünlich-schwarzen, Amphibol-reichen und

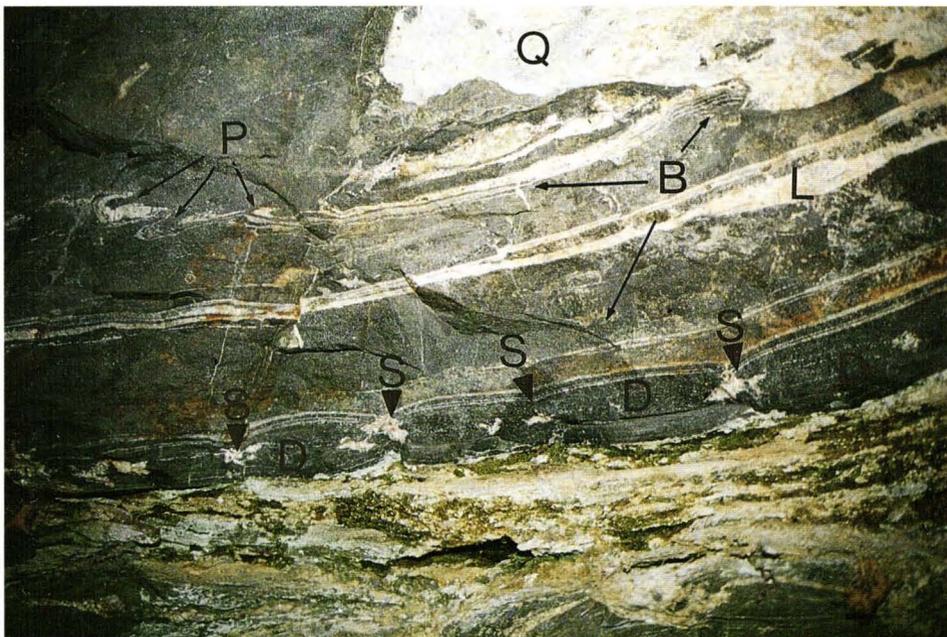


Abb. 6: Migmatischer, gebänderter und lagenweise *boudinierter* Amphibolit.

Verwachsener Aufschluß entlang der Straße Weitenegg an der Donau — Weiten (Bundesstraße 216), etwa 150 m vor der Griesßbrücke. Feine, helle, feldspatreiche Bänder (B) alternieren in Millimeter-Bereich mit dunklen, amphibolreichen Bändern. Zu beachten sind die bänderungsparallele Anreicherungsform des Leukosoms (L) sowie, bei näherer Betrachtung, die nebulitischen Texturen des Neosoms (vergl. Abb. 7). Das Gestein ist intensiv verfault, was besonders schön an der s. g. *pygmalischen* Faltung (P) der hellen Bänder bzw. des schieferungskonkordanten, hellen Leukosoms erkennbar ist. Die dunklere Amphibolitlage (D) ist *boudiniert*: Während der Deformation verhielt sie sich weniger plastisch (kompetentere Lage!) als ihre Umgebung. Deswegen brach sie in etwa 20 cm lange Segmente (*Boudins*), die zusätzlich durch die Deformation etwas erstreckt wurden. Diese sind in Form einer Perlenkette angeordnet. Die Form jedes einzelnen Boudins ist besonders durch den „wellig“ Verlauf der Bänderung in diesem Bereich erkennbar. An den Bruchstellen zwischen benachbarten Boudins ist das „mobile“ Leukosom angereichert (S). Diese Stellen bilden nämlich während der Deformation Ausdehnungs- und Druckschattenbereiche, wo die „mobile“ Schmelze sich anreichern kann. Die helle Fläche Q entspricht einer quarzreichen Kruste, die höchstwahrscheinlich aus einer übergebliebenen Kluffüllung stammt.

hellen, Feldspat- und Pyroxen-führenden Lagen. Zwei Vorkommen von migmatischen Amphiboliten sind zu erwähnen: Straßenaufschlüsse entlang der Straße Wegscheid am Kamp — St. Leonhard, etwa 800 m nach der Kampbrücke. Die Amphibolite fallen hier besonders durch „injizierte“ Leukosome auf. Letztere bestehen aus Feldspat, sind grau und bilden Adern, die den schwarz gefärbten Amphibolit manchmal parallel, manchmal diskordant zur Schieferung durchschlagen. Granat und Pyroxen sind selten mit freiem Auge zu erkennen. Diese Minerale treten nämlich nur in manchen Lagen auf. Ein weiteres Vorkommen, welches sogar unter Naturschutz steht, bilden die Straßenaufschlüsse unmittelbar nach St. Lorenz auf der Straße Mautern — Melk (Abb. 7, 8). Hier lassen sich verschiedene migmatische Bereiche studieren: gut geschieferte „paläosomatische“ Bereiche treten neben solchen auf, die durch Entstellung bzw. Auslöschten der Schieferung, angereicherte Feldspatführung und Kornvergrößerung (Rekristallisation!) charakterisiert werden. Die Amphibolite des NÖ-Moldanubikums sind meistens Metamorphoseprodukte von ehemaligen Basalten, die aus dem Ozeanboden stammen können, oder Gabbros der unteren Kruste.

Die **Gneise der Bunten Serie** sind sehr mannigfaltig. Ihre Variabilität kann entlang von zwei Profilen studiert werden. Das erste ist im Weintal nach der Griebbrücke bachaufwärts aufgeschlossen. Es treten besonders graue Biotit+Plagioklas-Gneise gemeinsam mit hellen pegmatoiden Lagen, Metaquarziten, Kalksilikat-Lagen und Amphiboliten auf. Auffallend an diesem Profil ist die intensive Verwitterung der Gesteine und die Muskovit- und Chlorit-Führung, die an Bruchflächen der Gesteine parallel zur Schieferung zu beobachten ist. Muskovit und Chlorit sind retrograd gebildete Minerale (d. h. gebildet nach der meta-

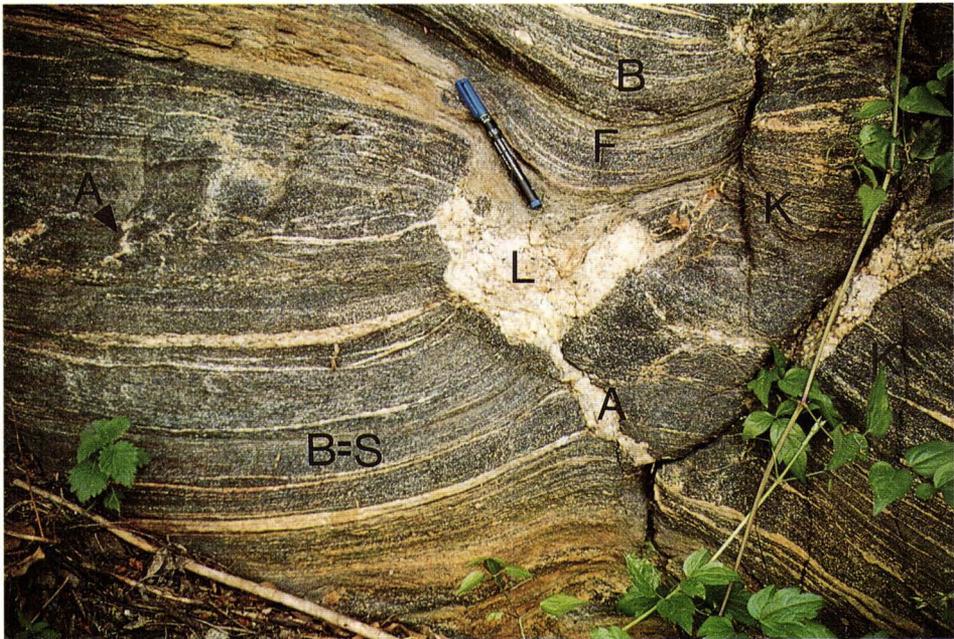


Abb 7: Migmatischer Amphibolit.

Aufschluß entlang der Straße Mautern — Melk unmittelbar nach St. Lorenz. Partiiell aufgeschmolzener, gebänderter (B), geschieferter (S) und verfallter (F) Amphibolit, bestehend aus Hornblende, Pyroxen, Feldspat und lagenweise Granat. Zu bemerken sind die „taschenartige“ Anreicherung (L), die aderförmigen Intrusionen (A) des Leukosoms und die von oben nach unten verlaufenden Klüfte (K) des Gesteins.

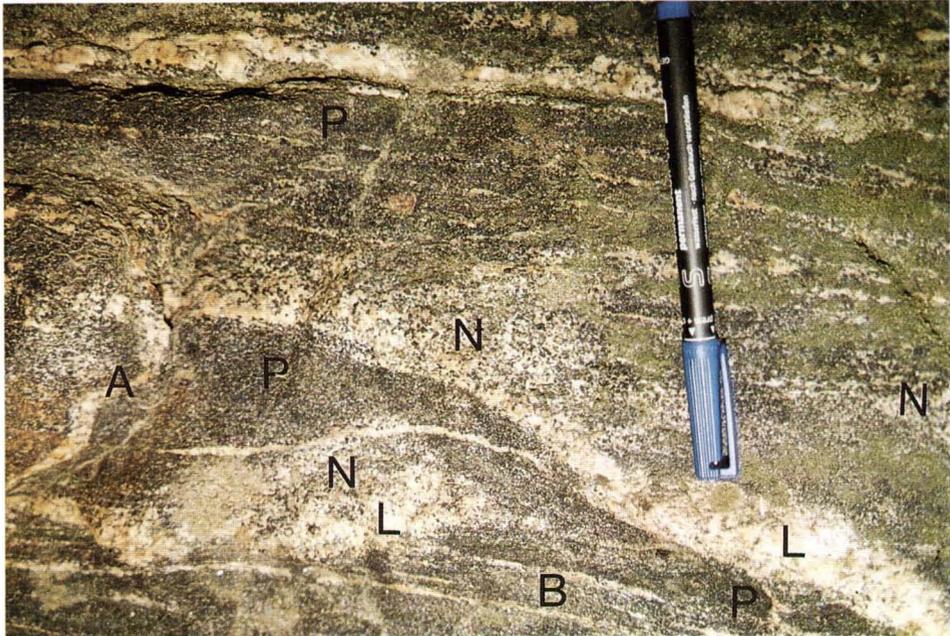


Abb. 8: Migmatischer Amphibolit.

Gesteinstyp und Lokalität wie in der Abb. 7. Zu beachten sind hier paläosomatische (P) und neosomatische (N) Bereiche des Gesteins. Letztere sind durch eine nebulitische Textur gekennzeichnet, die an eine magmatische Textur eines Granodiorits erinnert. Das nebulitische Neosom ist grobkörniger (Rekristallisation!), führt hauptsächlich Hornblende und ist angereichert an Feldspat. Es weist scharfe oder diffuse Grenzen gegen das Paläosom auf. Das Leukosom bildet Adern (A), welche die Bänderung/Schieferung des Gesteins durchschlagen. Es kann aber „taschenartige“ oder aderförmige Anreicherungsformen (L), manchmal parallel, manchmal quer zur Schieferung/Bänderung, bilden. Die Tatsache, daß der Grad der Aufschmelzung bereichsweise variiert, ist u. a. darauf zurückzuführen, daß das Wasser, welches unter hohen Temperaturen eine Aufschmelzung hervorrufen kann, entlang von geeigneten Bahnen, oft parallel zur Schieferung/Bänderung, in das Gestein eindringt.

morphen Überprägung und während der Abkühlung, Exhumierung und Rehydratisierung des Gesteins). Das zweite Profil befindet sich entlang der Straße Wegscheid am Kamp — Franzen über dem nördlichen Ufer des Thunberger Stausees. Im oberen Profilbereich, nahe dem Trafo, treten Biotit+Plagioklas- und, lagenweise, Sillimanit+Granat+Biotit-Gneise auf. Besonders auffallend sind migmatische Gneistypen. Ebenso Amphibolite (lagenweise Granat-führend) und weiße, pegmatoide Lagen. Im mittleren und unteren Bereich des Profils kommen zusätzlich 2-3 m lange Linsen von Kalksilikat-Gesteinen sowie Marmore vor. Besonders interessant sind lila-bräunlich gefärbte, zähe Granat+Biotit+Sillimanit-Gneise im Bereich des Lojagrabens (Steinbrüche östlich von Persenbeug) und der Mündung des Ysperbaches in die Donau. Der **Dobra Gneis** bildet die Basis der Bunten Serie. Es handelt sich dabei um eine Gesteinswechsellagerung von hellen Biotit-Gneisen mit parallel zur Schieferung eingeschalteten Amphiboliten. Besonders schön ist der Dobra Gneis entlang des südlichen Ufers des Dobra-Stausees aufgeschlossen. Dort kann man nicht nur die (verfaltete) Wechsellagerung beobachten, sondern auch diskordant zur Schieferung durchschlagende, dunkle, feinkörnige Gänge aus Lamprophyren (Ganggestein). Die Gneise der Bunten Serie sind Metamorphoseprodukte von ehemaligen Sedimenten variabler mineralogischer Zusammensetzung. Solche, die reich an Sillimanit und Disthen sind, stammen aus ehemaligen Ton-reichen Sedimenten. Solche, die hauptsächlich Quarz, Plagioklas und Bio-



Abb. 9: Migmatischer Cordieritgneis der Monotonen Serie.

Aufschlüsse entlang der Straße Pöggstall im Weitental — Otenschlag (Bundesstraße 36), und zwar im Hölltal. Die weitgehende Aufschmelzung hat offenbar die noch stellenweise erhaltene ältere Schieferung (S_1) und Bänderung des Gesteins verwischt. Die Aufschmelzung wurde von Deformation begleitet, was durch das Prägen einer neuen, verfallenen Schieferung S_2 erkennbar ist. Zu bemerken sind auch die melanomatische Anreicherungen von Biotit (M) und die bereichsweise vorherrschende nebulitische Textur des Gesteins (N). Die schwarz-blaue Färbung des Gesteins geht auf den Cordierit zurück. Große Kristalle dieses Minerals (C) sind manchmal vorhanden.

tit enthalten, können Metamorphoseprodukte von ehemaligen Sandgesteinen (Arenite, Grauwacken) sein.

Cordierit-Gneise der Monotonen Serie können in Straßenaufschlüssen entlang der Bundesstraße 36, nordwestlich von Pöggstall im Weitental, und zwar im Hölltal, beobachtet werden (Abb. 9). Besonders auffallend ist der migmatische Charakter dieser Gesteine. Neben Cordierit ist Sillimitat und Muskovit häufig zu beobachten. Die Cordierit-Gneise sind reich an Sillimitat und Muskovit und stellen Metamorphoseprodukte von ehemaligen Ton-reichen Sedimenten dar.

Marmore sind typische Gesteine in der Bunten Serie, aber auch im Moravikum. In vielen Fällen sind sie „unrein“, d. h. sie führen neben Kalzit und gelegentlich Dolomit (Kalzium- bzw. Kalzium und Magnesium-Karbonat) weitere Silikatminerale, wie grünlich gefärbte Pyroxene (Diopsid), weiß gefärbte Amphibole (Tremolit), dunkle Glimmer (Phlogopit) u. a. Die drei zuletzt genannten Silikatminerale sind in der Regel leicht am Handstück erkennbar. Nimmt der Anteil dieser Minerale zu, dann ist das Gestein kein Marmor mehr, sondern ein Kalksilikat-Gestein.

Lithologische Einteilung des metamorphen Moldanubikums und Moravikums in Niederösterreich

Das **NÖ-Moldanubikum** macht einen kleinen Teil der Böhmisches Masse aus. Es bildet einen etwa Nord-Süd gerichteten Streifen aus metamorphen Gesteinen, der sich zwischen den riesigen granitischen Intrusionen des Südböhmischen Plutons im Westen und den metamorphen Gesteinen des Moravikums im Osten ausbreitet. Im Norden erstreckt es sich bis in die Tschechische Republik. Dort ist der überwiegende Teil des Moldanubikums abgeschlossen. Nach Süden taucht das Moldanubikum etwa südlich der Donau unter die Molassesedimente der Ostalpinen Gebirgskette. Das Streichen der Gesteinsformationen, welches durch planare Elemente, wie Schieferung und Kontaktflächen zwischen verschiedenen Gesteinstypen, zum Ausdruck kommt, ist generell etwa Nord-Süd gerichtet. Ihr Einfallen, welches durch die Neigung der planaren Elemente erkennbar wird, ist generell nach Osten. Die umfangreichen und detaillierten Kartierungsarbeiten des NÖ-Moldanubikums, die die Geologen der Bundesanstalt G. FUCHS, A. MATURA und O. THIELE durchführten, lassen generell drei Einheiten erkennen, die durch charakteristische Gesteinsassozia-

tionen gekennzeichnet werden. Im Anschluß an den granitischen Pluton weit im Westen treten die Gesteine der Monotonen Serie auf. Wie der Name schon impliziert, besteht diese aus einer monotonen Abfolge von Cordierit-Gneisen. Andere Gesteinstypen, wie helle (leukokrate) Gneise und Kalksilikat-Gesteine, treten untergeordnet auf. Äußerst selten, aber sehr interessant sind umgewandelte (metamorph überprägte) Eklogite. Die Kontaktbeziehungen zwischen den Gesteinen der Monotonen Serie und der granitischen Plutonite belegen den intrusiven Charakter der letzteren: die Granite schneiden diskordant die planaren Elemente der Gesteine der Monotonen Serie, wodurch bewiesen wird, daß letztere älter als die Granite sind. Die Gesteine der Bunten Serie kommen über jenen der Monotonen Serie vor. Wie der Name impliziert, besteht die Bunte Serie aus einer Vielfalt von Gesteinstypen. Diese umfassen Gneise, Amphibolite, Quarzite, Kalksilikat-Gesteine und Marmore. Die zwei zuletzt genannten Gesteine sowie die häufig auftretende Graphitführung der Gneise und Quarzite gehören zu den typischen Merkmalen der Bunten Serie. Eine besondere Stellung innerhalb dieser Serie nimmt der Dobra Gneis ein. Er bildet die Basis der Bunten Serie, also ist unmittelbar über den Gesteinen der Monotonen Serie aufgeschlossen. Weiter nach Osten kommen die Gesteine der Gföhler Einheit über den Gesteinen der Bunten Serie vor. Diese ist ebenfalls bunt zusammengesetzt: Gneise, Amphibolite, Granulite und umgewandelte ultramafische Gesteine (Relikte-führende Serpentine) gehören zu ihrem Inventar. Unter den Gneisen nimmt der Gföhler Gneis aufgrund seiner Verbreitung und konstanten mineralogischen Zusammensetzung eine besondere Stellung ein. Ebenso die Granulite, welche die Besonderheit des Moldanubikums darstellen. Die ultramafischen Gesteine sind Abkömmlinge des Erdmantels. Sie wurden in den Gesteinsverband der Gföhler Einheit zu einer noch nicht geklärten Zeit und durch noch nicht geklärte tektonische Vorgänge eingegliedert.

Die Gesteine des im Osten angrenzenden **Moravikums** streichen NE-SW (am und nördlich des s. g. Messerner Bogens, siehe beigelegte geologische Karte) oder NNE-SSW (südlich des Messerner Bogens). Ihr Einfallen ist allgemein nach W gerichtet, also dem Einfallen der moldanubischen Gesteine entgegengesetzt. Dieser signifikante Unterschied im Einfallen ist einer der wichtigsten Belege dafür, daß zwischen Moldanubikum und Moravikum ein tektonischer Kontakt besteht. Dies wurde vom berühmten Geologen Franz Eduard SUESS schon Anfang dieses Jahrhunderts erkannt. Heute wissen wir schon, daß das Moldanubikum wie ein „starrer“ Block vor ca. 340 Ma über den moravischen Block überschoben wurde. Die tektonische Natur des Kontaktes zwischen Moldanubikum und Moravikum wird auch dadurch erkannt, daß, wie petrologische Studien zeigen konnten, diese Bereiche der kontinentalen Kruste verschiedene metamorphe Entwicklungen aufweisen.

Die tiefste Einheit des Moravikums bildet der s. g. Thaya Batholith. Er ist ein schwach metamorph überprägter Granit bis Granodiorit, der in größerer Tiefe auskristallisierte (siehe Beitrag von F. KOLLER). Wir sprechen von einem Batholith, wenn die Wurzel bzw. der unterste Kontakt zum Nebengestein des in der tieferen Erdkruste auskristallisierten Magmatits nicht sichtbar bzw. nicht vermutbar ist. Der Thaya Batholith wurde vor ca. 550 Ma gebildet. Unmittelbar über dem Thaya Batholith sind stellenweise diejenigen Gesteine erhalten, die sein Intrusionsdach bilden. Diese stellen also die unmittelbare Gesteinsumgebung der tieferen Erdkruste dar, die vom ehemaligen Magma des Thaya Batholiths durchschlagen wurde. Dieses Dach wird von Gesteinen der s. g. Therasburger Formation gebildet. Sie sind Glimmerschiefer und Gneise, die aus ehemaligen Ton-reichen Sedimenten und

Feldspat-reichen Sanden entsprechend hervorgegangen sind. Selbstverständlich sind diese Dachgesteine des Thaya Batholiths älter als der Batholith selbst, also älter als 550 Ma. Die über der Therasburger Formation auftretenden Gesteine bilden die s. g. Pernegger Formation. Sie umfassen Marmore und Glimmerschiefer, die oft ineinander übergehen und somit geschieferte Kalksilikat-Gesteine wie den s. g. Fugnitzer Kalksilikatschiefer bilden. Die Trennung der Pernegger Formation von der unterlagernden Therasburg Formation ist nicht immer eindeutig, da die Glimmerschiefer in beiden Formationen und die Marmore eher in den obersten Bereichen der Pernegger Formation auftreten. Im nördlichen Teil des Moravikums ist die Trennung beider Formationen durch den s. g. Weitersfelder Gneis leichter. Dieser weist eine charakteristische Augen-Textur und granitische Zusammensetzung auf. Er ist das metamorphe Äquivalent von ehemaligen Graniten und somit ein Orthogneis. Die Ausgangsgesteine der Pernegger Formation sind eine sedimentäre Abfolge von Tonen und Kalkgesteinen. Ihr Alter ist bis heute nicht gesichert. Die oberste und zugleich typischste Einheit des Moravikums ist der Bittesche Orthogneis. Er weist eine Augen-Textur sowie häufige Wechsellagerung mit dunklen Amphiboliten auf. Der Bittesche Gneis ist dem Dobra Gneis sehr ähnlich. Deswegen glauben manche Geologen, daß zwischen Moravikum und zumindest der Basis der Bunten Serie (also dem Dobra Gneis) ein unmittelbarer Zusammenhang besteht. Diese Meinung ist sehr umstritten. Es muß allerdings betont werden, daß eingehende Untersuchungen, die zur Klärung dieser Frage beitragen könnten, bis heute fehlen. Die charakteristische Wechsellagerung vom Gneis mit dunklen Amphiboliten kann zweierlei Ursprungs sein: Sie stellt entweder eine ehemalige Wechsellagerung von hellen und dunklen vulkanischen Gesteinen granitischer bzw. basaltischer Zusammensetzung oder einen granitischen Körper dar, der durch Ganggesteine basaltischer Zusammensetzung durchdrungen wurde. Das Alter des Bitteschen Gneises ist nicht eindeutig festgestellt, da die vorliegenden Altersbestimmungen zwischen 790 und 480 Ma liegen. Die bisherigen Untersuchungen haben allerdings deutlich gezeigt, daß das Moravikum besonders gegen Südosten einen abnehmenden Grad der Metamorphose aufweist. Das bedeutet, daß die Metamorphosetemperatur allgemein in dieser Richtung abnimmt. Im Vergleich jedoch zum Moldanubikum hat das Moravikum eine Metamorphose vom niedrigeren Grade (also bei niedrigeren Temperaturen von ca. 600 °C und niedrigeren Drucken zwischen 5 und 7 kbar) erfahren.

Plutonische Gesteine

Mit Abbildung 1 bis 8 und Tabelle 1

Einleitung

Im Bereich des nördlichen und in geringerem Maße im östlichen Waldviertel wird die Landschaftsform großer Areale durch das Vorhandensein von granitischen Gesteinen geprägt. Diese sind vor langer Zeit aus granitischen Schmelzen entstanden, als diese in ungefähr 10-12 km Tiefe in eine kontinentale Kruste intrudierten und dort erstarrten. Heute bilden sie markante Oberflächenformen wie zum Beispiel die Felsaufbrüche des Nebelsteins oder die eindrucksvolle Blockheide bei Gmünd. Die Verwitterung der granitischen Gesteine fördert die Bildung von großen, rundlichen Blöcken, die nach Abtransport des feinen Verwitterungsgruses an der Oberfläche liegenbleiben. Diesen Mechanismus nennt man Wollsackverwitterung.

Auch die zahlreichen Steinbruchareale zur wirtschaftlichen Nutzung der granitischen Gesteine, heute hauptsächlich im Bereich zwischen Gmünd, Schrems und Heidenreichstein sowie in Limberg aktiv, haben einen deutlichen Einfluß auf die Gestaltung der Landschaft, aber auch auf die wirtschaftliche Entwicklung der Region.

Von den granitischen Gesteinen des nördlichen Waldviertels gehört der Hauptteil zum sogenannten **Südböhmischen Pluton** der moldanubischen Baueinheit (Beilage 1). Im Zusammenhang mit diesem Komplex findet man mengenmäßig untergeordnet auch noch andere Gesteinsarten, wie die basischen und dunkel gefärbten Diorite und Gabbros. Im östlichen Waldviertel bildet im Moravikum der **Thaya Pluton** einen ähnlichen Komplex granitoider Gesteine (Beilage 1). In beiden Einheiten findet man noch diverse Ganggesteine (Lamprophyre, Pegmatite etc.).

Alle diese Magmatite sind Teile des zentraleuropäischen variszischen Rumpfgebirges. So intrudierte der Südböhmische Pluton, der heute auf beiden Seiten der böhmisch-österreichischen Grenze zwischen der Stadt Jihlava (Iglau) im Norden und der Donau im Süden aufgeschlossen ist, in die hochmetamorphen Paragneise der Monotonen Serie (Ostrong-Einheit nach FUCHS & MATURA 1976). Der altpaläozoische Thaya Pluton bildet die strukturell tiefste Einheit des Moravikums.

Die Bildung von granitischen Gesteinen

Granitische Gesteine bilden sich in der Erdkruste bei hohen Temperaturen und unterschiedlichem Druck aus silikatischen Schmelzen. Zum besseren Verständnis dieses Vorganges sollte man zuerst Bildungsmechanismus, Herkunft und Klassifizierung sowie die Kristallisation derartiger Schmelzen besprechen.

In Abb. 1 sind die beiden charakteristischen Schmelzkurven für ein H₂O-gesättigtes und für ein H₂O-freies granitisches System dargestellt. Unterhalb der H₂O-gesättigten Schmelzkurve besteht ein granitisches System in allen Fällen aus festen Phasen. Aus der Lage der beiden Schmelzkurven kann man weiters ableiten, daß die Anwesenheit von H₂O bei steigendem Druck die notwendige Schmelztemperatur deutlich senkt. Dies bedeutet, daß bei H₂O-Sättigung und höherem Druck (z. B. entsprechen 12 kbar einer Tiefe von

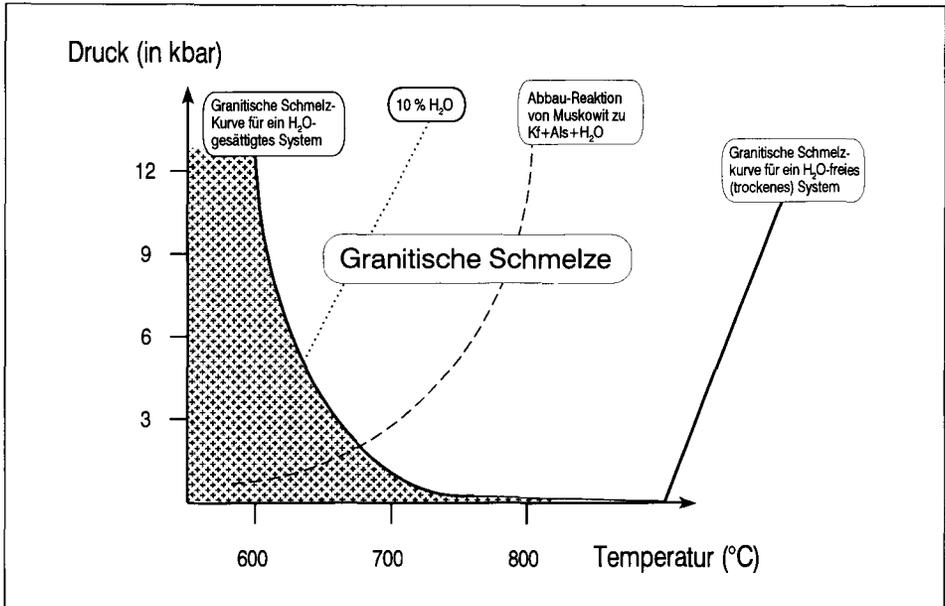


Abb. 1: Schematische Darstellung der Druck- und Temperaturstabilität von granitischen Schmelzen für H₂O-gesättigte und H₂O-freie Systeme, einschließlich der 10 % H₂O Schmelzkurven (JOHANNES, 1922). Zusätzlich ist noch die Reaktionskurve Muskowit+Quarz=Kalifeldspat+Al-Silikat+H₂O dargestellt.

ungefähr 40 km) eine granitische Schmelze auch bei deutlich geringeren Temperaturen als an der Oberfläche existiert.

Andererseits ist es heute experimentell gesichert, daß granitische Schmelzen üblicherweise H₂O-hältig, aber primär nicht H₂O-gesättigt sind. Die Löslichkeit von H₂O in einer silikatischen Schmelze nimmt mit steigendem Druck zu. Man kann daher das Schmelzverhalten einer granitischen Schmelze mit 10 % H₂O folgendermaßen beschreiben: Bei hohem Druck verläuft die Schmelzkurve entlang der 10 % H₂O-Kurve (Abb. 1). In diesem Bereich ist die Schmelze H₂O-untersättigt. Eine derartige Schmelze kann in höhere Krustenareale aufsteigen, dabei sinkt der Druck und damit auch die Wasserlöslichkeit in der Schmelze. Ab dem Erreichen der maximalen H₂O-Löslichkeit verhält sich diese Schmelze dann H₂O-gesättigt, kristallisiert aus und kann nicht mehr weiter aufsteigen.

Bei der Abkühlung einer H₂O-hältigen Granitschmelze in einem Intrusionsniveau (annähernd konstanter Druck) erfolgt eine Kristallisation von meist H₂O-freien Mineralphasen (Quarz, Feldspat usw.), daher nimmt das H₂O in der Restschmelze zu, und diese entwickelt sich in Richtung gesättigtes System.

In den metamorphen Gesteinen wird Wasser üblicherweise durch den Abbau von H₂O-hältigen Mineralphasen bereitgestellt. In Abb. 1 ist als Beispiel die Abbau-Kurve von Muskowit zu Kalifeldspat, Aluminiumsilikat und H₂O dargestellt. Diese ist wohl die wichtigste H₂O-freisetzende Reaktion im Stabilitätsbereich granitischer Schmelzen. Bei steigender Temperatur wird mit dem Freisetzen von Wasser durch den Abbau von Muskowit ein metamorphes Gestein, geeignete Zusammensetzung vorausgesetzt, partiell aufgeschmolzen.

Die Bildung von großen Mengen granitischer Schmelzen, die auf Grund ihrer geringeren Dichte in höhere Krustenniveaus aufsteigen können, ist auf verschiedenen Wegen möglich:

1. Eine der häufigsten Situationen ist die fortschreitende Erwärmung kontinentaler Kruste, die in Abhängigkeit vom Wasser-(H₂O)-Haushalt in metamorph gewordenen tonreichen Sedimentgesteinen zur Bildung von granitischen Teilschmelzen führt. Migmatitareale sind Zeugen einer derartigen Aufschmelzung bei gebirgsbildenden Prozessen, wie sie bei einer Kontinent-Kontinent-Kollision auftreten.
2. Ein anderer Mechanismus ist die Platznahme großer Mengen von heißen, basaltischen Magmen in granulitfazielle untere Kruste. Diese Schmelzen aus dem oberen Erdmantel verursachen durch ihre hohe Temperatur eine großräumige Aufschmelzung der wasserarmen Unterkruste.
3. Die Aufschmelzung von Mantelmaterial oberhalb von Subduktionszonen führt zur Bildung von andesitischen oder basaltischen Magmen des sogenannten Inselbogen-Vulkanismus. Beim Aufstieg in Oberflächen-nahe Magmenkammern kommt es zur fraktionierten Kristallisation, gelegentlich auch zur Aufschmelzung und Assimilation der umgebenden Krustengesteine. Ein bedeutender Anteil dieser Magmen wird in häufig explosiv tätigen Vulkanen an die Oberfläche gefördert, große Mengen an granitoiden Schmelzen können aber auch als Füllung von Magmenkammern in der Tiefe erstarren. Derartige Erscheinungen finden wir heute im zirkumpazifischen Raum weit verbreitet.

Basierend auf den oben dargestellten Mechanismen zur Bildung granitischer Schmelzen kann man nun Granite folgendermaßen klassifizieren:

S-typ Granit: Darunter versteht man Granite, die durch eine Krustenaufschmelzung aus **sedimentärem** Ausgangsmaterial entstanden sind. S-typ Granite entstehen als synorogene Kollisionsgranite im Zuge von gebirgsbildenden Prozessen.

I-typ Granit: Diese Schmelzen stammen von einem Magma („igneous source“ = magmatische Quelle) mit basaltischer oder intermediärer Zusammensetzung ab (zum Beispiel die Magmatite der Inselbögen).

A-typ Granit: Ist auf **anorogene** Zonen (stabile Kratone oder Riftzonen) gebunden und kann aus Alkali-betonten Mantelschmelzen entstehen.

M-typ Granit: Wird durch fraktionierte Kristallisation aus einer **Mantelschmelze** gebildet (zum Beispiel Plagiogranit in der ozeanischen Kruste) und ist mengenmäßig untergeordnet.

Mittels geochemischer Methoden kann auf Bildungsmechanismus, Herkunft und Entwicklung dieser granitischen Schmelzen geschlossen und daraus die geodynamische Krustenentwicklung zum Zeitpunkt der Magmenbildung abgeleitet werden.

Gliederung der Magmatite im Waldviertel

Die Magmatite des Südböhmischen Plutons

Der variszische Südböhmische Pluton ist mit etwa 6000 km² der größte zusammenhängende Granitoidkomplex innerhalb der Böhmisches Masse. Derartige große und komplexe Intrusionskörper werden heute eher als Batholith bezeichnet. Es handelt sich um einen Tiefengesteinskörper, der erst durch spätere Erosion des überlagernden Daches an der Oberfläche sichtbar wurde. Dieser Batholith zeigt einen komplexen Aufbau und ist aus verschie-

denen individuellen Intrusionen zusammengesetzt. Die Abfolge der einzelnen Granitintrusionen wurde in letzter Zeit intensiv untersucht und diskutiert (FINGER & HÖCK 1986, LIEW et al. 1989, SCHARBERT 1987, KLEKA & MATEJKA 1992, KOLLER 1994, KLÖTZLI & PARRISH 1994, FRANK 1994). Basierend auf petrographischen und geochemischen Untersuchungen kann folgende Gliederung der magmatischen Gesteine angenommen werden:

1. Eine Gruppe von älteren, syn-orogenen Granitoiden zeigt unterschiedlich deutliche Auswirkung spätvariszischer Deformation. Diese Gesteine sind meist 350-335 Ma alt und eng mit der Migmatitbildung der umgebenden Paragneise verknüpft. Im österreichischen Anteil des Südböhmischen Plutons werden diese grobkörnigen Granite als **Weinsberger Granit** bezeichnet, dazu gehört wahrscheinlich auch der **Rastenberger Granodiorit**. Ein Großteil der basische Gesteine, die **Diorite** und **Gabbros**, können vermutlich ebenfalls in diese Gruppe eingeordnet werden.
2. Eine Gruppe jüngerer, granitoider Gesteine mit spät- bis post-orogenen, undeformierten Graniten (333-315 Ma) ist während der spätvariszischen Dehnung und Heraushebung intrudiert. Hierher gehören die feinkörnigen Biotitgranite (**Mauthausener Granit**, **Freistädter Granodiorit** etc.) sowie der **Eisgarner Granit**. Nach den Ergebnissen von KOLLER et al. (1993) können die feinkörnigen Biotitgranite, die wie der **Schremser Granit** als Äquivalente des Mauthausener Granits angesehen wurden, aber aus unterschiedlichen Intrusionsereignissen resultieren. Global läßt sich folgende Untergliederung durchführen:
 - a) Die feinkörnigen Biotit- bis Zweiglimmergranite bilden isolierte Körper oder Gänge.
 - b) Der Granittyp „Eisgarn“ ist ein meistens mittelkörniger, teilweise porphyrischer Zweiglimmergranit und bildet den größten Teil des Plutons im Norden. Fein- oder grobkörnige Varietäten innerhalb dieser Intrusion sind möglicherweise etwas jünger als die Hauptphase. Im böhmischen Anteil wird die mittelkörnige Hauptphase als Typ „im“ und die grobkörnige Varietät als Typ „Landštejn“ genannt. Im österreichischen Anteil wurde bisher keine Untergliederung vorgenommen.
3. Kleine Stöcke jüngerer Granite, die innerhalb des Eisgarner Granits oder auch randlich zu auftreten, sind üblicherweise hochfraktioniert und lokal auch mineralisiert. Ihre Existenz und ihre Eigenständigkeit wurde erst in den letzten Jahren nachgewiesen. Sie können in folgende Intrusionen untergliedert werden:
 - a) Die Biotitgranite von Hirschenschlag/Kozí hora und Nebelstein sowie deren Begleitgesteine (Beilage 1) sind mit einer sulfidreichen Molybdänit-Magnetit-Mineralisation verknüpft (GÖD & KOLLER 1987, 1989, GÖD 1989, KOLLER et al. 1992, 1994).
 - b) Leukogranite vom Typus Unterlembach, die gegenüber dem Eisgarner Granit durch einen Randpegmatit (Stockscheider) abgetrennt sind.
 - c) Der Granit „Homolka“ (Beilage 1) ist ein mittelkörniger Albit-(Lithium-Muskovit)-Topas-Granit mit einer Zinn-Niob-Tantal-Mineralisation (BREITER 1992, 1993, 1994). Hierher gehören auch einige saure Ganggesteine mit porphyrischer Textur (BREITER 1993, KLEKA et al. 1994).
 - d) Weiters findet man noch einige Bereiche, die durch ihre aeromagnetischen Anomalien, Alterationsphänomene sowie Greisenbildung gekennzeichnet sind und die heute als Dachareale nicht aufgeschlossener jüngerer Granitintrusionen angesehen werden. Es sind dies Areale bei Reingers, Weitra und Liebenau im angrenzenden Mühlviertel (PICHYSTAL 1992, 1994).

4. In diese Gruppe werden alle jene Ganggesteine, die keine Äquivalente der bereits beschriebenen Magmatite darstellen und genetisch mit dem Südböhmischen Pluton verknüpft sind, zusammengefaßt:

- a) dunkle Ganggesteine, wie Dioritporphyrite und Lamprophyre,
- b) Aplite und Pegmatite, letztere können reich an Kristallen (Bergkristall, Rauchquarz und seltenen Mineralen, wie Turmalin, Beryll, Topas und anderen) sein (KOLLER & NIEDERMAYR 1979).

Magmatite innerhalb des Moldanubikums

In dieser Gruppe werden alle postdeformativen Magmatite, die in den Metamorphiten der Bunten Serie (Drosendorfer Einheit nach FUCHS & MATURA 1976) auftreten und die keine Beziehung zum Südböhmischen Pluton aufweisen, zusammengefaßt. Zu dieser Gruppe gehören die Gabbrogänge von Typus **Nonndorf**. Wie ihre Reaktionsgefüge („Koronastrukturen“) belegen, wurden sie hochgradig metamorph überprägt, aber nicht mehr deformiert. Die wichtigsten Vorkommen finden sich bei Nonndorf (nördlich Drosendorf), Elsenreith und Kurlupp (Tschechische Republik).

Der Thaya Pluton

Die jüngste Zusammenfassung über den Thaya Pluton findet man bei HÖCK & LEICHMANN (1994). Er bildet die strukturell tiefste Einheit des Moravikums und ist ein schwach metamorpher und geringfügig deformierter Granitkomplex mit einem Alter von ca. 550-580 Millionen Jahren (cadomische Gebirgsbildung). Im Westen ist der Pluton von seinem ursprünglichen Dach überlagert, im Osten durch die Diendorf-Störung abgeschnitten und teilweise von tertiären Sedimenten bedeckt. Seine nordöstliche Fortsetzung (östlich der Diendorf-Boskovice-Störung) stellt das Brüner Massiv dar. Auf seiner ganzen östlichen Erstreckung ist der Thaya Pluton ausschließlich von jungtertiären Sedimenten bedeckt. An wenigen Stellen in der Tschechischen Republik, z. B. östlich bzw. nordöstlich von Znaim, finden sich auf dem Pluton auflagernd devonische Sedimente, die auch geologisch zeigen, daß der Thaya Pluton mindestens altpaläozoisch oder älter sein muß. Aufgrund von Kartierungen und chemischen Untersuchungen lassen sich vier verschiedene Lithologien innerhalb des Thaya Plutons unterscheiden.

Beschreibung der einzelnen Gesteinsgruppen im Südböhmischen Pluton

Die ältere Granitgruppe bildet wohl das markanteste Gestein des Südböhmischen Plutons, und dieses wird üblicherweise als **Weinsberger Granit** bezeichnet. Er bedeckt sehr große Areale innerhalb des Südböhmischen Plutons und hat seine größte Verbreitung im Mühlviertel. Große, dicke Kalifeldspatkristalle mit ihrer Karlsbader Verzwilligung geben dieser Granitgruppe ein unverwechselbares Aussehen (Abb. 2). Lokal ist oft eine leichte Regelung dieser großen Feldspatkristalle zu sehen, die als Fließgefüge einer silikatischen Schmelze angesehen wird. Der **Rastenberger Granodiorit**, ein östlich vom Südböhmischen Pluton auftretender isolierter Intrusionskörper (Beilage 1), gehört vermutlich auch zu dieser Gruppe und weist etwas höhere Gehalte an Plagioklas und an den dunklen Gemengteilen auf. In dieser Gruppe treten sowohl I- als auch S-typ Granite auf. Neuere



Abb. 2: Weinsberger Granit in Straßenaufschluß bei Langschlag.

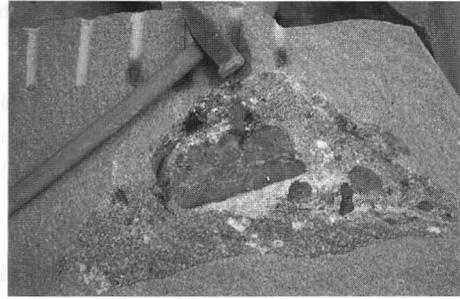


Abb. 3: Homogener feinkörniger Biotitgranit (Schremser Granit) mit einem teilweise aufgeschmolzenen Paragneiseinschluß. Steinbruch Echsenbacherwerk, Schrems.

Untersuchungen haben Argumente dafür geliefert, daß sowohl im Rastenberger Granodiorit als auch in basischen Teilen des Weinsberger Granites bereits eine ältere ($\sim 623 \pm 22$ Ma im Rastenberger Granodiorit nach KLÖTZLI & PARRISH 1994; $\sim 529 \pm 22$ Ma im Sarleinsbacher Typ des Weinsberger Granites nach KLÖTZLI et al. 1995), vermutlich cadomische Entwicklung von einer variszischen Aufschmelzung (355-330 Ma) überprägt wird.

Sehr oft im räumlichen Zusammenhang zum Weinsberger Granit findet man kleine **Gabbro- und Diorit-Körper**, die als primären Mineralbestand Anorthit-reichen Plagioklas, Klino- und Orthopyroxen, untergeordnet Biotit und Ilmenit aufweisen. Üblicherweise ist eine intensive Uralitisierung der Pyroxene (postmagmatische Verdrängung durch Amphibole) unter Bildung von grüner Hornblende und Cummingtonit zu beobachten. Typische Vorkommen sind für die Gabbros Kleinzwettel und Harbach, für die Diorite Gebharts und Seyfrieds (KOLLER & NIEDERMAIR 1981).

Die zweite, jüngere Granitgruppe beinhaltet neben dem **Eisgarner Granit** auch noch alle feinkörnigen Biotitgranite. Der Eisgarner Granit wird als klassischer S-typ Granit angesehen. Typisch für solche Granite sind hohe Muskovitgehalte und akzessorische Gehalte an Andalusit und Granat. Geochemisch kann der Eisgarner Granit mit hohen Kalium- (5-5,5 Gew.-% K_2O) und typischen Rubidiumwerten (330 ppm) definiert werden.

Die feinkörnigen Biotitgranite (Abb. 3) umfassen zwar eine texturell einheitliche Gruppe, die in Form von kleinen Stöcken oder als Gänge im Weinsberger Granit auftreten. Global entspricht ihre Zusammensetzung eher einem I-typ Granit. Sie sind Natrium-dominiert und deutlich Rubidium-ärmer als der Eisgarner Granit. Sie werden nach lokalen Vorkommen als **Mauthausener Granit**, **Freistädter Granodiorit** oder auch als **Schremser Granit** bezeichnet. Am Beispiel des Schremser Granites soll die Variabilität der Feinkorngranite diskutiert werden. Bereits KOLLER et al. (1993) konnten auf die variable Zusammensetzung des Schremser Granites, der mit einer Größe von ~ 5 km in SW-NE- und nur ~ 2 km in NW-SE-Erstreckung eine relativ kleine Intrusion darstellt, hinweisen. Systematische Untersuchungen belegen aber deutliche Unterschiede im Haupt- und Spurenelementmuster sowie auch bei den Sr-Isotopendaten (KOLLER et al. 1993), daher wurde eine Untergliederung in drei Granittypen vorgeschlagen. Mangels geeigneter Aufschlußverhältnisse blieben die bisherigen Untersuchungen auf die Steinbruchareale beschränkt, wobei hinsichtlich der K_2O -Gehalte drei Bereiche definierbar sind (KOLLER et al. 1993). Mit

Hilfe der geologischen Kartierung (WALDMANN et al. 1950) und der Gammastrahlenspektrometrie (pers. Mitt. Dr. GNOJEK, Brno) konnte folgende schematische Untergliederung und Bereichsabgrenzung durchgeführt werden (Abb. 4):

1. Typ 1: Steinbruch Niederschrems im SW des Verbreitungsgebietes mit K_2O -Gehalten um $\sim 5,3$ Gew.-% und mit einer Affinität zum Weinsberger Granit.
2. Typ 2: Der zentrale Teil mit den Steinbrüchen Echsenschwabenwerk und Hartberg (großer, alter Steinbruch) mit K_2O -Gehalten im Bereich von 3,98-4,19 Gew.-%; dieser Komplex ist noch am ehesten mit den feinkörnigen Biotitgraniten (Typus Mauthausen etc.) korrelierbar.
3. Typ 3: Der NE-liche Teil mit dem kleinen, neuen Steinbruch Hartberg mit K_2O -Gehalten im Bereich von 5,93-6,03 Gew.-%. Trotz hoher Kalium-Gehalte geochemisch noch am ehesten mit dem Eisgarner Granit vergleichbar.

Die letzte und jüngste Granitgruppe beinhaltet alle späten Nachschübe, die bereits in relativ geringere Krustentiefen (2 kbar, entspricht einer Tiefe von ~ 5 km) intrudiert sind. Ihre Eigenständigkeit wurde erst in den letzten Jahren erkannt. Da die Verbreitung der Kenntnis über diese Granite noch relativ gering ist, soll ihnen ungeachtet ihres volumsmäßig unbedeutenden Anteils am Südböhmischen Pluton breiterer Raum gewidmet werden.

Der Bereich **Nebelstein** (Abb. 5) wird durch das Auftreten einer Gruppe von granitischen Gesteinen mit unterschiedlichem Muskovitgehalt unter einem Dach von Weinsberger und Mauthausener Granit bestimmt, die als „Nebelsteingranite“ bezeichnet wurden (GÖD & KOLLER 1987, 1989). Sie liegen in verschiedensten Alterationsstufen vom unveränder-

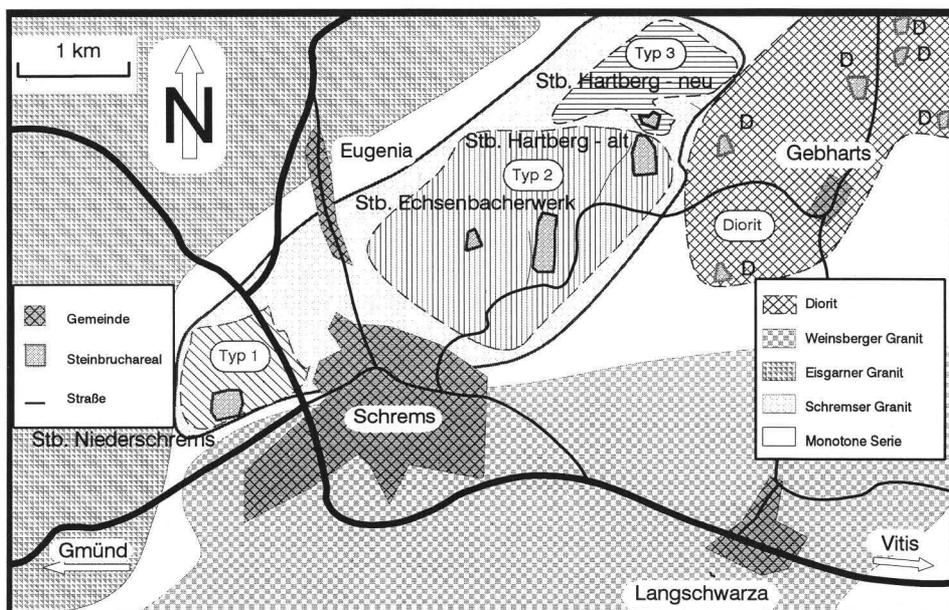


Abb. 4: Geologische Skizze des Schremser Granites und seiner Umgebung nach WALDMANN et al. (1950) und den Ergebnissen der Gammastrahlenspektrometrie (Kalium-Verteilung; pers. Mitt. Dr. GNOJEK, Brno).

1. Ein vornehmlich N-S bis NW-SE streichendes System feiner bis feinsten Quarzgängchen (mm- — max. 1 cm-Bereich), das den Eisgarner Granit über weite Bereiche durchzieht. Die Quarzgängchen sind symmetrisch von einer ebenfalls im cm-Bereich liegenden Alterationszone begleitet und zeigen teilweise zentral, also in der Mitte des Gängchens, eine Pyritführung. Die Alterationszone manifestiert sich in einer Rotfärbung der Kalifeldspäte, manchmal tritt zwischen den Quarzgängchen und der Rotfärbung eine Verglimmerung und/oder Verquarzung auf (Abb. 6).
2. Leukokrate, aplitische Muskovitgranite mit hypabyssischen Texturen.
3. Schwach rot gefärbte Biotitgranite wurden nur in der Bohrung 2 angetroffen (Abb. 7).
4. Lokale massige Vergreisungen innerhalb des Eisgarner Granites (nur teilweise mineralisiert).

Die Greisen bilden sowohl irregulär geformte Körper als auch kontaktparallele Zonen, die dem Kontakt im Abstand von einigen Metern folgen (Abb. 5), oder ein Netzwerk von feinen Gängchen wie in Hirschenschlag (Abb. 6). Die Vergreisung ist mit einer relativen Zunahme von SiO_2 (gegenüber Al_2O_3) sowie einer extremen Na_2O -Abnahme (in den Greisen bis unter 0,1 Gew.-%) verknüpft.

Die Vererzung selbst ist immer fein verteilt und durch das Auftreten von Molybdän- glanz-Pyrit-Magnetkies und Kupferkies gekennzeichnet, im Falle von Hirschenschlag kommen noch geringe Mengen von Zinkblende und Bleiglanz dazu. Der maximale Molybdän-Gehalt über eine Bohrkernlänge von 1 m wurde für den Nebelstein mit ca. 700 ppm und für Hirschenschlag mit ca. 1600 ppm bestimmt. Größere Anreicherungen der Elemente Zinn, Wolfram, Lithium, Beryllium und Fluor fehlen im Vergleich zu anderen Greisen- mineralisationen (z. B. Erzgebirge, Cornwall).

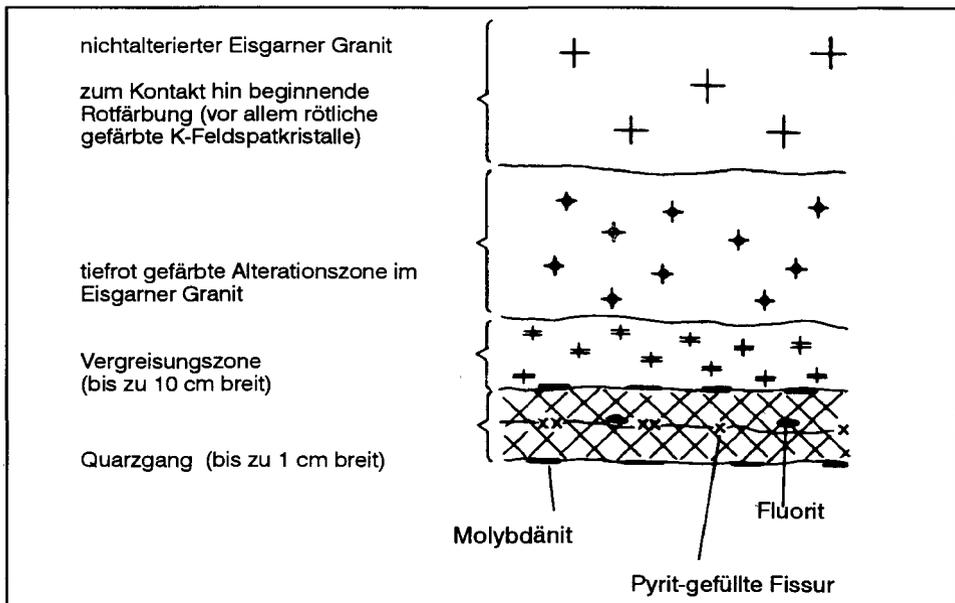


Abb. 6: Schematische, nicht maßstabgetreue Darstellung der an Quarzgängchen gebundenen Mineralisation im Bereich Hirschenschlag nach GÖD (1989).

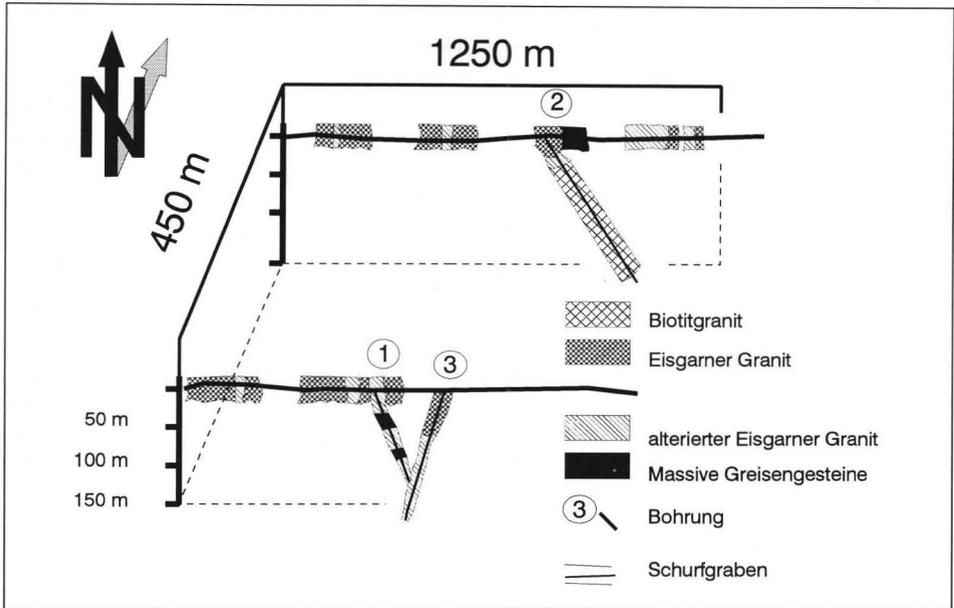


Abb. 7: Darstellung der Ergebnisse der Bohr- und Schurf-Prospektion in Hirschenschlag nach KOLLER et al. (1994).

Die geologische Position, die Art der Vererbung sowie die geochemischen Parameter lassen für den Nebelsteinkomplex den Schluß zu, daß das derzeitige Erosionsniveau einen Schnitt durch die Wurzelzone einer ehemals größeren vererbten Struktur eines Greisenkörpers darstellt. In Hirschenschlag nimmt die Anzahl der beschriebenen, mineralisierten Quarzgängchen mit der Teufe zu, jedoch liegt auch in Teufen um 200 m (die Endteufe der Bohrungen betrug 232 m) die „Gängchendichte“ deutlich unterhalb einer abbauwürdigen Größenordnung.

Der Nebelstein-Granit wurde mittels Rb-Sr-Methode an Gesamtgesteinen mit einem Alter von $311,4 \pm 1,4$ Ma datiert (SCHARBERT 1987). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Muskovit-Alter an Muskoviten der Nebelsteingranite (312-308 Ma, KOLLER et al. in Vorb.) stehen in guter Übereinstimmung mit der Rb-Sr-Isochrone von SCHARBERT (1987) und definieren eine rasche Abkühlung auf ca. ~ 400 C. Diese fast gleichen Alter bedeuten, daß zu diesem Zeitpunkt bereits der ganze Südböhmische Pluton und damit auch das umgebende Kristallin bereits auf Temperaturen von ~ 400 C abgekühlt war.

Etwa 1 km nördlich von der österreichisch-böhmischen Grenze streicht ein Stock eines Lithium-Muskovit-führenden Albit-Topas-Granits mit ungewöhnlich hohen Phosphorgehalten (bis 1 Gew.-% P_2O_5) aus. Dieser 6 km² große elliptische Körper bildet eine morphologische Erhebung. Nach dieser wird der Granit als Typ „Homolka“ bezeichnet. Sein Dach besteht aus Cordierit-führenden Paragneisen und Eisgarner Granit, dies kann als Beweis für die Altersabfolge herangezogen werden. Zum Homolka-Granit können noch felsitische Gangrhyolite mit fluidaler Textur, Granit-Porphyre und die leukokraten Ganggranite vom Josefthal-Typ zugeordnet werden. Der Homolka-Granit ist relativ homogen und besteht aus einem äquigranularen, mittelkörnigen, leukokraten Alkalifeldspatgranit. Alle Varietäten des Homolka-Granits bestehen aus Quarz, Albit ($\text{An}_{<5}$), Orthoklas und Li-

Muskovit, Topas und Apatit sind Nebengemengteile, Kassiterit, Ilmenit und Ferrocolumbit sind häufige akzessorische Gemengteile. Alle diese Minerale wurden primärmagmatisch gebildet, deuterische Prozesse hatten nur geringe Bedeutung. Die Elemente Zinn, Niob und Tantal sind im Homolka-Granit deutlich angereichert (Zinn bis 300 ppm, Niob bis 150 ppm, Tantal bis 60 ppm).

Die monometallische Mineralisation von **Unterlembach** ist an einen leukokraten, sehr klüftigen Muskovit-(±Biotit)-Granit geknüpft, der wohl in die Verwandtschaft des Eisgarners Granites zu stellen ist, ohne dessen charakteristisches Gefüge aufzuweisen. Auffallend sind die gegenüber dem Eisgarners Granit höheren Rubidium-Gehalte. Die Uranmineralisation tritt in Form von giftgrünen, blättrigen Uranglimmern auf, die als Kluftminerale praktisch auf jeder Kluft zu finden sind und als Meta-Uranocircit bestimmt wurden (NIEDER-MAYR et al. 1990). Der Urangehalt dieses Granits beträgt rund 100 ppm.

In Abb. 8 wurde der Versuch gemacht, das heutige Erosionsniveau der mineralisierten Granite in Relation zum Intrusionsniveau zu stellen und damit die unterschiedlichen Erscheinungsformen der Mineralisationen näher zu erläutern. Nach den bisherigen Ergebnissen kann man zusammenfassen, daß der Homolkakomplex ein weitgehend erodiert eigenständiger mineralisierter Granitstock ist. Der Nebelsteinkomplex ist bis in den Dachbereich abgetragen, und nur in Hirschenschlag ist heute das Dachareal noch vorhanden, da die eigentliche Intrusion noch nicht aufgeschlossen ist. Weiters können jene Bereiche, die durch ihre aeromagnetischen Anomalien und Alterationsphänomene sowie untergeordnet auch durch Greisenbildung gekennzeichnet sind, als Dachareale von heute noch tiefer als in Hirschenschlag gelegenen und daher nicht aufgeschlossenen Granitintrusionen angesehen werden. Es sind dies Areale bei Reingers, Weitra und Liebenau (PICHYSTAL 1992, 1994).

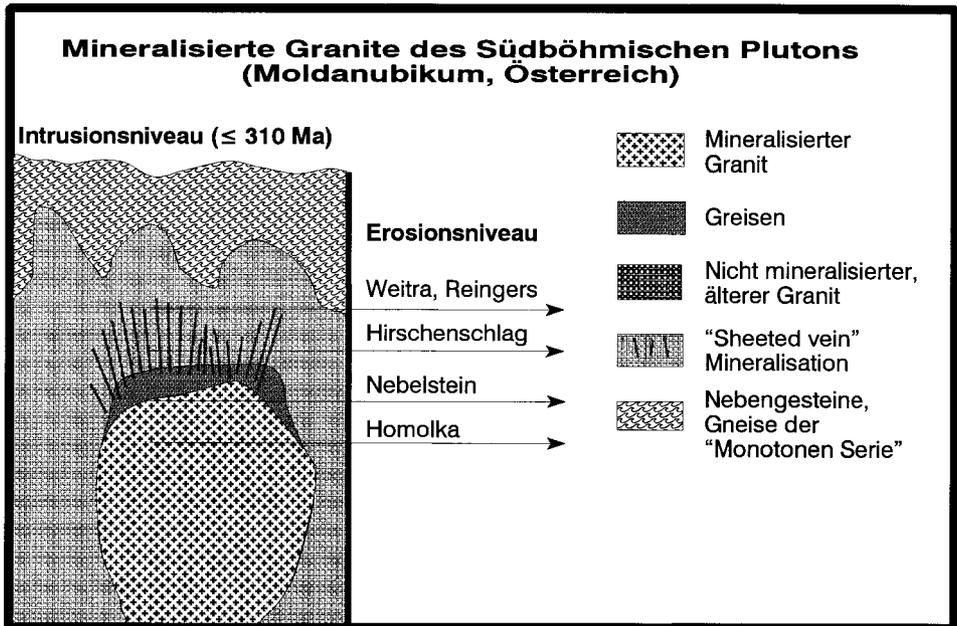


Abb. 8: Synoptisches Profil durch die mineralisierten Granite.

Beschreibung der einzelnen Gesteinsgruppen im Thaya Pluton

Aufgrund von Kartierungen und chemischen Untersuchungen lassen sich vier verschiedene Lithologien innerhalb des Thaya Plutons unterscheiden (HÖCK & LEICHMANN 1994, FINGER et al. 1978):

1. Der Hauptgranit umfaßt mittelkörnige helle Granite und Granodiorite mit geringen Biotit-Gehalten von 4 bis 5 %. Derartige Gesteine und ihre vergneisten Äquivalente umfassen etwa zwei Drittel des gesamten Plutons. Basierend auf geochemischen Untersuchungen erscheint es möglich, den Hauptgranit weiters in eine Niedrig-Strontium-Variante zu untergliedern, die im wesentlichen auf den Bereich des Pulkau-Tales und südlich davon beschränkt ist, und eine nördliche, eher granodioritische Variante mit hohen Strontium-Gehalten.
2. Unter dem Gumpinger Typ werden mehr oder weniger vergneiste, biotitreiche Granodiorite und Quarzmonzodiorite mit großen Kalifeldspatkristallen und Amphibolen, die zu Biotit umgewandelt wurden, zusammengefaßt. Der Typ Gumping ist älter als der angrenzende Hauptgranit und ist auf den SW-Teil des Plutons beschränkt, wo er einen NNE-SSW streichenden Körper von etwa 12 km Länge und 2 km Breite bildet.
3. Der Passendorfer Typ umfaßt im wesentlichen feinkörnige bis mittelkörnige Tonalite bzw. Metatonalite mit einem Biotitgehalt von 10 bis 40 %, aber nur geringfügigen Amphibolgehalten. Die Tonalite beschränken sich auf die NW-Seite des Plutons und sind älter als der Hauptgranit.
4. Der Gauderndorfer Typ ist ein feinkörniges, granitisches bis granodioritisches Gestein, das meist mehr Biotit als der Hauptgranit enthält. Seine größte Erstreckung umfaßt einen etwa 14 km langen Körper ungefähr 3 km nördlich von Eggenburg. Gänge des Gauderndorfer Typs schlagen gelegentlich durch den Hauptgranit durch.

Diorite treten als mehrere 100 m lange Einschlüsse in den Granodioriten auf. Sie sind auf den mährischen Anteil des Thaya Plutons beschränkt. Die besten Aufschlüsse liegen im Thayatal östlich von Znaim. Die Diorite sind vorwiegend mittelkörnig, mit starken Korngrößenvariationen. Es handelt sich bei den Dioriten um eine Reihe von Gesteinen, die vom Diorit über Quarzdiorit bis zu Tonalit reichen.

Im Hinblick auf ihre petrographischen und geochemischen Charakteristika entsprechen die Granitoide des Thaya Plutons im wesentlichen der Definition von I-typ Graniten. FINGER et al. (1989) erklären die Genese des Plutons mit einer Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter einen früheren südwestlichen Kontinentalrand des Fennosarmatischen Kontinents. Aplite und Pegmatite zeigen nur lokale Bedeutung (z. B. am Manhartsberg). Sie weisen dieselbe variszische Deformation und Metamorphose wie die umgebenden plutonischen Gesteine auf. Weiters finden sich wenige granodioritische Gänge und selten spätvariszische Lamprophyre.

Der geologische Bau des Grundgebirges

Mit Abbildung 1 bis 5 und Tabelle 1

Einleitung

Wie uns die Theorie der Plattentektonik lehrt, besteht die Erdkruste aus zahlreichen Segmenten, Platten genannt, die in ständiger Bewegung zueinander und miteinander sind. Diese Bewegungen können voneinander weggehen, die Platten driften auseinander, oder sie können aufeinander zugehen, die Platten kollidieren. Plattenkollisionen führen zur Bildung von Gebirgen, die sehr häufig zu Hochgebirgen aufsteigen. Zahlreiche Gebirgsbildungen haben sich während der über 4 Milliarden Jahre dauernden Erdgeschichte ereignet. Die Reste dieser Gebirge aus der Frühzeit (Proterozoikum) können wir heute noch in Rudimenten in den Kernen unserer Kontinente finden, z. B. in Kanada, Skandinavien, Sibirien, Afrika oder Australien. Das Proterozoikum ging mit einer großen Gebirgsbildungsphase oder Orogenese, der **cadomischen Gebirgsbildung**, zu Ende. Ihre Spuren sind vor allem an den Rändern Afrikas, aber auch verschiedentlich in Europa zu erkennen.

In der jüngeren Erdgeschichte, die sich über die letzten 500 Millionen Jahre erstreckte und das Paläozoikum, das Mesozoikum und das Känozoikum umfaßt, sind es drei große Gebirgsbildungen, in deren Verlauf große Teile Europas zum Kontinent geformt wurden. Die älteste dieser drei Gebirgsbildungen ist die **kaledonische Orogenese**, die verantwortlich war für das Gebirge in Norwegen, zum Teil in Schweden, Schottland und Grönland. In Mitteleuropa liegen, von den Ardennen abgesehen, ihre Spuren unter Norddeutschland und der polnischen Tiefebene. Sie umfaßte den Zeitraum von etwa 500 bis 400 Millionen Jahren vor heute. Das für Mitteleuropa und Westeuropa vielleicht bedeutendste Gebirgsbildungsereignis war die **variszische Orogenese**, die im Zeitraum von 400 bis 300 Millionen Jahren vor heute ablief und deren Auswirkungen in ganz Zentraleuropa, Frankreich, aber auch in Spanien und Italien zu bemerken sind. Auch im gesamten Karpaten-Balkan-Bogen sind heute noch die Auswirkungen dieses großräumigen Orogens zu erkennen. Sie sind aber von dem dritten Gebirgsbildungsereignis, das Europa in den letzten 150 Millionen Jahren geformt hat, überprägt, nämlich der **alpidischen Gebirgsbildung**, zu der neben den Alpen die Sierra Nevada in Spanien, die Pyrenäen, Teile von Korsika, der Apennin, der Karpaten-Balkanbogen, die Dinariden im ehemaligen Jugoslawien, in Albanien und Griechenland sowie große Teile des ägäischen Meeres zählen.

Das Variszische Gebirge und das Waldviertel

Das Waldviertel ist ein Teil des in der variszischen Zeit vor 350 bis 310 Mio. Jahren geformten Europas und zeigt damit die Auswirkung der im Jungpaläozoikum abgelaufenen Orogenese. Es repräsentiert nur einen kleinen Rest dieses ehemaligen Gebirges, das sich von den Sudeten in Polen über Böhmen und Mähren sowie das Erzgebirge, den Bayerischen Wald, den Harz, den Taunus und den Schwarzwald bis zu den Vogesen, zum französischen Zentralmassiv und zur Bretagne erstreckt. Große Teile Nordwestspaniens, Kastiliens, Portugals gehören auch dieser Gebirgsbildungsphase an. Wie bereits erwähnt, finden sich neben diesen Gebieten, die nicht von der jungen alpidischen Gebirgsbildung erfaßt wurden, Reste des variszischen Orogens auch im alpidisch geprägten Europa. In Abbildung 1 ist die

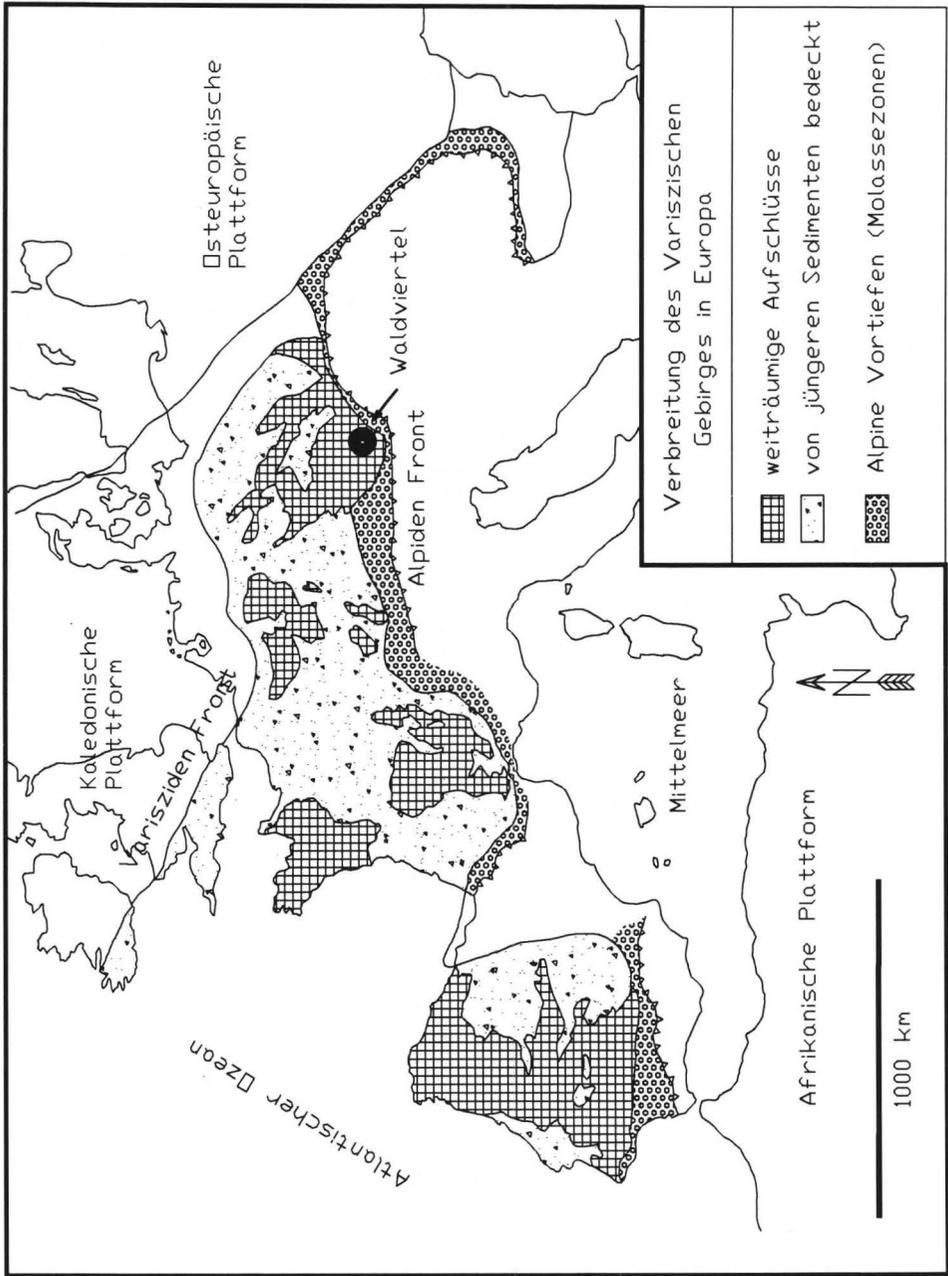


Abb. 1: Überblick über die Verbreitung des Variszischen Gebirges in Europa. Umgezeichnet und vereinfacht nach SCHÖNENBERG und NEUGEBAUER (1987).

Verbreitung des Variszischen Gebirges sowie die Lage des Waldviertels in diesem Gebirge dargestellt. Es liegt am Ostrand des Variszischen Gebirges und grenzt unmittelbar an die Vortiefe (Molassezone) der Westkarpaten bzw. an das Wiener Becken. Nachdem die Geologie des Ostteils des Variszischen Gebirges im wesentlichen durch das Gebiet in Böhmen bestimmt wird, hat der gesamte Teil, zu dem auch das Waldviertel gehört, die geologische Bezeichnung **Böhmische Masse**.

Geographisch umfaßt die Böhmische Masse in Niederösterreich weitgehend das Waldviertel. Im Norden und Nordwesten bildet die Staatsgrenze zur Tschechischen Republik die Umgrenzung des Waldviertels, im Westen die Landesgrenze zu Oberösterreich. Diese Grenzen sind natürlich keine geologischen, sondern durch die politischen Grenzen vorgegebene Beschränkungen unseres Gebietes. Im Süden liegt zwischen Grein und Krems die Donau zwar nahe der Umgrenzung der Böhmischen Masse, diese reicht jedoch in mehreren Abschnitten nach Süden über die Donau hinaus, so etwa im Bereich der Strengberge im Westen bis nahe Amstetten sowie im Bereich südlich von Melk und im gesamten Dunkelsteiner Wald. Ganz grob bildet eine Linie von Krems über Langenlois, Maissau bis Retz die Ostgrenze des Variszischen Gebirges, soweit es obertags aufgeschlossen ist. Der südliche und östliche Grenzverlauf ergibt sich durch die sehr zerlappte Überdeckung des Variszischen Gebirges durch die Sedimente der Molassezone von Alpen und Karpaten. Unter diese Molassezone lassen sich die Gesteine des Variszischen Gebirges bis weit nach Süden und nach Osten weiter verfolgen.

Die geologische Gliederung der Böhmischen Masse im Waldviertel

Bereits einer der ersten Bearbeiter des Variszischen Gebirges, F. E. SUESS (1903, 1912), hat schon zu Beginn dieses Jahrhunderts die grundlegende geologische Untergliederung in zwei Groseinheiten getroffen, nämlich die Gliederung der Böhmischen Masse in das östlich gelegene, strukturell tiefere **Moravikum** und das westliche, tektonisch höhere **Moldanubikum** (vergl. Abb. 2). Die erste Einheit ist nach Mähren (Moravia) benannt, die zweite nach dem Gebiet zwischen den beiden dominierenden Flüssen, in dem diese Einheiten aufgeschlossen sind, der Moldau und der Donau. Grundsätzlich sollte die höhere moldanubische Einheit auf die tiefere moravische Einheit als große Decke überschoben sein. Das Moravikum selbst wäre auf zwei große Fenster bzw. Halbfenster beschränkt, nämlich das **Thayafenster** im Süden und das **Schwarzawafenster** im Norden. Ersteres liegt zum Großteil auf österreichischem Staatsgebiet und reicht mit ihrem kleineren Teil nach Mähren. Das Schwarzawafenster westlich von Brünn liegt gänzlich auf tschechischem Territorium. Die Überschiebungszone selbst ist durch eine über weite Teile retrograd (rückschreitend) metamorphe Zone, die Glimmerschieferzone, markiert.

Das Konzept der Zerteilung der Böhmischen Masse wurde von F. E. SUESS, wie bereits erwähnt, 1903 entwickelt und dann später 1912 und 1926 im Sinne der Deckenlehre ausgearbeitet und verfeinert. Grundsätzlich haben diese Vorstellungen bis heute gehalten, sie wurden zwar leicht modifiziert, zum Teil etwas zurückgenommen, zum Teil erweitert. Das Ausmaß der Deckenbewegungen und die Richtung der Deckenbewegungen wurden und werden von fast allen Autoren unterschiedlich beurteilt, aber das grundlegende Konzept wurde seit mehr als 90 Jahren nicht verändert. Bereits F. E. SUESS (1912) und später dann WALDMANN (1930) haben innerhalb beider Einheiten noch diverse tektonische Stockwerke und Decken unterschieden. Die Begriffe wie Monotone Serie, Bunte Serie,

Geologische Übersichtskarte der Böhmisches Masse

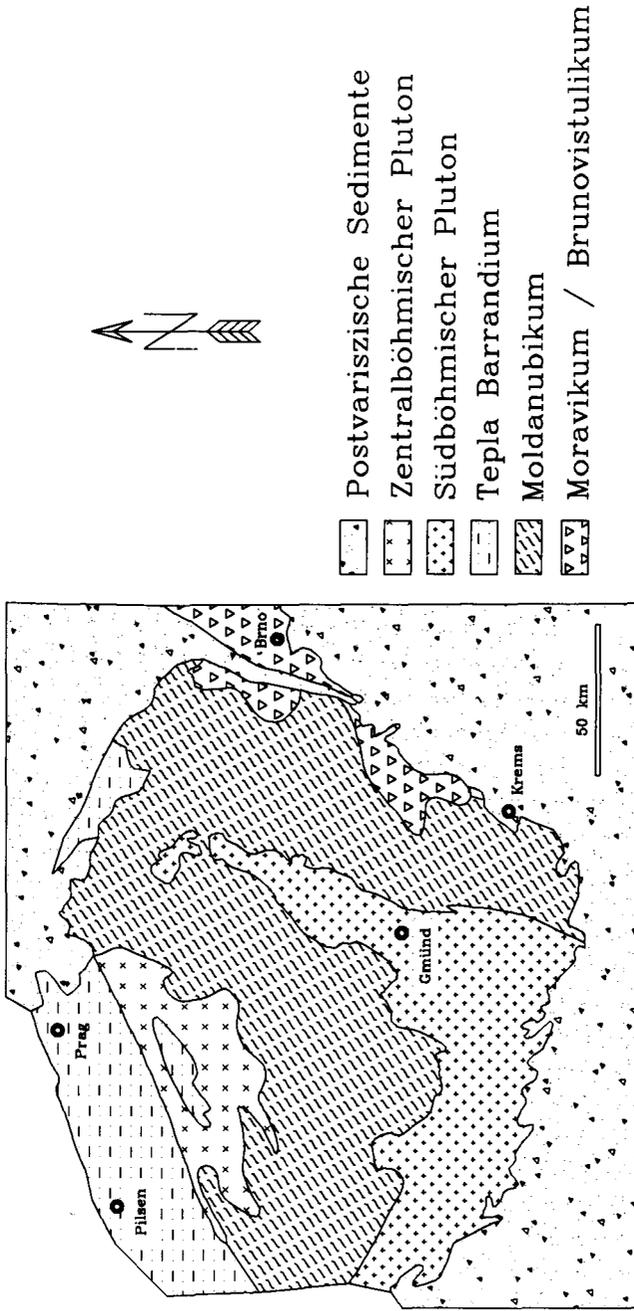


Abb. 2: Stark vereinfachte geologische Skizze der Böhmisches Masse zwischen Prag und der Donau.

Gföhler Gneis, Granulite, Bittescher Gneis, Innere und Äußere Phyllite sowie der Terminus Thaya Pluton gehen bereits auf die ersten Bearbeiter zurück. Auch diese Begriffe sind noch immer, wenn auch zum Teil mit wechselnden Inhalten, in Gebrauch, mehr für lithologische Bezeichnungen und Formationsbegriffe als für tektonische Einheiten. Im folgenden wollen wir nun kurz die einzelnen Einheiten vom Liegenden ins Hangende, das ist von den tiefen Teilen des Moravikums bis in die hohen Anteile des Moldanubikums, betrachten.

Das Brunovistulikum

Vorher soll jedoch noch kurz das **Brunovistulikum** diskutiert werden. Dieser Begriff wurde 1980 von DUDEK eingeführt, der darunter nicht nur alle kristallinen Gesteine östlich der Moravischen Zone im Bereich der Tschechischen Republik verstand, sondern auch Teile des Moravikums selbst in die Definition des Brunovistulikums miteinbezog. Die Gesteine sind nur zu einem geringen Teil aufgeschlossen, zum größten Teil bilden sie jedoch den kristallinen Untergrund der Molasse und damit das Karpatenvorland. Einen wesentlichen Anteil am Brunovistulikum hat der Brünner Pluton, der im Untergrund noch eine wesentlich größere Ausdehnung aufweist als an der Oberfläche. Glimmerschiefer und Paragneise sind nur aus Bohrkernen bekannt.

Das gesamte Brunovistulikum wurde während der cadomischen Orogenese gebildet und blieb im Osten von der variszischen Orogenese und Metamorphose weitgehend unberührt. Sein westlicher Teil (der Thaya Pluton und seine Hülle, die Therasburg Formation) wurde hingegen variszisch in die Gebirgsbildung miteinbezogen und bildet den tiefsten Anteil des Moravikums (vergl. auch den Abschnitt: Das Moravische Stockwerk). Auf österreichischem Staatsgebiet gibt es obertags keine Aufschlüsse des variszisch nicht reaktivierten Brunovistulikums. Unsere Kenntnis darüber beruht auf Erdölbohrungen der ÖMV, die den kristallinen Untergrund der Molasse erreicht haben. Das Studium der Bohrkern hat gezeigt, daß der Brünner Pluton weit nach Österreich hineinreicht und vergleichbare Granite bei Moosbierbaum südlich der Donau angetroffen wurden. Ebenso wie in Mähren finden sich neben den Graniten Glimmerschiefer und Paragneise, die dem Brunovistulikum zuzurechnen sind.

Das Moravische Stockwerk

Eines der wesentlichen Kriterien, das F. E. SUESS (1912 und 1926) zur tektonischen Begrenzung des Moravikums zum Moldanubikum geführt hat, war die unterschiedliche Metamorphoseprägung. Während das Moravikum im wesentlichen eine Umwandlung im Bereich Grünschieferfazies bis mittlere Amphibolitfazies aufweist, zeigt das Moldanubikum eine sehr hochtemperierte Entwicklung, nämlich höchstgradige Amphibolitfazies bis Granulitfazies. Früher wurden solche metamorphe Entwicklungen auch als katazonal bezeichnet. Die Metamorphoseentwicklung ist in vieler Hinsicht ein prägendes Merkmal der Moravischen Zone. Sie zeigt nämlich ein sehr merkwürdiges Verhalten: Sie nimmt vom Hangenden in das Liegende zu und nicht, wie man eigentlich erwarten sollte, von den strukturell tiefsten Anteilen, die während der variszischen Orogenese am tiefsten hätten versenkt werden sollen, bis zu den strukturell höchsten Partien. Gleichzeitig zeigt der Metamorphoseverlauf noch eine zweite Besonderheit, der vor allem im österreichischen Anteil des Thayafensters deutlich ausgeprägt ist. Die Metamorphose nimmt nicht nur von Westen nach Osten, das ist von den hangenden zu liegenden Anteilen ab, sondern auch schräg zum Strei-

chen der Einheiten, das heißt, wir finden in derselben lithologischen Einheit im Süden und im Norden eine geringere Metamorphose als in ihrem zentralen Teil.

Aufgrund dieses Verhaltens ist der tiefste Anteil des Moravikums im Thayafenster, nämlich der Thaya Pluton und seine Hülle (als reaktiviertes Brunovistulikum), am geringsten metamorph und deshalb noch am besten erhalten. Er besteht aus mehreren granitoiden Intrusionen, deren petrographische Zusammensetzung von Graniten über Granodiorite bis hin zu Tonaliten reicht. Je weiter man innerhalb des Thaya Plutons nach Osten geht, um so besser sind die einzelnen petrographischen Typen in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung erhalten. Nach Westen hin nimmt sowohl die Deformation in Form einer zunehmenden Schieferung und die metamorphe Überprägung zu. Die Ähnlichkeiten des Thaya Plutons mit dem Brünner Pluton sind bereits lange bekannt und wurden erst kürzlich wieder klar herausgearbeitet (LEICHMANN 1995). Beide Granitmassive (Brunovistulikum) gehörten ursprünglich zusammen, wurden aber später während der variszischen Gebirgsbildung in unterschiedlichster Weise überprägt und in die Deckentektonik mit einbezogen. Daraus geht bereits hervor, daß beide plutonische Areale älter als die variszische Gebirgsbildung sein müßten und tatsächlich haben absolute Altersbestimmungen (SCHARBERT und BATIK 1980 bzw. DALLMAEYER et al. 1994) gezeigt, daß die granitischen Plutone während der cadomischen Gebirgsbildung, also vor etwa 550 bis 600 Millionen Jahren, intrudiert sind. Beide Plutone waren ein Teil des alten cadomisch entstandenen Brunovistulikums, der Thaya Pluton wurde aber in die variszische Gebirgsbildung miteingebaut.

Die ursprünglichen Rahmengesteine des Thaya Plutons sind heute noch als altes Dach an seinem Westrand gut erhalten. Die an vielen Stellen noch erkennbaren Intrusionen zeigen die engen Beziehungen zwischen dem Pluton und seiner Hülle. Dabei handelt es sich im wesentlichen um ehemalige Tonschiefer, Grauwacken und Sandsteine, die heute als Glimmerschiefer, Quarzite und Paragneise vorliegen. Vereinzelt Orthogneise als auch Amphibolite zeigen, daß am Aufbau dieser Serie vermutlich auch magmatisches Gestein (vulkanisch oder plutonisch?) beteiligt war. Diese Folge wurde als Therasburg Formation bezeichnet und stellt einen Teil der von F. E. SUESS bezeichneten „Inneren Phyllite“ dar.

Gegen Westen folgt über der Therasburg Formation, allerdings auf den zentralen Teil des Thayafensters beschränkt, ein Orthogneiszug, der Weitersfelder Stengelgneis. Er dürfte von einer granitischen Intrusion herzuleiten sein, zeigt aber im Gegensatz zum Thaya Pluton eine ausgesprochen straffe Schieferung und Regelung der Minerale, eine Stengelung, die auch zu der Namensgebung Anlaß gab. Die vermutlich primäre Hülle des Weitersfelder Stengelgneises — sie wird als Pernegg Formation bezeichnet — bildet einen deutlichen lithologischen Kontrast zur Therasburg Formation. Sie besteht zwar auch aus ehemaligen Tonschiefern und zum Teil Grauwacken, weist aber keine Quarzsandsteine, wohl aber zahlreiche Marmorlagen auf. Die Zusammensetzung der ehemaligen Kalke reicht von tonreichen Mergeln über Mergel bis zu fast reinen Kalken, so daß heute neben relativ reinen Marmoren zahlreiche Kalkglimmerschiefer mit Übergängen zu Glimmerschiefern angetroffen werden. Ein charakteristisches Glied dieser Folge sind die Fugnitzer Kalksilikatschiefer, ehemalige kieselige Kalke, die heute durch die Metamorphose einen charakteristischen Mineralbestand aufweisen. Durch das Vorkommen zahlreicher Amphibole sind diese Gesteine meist grün gefärbt mit einer straffen Regelung der länglichen Amphibolkristalle, daneben finden sich aber Epidot, Pyroxen, Vesuvian, Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Calcit, Titanit und selten auch Biotit. Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer

bilden meist die hangende Lage der Pernegg Formation und grenzen diese von dem nächsthöheren und für die Moravische Zone charakteristischen Schichtglied, dem Bittescher Gneis, ab.

Dessen Typuslokalität liegt bei Groß Bittesch im Schwarzawafenster in Mähren. Es handelt sich um einen extrem deformierten, plattig brechenden Orthogneis mit einer typischen Augenstruktur. Dunkle Amphibolitlagen, die bis zu 50 cm mächtig werden können, sind auf die obersten 20-30 m des Bittescher Gneises beschränkt. Diese Amphibolitlagen liegen parallel zum regionalen Streichen und wiederholen sich vielfach in einem relativ kleinen Raum. Die Herkunft dieser Amphibolitlagen wird diskutiert, zum einen werden sie als Effusiva (vulkanische Lagen) interpretiert, die mit dem Ausgangsgestein des Bittescher Gneises wechsellagern. Das würde zur Folge haben, daß auch zumindest Teile des Bittescher Gneises selbst vulkanischen Ursprungs wären. Nachdem es zahlreiche Hinweise dafür gibt, daß der Bittescher Gneis doch im wesentlichen auf ein granitisches Gestein zurückzuführen ist, werden diese Amphibolitlagen in jüngerer Zeit als Gänge interpretiert. Das Alter des Bittescher Gneises ist nicht ganz geklärt, Rubidium-Strontium-Gesamteinstandarten datierungen schwanken zwischen 480 und 790 Millionen Jahren. In jüngster Zeit wurde ein Alter von 620 Millionen Jahren, basierend auf U/Pb-Alter in Zirkonen, postuliert.

Vor allem im Schwarzawafenster, aber auch im nördlichen Thayafenster wird eine Folge von Glimmerschiefern, Marmoren und Amphiboliten in Anlehnung an die ursprüngliche Gliederung von F. E. SUESS als „Äußere Phyllite“ oder „Vranov-Olesnice-Serie“ bezeichnet. Im österreichischen Anteil des Thayafensters hingegen wurden dessen Obergrenze seit langem mit der hangenden Zone des Bittescher Gneises gezogen und die daraufliegenden Glimmerschiefer, Marmore und Amphibolite dem Moldanubikum der nächsthöheren Einheit zugerechnet.

Erst in den letzten Jahren haben neue Detailkartierungen und Metamorphosestudien klar gezeigt, daß diese Zone tatsächlich eher dem Moravikum als dem Moldanubikum zuzurechnen ist und damit die Existenz der Äußeren Phyllite (Vranov-Olesnice-Serie) bis an die Südspitze des moravischen Thayafensters zu verfolgen ist.

Verknüpft mit den Glimmerschiefern, Paragneisen und Marmoren der Äußeren Phyllite sind in ihrem Hangenden die Rehberger Amphibolite, benannt nach ihrem Vorkommen im Tal der Krems bei Rehberg (MONTAG & HÖCK 1993). Diese Amphibolite waren namensgebend für viele Amphibolite im gesamten Moldanubikum. Tatsächlich haben jedoch vor allem Untersuchungen zur Metamorphose und auch zur Geochemie der Amphibolite gezeigt, daß die Vorkommen von Rehberg, die weiter ins Kamptal ziehen, eine eigene Gruppe von Amphiboliten darstellen, die genetisch mit den restlichen Amphiboliten nicht vergleichbar sind.

Betrachtet man nun den Bau der Rehberger Amphibolite im engeren Sinne im Detail, sieht man, daß sie eine ganz bestimmte Abfolge aufweisen: Sie beginnen mit Serpentiniten an der Basis, gefolgt von Gabbros, wobei in den höheren Lagen die Gabbros von Gängen ehemaliger Basalte durchschlagen werden. Der höchste Anteil der Abfolge besteht aus dünnbankigen Amphiboliten, die mit feinkörnigen, sauren Gneisen wechsellagern. Die Abfolge ist vergleichbar mit Ophiolithen, die als Reste ozeanischer Kruste angesehen werden. Auch diese bestehen aus ultrabasischen Gesteinen, Gabbros, Basaltgängen und Basaltlagen, die in verschiedenen tektonischen Bereichen, aber immer im Zusammenhang mit der relativ dünnen ozeanischen Kruste auf der Erde vorkommen. Ophiolithe sind ganz all-

gemein wesentliche Marksteine für die Entzifferung großtektonischer Vorgänge, da sie das Vorhandensein ozeanischer Kruste anzeigen und je nach ihrer Metamorphose Hinweise darüber geben, ob die ozeanische Kruste direkt überschoben wurde oder zuerst abtauchte und dann überschoben wurde. In dieser Hinsicht gewinnen auch die Rehberger Amphibolite durch ihre ophiolithische Herkunft für die tektonische Auflösung des Waldviertels große Bedeutung (siehe Kapitel 7).

Das Moldanubische Stockwerk

Das Moldanubikum umfaßt alle jene Gesteine und Gesteinseinheiten, die westlich des Moravikums auftreten. Im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse galt viele Jahre der Bittescher Gneis als Obergrenze des Moravikums. Er erlaubt, eine klare lithologische Grenze zwischen dem Moravikum und dem Moldanubikum zu ziehen. Im mährischen Anteil werden die Äußeren Phyllite bzw. die Vranov-Olesnice-Serie ebenfalls dem Moravikum zugerechnet. Dies gilt, wie beim letzten Kapitel ausgeführt, auch für den österreichischen Anteil und damit für die gesamte Moravische Zone. Damit wird das Moravikum etwas nach Westen hin erweitert, die lithologische Grenze zum Moldanubikum allerdings nicht mehr so deutlich wie bisher erkennbar, da nun Glimmerschiefer auf Glimmerschiefern und Gneise auf Gneisen liegen. Dafür dürfte aber die neue Gliederung den natürlichen Verhältnissen besser angepaßt sein.

Traditionell werden die Gesteine im Grenzbereich zwischen Moravikum und Moldanubikum der Glimmerschieferzone zugerechnet, die bereits von F. E. SUESS (1912) abgegrenzt wurde. Sie wird als Zone sekundärer Verglimmerung im Zuge der Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum verstanden. Vielfach wurde die Glimmerschieferzone von österreichischen Geologen mit dem Verbreitungsgebiet der Äußeren Phylliten gleichgesetzt. Tatsächlich ist die Glimmerschieferzone keine eigene lithologische Einheit, sondern im Sinne von F. E. SUESS eine Zone, in der während der Überschiebung sekundär ein intensives Glimmerwachstum zu beobachten ist, das sowohl Gesteine des Moravikums als auch des Moldanubikums erfaßte.

Zum Moldanubikum werden nicht nur hochmetamorphe Gneise, Glimmerschiefer, Marmore, Amphibolite und ähnliche Gesteine gerechnet, sondern auch die verschiedenen granitischen und granodioritischen Gesteine des Südböhmischen Plutons. Die folgenden Abschnitte geben einen kurzen Überblick über die sehr verschiedenen moldanubischen Gesteine. Für weitere Details sei auf die Artikel von F. KOLLER bzw. K. PETRAKAKIS und W. RICHTER verwiesen.

Der Südböhmische Pluton

Ein auffallendes Merkmal großer Teile der Böhmisches Masse ist das weit verbreitete Vorkommen von im weitesten Sinn granitischen Gesteinen. Diese finden sich in Deutschland, in Böhmen und in Österreich. Diese Granite entstehen durch kieselsäurereiche Magmen, die in die Erdkruste eindringen (intrudieren), sozusagen in der Erdkruste steckenbleiben, dort langsam abkühlen und sich dabei zu Graniten, Granodioriten, Tonaliten oder Dioriten verfestigen (vergl. Kapitel von F. KOLLER). Neben kleineren, bis zu Zehner km² großen zahlreichen Intrusionen ist die Böhmisches Masse durch zwei große granitische Intrusionskörper gekennzeichnet, den sogenannten Zentralböhmischen Pluton und den Südböhmischen Pluton (Abb. 2). Der erste liegt vollständig in Böhmen, einige km südöst-

lich von Prag, der zweite, der Südböhmische Pluton, umfaßt Teile von Südböhmen, große Anteile des westlichen niederösterreichischen Waldviertels und ebenso weite Teile des oberösterreichischen Mühlviertels. Beide große Intrusionen umfassen mehrere granitische Körper verschiedenster mineralogischer Zusammensetzung und unterschiedlicher Korngröße. Die einzelnen Intrusionen sind über einen Zeitraum von 30 bis 40 Mio. Jahren verteilt.

Der Südböhmische Pluton ist in sich sehr heterogen aufgebaut und besteht aus zahlreichen Granittypen (vergl. Kapitel von F. KOLLER), deren vermutlich ältester der sogenannte Weinsberger Granit ist. Sein charakteristisches Merkmal sind extrem große Kalifeldspäte, die bis zu 10 cm Durchmesser erreichen können und in einer Matrix aus Quarz, Biotit, Plagioklas und etwas Kalifeldspat liegen. Geschliffen und poliert eignet sich dieser Granit hervorragend für Fassadenverkleidungen. Andere Granite sind der recht feinkörnige Mauthausener Granit — er wird vorwiegend für Pflaster- und Randsteine verwendet — sowie der in der Umgebung von Freistadt in Oberösterreich auftretende Granodiorit mit seinen gesamten Varietäten. Ein anderer Vertreter, in Niederösterreich beheimatet, ist der Schremser Granit. Schließlich muß noch ein grobkörniger Granit erwähnt werden, der Eisgarner Granit, der wiederum große Kalifeldspäte enthält, aber zusätzlich in seiner Matrix noch Hellglimmer und Andalusit, ein Aluminiumsilikat, aufweist.

Seit langem gibt es Übereinstimmung darüber, daß diese Granite während der variszischen Gebirgsbildung, also in der Zeit von 350 bis 310 Mio. Jahren intrudierten. Auch die relative Altersbeziehung zwischen den einzelnen Granittypen ist seit langem durch geologische Feldstudien bekannt. Die gegenseitigen Intrusionskontakte zeigen, daß der Weinsberger Granit die älteste Intrusion darstellt, gefolgt von den feinkörnigen Mauthausener Typen. Der jüngste Granit wiederum ist der Eisgarner Typ. Absolute Altersbestimmungen nach der Rb-Sr Methode und der U-Pb Methode (SCHARBERT 1992, FINGER & von QUADT 1993, KLÖTZL & PARRISH 1994) haben gezeigt, daß die geologisch ableitbare relative Altersfolge auch mit radiometrischen Methoden nachgewiesen werden kann. Größere Diskrepanzen gibt es jedoch bei der absoluten Einordnung der Intrusionszeiten. Die zur Zeit wahrscheinlichste Lösung ist, daß die Intrusionen vor etwa 335 bis 340 Mio. Jahren begannen und sich vor etwa 310 Mio. Jahren langsam dem Ende zuneigten.

Der Vollständigkeit halber muß noch erwähnt werden, daß östlich des geschlossenen Gebietes des Südböhmischen Plutons ein weiterer, relativ kleiner Intrusionskörper auftritt, der Rastenberger Pluton. Er ist in Korngröße und Mineralogie dem Weinsberger Granit ähnlich, zusätzlich enthält er das sonst in Graniten eher seltene Mineral Amphibol. Ein größerer Pluton ähnlicher Zusammensetzung wie der Rastenberger Pluton befindet sich auf tschechischem Staatsgebiet, der Trebic Pluton. Auch wenn beide Plutone nicht direkt mit dem Südböhmischen Pluton zusammenhängen, so ist doch ihre Genese und ihr Intrusionsalter im Zusammenhang mit diesem zu sehen.

Die Monotone Serie

Sie bildet einen relativ schmalen, meist nur bis 10 km breiten Streifen unmittelbar östlich des Südböhmischen Plutons. Wie schon der Name zum Ausdruck bringt, besteht die Monotone Serie aus sehr einförmigen Paragneisen, die an einigen Stellen von leukokraten sillimanitführenden Orthogneisen begleitet wird. Selten finden sich Kalksilikatschiefer,

Quarzite und wenige Eklogitamphibolite. Neben cordieritfreien Paragneisen gibt es eine zweite Gruppe, die sehr viel Cordierit enthält. Letztere ist zu einem hohen Grad migmatisiert. Diese Gesteine sind bereits zum Teil aufgeschmolzen und zeigen charakteristische Granitschmelzen, die als feinverteilte Lagen im ursprünglichen Gneis ohne scharfe Grenzen verteilt sind. Die cordieritfreien Gneise sind im wesentlichen nicht migmatisch, d. h. noch nicht aufgeschmolzen. Bis vor wenigen Jahren wurde die Intrusion des Südböhmischen Plutons für das Wachstum von Cordierit und die Migmatitbildung — das ist die Schmelzbildung — verantwortlich gemacht. LINNER (1993) hat gezeigt, daß diese Beziehung im Sinne einer Kontaktmetamorphose nicht aufrechtzuerhalten ist und daß die Migmatisierung vielmehr im Zusammenhang mit der Regionalmetamorphose zu sehen ist.

Ein Charakteristikum der Monotonen Serie sind zahlreiche Gänge, die die Gesteine durchschlagen. Es handelt sich dabei um Granitgänge, Aplite, Pegmatite, aber auch Lamprophyre.

Die Bunte Serie

Die Bunte Serie ist im Gegensatz zur Monotonen Serie aus zahlreichen Gesteinen unterschiedlichster Mineralogie und Herkunft zusammengesetzt. Da sind zunächst einmal die Orthogesteine, die sich von ursprünglich magmatischen Gesteinen wie z. B. Graniten, Gabbros, Dioriten oder auch von vulkanischen Äquivalenten wie Basalten herleiten lassen. Zum anderen finden sich verschiedenste Typen von Paragesteinen, also solchen Metamorphiten, die aus Sedimenten entstanden sind. Diese umfassen u. a. Paragneise mit Plagioklas, Quarz, Biotit, Granat und Sillimanit. Ihre Ausgangsgesteine sind ehemalige Grauwacken oder Arkosen und variieren je nach Zusammensetzung: Einerseits gehen sie mit steigendem Quarzgehalt in Quarzite über, andererseits mit steigendem Glimmergehalt in Glimmerschiefer. Zwischen diesen Paragneisen liegen zahlreiche, oft sehr langgestreckte Marmorlagen, die z. T. sehr reine graue Marmore darstellen. Enthalten sie noch Kieselsäure und Tonerde sowie andere Elemente, gehen sie in Kalksilikatfelsen über, die neben Calcit eine Reihe von typischen Mineralen wie Tremolit, Diopsid, Phlogopit, Skapolith, Wollastonit und kalziumreichen Granat enthalten. Bekannt wurden vor allem die entsprechenden Minerale aus den Kalksilikatfelsen der Loja. Verbunden mit den Marmoren sind häufig Graphitlagen, die stellenweise sogar abgebaut wurden.

Zu den Orthogesteinen zu zählen sind einerseits Gneise, die aus Graniten herzuleiten sind. Der Dobra Gneis, benannt nach der Ruine Dobra am Kamptalstausee, ist das markanteste Gestein. Charakterisiert ist er durch zahlreiche Augen, das sind ehemalige, große Alkalifeldspäte, die bei der Metamorphose weitgehend erhalten wurden, während die Minerale rund um die Augen stark zerkleinert und zerbrochen wurden und relativ feinkörnig rekristallisierten. Durchschlagen ist der Dobra Gneis von zahlreichen Amphibolitlagen von zum Teil nur wenigen Zentimetern Breite. Sie sind auf ursprüngliche Gänge basaltischer Zusammensetzung zurückzuführen. In dieser Hinsicht ähnelt der Dobra Gneis dem Bittescher Gneis, mit dem er immer wieder verglichen wird. Ein stichhaltiger Beweis für die klare Trennung oder den Zusammenhang beider Gneise steht noch aus.

Weniger spektakulär ist der sogenannte Spitzer Gneis, ein Granodioritgneis, der früher mit dem Dobra Gneis zusammengefaßt wurde, sich aber von diesem durch die Augenstruktur und die Amphibolitlagen unterscheidet (FUCHS & MATURA 1976).

Ein wesentliches Merkmal der Bunten Serie sind die Amphibolite. Es handelt sich meist um dunkelgrüne bis schwarze, sehr massige Amphibol-Plagioklas Gesteine. Zum Teil tre-

ten sie homogen, zum Teil auch gebändert auf. Meist sind sie relativ feinkörnig und vermutlich im wesentlichen von Basalten herzuleiten. Grobkörnige Anteile könnten von ehemaligen Tiefengesteinen basaltischer Zusammensetzung, nämlich Gabbros, stammen. Vergesellschaftet mit den Amphiboliten sind zum Teil auch ehemalige Ultrabasite (ehemalige Gesteine aus dem obersten Erdmantel), die unter Aufnahme von Wasser vollständig in Serpentine umgewandelt wurden.

Die zum Teil sehr hohen Temperaturen bei der Metamorphose reichten stellenweise aus, die Amphibolite teilweise aufzuschmelzen. Man findet dann in den Amphiboliten helle plagioklas- und quarzreiche Lagen, die die ehemalige Schmelze repräsentieren. Die Migmatitzonen innerhalb der Amphibolite sind sehr inhomogen verteilt. In manchen Bereichen ist die Migmatisierung sehr stark ausgeprägt, in anderen deutlich schwächer.

Gföhler Gneise und Granulite

Die Gföhler Gneise und Granulite gehören zu den charakteristischsten Gesteinen im Waldviertel. Beide Gesteine sind räumlich benachbart, sind vermutlich auch genetisch miteinander verknüpft und werden deshalb gemeinsam besprochen. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf einen 10 bis 15 km breiten Streifen im zentralen Teil des Waldviertels. Beide Gesteine lassen sich von Ybbs über Melk, den Dunkelsteiner Wald bis nach Gföhl und Horn verfolgen. Nördlich von Horn finden sich Gföhler Gneise und Granulite rund um Blumau an der Wild, westlich von Waidhofen an der Thaya und nördlich von Geras.

Der Gföhler Gneis ist ein streifiger, hellgrauer Gneis, der durch Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Granat, seltener durch Sillimanit gekennzeichnet ist. In vielen Fällen ist der Gföhler Gneis migmatisch mit Neubildung granitischer Schmelze. In seiner Basis ist der Gföhler Gneis sehr häufig mit Amphiboliten verknüpft, die ebenfalls deutliche Anzeichen teilweiser Aufschmelzung — ähnlich wie bereits in der Bunten Serie beschrieben wurde — zeigen.

Über dem Gföhler Gneis liegen die Granulite, das sind feinkörnige, helle, z. T. grauviolett gestreifte, plattige Gesteine mit einer ausgeprägten Lineation. Häufig weisen sie eine deutliche Bänderung auf. Der Mineralbestand ist ähnlich wie bei den Gföhler Gneisen. Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Granat und Sillimanit sind die Hauptminerale. Disthen als ältere Phase findet sich wie in Gföhler Gneisen. Ihr charakteristisches Merkmal sind die langgestreckten sogenannten Diskenquarze. Die Granulite unterscheiden sich vom Gföhler Gneis im wesentlichen durch ihr straff geregeltes Gefüge und das Fehlen der migmatischen Merkmale gegenüber dem Gföhler Gneis.

Während der Gföhler Gneis seit langem immer als migmatischer Orthogneis gesehen wurde, verursachten das Gefüge und der Mineralbestand der Granulite lange Diskussionen über ihre Genese. Während von frühen Autoren z. T. Quarzporphyre oder Granite als Ausgangsgestein der Granulite gesehen wurde, stellen PETRAKAKIS & RICHTER (1991) eher die Ähnlichkeiten zwischen beiden Gesteinen heraus und sehen sie von denselben Gesteinen herleitbar, aber mit unterschiedlicher Deformation und Umwandlung während der Metamorphose.

Zusätzlich zu den üblichen Granuliten finden sich vor allem im Dunkelsteiner Wald dunkle Pyroxengranulite mit Ortho- und Klinopyroxen und Granatperidotite, z. T. stark serpentinisiert. Diese letzteren Gesteine werden als Abkömmlinge des oberen Erdmantels innerhalb der Granulite interpretiert.

Das Alter der Gesteine

Die Altersbestimmung der Ausgangsgesteine in metamorphen Serien ist immer ein schwieriges Problem, da Fossilien meistens fehlen oder — wenn vorhanden — so schlecht erhalten sind, daß die Bestimmung und die Einstufung der Ausgangsgesteine sehr erschwert wird. Trotz der kräftigen Metamorphose gelang es PACELTOVA (1981) bei Böhmisches-Krumau in Graphiten der Bunten Serie Pflanzenreste zu finden, die eine Zuordnung in das Silur möglich erscheinen lassen. Andererseits konnte an den mit den Graphiten assoziierten Marmoren in der österreichischen Bunten Serie durch systematische Sr-Isotopen Untersuchungen gezeigt werden, daß das Isotopenverhältnis von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sehr niedrig liegt (ungefähr 0,706) und damit dem obersten Proterozoikum entspricht (FRANK et al. 1991). Entsprechende Untersuchungen bei Böhmisches-Krumau haben höhere Isotopenverhältnisse ergeben, die mit dem paläozoischen Alter vergleichbar sind. Rb-Sr Analysen machen auch in der Monotonen Serie ein oberproterozoisches bis maximal altpaläozoisches Alter für die Ausgangsgesteine wahrscheinlich. Ein altpaläozoisches Alter wird durch die Rb-Sr Untersuchungen an den Gföhler Gneisen und Granuliten für diese Gesteinsgruppe wahrscheinlich. Der ebenfalls zur Bunten Serie gerechnete Dobra Gneis hingegen dürfte nach U-Pb Untersuchungen an Zirkonen (GEBAUER & FRIEDL 1994) ein proterozoisches Alter von über einer Milliarde Jahren aufweisen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß aufgrund der eingangs erwähnten methodischen Probleme das Alter der einzelnen Ausgangsgesteine nur sehr unvollständig bekannt ist. Vor allem in der Bunten Serie und der Monotonen Serie könnten oberproterozoische Gesteine zusammen mit altpaläozoischen Gesteinen vorkommen. Gföhler Gneise und Granulite sind wahrscheinlich altpaläozoischen Alters. Gegenüber früheren Vorstellungen konnte in den letzten Jahren klargestellt werden, daß die Metamorphose weitgehend variszischen Alters ist (340 bis 320 Mio. Jahre), während ältere Metamorphoseereignisse nicht mehr mit Sicherheit belegt werden können.

Tektonik

In tiefgründig abgetragenen ehemaligen Gebirgen ist es ein äußerst kompliziertes Unterfangen, die ehemalige Gebirgsbildung mit Faltung, Aufschiebungen, Decken, Horizontalverschiebungen und Abschiebungen zu rekonstruieren, da weite Teile des ehemaligen Gebirges fehlen. Das trifft insbesondere für das schwach metamorphe oder unmetamorphe Stockwerk, also die alte Sedimentbedeckung, zu, mit deren Hilfe es möglich ist, eine detaillierte Stratigraphie und damit Altersbeziehungen aufzustellen und in der Folge Bewegungsabläufe nachzuvollziehen, wenn z. B. alte Gesteine über jüngeren liegen, Faltenstrukturen auskartiert werden können oder Störungen in Myloniten (Zerreibungshorizonte in Gesteinen) erkennbar sind.

Bei den tieferen Stockwerken eines Gebirges, die weit in der Erdkruste gebildet worden sind, fehlt durch die Metamorphose und Überprägung die ursprüngliche stratigraphische Information und die Zeiteinstufung. Der Geologe ist dann auf andere Hilfsmittel bei der Rekonstruktion des Gebirgsbaues angewiesen. Da hilft das Studium der Metamorphose weiter. Wenn z. B. gezeigt werden kann, daß ein hochgradig metamorphes Gestein über einem niedriggradig metamorphen Gestein liegt, so müssen tektonische Bewegungen wie z. B. Überschiebungen aktiv gewesen sein. Die mangelnde Kenntnis der zeitlichen Einstu-

fung für die Ausgangsgesteine kann bis zu einem gewissen Grad durch sorgfältige geochronologische Studien, basierend auf radiometrischen Altersbestimmungen, ausgeglichen werden. Damit kann allerdings vorwiegend das Alter eines Metamorphoseereignisses bestimmt werden oder das Eindringen und Abkühlen von granitischen Schmelzen in die Kruste, aber nur sehr unvollständig die zeitliche Einstufung sedimentären Ausgangsmaterials von Metamorphiten.

Neben petrographischen Studien, Metamorphoseuntersuchungen und der Geochronologie spielten die Geländebeobachtung, strukturgeologische Untersuchungen sowie geophysikalische Messungen eine entscheidende Rolle in der Rekonstruktion des Bewegungsablaufes bei der Gebirgsbildung.

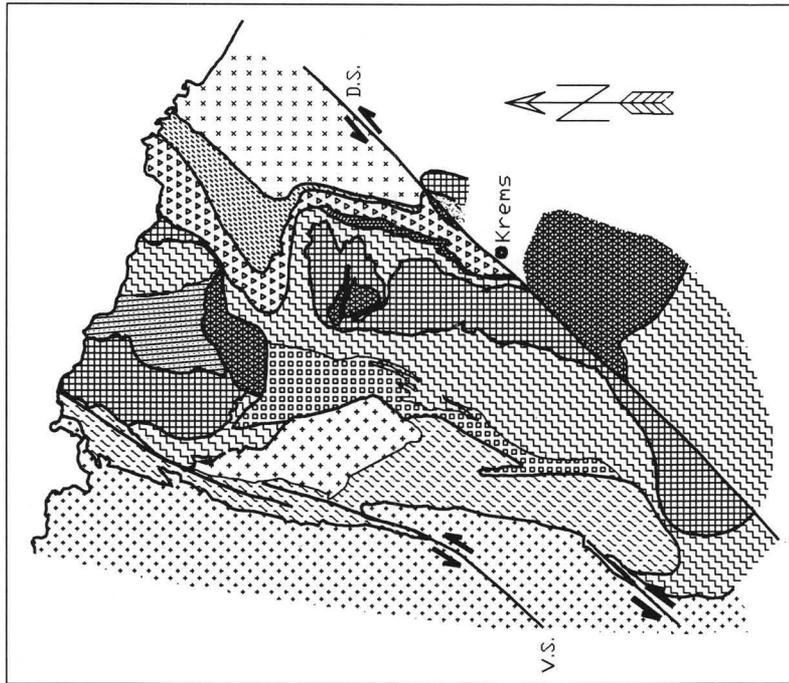
Die Deckengliederung in der Böhmischen Masse

Der Ausdruck „Decke“ bedeutet, daß ein relativ dünner Gesteinsstapel von nur wenigen hundert Metern bis Kilometern Dicke großräumig (bis zu Hunderten von Kilometern) an flachen Überschiebungsbahnen über andere Gesteine geschoben werden. In den Alpen, in denen das sedimentäre Stockwerk noch sehr gut erhalten ist, sind solche Deckenüberschiebungen in ganz unterschiedlichem Ausmaß von Zehnerkilometern bis weit über hundert Kilometer schon seit über 100 Jahren bekannt. Durch viele Studien und methodische Untersuchungen an Gebirgsgürteln hat die Geologie im Laufe der letzten Jahrzehnte zeigen können, daß geologische Decken und ihre Erscheinungsformen ein zentrales Element von Gebirgsbildungen darstellen. Das gilt nicht nur für die heutigen Hochgebirge wie Alpen, Himalaya oder die Anden, sondern auch für alte bereits abgetragene Gebirge wie das Variszische, das vor ca. 320 Mio. Jahren entstanden und später wieder bis in tiefe Teile abgetragen wurde.

Bereits F. E. SUESS hat 1912 die grundlegende Deckenstruktur innerhalb der Böhmischen Masse erkannt und richtig gedeutet. Auch sein wesentlichstes Kriterium zur Abgrenzung dieser Deckenstrukturen war die Metamorphose, die vor 80 oder 90 Jahren allerdings nur sehr unvollständig bekannt war. Trotzdem konnte F. E. SUESS das höhermetamorphe moldanubische Stockwerk vom schwach metamorphen moravischen Stockwerk abtrennen, wobei vor allem das Moldanubikum als großräumige Decke angesehen wurde. Trotz vieler Diskussionen und Versuchen, dieses grundlegende Deckenkonzept in der Böhmischen Masse in Frage zu stellen, hat sich diese Gliederung, natürlich mit Verfeinerungen, leichten Abänderungen und Verbesserungen, bis heute erhalten und wird von den meisten Geologen, die in der Böhmischen Masse arbeiten, akzeptiert.

Aber es ist nicht nur die Grenze zwischen Moravikum und Moldanubikum, die als Deckengrenze interpretiert wird, es gibt auch innerhalb des Moravikums und des Moldanubikums einen auf beide Einheiten beschränkten Deckenbau. Dieser ist aufgrund der Probleme, die in der Einleitung kurz dargelegt wurden, schwer erfassbar und wird von vielen Bearbeitern zum Teil sehr heftig diskutiert. Es herrscht zwar weitgehende Übereinstimmung darüber, daß ein intramoldanubischer und ein intramoravischer Deckenbau vorhanden ist, welches Ausmaß und welchen Umfang dieser erreicht und in welche Richtung sich die Gesteinsdecken bewegt haben, wird in den letzten Jahren jedoch sehr kontrovers diskutiert. Der folgende Abschnitt versucht einen Überblick über die wesentlichen Vorstellungen zum Deckenbau zu geben.

Geologisch-Tektonische Karte des Waldviertels



- | | | |
|---|---|-------------------------|
|  | Granulite | GFÖHLER
EINHEIT |
|  | Gföhler Gneis | DROSENDORFER
EINHEIT |
|  | Raabs Untereinheit | |
|  | Bunte Serie | |
|  | Dobra Gneis | |
|  | Monatone Serie | OSTRONG EINHEIT |
|  | Rastenberger Granodiorit | |
|  | Südböhmischer Pluton | |
|  | Rehberg Ophiolit | |
|  | Bittescher Gneis und
Äußere Phyllite | |
|  | Pernegg Formation | |
|  | Thayapluton,
Weitersfelder Stengelgneis,
Therasburger Formation | |
|  | Pern | |
|  | Vitiser Störung | |
|  | Diendorfer Störung | |

Abb. 3: Geologisch-tektonische Skizze des Waldviertels mit Moldanubikum und Moravikum sowie der innermoldanubischen und innermoravischen Untergliederung.

Tektonische Hypothesen

Wie schon angedeutet, liegen die Unterschiede in den einzelnen tektonischen Hypothesen nicht nur im Gesteinsumfang, der den einzelnen Decken zugeordnet wird, sondern vor allem in der Richtung, in die die einzelnen Decken geschoben wurden, und in der Abfolge der einzelnen Bewegungen. In der Zwischenzeit wurden alle vier Himmelsrichtungen strapaziert, um zumindest den intramoldanubischen Deckenbau zu erklären. Und auch die Bedeutung der Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum wurde sehr unterschiedlich eingeschätzt. Abb. 3 zeigt eine tektonische Karte, in der die Deckengliederung entsprechend dem Stand des Wissens dargestellt ist.

Nach den bahnbrechenden Erkenntnissen von F. E. SUESS zu Beginn unseres Jahrhunderts (1903, 1912 und 1926) und den nachfolgenden Studien im Moravikum, die bereits einen intramoravischen Deckenbau vermuten ließen, waren es dann in der zweiten Hälfte der Siebzigerjahre vor allem die Arbeiten von FUCHS (1971, 1976, 1986), MATURA (1976) und THIELE (1976, 1984), die, basierend auf ihren sehr detaillierten Geländearbeiten, den Deckenbau im Moldanubikum sehr unterschiedlich einschätzten.

Wie schon erwähnt, wurden die Granulite und Gföhler Gneise in großen Tiefen metamorphosiert und umgeprägt und wurden deshalb aufgrund ihrer tiefkrustalen Entwicklung immer tektonisch von der Bunten Serie abgetrennt und einer eigenen tektonischen Einheit zugerechnet. Allerdings nimmt diese Einheit bezogen auf die heutige Situation die höchste tektonische Stellung ein, weshalb sich alle tektonischen Hypothesen damit auseinandersetzen mußten, wie die ursprünglich am tiefsten gebildeten Gesteine in die höchsten tektonischen Einheiten geraten sein konnten.

Aufgrund der anscheinend höheren Metamorphose der Granulite und Gföhler Gneise trennten THIELE (1976) und FUCHS (1976) innerhalb des Moldanubikums zwei Einheiten ab, die tiefere Drosendorfer Decke und die höhere Gföhler Decke. Die erste umfaßt die Monotone Serie und die Bunte Serie, die zweite den Gföhler Gneis und die Granulite. Die den Gföhler Gneisen unterlagernden Amphibolite und ihre Begleitgesteine werden je nach Autor einmal der Gföhler Decke (Raabser Untereinheit) und einmal der Drosendorfer Decke zugerechnet. Gelegentlich wird die Monotone Serie noch unter der Bezeichnung Ostrong bzw. Mühldorfer Einheit als Untereinheit der Drosendorfer Decke abgetrennt. Die tektonische Karte (Abb. 3) folgt der tektonischen Dreigliederung des Moldanubikums in Ostrong, Drosendorfer und Gföhler Einheit.

THIELE (1976, 1984) sieht die Deckenbewegung innerhalb des Moldanubikums und die Überschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum als nach Osten gerichtete variszische Bewegung an (Abb. 4A). FUCHS (1976, 1986) hingegen trennt zeitlich wie auch hinsichtlich des Baustils den intramoldanubischen Deckenbau grundsätzlich von der moldanubischen Überschiebung über das Moravikum ab. Für ihn ist der intramoldanubische Deckenbau kaledonisch, also altpaläozoisch, und damit die Genese des Moldanubikums wesentlich älter als der variszische Gebirgsbau. Lediglich die Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum selbst ist variszisch und nach Osten gerichtet (Abb. 4B). MATURA (1976) wiederum verweist in seiner Darstellung auf die große petrographische Ähnlichkeit zwischen Bittescher Gneis und Dobra Gneis hin. Er kommt damit in der Konsequenz zu einem völlig unterschiedlichen Konzept, in dem der Gegensatz zwischen Moldanubikum und Moravikum aufgelöst wird und damit das höchste Schichtglied des Moravikums gleichzeitig die Basis für Teile des Moldanubikums bildet. Dies wird durch die Verbindung des nach Westen fallenden Bittescher Gneises in einer Muldenstruktur mit dem

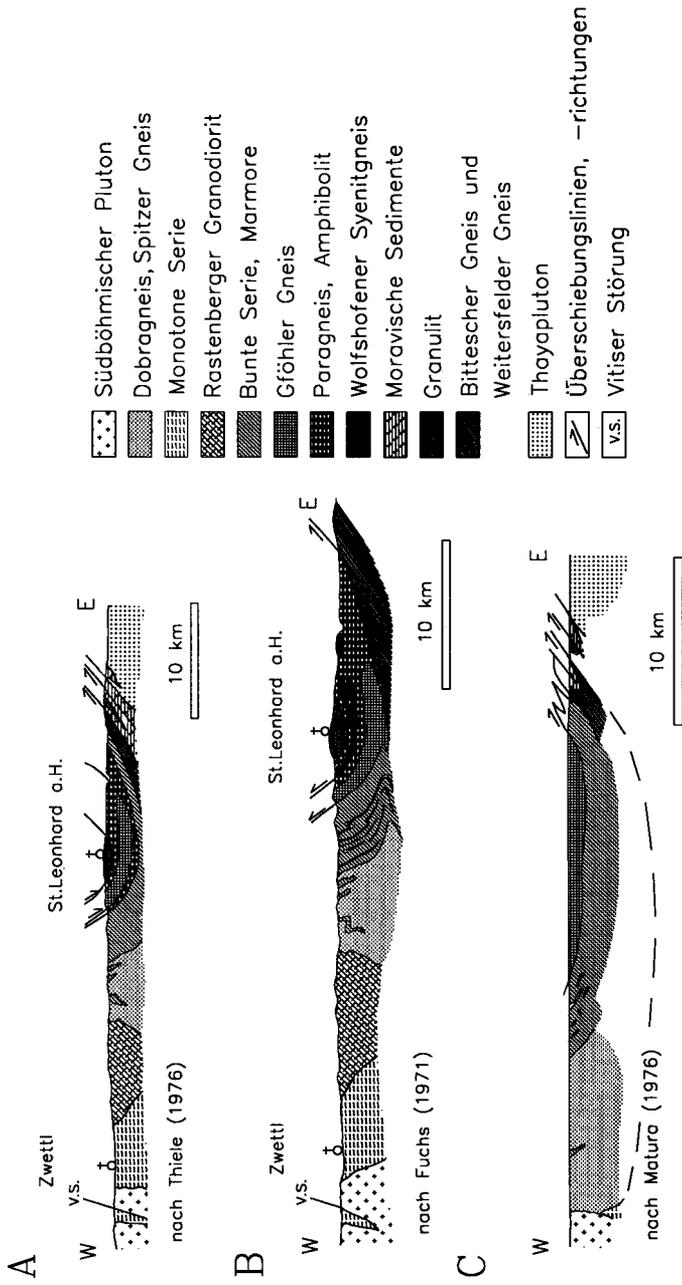


Abb. 4: Drei geologische Profile durch das Waldviertel. Die Profile geben die entsprechenden Modelle der Autoren wieder:
 4A: Modell nach THIELE 1976
 4B: Modell nach FUCHS 1971
 4C: Modell nach MATURA 1976

an der Basis der Bunten Serie liegenden, nach Osten einfallenden Dobra Gneis ermöglicht (Abb. 4C). Ein Teil des Moldanubikums, nämlich Bunte Serie, Gföhler Gneise und Granulite, liegen in dieser Konzeption auf der Dobra Gneis- und Bittescher Gneis-Mulde, die ebenfalls dem Moldanubikum zugerechnete Monotone Serie würde als tiefere Einheit darunter zu liegen kommen.

Bis in die neunziger Jahre waren diese Konzepte im Prinzip die maßgebenden Modelle für die tektonische Entwicklung des intramoldanubischen Deckenbaues und der moldanubischen Überschiebung über das Moravikum. Die Position von MATURA wurde später noch einmal von MATTE et al. (1985) aufgegriffen und in modifizierter Form in jüngster Zeit von STEYRER & FINGER (1994) vertreten. TOLLMANN schloß sich 1982 und 1985 THIELES Meinung an, postulierte aber anders als THIELE, der die Gföhler Gneise und Granulite aus dem Bereich zwischen dem Südböhmischen Pluton und der Monotonen Serie bezieht, eine Fernüberschiebung dieser Gesteine über 300 km aus dem Bereich Süd- und Westböhmen, wo ebenfalls granulitische Gesteine und Gföhler Gneise weit verbreitet vorkommen (Abb. 5). FRANKE (1989) übernahm in seiner Gesamtschau der Entwicklung der Böhmisches Masse weitgehend die Vorstellungen TOLLMANNs.

Studien, die im Rahmen eines Schwerpunktprojektes des österreichischen Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im Waldviertel durchgeführt wurden, brachten neue Aspekte zur tektonischen Entwicklung des Deckenbaues im Waldviertel. Zwei Gefügeelemente, nämlich Lineationen, das sind lineare Elemente, und Schersinnindikatoren, die die relative Bewegung von Gesteinspaketen anzeigen, wurden besonders intensiv untersucht. Mit Hilfe dieser Studien konnte gezeigt werden, daß sowohl intramoldanubisch als auch in der moldanubisch-moravischen Überschiebung und innerhalb des Moravikums die gesamte Bewegung von S nach N bzw. von SSW nach NNE abgelaufen sein sollte. Diese konnte nur damit erklärt werden, daß das Moldanubikum in einem sehr kleinen Winkel, sozusagen fast parallel zu den lithologischen Grenzen, das Moravikum überschob. Ein solcher Vorgang wird als Transpression bezeichnet. Dementsprechend wurde die ganze Bewegungsrichtung innerhalb des gesamten Deckenbaues als von Süden nach Norden gerichtet interpretiert (FRITZ & NEUBAUER 1993, SCHULMANN et al. 1991).

1991 versuchte FUCHS seinen ursprünglichen Standpunkt mit den neuen Ergebnissen in Einklang zu bringen und wies dabei u. a. darauf hin, daß sich der intramoldanubische Deckenbau in einem eng gepreßten Rahmen von Südosten über Norden nach Südwesten um den Südböhmischen Pluton herumschlingt. Den intramoldanubischen Deckenbau (N-S gerichtet) betrachtete er als vorvariszisch angelegt, die Bogenstruktur hingegen als variszische Struktur, die im Zusammenhang mit der Transpression entstanden ist.

Neue Ansätze

Keines der im letzten Abschnitt kurz dargestellten zahlreichen Modelle der tektonischen Entwicklung des Waldviertels erklärt befriedigend alle Erscheinungen. Es gibt trotz einer jahrelangen, sehr intensiven Forschung kein allgemeingültiges und generell akzeptiertes Modell zur geodynamischen Entwicklung der Böhmisches Masse bzw. des Variszischen Gebirges insgesamt. Auch die Kontinentale Tiefbohrung in der Oberpfalz in Deutschland hat im wesentlichen ergeben, daß die bisherigen Modelle nicht hinreichend die Befunde erklären, gleichzeitig konnte aber kein besseres Modell entwickelt werden. Es gibt aber doch zahlreiche Hinweise darauf, in welcher Richtung neue Modelle gesucht werden müssen.

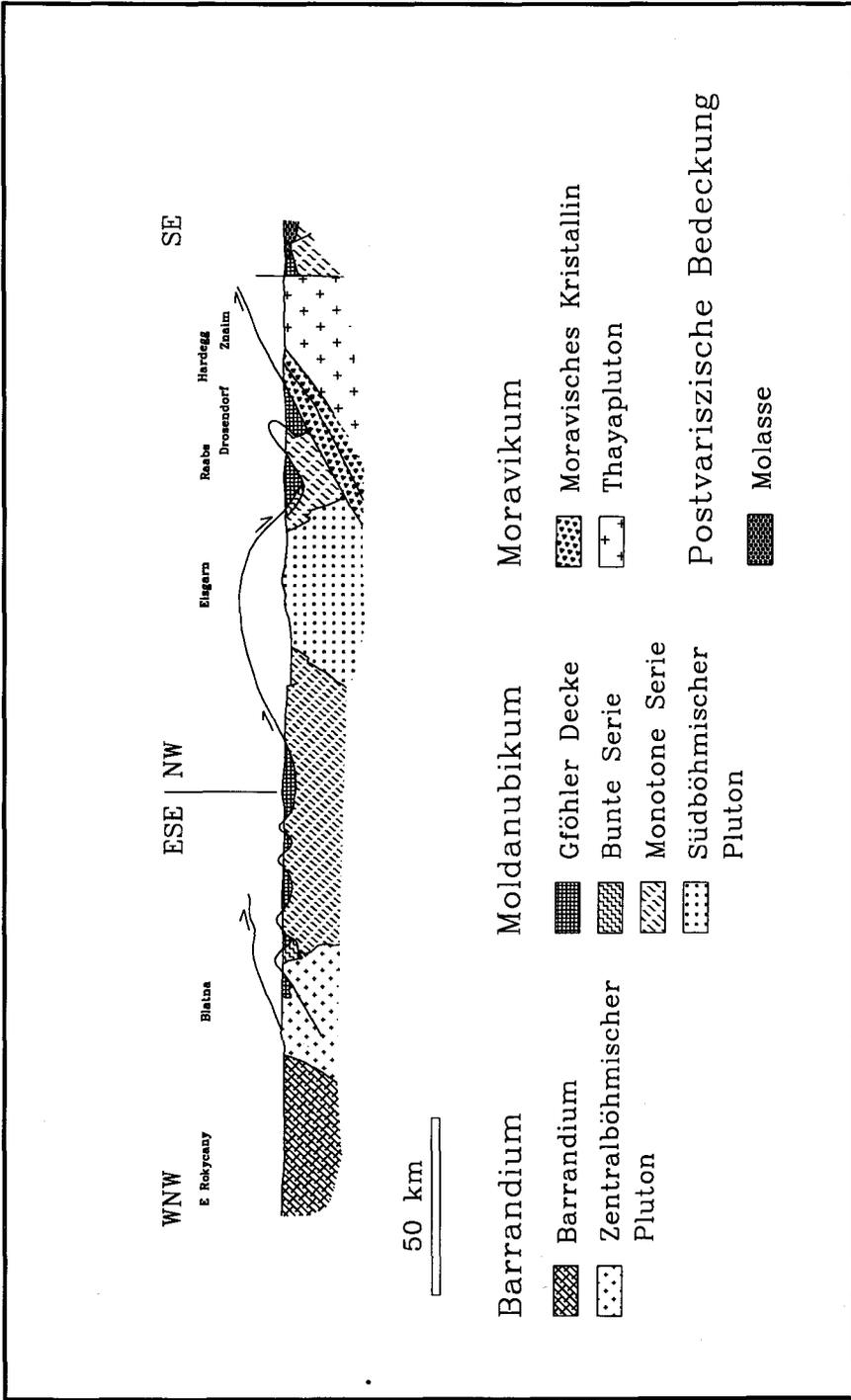


Abb. 5: Geologisches Profil durch die gesamte Böhmisches Masse. Umgezeichnet und vereinfacht nach TOLLMANN (1982 bzw. 1985).

Die Geochronologie hat uns dabei gezeigt, daß die meisten metamorphen Ausgangsgesteine im Moldanubikum und im Moravikum vermutlich oberproterozoischen Alters oder höchstens altpaläozoisch sind. Lediglich die Granulite und die Gföhler Gneise könnten eine Ausnahme bilden, als sie möglicherweise vor ca. 450 bis 500 Mio. Jahren gebildet wurden. Die Metamorphose hingegen, die Granulitbildung, die Hochdruck- und Hochtemperatur-Metamorphose sowie die amphibolitfazielle Metamorphose im Moravikum und Moldanubikum, sind variszisch. Die gesamte metamorphe Entwicklung beginnt bei etwa 350 Mio. Jahren und reicht bis etwa 320 Mio. Jahre (DALLMEYER et al. 1992, 1994). Ebenso variszisch sind die granitischen Gesteine des Südböhmischen Plutons. Deren Bildung beginnt etwas später bei 335 bis 340 Mio. Jahren und reicht bis etwa 310 Mio. Jahre. Aus der Sicht der Geochronologie gibt es keine Hinweise auf eine wesentliche kaledonische Decken- und Gebirgsbildung (FUCHS 1976, 1986, 1991), auch wenn andere geologische Argumente, allerdings außerhalb des eigentlichen moravischen und moldanubischen Bereiches, dafür sprechen.

Intensive Metamorphosestudien haben gezeigt, daß innerhalb der Böhmisches Masse drei verschiedene Bereiche unterschiedlicher Metamorphoseentwicklung vorhanden sind. Dies sind erstens die Moravische Zone, in der sich, abgesehen von Relikten einer älteren Metamorphose, die auf das Eindringen des Thaya Batholithen in die Therasburg Formation zurückzuführen ist, sich nur die variszische Metamorphose abzeichnet (HÖCK et al. 1991, HÖCK 1995). Sie reicht von der Grünschieferfazies bis in die Amphibolitfazies, und zwar in der Weise, daß die tieferen Teile geringer metamorph sind als die höheren Teile (Pernegg Formation, Bittescher Gneis). Diese Metamorphoseentwicklung findet ihre Fortsetzung in den Äußeren Phylliten, der Vranov-Olesnice-Serie und im Rehberger Amphibolit sensu strictu. Im Hinblick auf die Metamorphoseentwicklung sind also die östlichsten Teile des bisher als Moldanubikum gesehene Blocks dem Moravikum zuzurechnen, auch wenn die Abgrenzung in einzelnen noch offen ist. Dem gegenüber steht die Metamorphoseentwicklung im Moldanubikum, die gekennzeichnet ist durch eine Hochdruck-Hochtemperatur-Entwicklung (16 bis 18 kbar oder ca. 45 bis 50 km tiefe Versenkung und 750 °C) für die erste erkennbare metamorphe Überprägung des Granulits und der Gföhler Gneise. Eine zweite Hochtemperaturmetamorphose (ungefähr 10 kbar oder 30 km Versenkung und 780 bis 800 °C) erfaßte alle Gesteine der Bunten Serie sowie Gföhler Gneise und Granulite. Alle diese Gesteinseinheiten sind also gemeinsam metamorphosiert worden. Eine junge amphibolitfazielle Überprägung mit etwa 550 bis 600 °C und 5 bis 6 kbar Druck ist vermutlich die gleiche Metamorphose im Gesamtbereich des Moldanubikums, die auch die Metamorphoseprägung im Moravikum verursacht. Einen dritten metamorphen Entwicklungsbereich stellt die Monotone Serie dar, die bei relativ niedrigen Drucken von 5 bis 6 kbar, aber hohen Temperaturen bei 750 °C umgewandelt wurde. Auch in der Monotonen Serie ist das jüngere amphibolitfazielle Ereignis erkennbar (vergl. Kapitel PETRAKAKIS & RICHTER). Die von der Bunten Serie völlig unterschiedliche Entwicklung führt auch zu tektonischen Konsequenzen: Die Monotone Serie (= Ostrong Einheit) muß als selbständiger tektonischer Körper von der Drosendorfer Decke abgetrennt werden (Abb. 3).

Auf die Bedeutung der Ophiolite für die Entzifferung geotektonischer Vorgänge wurde bereits hingewiesen. Auch wenn eine Datierung der Ophiolithe noch ausständig ist, spricht ihre Stellung an der Grenze beider Metamorphosebereiche, nämlich des moravischen und des moldanubischen Bereiches dafür, daß diese Ophiolithe eine wesentliche Suturzone bei der variszischen Gebirgsbildung markieren. Dies wird unterstützt durch den Letovice

Ophiolith in Tschechien, der eine ähnliche Metamorphosegeschichte und geologische Position aufweist.

Die Geophysik schließlich zeigt uns, daß der Grenzbereich des Waldviertels mit Ausnahme des Südböhmischen Plutons und eines kleinen Bereiches um Retz (Thaya Pluton) durch ein relatives Schwerehoch gekennzeichnet ist (MEURERS et al. 1991). Dies ist überraschend, da die gleichen moldanubischen Gesteine an der Westseite des Südböhmischen Plutons in Böhmen ein Schwereminimum aufweisen. Das bedeutet, daß die Kruste dort aus Gesteinen geringerer Dichte besteht. Ein ähnliches Schwereverhältnis sollte deshalb bei gleichen Gesteinen an der Oberfläche auch östlich des Südböhmischen Plutons zu erwarten sein. Die Schweredaten zeigen nun, daß unterhalb der relativ leichten und dünnen Gesteinschicht des Moldanubikums eine Einheit mit relativ hoher Dichte liegen muß. Das könnte auf Gesteinsfolgen des Brunovistulikums und des Moravikums, die sich durch eine höhere Dichte auszeichnen, hinweisen. Dies bedeutet, daß das Brunovistulikum und das Moravikum mindestens noch 50 bis 60 km nach Westen unter das Moldanubikum hineinreichen sollten. Ein tiefenseismisches Profil, das darüber Auskunft geben könnte, ist in Vorbereitung.

Faßt man diese Ergebnisse in Kombination mit früheren Arbeiten zusammen, so ergibt sich folgendes Bild:

1. Die gesamte metamorphe Überprägung der Böhmischen Masse und damit auch ihre Deckenstruktur ist variszisch.
2. Die metamorphe und geodynamische Entwicklung geht im Moldanubikum von innen nach außen. Als erstes zeigt sich die Hochdruckphase (45 bis 50 km Versenkung) verbunden mit hoher Temperatur (750-?1000 °C) im Gföhler Gneis und in den Granuliten, die beide Gesteine einer kontinentalen Kruste darstellen. Sie müssen durch eine Kontinent-Kontinent-Kollision in diese Tiefe versenkt worden sein.
3. In der Folge wurden beide Gesteine in ein höheres Krustenniveau geschoben und dort gemeinsam mit der Bunten Serie bei etwa 750 bis 800 °C und 10 kbar neuerlich metamorphosiert. Die gesamte Bunte Serie (Drosendorfer Einheit) mit Gföhler Gneisen und Granuliten (Gföhler Einheit) wurde später (siehe unten) auf die Monotone Serie (Ostrong Einheit) aufgeschoben, die in wesentlich geringeren Tiefen, aber ebenfalls bei hohen Temperaturen umgewandelt wurde. Die Metamorphose der Monotonen Serie ist vermutlich mit der Bildung der ersten granitischen Schmelzen des Südböhmischen Plutons zu sehen.
4. Nach der Hochtemperaturmetamorphose des Moldanubikums erfolgte die Kollision mit dem Moravikum einschließlich des reaktivierten Brunovistulikums durch Subduktion des möglicherweise dazwischen liegenden Ozeans (Reste davon finden sich im Rehberger Amphibolit) und in der Folge der kontinentalen Kruste des Moravikums und Brunovistulikums. Die beginnende Kontinent-Kontinent-Kollision an der moravisch-moldanubischen Grenze und die damit verbundene Krustenverdickung und Verkürzung könnte das auslösende Moment für die Überschiebung der Bunten Serie auf die Monotone Serie gewesen sein. Mineralreaktionen in der subduzierten moravischen bzw. brunovistulischen Kruste, die Wasser freisetzen, könnten für die Schmelzpunktniedrigung und damit für die Bildung von granitischen Schmelzen des Südböhmischen Plutons in der höheren moldanubischen Kruste verantwortlich gewesen sein (vergl. Kapitel von F. KOLLER).

5. Die Kollision zwischen Moldanubikum und Moravikum schritt von innen nach außen, d. i. auf die heutige Lage bezogen von Westen nach Osten fort, so daß tiefere, höher temperierte Gesteinseinheiten über höher gelegene, tiefer temperierte geschoben wurden. Zunächst die Bittescher Gneisdecke über die Pleissing Decke, die Pleissing Decke über die Therasburg Formation und schließlich möglicherweise auch Teile des Thaya Batholiths über das autochthone Brunovistulikum.
6. Die Richtung des intramoldanubischen älteren Deckenbaues dürfte vermutlich im Sinne von FUCHS (1976, 1986) bezogen auf die heutige Richtung nach Westen gerichtet gewesen sein. Wickelt man das Moldanubikum um den Südböhmischen Pluton herum ab in ein ursprüngliches Ost-West-Streichen, könnte die Deckenentwicklung auch nach Süden (FUCHS 1991, PRESSEL 1993) gerichtet gewesen sein. Die moldanubische Überschiebung auf das Moravikum und der innermoravische Deckenbau muß eine stark nach Osten gerichtete Komponente aufgewiesen haben, wiederum bezogen auf die heutige Lage, da aufgrund der gravimetrischen Ergebnisse die Gesteine des Moravikums und Brunovistulikums weit nach Westen unter das Moldanubikum unterschoben wurden. Die Transpression mit der NNE-gerichteten Bewegung ist ein relativ junges Ereignis, das im Zusammenhang mit der jüngeren amphibolitfazialen Überprägung zu sehen ist.

Hebung

Wie in den letzten Abschnitten gezeigt wurde, war mit der variszischen Orogenese eine intensive Deckentektonik, Versenkung und Metamorphose verknüpft. Solche Erscheinungsformen finden sich immer wieder in den jungen Hochgebirgen von den Alpen bis zum Himalaya oder von den Anden bis Alaska. Es liegt daher nahe, der Frage nachzugehen, inwieweit die gebirgsbildenden Vorgänge während des Variszikums ebenfalls zu einem Hochgebirge führten.

Hier ist ein kleiner Exkurs in die Struktur der Erdkruste und des Erdmantels nötig. Die Erde wird aus drei zwiebelschalenförmig angeordneten großen Einheiten aufgebaut. Diese sind von innen nach außen der Erdkern, der Erdmantel und die Erdkruste. Die Grenze Kern/Mantel liegt bei etwa 2900 km Tiefe, Die Grenze Kruste/Mantel hingegen liegt wesentlich seichter, unter den Kontinenten bei etwa 30 bis 35 km, unter den Ozeanen bei etwa 10 bis 15 km. Unter rezenten Hochgebirgen wie den Alpen oder dem Himalaya kann die Kruste/Mantel-Grenze allerdings lokal bis in 50 km, ja sogar bis 70 km in die Tiefe reichen. Das zeigt bereits, daß Hochgebirge mit Krustenverdickung verknüpft sind. Die Erdkruste unter den Kontinenten (kontinentale Kruste) besteht im wesentlichen aus Gneisen, Glimmerschiefern, Graniten und an ihrem obersten Rand aus Sedimenten und hat eine mittlere Dichte von ca. 2,8 g/cm³. Die ozeanische Kruste hingegen besteht aus Gabbros und Basalten und ebenso an ihrem Außenrand aus einer dicken Schicht von Sedimenten. Ihre mittlere Dichte beträgt 2,9 bis 3,0 g/cm³. Beide Krustentypen schwimmen nun sozusagen auf dem dichteren Mantel mit einer Dichte von etwa 3,4 g/cm³, so ähnlich wie die relativ leichten Eisberge (0,9 g/cm³) auf dem Wasser (spezifisches Gewicht 1 oder etwas darüber) schwimmen. Das Verhältnis von Eisbergteilen, die unter Wasser liegen, zu denen, die über das Wasser aufragen, bleibt weitgehend konstant, so daß ein Eisberg mit einer größeren Dicke tiefer ins Wasser eintaucht und gleichzeitig höher über das Wasser aufragt. In gleicher Weise reagiert die relativ leichte kontinentale Kruste (Eisberg!), die auf dem Mantel (Wasser!) schwimmt. Je dünner die Kruste ist, umso weniger wird sie über den Mantel hin-

ausragen, je dicker sie ist, desto weiter. Deshalb liegen auch die Ozeanböden im Schnitt über 4000 m tiefer als der Durchschnitt der Kontinente. Durch Kollisionsvorgänge, das ist das Zusammenstoßen von kontinentalen Krustenplatten und durch ihr Übereinanderschleichen, wird nun an bestimmten Stellen, nämlich im Kollisionsbereich, die Kruste dramatisch verdickt und sinkt tief in den Mantel ein. Dies können wir an den hohen Drucken — wie z. B. im Gföhler Gneis und in den Granuliten —, die sich in den Mineralen widerspiegeln, ablesen. Gleichzeitig zeigt die tief in den Mantel eindringende Kruste ähnlich wie ein verdickter Eisberg die Tendenz, nach oben zu steigen und über den Mantel in entsprechender Weise hinauszuragen. Diese Tendenz führt nun zum Erscheinungsbild des Hochgebirges.

Tatsächlich finden wir (siehe Beitrag von PETRAKAKIS & RICHTER) in der moldanubischen Kruste Drucke, die einer Versenkung zwischen 30 und 50 km entsprechen. Wenn man nun noch die Kruste (oder zumindest Krustenteile) der Moravischen Zone, die unter das Moldanubikum abtauchte, hinzurechnet mit mindestens 20 bis 25 km Dicke, ergibt sich zumindest für einzelne Teilbereiche im variszischen Orogen eine Krustendicke von 50 bis 70 km, vielleicht sogar noch mehr. Diese Krustendicke müßte einer Heraushebung über den Meeresspiegel von etwa 5000 bis 7000 m, ja sogar 8000 m entsprechen. Auch die Rekonstruktion der gesamten Krustendicke liegt zwischen der, die unter den Alpen und der, die unter dem Himalaya bestimmt wurde. Daraus ergibt sich, daß zumindest lokal das Variszische Gebirge den Charakter eines Hochgebirges mit höchsten Erhebungen ähnlich dem Himalaya erwarten läßt.

Es gibt aber noch einen zweiten, völlig unabhängigen Hinweis auf ein kräftiges Oberflächenrelief im Variszischen Gebirge. Man findet nämlich bereits im Karbon und später noch im Perm in der unmittelbaren Umgebung des Variszischen Gebirges Konglomerate mit Blöcken und Geröllen von mehreren dm Durchmesser, die nachweislich aus dem Moldanubikum stammen. Solche Blöcke können eigentlich nur mit hoher Wasserenergie, d. i. in einem Bach oder Fluß mit starker Strömung, transportiert werden. Dies setzt wiederum ein bedeutendes Relief voraus.

Das Störungssystem

Die gesamte Böhmisches Masse in Österreich ist von relativ großen Störungssystemen durchsetzt, die relativ spät während der Gebirgsbildung entstanden sind. Zwei Richtungen können hier unterschieden werden. Eine Gruppe der Störungen streicht von NW nach SE, das sind die Pfahlstörung und die Donaustörung. Sie sind auf das oberösterreichische Mühlviertel und das oberösterreichische Donautal beschränkt. Eine zweite Gruppe ist vorwiegend weiter östlich ausgeprägt, das sind die Rodelstörung, die Vitiser Störung und die Diendorfer Störung. Sie streichen von NE nach SW, also fast senkrecht zur ersten Gruppe von Störungslinien.

Entsprechend verhalten sich auch die Bewegungsrichtungen. Während in der ersten Gruppe der Störungen die Bewegungsrichtung dextral verläuft, d. h. der nordöstlich der jeweiligen Störung gelegene Block bewegt sich von NW nach SE, verläuft die Bewegungsrichtung in der östlichen Störungsgruppe sinistral. In diesem Falle bewegt sich der nordwestliche Block der jeweiligen Störung von NE nach SW. Die Störungen sind dementsprechend Blattverschiebungen mit einer im wesentlichen horizontal gerichteten Bewegungskomponente.

Die Bewegung vor allem in den westlicher gelegenen Anteilen liefen unter grünschieferfazialen Bedingungen ab, d. i. bei der Abkühlung des Variszischen Gebirges unter 450 °C,

die im Osten gelegene Störungen von Vitis und Diendorf (Abb. 3) dürften bei noch geringeren Temperaturen, also noch später beim Aufstieg des Gebirges angelegt worden sein. Diese Störungen werden als System von Blattverschiebungen betrachtet, deren verschiedene Richtungen durch einen einheitlichen Deformationsakt entstanden sein sollten. Dies könnte auf einen großen Krustenblock zurückzuführen sein, der heute unter den Alpen liegt oder in den Alpenbau eingebaut ist und der von Süden an das moravische und moldanubische System heranbewegt wurde (WALLBRECHER et al. 1991).

Die variszisch angelegten Störungssysteme wurden während späterer Bewegungen immer wieder benutzt. Dies zeigt sich an variszisch-alpidischen Mischaltern von Glimmerdatierungen aus verschiedenen Störungszonen, die darauf hinweisen, daß neben der variszischen Störungsentstehung auch junge (alpidische?) Bewegungen, verknüpft mit Temperaturerhöhungen, stattgefunden haben müssen (WALLBRECHER et al. 1991). Entlang der Diendorfer Störung ganz im Osten lassen sich Bewegungen bis in historische Zeit nachweisen.

Die postvariszische Entwicklung

Wie die relativ flachwellige Morphologie und die geringen Seehöhen selbst der höchsten Erhebungen im Waldviertel (< 1000 m) zeigen, haben sich naturgemäß seit dem postulierten Variszischen Hochgebirge zahlreiche Prozesse ereignet, die das Hochgebirge abtragen und zur heutigen Landschaftsform führten.

Bereits im Perm, also relativ kurz nach dem Abschluß der variszischen Gebirgsbildung und der Heraushebung eines Hochgebirges, setzten der Zerfall und die Abtragung dieses Gebirges ein. Zunächst formten sich durch Dehnungsstrukturen zahlreiche, meist NE-SW orientierte, langgestreckte Becken, in denen die Abtragungsprodukte des Variszischen Gebirges gesammelt wurden. Als Gesteine finden sich Sandsteine, Arkosen und Konglomerate, die aus dem Gesteinsbestand der Böhmisches Masse herzuleiten sind. Vermutlich über große Flüsse wurde das Abtragungsmaterial weit verfrachtet und in ozeanischen Becken abgelagert, die heute in die alpidische Gebirgsbildung mit einbezogen sind. In vergleichbarer Weise findet man Gesteine des Himalaya viele tausend Kilometer weit abgetragen, transportiert und wieder sedimentiert im Indischen Ozean, im Bengalischen Fächer.

Während des nachfolgenden Mesozoikums (Erdmittelalter) war die Böhmisches Masse wohl zu einem großen Teil abgetragen und wurde in ihrem randlichen Teil vor allem im Jura, aber dann später auch in der Kreide zu einem Großteil von Flachmeeren bedeckt. In Zentral- und Südböhmen fehlen — zumindest im Jura — Spuren einer Meeresbedeckung. Ob dieser Teil nie von einem Meer bedeckt war oder ob allfällige Sedimente wieder erodiert wurden, läßt sich nicht mehr nachweisen. Die weit verbreiteten Spuren mariner Bedeckung zeigen, daß das Gebirge im Mesozoikum weitgehend eingeebnet war und keinen Gebirgscharakter im morphologischen Sinne mehr hatte.

Mit Ende der Kreidezeit zog sich das Meer noch weiter zurück, bedeckte aber immer noch große Teile des Ostrandes der Böhmisches Masse, wie an den zahlreichen tertiären Resten z. T. mariner, z. T. limnisch-fluviatiler Natur noch erkennbar ist. Erst gegen Ende des Tertiärs taucht die Böhmisches Masse im heutigen Umfang wieder aus dem Meer auf. Es setzte erneut eine Hebung ein, die im Zusammenhang mit der Gebirgsbildung der Alpen und Karpaten zu sehen ist. Die alpidische Gebirgsbildung führte zu einem kräftigen N- bis NW-gerichteten Druck auf die alte variszische Kruste der Böhmisches Masse, die darauf mit Heraushebung reagierte. Die heutige Morphologie und Form des Waldviertels ist nicht

unmittelbar ein Relikt der alten Abtragungsprozesse durch Bäche und Flüsse und die periglaziale Überformung während der Eiszeit. Rezente Erdbeben und tektonische Versetzung quartärer Sedimente bezeugen die bis in die geschichtliche Zeit hineinreichenden Bewegungsaktivitäten der gesamten Böhmischen Masse.

Die Landschaftsgeschichte des Waldviertels und des westlichen Weinviertels vom Jungpaläozoikum bis heute

Einführung

Mit dem ausgehenden Paläozoikum, spätestens im Oberen Karbon, nach der variszischen Gebirgsbildungsphase (s. o.), war die Konsolidierung des Wald- und Mühlviertels und des Dunkelsteiner Waldes bzw. seines aus kristallinen Gesteinen bestehenden Anteiles an der Böhmisches Masse abgeschlossen. Die Böhmisches Masse hatte bereits zu diesem Zeitpunkt mehr oder weniger ihre heutige Position am Südrand des Europäischen Kratons eingenommen. Das während der variszischen Gebirgsbildung entstandene Hochgebirge wird nun abgetragen, und die dabei gebildeten Sedimente sind zum Teil in durch Gebirgsdehnung entstandene und tektonisch angelegte NE-SW orientierten Becken und Grabensystemen erhalten geblieben (z. B.: Jungpaläozoikum von Zöbing, Boskowitz Furche — s. u.). Bruchtektonik verbunden mit Graben- und Beckenbildungen, tektonische Seitenverschiebungen und die Heraushebung des alten Gebirgskernes waren nun die bestimmenden geologischen Vorgänge.

Den unterschiedlichsten kristallinen Gesteinsserien der Böhmisches Masse aufgelagert finden sich Reste von Sedimenten aus verschiedensten Zeitabschnitten der jüngeren, spätpaläozoischen, mesozoischen und känozoischen Abtragungsgeschichte dieses älteren, variszischen Gebirgssystems. Die sedimentologischen Merkmale (Kornzurundung, Korngrößenverteilung, Sedimentzusammensetzung, Sedimentstrukturen) und die darin enthaltenen Fossilien erlauben Aussagen über die Entstehung dieser Sedimente, über ihren Ablagerungsraum und ihre Altersstellung. Mit Hilfe dieser Sedimente, die aus den älteren Zeitabschnitten oft nur mehr in kleinen Relikten erhalten sind oder nur in Tiefbohrungen angetroffen wurden, wird im folgenden versucht, Hinweise zur Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte des Waldviertels und des westlichen Weinviertels zu geben.



Abb. 1: Rekonstruktion der Permkarbon-Flora von Zöbing.

Im Vorder- und Mittelgrund der feuchte Biotop mit (Riesen-)Schachtelhalmen (*Stylocalamites*, *Annularia*), Keilblattgewächsen (*Sphenophyllum*), Siegelbäumen (*Sigillaria*), (Baum-)Farnen (*Pecopteris*) und Farnsamern (*Neuropteris*), im Hintergrund Trockenwald mit Koniferen (Walchier: *Ernestiodendron*, *Lebachia*), *Cordaiten* (*Cordaites*) und Farnsamern (*Alethopteris*, *Calopteris*). Rekonstruktion A. Papp.

Jungpaläozoikum von Zöbing

(Oberes Karbon 323 bis 290 und Perm 290 bis 248 Millionen Jahre vor heute)

Mit Abbildung 1 bis 3, Tafel 1 bis 3 und Tabelle 1

Das Jungpaläozoikum von Zöbing wurde vom österreichischen Geologen Philipp A. HOLGER entdeckt. Er beschrieb das Sedimentvorkommen inmitten kristalliner Gesteine des Waldviertels als „Wiener Sandstein“ in den Erläuterungen zu seiner 1841 erschienenen „Geognostischen Karte des Kreises ob dem Manhartsberge“. Durch Paul PARTSCH wurde es 1848 zusammen mit den Vorkommen in der Boskowitz Furche in Mähren erstmals auf einer geologischen Karte dargestellt. PARTSCH stufte die Schichtfolge in das Rotliegende des Unteren Perms ein. Genauer begangen und kartiert wurde es dann vor 1849 von Johann CZJZEK. Er wurde auf die fossile Flora im Schacht beim Rockenbauer-Keller, der zur Kohlegewinnung angelegt wurde, aufmerksam. Constantin von ETTINGSHAUSEN (1852) beschrieb diese Pflanzenreste. 1866 wies Eduard SUESS, ähnlich wie Paul PARTSCH, auf das Jungpaläozoikum von Zöbing als eine Verlängerung des „Rothliegenden der Zwitawa“ in Mähren hin. Auch Dionys STUR beschäftigte sich 1870 mit den damals aus Zöbing bekannten Pflanzen-Fossilien und stufte den damals bekannten Schichtkomplex auf Grund der Pflanzenfunde ebenfalls ins Perm ein.

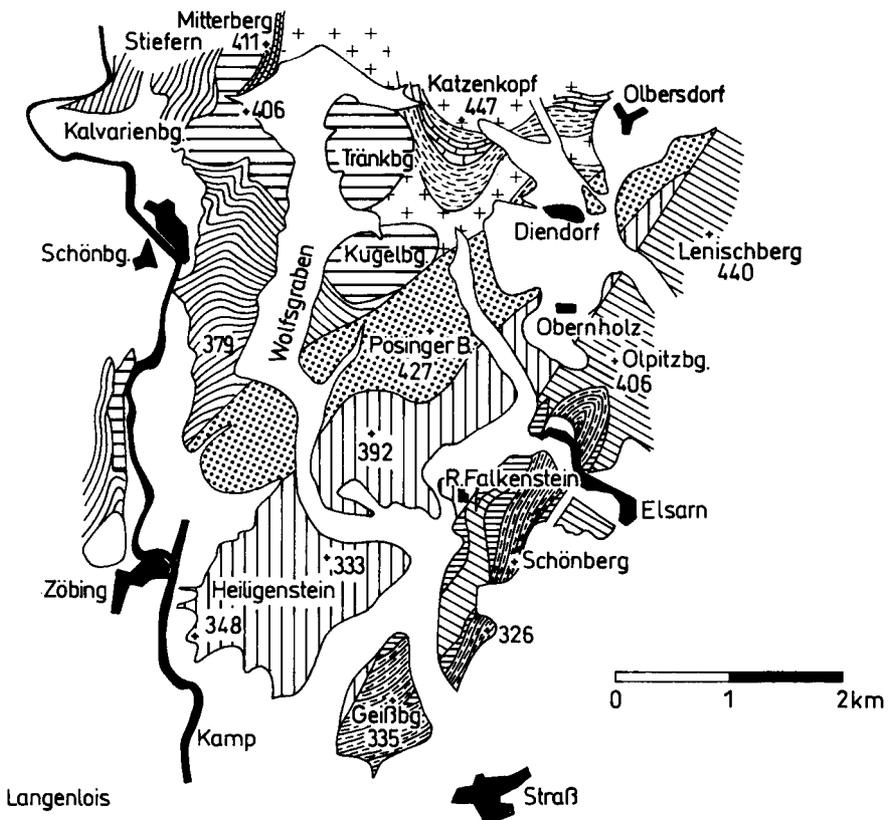
Mit der Bearbeitung des Kristallins der Böhmisches Masse durch Franz Eduard SUESS begannen die Erörterungen um die Diendorfer Bruchzone bzw. Blatt- oder Seitenverschiebungslinie, eine großtektonische Störung, deren Verlauf F. E. SUESS 1912 erstmals mit der Boskowitz Hauptstörung in Verbindung brachte. F. E. SUESS erkannte die Lage dieser jungpaläozoischen Sedimentfolge von Zöbing als tektonische Scholle in diesem Bruchsystem. Das tektonische Gesamtkonzept wurde aber erst durch Leo WALDMANN (1922) geklärt.

Mit einer zum heutigen Forschungsstand führenden Neukartierung und einer planmäßigen Fossilsuche wurde erst nach dem Zweiten Weltkrieg begonnen. Veranlaßt durch den Fund von *Alethopteris zeilleri* (einem Samenfarne), weiters der im Profil deutlich höher gelegenen *Callipteris*-(Samenfarne) Floren sowie der Vulkanitgerölle wurde von Werner VASICEK bei der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977 in Ottenstein und 1983 im Rahmen der Sonderausstellung im Krahuletz-Museum die zeitliche Einstufung des Jungpaläozoikums von Zöbing in das jüngere Oberkarbon (Stephan) und das Untere Perm (Autun und Saxon) vorgestellt (VASICEK 1977, 1983, 1991).

Geologische Grundlagen

Diese jungpaläozoische Sedimentfolge, die Zöbing-Formation, stellt den Rest einer ehemals großflächigen Sedimentbedeckung der Böhmisches Masse dar.

Im geologischen Kartenbild (Abb. 2) zieht die Westgrenze der Zöbing-Formation mit einer Reihe von meist steinbruchartigen Aufschlüssen entlang der bergseits gelegenen Häuserzeile im östlichen Ortsteil von Zöbing am Kamp über die Flanke des Heiligensteins und in der weiteren Folge entlang von kleineren Aufschlüssen bis auf die halbe Höhe des Geißberges. Morphologisch tritt die Westgrenze sehr deutlich als sockelartige Begrenzung des Heiligenstein-Berges zutage, der von der Hauptmasse der jungpaläozoischen Sandsteine



MOLDANUBISCHE GESTEINE :

- GFÖHLER GNEIS
- AMPHIBOLIT
- SCHIEFERGNEISE
- GRANULIT & NEBENGESTEINE
- GLIMMERSCHIEFER & DIAPHTHORITE

MORAVISCHE GESTEINE :

- BITTESCHER GNEIS
- FUGNITZER KALKSILIKATSCHIEFER
- MORAVISCHER KALK
- MORAVISCHE PHYLLITE & QUARZITE
- MAISSAUER GRANIT

ROTLIEGENDES

TERTIÄR & QUARTÄR

Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Permokarbons von Zöbing, NÖ.

und Arkosen (mürbe Sedimentgesteine, die überwiegend aus schlecht gerundetem Quarz und Feldspatkörnern bestehen) aufgebaut wird. Ausgehend vom Westhang des Geißberges in Richtung Nordnordost werden die Sedimentgesteine nach Osten hin durch ein Teilstück der Diendorfer Blattverschiebung (= Störung von Falkenberg, nach WALDMANN 1922) begrenzt. Die Grenze zwischen der jungpaläozoischen Sedimentscholle und den kristallinen Gesteinen zieht dabei entlang der westlichen Talseite des Straßertales, überquert die Talsohle, zieht in geringem Abstand östlich an der Ruine Falkenberg vorbei und kann mit den am weitesten im Nordosten gelegenen Sedimentgesteinen über Oberholz bis südöstlich von Olbersdorf verfolgt werden. Die Nordgrenze des Jungpaläozoikums von Zöbing verläuft vom nördlichen Ortsende von Zöbing nach Nordost, schneidet den Lausergraben spitzwinkelig, überquert den Wolfsbachgraben und zieht in der weiteren Folge südöstlich des Pösingerberges bis Oberholz-Diendorf-Olbersdorf.

Der Sedimentkomplex des Jungpaläozoikums von Zöbing wird von moldanubischen kristallinen Gesteinen umrahmt. Aufgeschlossen sind im Osten Paragneise und Amphibolit und im Norden der Granulit von Zöbing-Diendorf. Bedingt durch die Diendorfer Störung ist der ursprünglich waagrecht liegende Sedimentkomplex nach Südosten abgekippt, wodurch am West-Rand (Westrandprofil VASICEK 1977) der Sedimentscholle ein generelles Ost-West-Streichen und Einfallen der Sedimentgesteine nach Süden bis Südosten von durchschnittlich 30° bis 45° festzustellen ist. Daraus läßt sich die ursprüngliche Mächtigkeit der Sedimentbedeckung zur Zeit des Ober-Karbons und Perms ableiten: bei einer Rückklippung ergibt sich eine 1000 m mächtige Schichtfolge (= ursprüngliche Sedimentbedeckung), die zwischen Zöbing am Kamp und Kammern liegt und den gesamten Heiligenstein umfaßt.

Die Schichtenfolge

In der Gesamtabfolge der Sedimentgesteine (Abb. 3) läßt sich eine Dreigliederung erkennen (VASICEK 1977, 1983). Der etwa 300 m mächtige basale und damit älteste Abschnitt der Sedimentdecke wird aus feinkörnigen, dunkelgrauen, gut laminierten bis geschichteten Silt- und Sandsteinen aufgebaut. Vereinzelt kommen in diesem Sediment graue bis schwarzgraue Kalkknollen vor. Dunkelgraue Siltsteine beinhalten organische Anteile in Form von Kohleflözchen und -schmitzen, aber auch inkohlte Fossilreste und Bröckchen fossiler Holzkohle („Fusit“). Dieses Schichtglied wurde von VASICEK (1991) als „**Leopoldacker Siltstein-Member**“ bezeichnet. In den Schichten nahe der Basis kommen z. T. gut erhaltene Pflanzenreste vor. Die fossile Flora besteht nach VASICEK (1983, 1991) aus mehreren Elementen. Als dominierendes Pflanzenfossil kommt der Samenfarne *Alethopteris zeilleri* (Taf. 2: Fig. 1, 2) vor, untergeordnet fanden sich andere Samenfarne wie *Callipteridium gigas*, *Alethopteris* cf. *bohémica* sowie kleine Wedel- und Fiederfragmente der Farne *Scolecopteris cyathea*, *Scolecopteris candolleana*, *Scolecopteris arborescens*, *Scolecopteris hemitelioides* und *Pecopteris dentata*. Auch Schachtelhalmgewächse sind mit Belaubungsresten, z. B. wirtelig um Ästchen angeordnete Blättchen, wie *Annularia stellata*, und den dazugehörigen Fruchtständen *Calamostachys tuberculata* (Taf. 2: Fig. 5) überliefert. Darüber hinaus fanden sich Äste von baumförmigen Schachtelhalmgewächsen, des sogenannten Röhrenbaumes *Calamites* (Taf. 3: Fig. 1, 2), wie z. B. Zweige mit Blattwirteln von *Asterophyllites equisetiformis* (Taf. 2: Fig. 6) sowie Ästchen- und Blattreste des Keilblattgewächses *Sphenophyllum oblongifolium*. Von FLÜGEL (1960) werden Süßwassermuscheln (Taf. 1: Fig. 7), aus den Kalkknollen von SCHINDLER & HAMPE

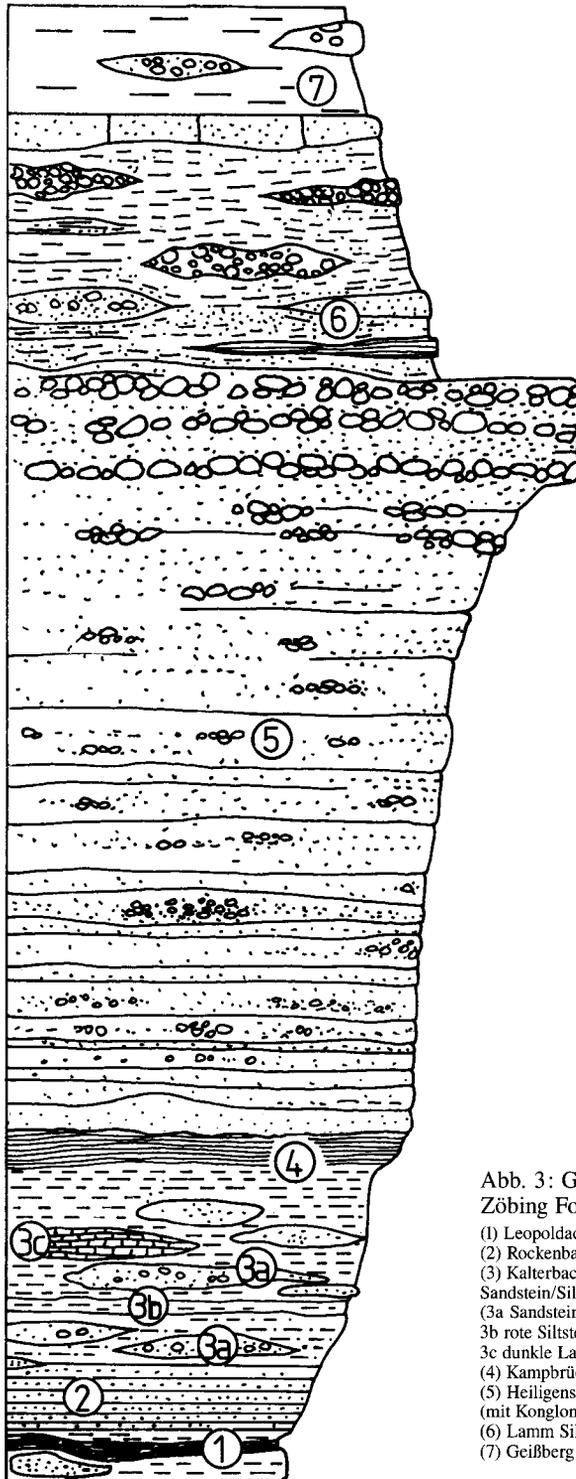


Abb. 3: Gesteinsabfolge der Zöbing Formation.

- (1) Leopoldacker Siltstein-Member,
- (2) Rockenbauer Sandstein-Member;
- (3) Kalterbachgraben Sandstein/Siltstein-Member
 (3a Sandstein und Arkosebänke;
 3b rote Siltsteine,
 3c dunkle Lamellenkalke);
- (4) Kampbrücke Siltstein-Member;
- (5) Heiligenstein Arkose-Member
 (mit Konglomerat-Lagen);
- (6) Lamm Siltstein/Arkose-Member;
- (7) Geißberg Sandstein-Member.

(1995) Querschnitte von Süßwasserschnecken, verkieselte doppelklappige Schälchen von Muschelkrebsschen (*Ostracoda: Carbonites* sp.), Zähnnchen von Knorpelfischen (des Süßwasserhaies *Acanthodes* sp.) und Schuppen und Zähnnchen der Knochenfisch-Familie? *Elonichthyidae* beschrieben.

Es folgen darüber geringmächtige ockerbraune Silt- und Sandsteine, die stellenweise in dünn-schichtige, warvenartig strukturierte „Brandschiefer“ übergehen. Häufig finden sich in diesen Schichten Tongerölle, resedimentierte plättchenförmig erhaltene Siltsteine und Sandsteingerölle. („**Rockenbauer Sandsteine-Member**“ nach VASICEK 1983, 1991). An Fossilien finden sich vor allem Koniferenreste. Es handelt sich um Aststücke, benadelte Zweige und Zapfen der unserer Zimmertanne (*Araucaria excelsa*) nahestehenden *Lebachia* (*Walchia*) *piniformis* und *Ernestiodendron* (*Walchia*) *filiciformis* (Taf. 1: Fig. 1 bis 5), seltener um Fieder- und Blattreste der Samenfarne *Callipteris conferta* (Taf. 2: Fig. 3), *Odontopteris lingulata* und *Odontopteris subcrenolata*. Ferner beschrieben SCHINDLER & HAMPE (1995) aus dem „Brandschiefer“ plattgedrückte Schälchen von Muschelkrebsschen (Ostracoden), ein Fragment eines Insektenflügels (wahrscheinlich von den schabenartigen Blattodea) und Zähnnchen von Knorpelfischen (der Süßwasserhaie *Triodus* sp., *Plicatodus* sp., und *Acanthodes* sp.), Zähnnchen und Schuppen von Knochenfischen (Familie? *Elonichthyidae* und *Paramblypterus* sp.) und Fischkoprolithen.

Über den Sedimenten des „Rockenbauer Sandstein-Members“ setzen an der Basis des nächsten Schichtgliedes unvermutet massive Sandsteinbänke ein. Es stellt dies einen Umschwung zu einer episodenhaften Sedimentation dar, und es kommt zur Wechsellagerung von Sandsteinbänken mit Ton- und Siltlagen. Stellenweise ist der Feldspatgehalt in den Sandsteinbänken höher als 25 %, sodaß das Gestein als Arkose bezeichnet wird. Weiters finden sich dunkle Lamellenkalke, eine Lage roter Siltsteine, eine Tufflage und eine fossilführende Kalkbank eingeschaltet in diese Abfolge („**Kalterbachgraben Sandstein/Siltstein Wechselfolge-Member**“, VASICEK 1991, SCHINDLER & HAMPE 1995). Die einzigen aus diesen Schichten bekannten Fossilien stammen aus der Kalkbank, es sind doppelklappig erhaltene Schalen von Muschelkrebsschen (Ostracoden) und Zähnnchen von Knorpelfischen (*Acanthodes* sp.) und Zähnnchen und Schuppen von Knochenfischen (Familie? *Elonichthyidae*) (SCHINDLER & HAMPE, 1995).

In den jüngsten Schichten dieser basalen Gesteinsfolge kommt es zu Sedimentationsbedingungen, die wieder jenen des „Leopoldacker Siltstein-Members“ ähnlich sind, die größeren Sedimente bleiben zurück. In den gut geschichteten Siltsteinen, die in größeren Abständen durch Arkosenbänke untergliedert sind, finden sich kohlige Anreicherungen und zwei Fossilhorizonte. (= „**Kampbrücke Siltstein-Member**“ nach VASICEK 1991). Der untere Horizont barg eine reichhaltige Samenfarne („*Callipteris*“-) Flora (Taf. 2: Fig. 5) mit *Callipteris naumanni*, untergeordnet *Callipteris conferta*, *Callipteris nicklesi*, *Callipteris* sp. und einem Exemplar von *Callipteris bibractensis*. Darüber hinaus konnten Reste der Farnsammer *Reticulopteris germari*, *Neuropteris cordata*, *Odontopteris lingulata* und der Schachtelhalmgewächse *Calamites cisti*, *Annularia carinata*, *Annularia stellata*, *Annularia spicata*, *Calamostachys tuberculata*, und *Asterophyllites dumasi* (Taf. 2: Fig. 5, 6; Taf. 3: Fig. 1, 2) nachgewiesen werden (VASICEK 1974, 1977, 1983). In einem höher gelegenen Abschnitt kommen kleinere Zweiglein von der Koniferen *Ernestiodendron* (*Walchia*) *filiciformis*, *Lebachia* (*Walchia*) *speciosa* mit *Gomphostrobus bifidus* (Taf. 1: Fig. 5), jenem gegabelten Blatttyp, der an den Hauptachsen und in den Blütenständen der *Walchia*-Bäume saß, vor. Weiters fanden sich Süßwassermuscheln (Taf. 1: Fig. 7) (FLÜGEL 1960)

und der Flügelrest des schabenartigen Insektes *Sysciophlebia* sp. (BACHMAYER & VASICEK 1967).

Die vereinzelt in die höchste Siltsteinfoolge eingeschalteten Arkosenbänke stellen eine Übergangszone zu dem etwa 680 bis 700 Meter mächtigen Mittelabschnitt des Profiles dar. Dieser umfaßt etwa 700 m mächtige, durch Fugen deutlich voneinander getrennte Arkosenbänke, die von unterschiedlicher Mächtigkeit sind („**Heiligenstein Arkose-Member**“ nach VASICEK 1991). Es fehlen feinere Sedimente (Tone und Silte); diese Arkosen wurden wahrscheinlich in der Randfazies bei relativ kurzen Transportstrecken abgelagert. Nahe der Oberkante dieser Arkosenbänke kommt es durch ein Zunehmen von Kristallingeröllen zu mächtigen Konglomeratbänken („**Heiligenstein Konglomerat-Lagen**“ nach VASICEK 1991). Zwischen den Bänken treten nun gröbere Sedimente auf. Da kaum Schichtfugen wahrnehmbar sind, kommt eine massive Gesteinsserie zustande. Als hauptsächliche Geröllkomponente kommt Granulit vor, wobei Durchmesser einzelner Geröllstücke bis zu einem Meter zu sehen sind. Untergeordnet finden sich Gerölle aus Quarz und Marmor, selten Gföhler Gneis, aber auch Gerölle von Vulkaniten.

Ein Zurücktreten der groben Sedimente ist für den etwa 400 m mächtigen, darüber folgenden jüngsten Profilabschnitt charakteristisch. Es handelt sich um eine Abfolge von rotbraunen Siltsteinen, die mit „reschen“ Arkosen wechsellagern. In diesen Arkosen sind kaum verwitterte rötliche Kalifeldspäte auffällig („**Lamm Siltstein/Arkose-Member**“ nach VASICEK 1991). In feineren Sedimenten dieses Abschnittes sind Einschaltungen von kieselsäurereichen dunkelgrauen Kalksteinen festzustellen. Eine abwechslungsreiche Folge von roten und grauen Tönen, in die Sandstein- und Arkoselinsen eingeschaltet sind, bildet den höchsten Abschnitt und Abschluß des Zöbinger Weststrandprofils („**Geißberg Sandstein-Member**“ nach VASICEK 1991).

Altersstellung und Ablagerungsbedingungen der Zöbinger Fossilien und Sedimentgesteine

Die Sedimentgesteins-Serie von Zöbing, die Zöbing-Formation, läßt einen zusammenhängenden (in einer durchgehenden Zeitabfolge zustande gekommenen) Schichtaufbau erkennen. Durch die aus diesen Sedimenten geborgenen Pflanzenfossilien, deren zeitliche Verbreitung in erster Linie aus den verschiedenen Steinkohlenbecken Europas bekannt ist, kann das geologische Alter der Sedimente von Zöbing mit biostratigraphischen Methoden eingegrenzt werden.

Tafel 1

Fig. 1: Nadelbaum: „*Walchia*“ sp.: Stammstück mit Ästchen.

Fig. 2: Nadelbaum: „*Walchia*“ sp.: verschieden starke Zweige.

Fig. 3: Nadelbaum: *Lebachia (Walchia) piniformis*, Zweig.

Fig. 4: Nadelbaum: *Ernestodendron (Walchia) filiciformis*, Zweig.

Fig. 5: Nadelbaum: *Gomphostrobus bifidus* — ein gegabelter Blatttyp, der an den Hauptachsen und in den Blütenständen dieser Nadelbäume saß.

Fig. 6: Blattrest eines Cordaitenbaumes.

Fig. 7: Süßwassermuschel.



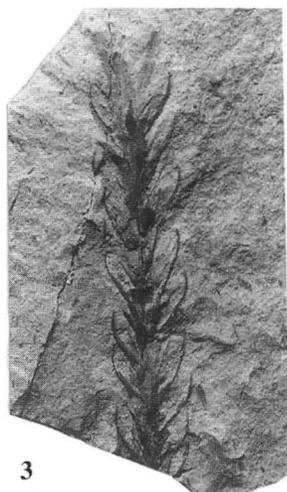
1



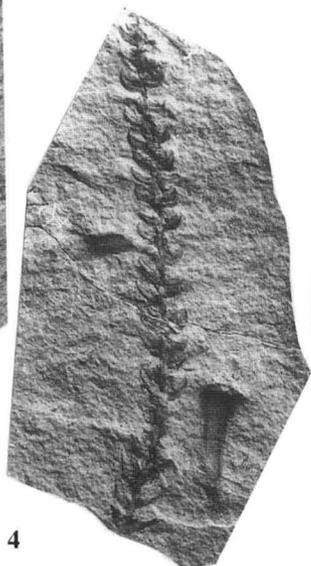
2



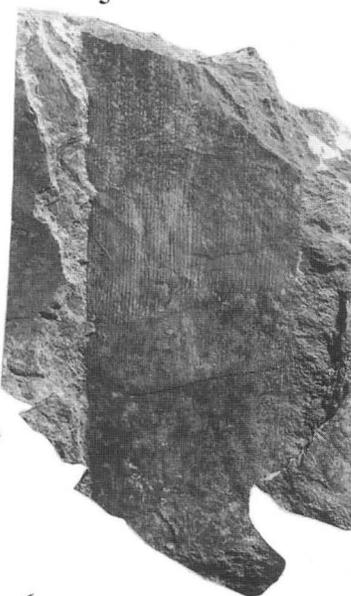
5



3



4



6



7

Im „Leopoldacker Siltstein-Member“ findet sich ein Massenvorkommen des Samenfarne *Alethopteris zeileri* und ähnlicher Formen. Es kommen auch eine Reihe von Pecopteriden, aber nur wenige Koniferen vor, sodaß das „Leopoldacker Siltstein-Member“ ins Oberkarbon (Stephan) gestellt werden kann.

Für das „Rockenbauer Sandstein-Member“ ist der Samenfarn *Callipteris conferta* und sehr häufig auch die Konifere *Ernestiodendron (Walchia) filiciformis* nachgewiesen, was auf ein unterpermisches Alter (unteres Rotliegend: Autun Alter) hinweist. Gleiches gilt auch für die höheren Anteile des „Kampbrücke Siltstein-Members“, wo neben einer Reihe von Samenfarne „Callipteriden“ ebenfalls *Callipteris conferta* nachgewiesen ist und weiters mit dem Samenfarn *Samaropsis crampii* und der Schachtelhalmfruktifikation *Calamostachys dumasii* für das Unterperm (Unterrotliegend: Autun) typische Fossilien vorkommen. Auch hier kommt eine jüngere Einstufung nicht in Frage, da die zeitliche Verbreitung des Samenfarne *Reticulopteris germari* auf das Autun beschränkt bleibt (VASICEK 1977).

Mit dem Einsetzen der „Heiligenstein-Konglomerat-Lagen“ nahe der Oberkante des „Heiligenstein Arkose-Members“ kommen auch Vulkanitgerölle vor; das ist für die zeitliche Einstufung von besonderer Bedeutung. Dieses Einsetzen der grobklastischen Fazies und das Auftreten von Abtragungsprodukten aus vulkanischen Serien ist nach FALKE (1972) als Auswirkung der saalischen Gebirgsbildungsphase anzusehen. Die saalische Phase charakterisiert im Perm die Grenze vom Unterrotliegenden (Autun) zum Oberrotliegenden (Saxon) (vergleiche VASICEK 1977).

SCHINDLER & HAMPE (1995) interpretieren den Ablagerungsbereich als ursprüngliche kleine, seichte eutrophe Seen mit vegetationsreicher Uferzone oder größere, zeitweise stagnierende Tümpel im Bereich von Flußschlingen.

Tafel 2

Fig. 1: Baumförmiger Samenfarn: *Alethopteris* sp., Wedelfragment.

Fig. 2: Baumförmiger Samenfarn: *Alethopteris* sp., Blattfiederfragment.

Fig. 3: Farnlaubige Samenpflanze: *Callipteris* sp., Gipfelstück eines Fieders.

Fig. 4: Baumförmige Farnpflanze: *Pecopteris hemitelooides*, Fiederfragment.

Fig. 5: Schachtelhalmartiger Röhrenbaum (*Calamites*): *Calamostachys* sp., Sporangienähre.

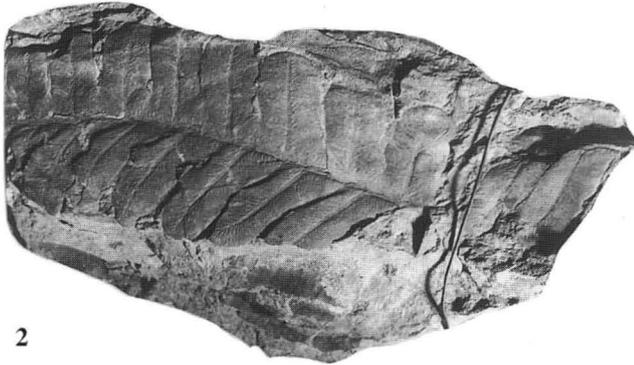
Fig. 6: Schachtelhalmgewächs: *Asterophyllites equisetiformis*, Zweigfragment (daneben ein Nadelbaum-Ästchen).



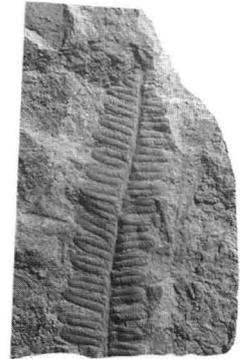
1



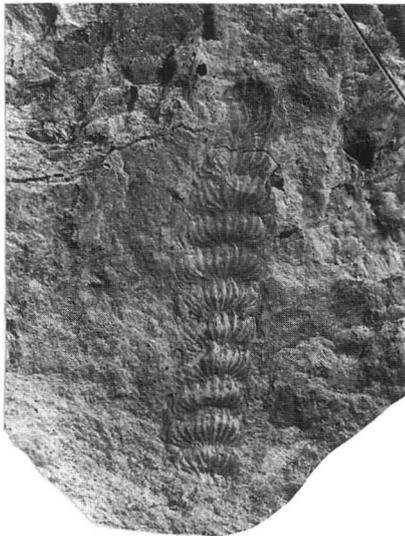
3



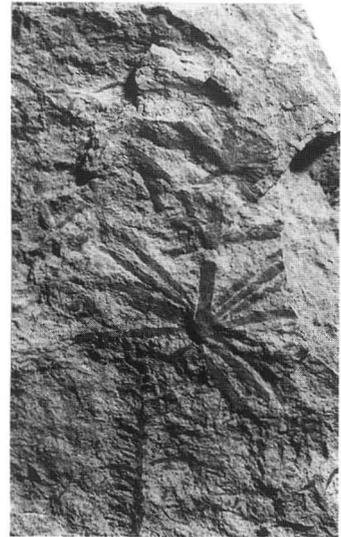
2



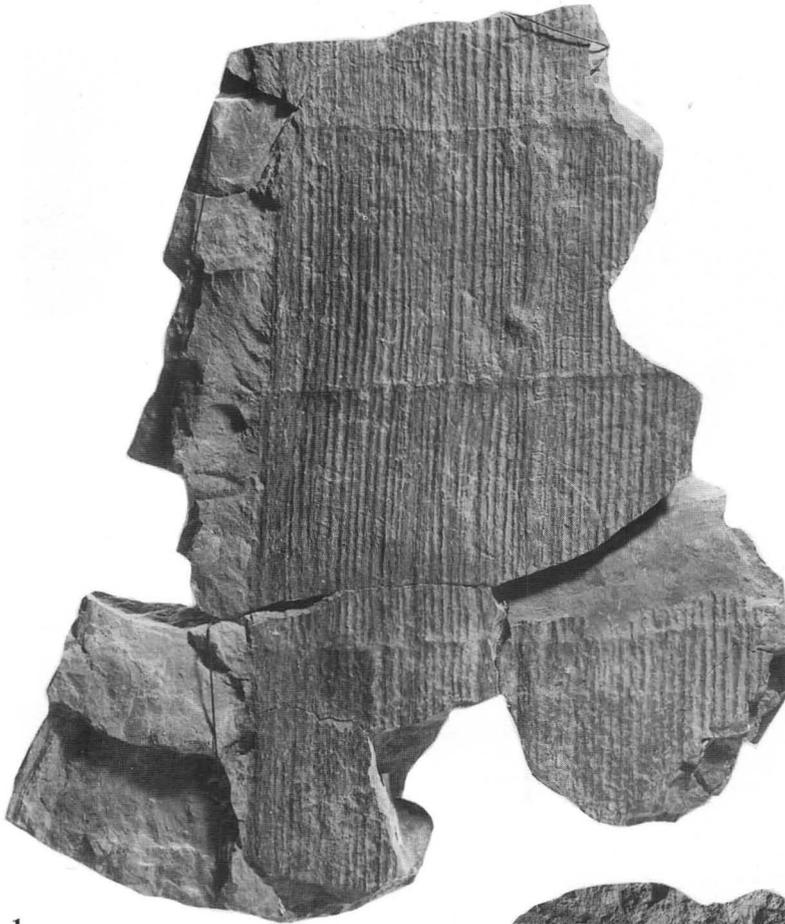
4



5



6



1



2

Tafel 3

Fig. 1: Schachtelhalmartiger Röhrenbaum: *Calamites* sp., Innenabdruck des Markhohlraumes.

Fig. 2: Schachtelhalmartiger Röhrenbaum: *Calamites* sp., Ast mit anhaftenden Fruktifikationen.

Mesozoikum (Erdmittelalter)

(Trias, Jura, Kreide: 248 bis 65 Millionen Jahre vor heute)

Mit Abbildung 1 und Tabelle 1 und 2

Im Waldviertel sind aus diesem Zeitabschnitt, dem Mesozoikum, nur wenige geologische Daten in Form von vereinzelt Sedimentresten überliefert. Aus Tiefbohrungen im östlich anschließenden Weinviertel kennen wir unterschiedliche Sedimente aus dem Mesozoikum und können daraus ableiten, daß altersgleiche Sedimente wahrscheinlich auch teilweise im Waldviertel vorhanden waren, jedoch in diesem Raum der späteren Abtragung zum Opfer gefallen sind.

Wahrscheinlich war das Waldviertel in der **Trias** eine Hoch- bis Mittelgebirgsregion und damit, wie bereits im Jungpaläozoikum (s. o. Zöbing-Formation), der Verwitterung und Abtragung ausgesetzt. Vielleicht reichen sogar die jüngsten Ablagerungen von Zöbing bis in diesen Zeitabschnitt der Erdgeschichte. Leider können sie, da Fossilien fehlen, altersmäßig nicht eingestuft werden (s. o.).

Tiefbohrungen im Weinviertel haben in marinen Ablagerungsräumen gebildete Gesteine des **Jura** und der **Kreide**, die über den kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse abgelagert wurden, angetroffen. Diese Gesteine lassen vermuten, daß unser Raum zeitweise in unmittelbarer Küstennähe der Meere des Jura und der Kreide gelegen war (MALZER et al. 1993, WESSELY et al. 1993).

Die wahrscheinlich mehrfach aufgearbeiteten und umgelagerten Reste derartiger Jura- und Kreide-Sedimente findet man in tertiären Ablagerungen im Raum Fels — Gösing — Feuersbrunn. Es sind schwarze, glänzende, fossilführende Gerölle aus verkieselten Kalken und Hornsteinen. Die darin enthaltenen Schwammnadeln, Schneckenschalen und Reste von Einzellern (Foraminiferen) und Ostracoden (Muschelkrebse) weisen auf ein mesozoisches, wahrscheinlich jurassisches Alter hin (frdl. Mitteilung von W. PILLER).

Auch das abgerollte Bruchstück eines mesozoischen Belemniten (Kopffüßers), das im Kriegsgefangenenlager Edelbach in wahrscheinlich quartären Ablagerungen gefunden wurde (ELLENBERGER 1948), ist ein Hinweis auf ehemals vorhandene und später weitgehend abgetragene Ablagerungen des Erdmittelalters im Waldviertel.

Im Raum von Gmünd und im nördlich daran anschließenden Tschechien (Budweiser und Wittingauer Becken) sind in Süßwasserseen abgelagerte Sedimente der **Oberkreide** mit Kohleflözchen, Muscheln, Schnecken, Blättern und Pollen nachgewiesen (Gmünder Schichten nach WALDMANN 1951; oder als Klikov-Formation bezeichnet). Ähnliche Sedimente aus der Kreide wurden auch westlich von Amstetten bei Tiefbohrungen in Form von tonigen Sandsteinen mit Kohleflözchen angetroffen (MALZER et al. 1993).

Die Altersstellung der Ablagerungen in den flachen Senken von Slavonice (Zlabings) — Vitis und um Wielings und Gopprechts, südlich von Litschau, konnte mangels fossiler Reste noch nicht vollständig geklärt werden. Die Ablagerung dieser tonigen und sandigen Sedimente erfolgte entweder zeitgleich mit der Ablagerung der Klikov-Formation im Wittingauer Becken in der Oberkreide, vielleicht aber auch erst im Tertiär.

Zusammenfassend können wir feststellen, daß das Waldviertel vom Mesozoikum bis ins ältere Tertiär, also durch rund 220 Millionen Jahre, größtenteils Festland war. Das im jün-

geren Paläozoikum entstandene Hochgebirge wurde sukzessive zu einer Hügellandschaft abgetragen. Die Abtragungsprodukte wurden durch große Flußsysteme (vgl. „Älteres Tertiär“) in Senken (z. B. Budweiser und Wittingauer Becken) abgelagert oder in die im Osten und Süden ufernden außeralpinen Meere des Jura und der Kreide eingetragen.

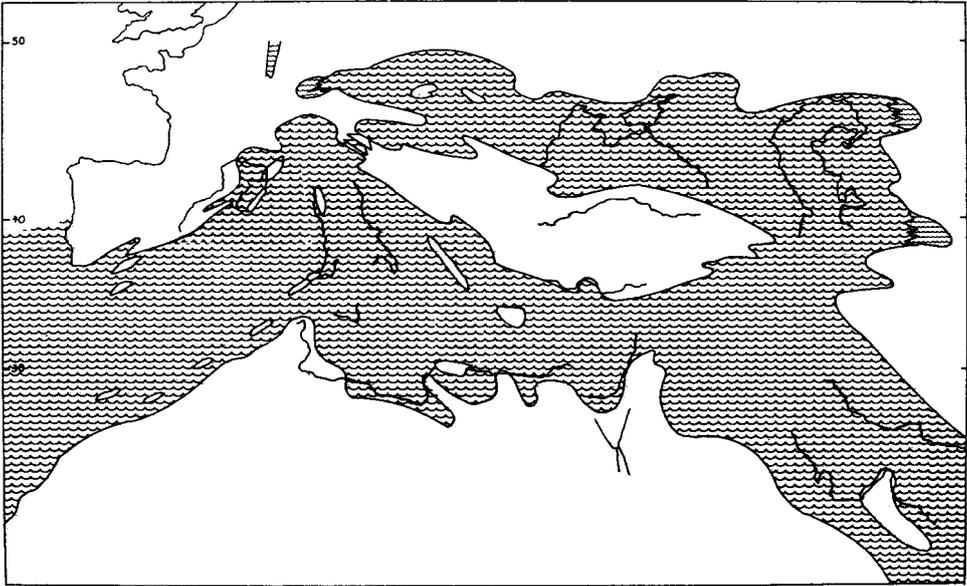


Abb. 1: Rekonstruktion der Meeresverbreitung im Oligozän.

Die Umrisse der Kontinente sind in ihrer damaligen Position eingezeichnet. Zwischen Europa/Asien und Afrika hat eine breite Meeresstraße den Indopazifik mit dem Atlantik verbunden. (Weiß: Festland, starke Wellensignatur: Meer, zarte Wellensignatur: Brackwasser.) Nach STEININGER und RÖGL 1985.

Känozoikum (Erdneuzeit)

Reinhard Roetzel und Fritz F. Steininger

Älteres Tertiär

(Paleozän, Eozän und Oligozän: 65 bis 23,8 Millionen Jahre vor heute)

Mit Abbildung 1 bis 4 und Tabelle 2

Im Waldviertel sind an der Erdoberfläche aus dem „Älteren Tertiär“ weder paleozäne noch eozäne Sedimente bekannt. Weltweit ist die Zeitwende Mesozoikum / Känozoikum durch globale regressive Tendenzen des Meeresspiegels charakterisiert. Dies erklärt vielleicht auch die Tatsache, daß keine marinen oder limnischen Sedimente des Paleozäns auf dem kristallinen bzw. mesozoischen Untergrund des gesamten nördlichen Molasseschiefes von Bayern über Oberösterreich bis Niederösterreich unter der jüngeren tertiären und quartären Bedeckung erbohrt wurden. Erst im weltweit transgressiv entwickelten Eozän konnte mit Hilfe von Tiefbohrungen in Oberösterreich das höhere Eozän, in küstennaher bis limnischer Fazies gegen Norden, bis in den Raum von Wels, erfaßt werden. Nach Osten reicht diese küstennahe Fazies bis in den Raum westlich von Amstetten. Von hier gegen Osten bzw. gegen Nordosten sind auch in den zahlreichen Tiefbohrungen keine eozänen Sedimente über dem kristallinen Molasseschief bekannt. Allerdings kennen wir im Bereich Amstetten — Tulln aus Tiefbohrungen das sogenannte „Moosbierbaumer-Konglomerat“. Aufgrund von sedimentologischen Kriterien handelt es sich um Flußablagerungen, die altersmäßig in den Zeitabschnitt des höheren Eozäns gestellt werden (MALZER et al. 1993).

Daraus läßt sich ableiten, daß die Böhmisches Masse auch im Eozän weiterhin landfest war und der Verwitterung, Abtragung und Landformung unterlag.

Klimatisch erreichen wir im Eozän die letzte globale optimale Wärmephase des gesamten Känozoikums und können auch in unserem Raum zum letzten Mal mit tropischen Klimaten rechnen. Im Zuge dieser tropischen Klimabedingungen kommt es auf der Böhmisches Masse zu einer tief in die Gesteine eingreifenden tropischen, lateritischen Verwitte-

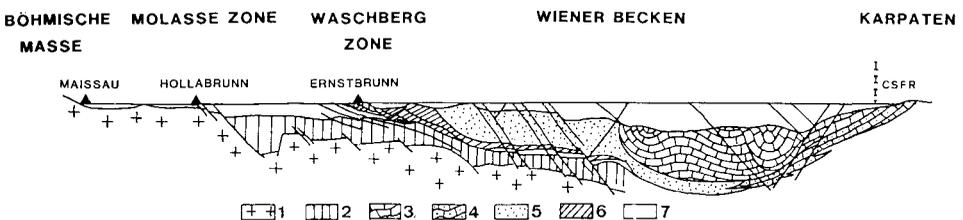


Abb. 1: Geologischer West-Ost-Schnitt durch die Molassezone, Waschbergzone und das nördliche Wiener Becken.

(1) Kristallin der Böhmisches Masse. (2) Autochthone paläo- und mesozoische Sedimentbedeckung. (3) Ostalpine Einheit: Nördliche Kalkalpen. (4) Tatriden: Mesozoikum. (5) Penninikum: Flysch. (6) Tektonisch verlagerte Molassesedimente. (7) Autochthone Sedimente der Molassezone und im Wiener Becken.

rung, mit den dafür charakteristischen Roterdeböden (die wir in früholigozänen Sedimenten umgelagert finden), silikatischen Verwitterungsdecken (Relikte davon kennen wir aus dem weiteren Raum des Kremstales) und einem morphologischen Verwitterungsformenschatz, der sich ausschließlich unter tropischen Bedingungen bildet. Zeugen davon finden sich besonders über den diversen Granitarenalen des Waldviertels und liegen heute als die bekannten Blockmeere oder Blockheiden (mit den „Wollsackformen“ der Granite) vor (HUBER dieser Band, STEININGER 1993).

Es ist anzunehmen, daß bereits im ausgehenden Alttertiär das ehemals hier hochragende Variszische Gebirge weitgehend zu einer Hügel- bis Penneplain-Landschaft eingeebnet und bis in mehrere 1000 Meter Tiefe, bis zu seinem innersten kristallinen Kern, exhumiert war.

Weltweit kam es mit dem Beginn des Oligozäns (33,7 Millionen Jahre vor heute) zu einer wesentlichen Klimaverschlechterung, und es wird angenommen, daß es ab dem Oligozän zum Aufbau der polaren Eiskappen gekommen ist. Zuerst — ab dem Oligozän — im antarktischen Raum und ab dem Jüngeren Miozän im arktischen Raum. Generell spricht man an der Wende Eozän/Oligozän von der Wende von einem globalen „Greenhouse“ Klimasystem zum bis heute andauernden globalen „Icehouse“ Klimasystem.

Aus dem mittleren und oberen Oligozän kennen wir auch obertags anstehende Ablagerungen von küstennahen Sedimenten (Pielacher Tegel, Melker Sande, Linzer Sande, Älterer Schlier). Diese Ablagerungen reichen bis an den heutigen obertags anstehenden Bereich der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse heran und greifen z. T. in Buchten weit in die Böhmisches Masse nach Norden vor, wie z. B. im Gallneukirchner Becken in Oberösterreich oder im Raum Amstetten — Melk und Statzendorf — Krems in Niederösterreich.

Im Bereich der südöstlichen Böhmisches Masse uferte diese Meeresverbreitung im Raum Krems — Langenlois, im Osten hingegen reichte sie nur etwa bis Hollabrunn, wie heute durch Tiefbohrungen nachgewiesen ist.

Bei dem basalen „Pielacher Tegel“ handelt es sich um in Meeresnähe, in Ästuaren, abgelagerte limnisch bis brackische Tone, Silte und Sande mit Einschaltungen von Kohleflözen, die ehemals im Raum Statzendorf und Thallern untertage abgebaut wurden. Im Zuge des fortschreitenden Meeresspiegelanstieges im oberen Oligozän wurden über den „Pielacher Tegeln“ die küstennahen Meeresablagerungen der „Melker Sande“ (in Oberösterreich „Linzer Sande“ genannt) abgelagert, gefolgt von den bereits aus dem tieferen Meeresbereich stammenden Tonen bis Silten des „Älteren Schliers“.

Erstmals finden wir durch fossile Pollen und Sporen in das Oligozän zu datierende Sedimente auf der südöstlichen Böhmisches Masse. Es handelt sich um schlecht sortierte Sande und Schotter mit Toneinschaltungen, die als St. Marein-Freischling-Formation bezeichnet werden und die wir in diesem Raum sedimentologisch weitreichend korrelieren können (STEININGER & ROETZEL 1991). Wir kennen die Ablagerungen aus zahlreichen Erosionsresten aus dem Raum Gmünd, Kirchberg am Walde, Großglobnitz, Großpoppen und Neupölla und aus dem gesamten West/Ost- und Nord/Süd-Ast des Horner Beckens. Hier sind besonders im Süden, im Raume Freischling — Maiersch, tonig-siltige Pakete mit Kohleflözchen entwickelt, die die biostratigraphischen Pollen- und Sporen-Daten geliefert haben (Abb. 2). Aus den übrigen, oft grobsandigen Bereichen sind an Fossilien vorwiegend im West/Ost gerichteten Ast des Horner Beckens verkieselte Holzreste (Eiche, Esche, Ulme) und wenige Blattabdrücke (Mammutbaum = „Sequoia“, Sumpfyzypresse, Pappel, Platane, Ahorn) bekannt geworden (STEININGER & ROETZEL 1991, CICHOCKI et al.



Abb. 2: Tongrube Fa. Frings bei Maiersch im Horner Becken, NÖ

Kaolintone, Kohleflözchen und Grobsande der St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän/Untermiozän: Egerium)
(Photo: F. F. Steininger).



**Abb. 3: Gemeindesandgrube bei Obernholz,
Straßertal, NÖ**

Schrägeschichtete, fluviatile, bunte Grobsande und Tone der St. Marein-Freischling-Formation (Oberoligozän/Untermiozän: Egerium), überlagert von marinen Sanden der Fels-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) und geröllführenden Sanden der Hollenburg-Karlstetten-Formation (Mittelmiozän: Badenium)
(Photo: F. Stürmer).

1991). Diese fluviatilen-lakustrinen Sedimente lassen sich über das Stoßfeld und Hochfeld südlich von Maiersch bzw. Freischling nach Fernitz und am Tettenghengst bzw. bis Plank und nordnordwestlich Altenhof (Goldberg) im Kamptal verfolgen. Von hier dann weiter, oberhalb von Schönberg und bei Diendorf und Oberholz (Abb. 3), am Heiligenstein, sowie an der Straße nach Mollands.

Aufgrund der sedimentologischen Übereinstimmung und ihrer Überlagerung durch die Meeresablagerungen des Eggenburgiums (siehe unten) bedecken wahrscheinlich gleichaltrige Sedimente auch den Raum südwestlich von Sigmundsherberg und ziehen von hier in einer breiten Rinne nach Südosten gegen Klein Meiseldorf.

Diese aufgrund ihres Fossilgehaltes eindeutigen Süßwassersedimente, die durch ihre Kornzusammensetzung und ihre Ablagerungsstrukturen als Flußsedimente klassifiziert werden können (vgl. Abb. 2), stellen das Entwässerungssystem eines träge fließenden, weit ausufernden und mäandrierenden Flusses dar. Dieser entwässerte das Wittingauer Becken in Südböhmen gegen Osten über das Waldviertel und durch das Horner Becken über Freischling — Plank, Schönberg — Oberholz und Mollands — Langenlois gegen Krems, wo er in das oligozäne Meer mündete. Ein solches Flußsystem wurde bereits von SCHAFER (1914) und WALDMANN (1951) postuliert.

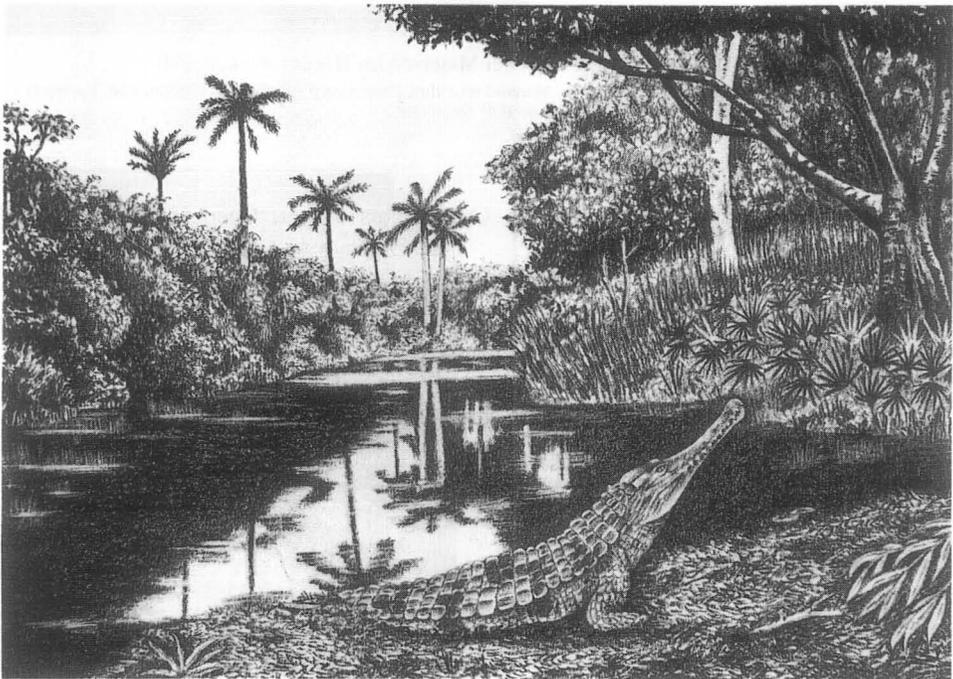


Abb. 4: Rekonstruktion der miozänen Flußlandschaft mit gavialartigem Krokodil. Nach E. THENIUS 1983.

Jüngerer Tertiär

(Miozän und Pliozän: 23,8 bis 1,8 Millionen Jahre vor heute)

Mit Abbildung 1 bis 13 und Tabelle 2

Während im Oberen Oligozän global regressive Tendenzen des Meeresspiegels vorherrschten, kommt es am Beginn des Unteren Miozäns zu einer globalen Transgression und gleichzeitig zu einer positiven Klimaschwankung.

Dieser globale Meeresspiegelanstieg führte auch im Bereich der südlichen Böhmisches Masse zu einer Meeresüberflutung, die von Süden und Osten her in den weiteren Eggenburger bzw. Horner Raum vorgriff. Anhand der Entwicklung der Sedimente, die diesen Meeresspiegelanstieg erkennen lassen (z. B. Mold-Formation im Horner Raum, Kühnring-Subformation im Eggenburger Raum), sehen wir, wie die Mündung des oben beschriebenen oligozänen Flusses von Krems nun immer weiter nach Norden zurückverlegt wurde und wie sich in seinem Mündungsästuar mobile Sandkörper, Schlammflächen mit Austernbänken und dahinter Sumpfwälder und Galeriewälder ausbildeten (STEININGER & PILLER 1991).

Durch diese Meerestransgression wurden die mächtigen älteren Verwitterungsdecken aufgearbeitet und alte Landschaftsformen und Verwitterungsbildungen, wie die oben erwähnten Blockfelder, exhumiert. Vielfach wurde dann das alte Relief durch diese Meerestransgression eingeebnet oder/und teilweise mit marinen Ablagerungen wieder zugeschüttet. Aus dem tieferen Unter Miozän, das nach den typischen Ablagerungen um Eggenburg als die Zeitstufe des Eggenburgiums bezeichnet wird, kennen wir größtenteils Sande mit charakteristischen Makrofossilien z. B. Fels-Formation (Abb.1), Loibersdorf-Formation (Abb. 2), Burgschleinitz-Formation (Abb. 3 bis 5) und Gauderndorf-Formation (Abb. 3) oder biogene Kalksandsteine (Zogelsdorf-Formation, Abb. 6 bis 9). Diese Ablagerungen sind im Nordwesten bis in den Raum Sigmundsherberg — Brugg und bis Molands im Südwesten, bekannt. Sie stellen Seichtwasserbildungen mit Meerestiefen bis maximal 50 oder 60 Meter dar (STEININGER & ROETZEL 1991). Die biogenen Kalk-

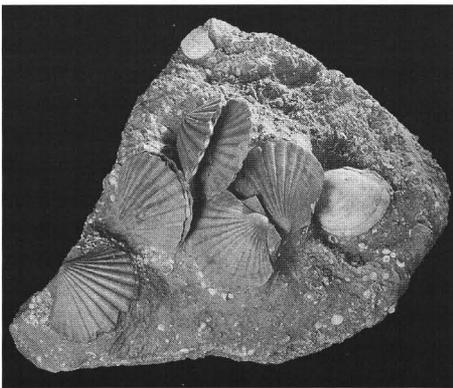


Abb. 1: Pilgermuschel (*Chlamys gigas*).

Fundort: Fels am Wagram, NÖ, Fels-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: A. Schuhmacher).



Abb. 2: Herzmuschel (*Laevicardium gigas*), Pelzchenmuschel (*Glycymeris fichteli*) und Venusmuschel (*Pitar lilacinoides*).

Fundort: Nondorf bei Gars, NÖ, Loibersdorf-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: F. F. Steininger).



Abb. 3: Sandgrube Stranzl, Maigen bei Eggenburg, NÖ.

An der Basis Grobsande der Burgschleinitz-Formation übergehend in Silte der Gauderndorf-Formation, Erosionsdiskordanz, darüber Zogelsdorf-Formation (alle Formationen: Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: F. F. Steininger).

sandsteine der Zogelsdorf-Formation, die nur aus dem weiteren Raum der Eggenburger Bucht bekannt sind, bilden mächtige Kalksandstein-Decken. Bei der späteren Abtragung blieben diese Kalksandstein-Decken als weitgespannte Einebnungsflächen erhalten, aus denen nur die gerundeten Granitkuppen herausragen — eine typische Landschaftsform im weiteren Raum von Eggenburg.

Im Verlaufe des fortschreitenden Meeresspiegelanstieges im Unter Miozän (in der Zeitstufe des Ottnangium) folgen über den Kalksandsteinen kalkfreie, oft fein laminierte Tone (Zellerndorf-Formation), z. T. mit Diatomiteinlagerungen (Limberg-Subformation, Abb. 10). Diese weisen auf weitaus größere, sicher über 100 Meter tiefe Ablagerungsräume hin.

Gegen Westen und Nordwesten drang das Meer noch wesentlich weiter als im älteren Eggenburgium über das Kristallin in seichtere Becken und enge Flußtäler vor. Hier lagerten sich im Brackwasser sehr feine Tone (Weitersfeld-Formation) ab, und im Randbereich, in überfluteten Flußtälern, kam es in meeresnahen, buchtartigen Ästuaren zur Bildung von ausgedehnten Kohlesümpfen (z. B. Kohle der Langau-Formation des ehemaligen Braunkohlenbergbaues bei Langau: Abb. 11 und 12). Ermöglicht wurde die Kohlebildung durch den weiteren, sehr raschen Meeresspiegelanstieg und die damit ver-

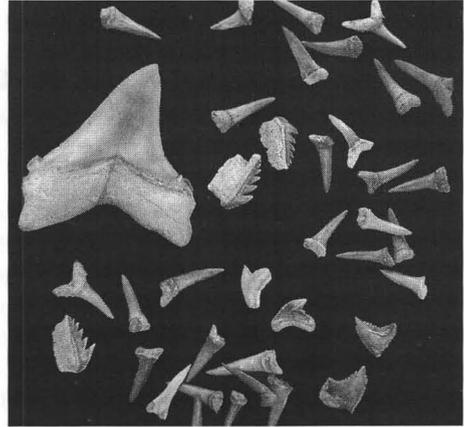


Abb. 4: Verschiedene Hai-Zähne (Untermiozän: Eggenburgium).

Fundort: Kühnring, NÖ, Burgschleinitz-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: A. Schuhmacher).



Abb. 5: Skelett der Seekuh: *Metaxytherium krahuletzki*.

Fundort: Gemeindegroben Kühnring, NÖ, Burgschleinitz-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: P. Pervesler).



Abb. 6: Johannes-Steinbruch, Zogelsdorf bei Eggenburg, NÖ.
Zogelsdorf-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: R. Roetzel).



Abb. 7: Moostierchenkolonien (*Bryozoa: Cellepora* sp.).

Fundort: Johannes-Steinbruch, Zogelsdorf bei Eggenburg, NÖ, Zogelsdorf-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: F. Stürmer).

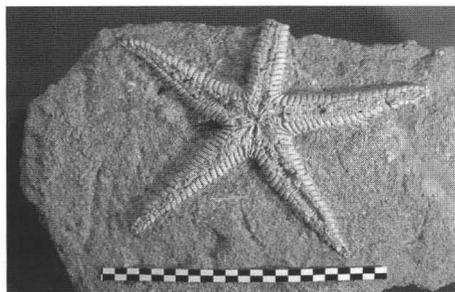


Abb. 8: Seestern (*Asteropecten* sp.).

Fundort: Steinbruch Hengl, Limberg, NÖ, Zogelsdorf-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: A. Schuhmacher).

bundene rasche Bedeckung der Pflanzenreste in den Sümpfen durch seichtmarine, glimmerreiche Feinsande der Riegersburg-Formation (ROETZEL 1993). Der hohe Anteil des Tonminerals Smectit und das Auftreten von Tuff, vulkanischen Gläsern und Quarzen in den Tonen sind deutliche Hinweise auf vulkanische Aschenregen. Wahrscheinlich stammen diese Aschen von dem nordungarischen und westslowakischen Vulkanismus zu dieser Zeit (ROETZEL 1993, 1994, UNGER et al. 1985).

Am Südrand der Böhmisches Masse, im Raum St. Pölten — Melk, ist aus dem internen Sedimentaufbau und der Verteilung der altersgleichen Ablagerungen von Robulusschlier



Abb. 9: Brunnstube in Eggenburg, NÖ.
Zogelsdorf-Formation (Untermiozän: Eggenburgium)
(Photo: F. Stürmer).

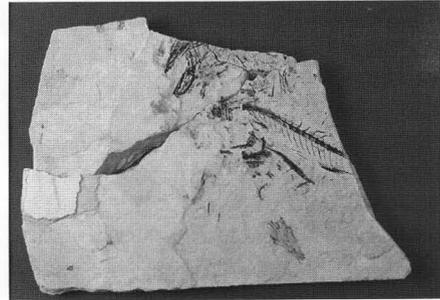


Abb. 10: Abdruck eines Knochenfisch-Skelettes.

Fundort: Parisdorf bei Maissau, NÖ, Limberg-Subformation (Untermiozän: Ottangium) (Photo: A. Schuhmacher).

Abb. 11:
Braunkohlentagebau „AUSTRIA“: Langau, NÖ.
Langau-Formation (Untermiozän: Ottangium)
(Photo: Bergbau-Betriebs-Ges.m.b.H.).





Abb. 12: Fossiler Zapfen

Fundort: Braunkohlentagebau „Austria“: Langau, NÖ, Langau-Formation (Untermiozän: Ottnangium) (Photo: A. Gold).

und Prinzersdorfer Sanden, ähnlich wie in der oberösterreichischen Molasse, ein stärkerer Einfluß von Gezeiten abzuleiten. Vom Festland, vom nahen Kristallin des Dunkelsteiner Waldes, gelangten Blockschutt-Ströme, wie z. B. die von Mauer bei Melk, in dieses Flachmeer. Dabei wurden die älteren, fossilreichen Sedimente des Eggenburgiums abgetragen, und wir finden diese als Blöcke in diesen Blockschutt-Strömen (AMRY 1994, FUCHS 1972).

Im Oberen Ottnangium setzte, wahrscheinlich bedingt durch stärkere Hebungen in den Westalpen, in der westlichen Molasse eine von West nach Ost fortschreitende Rückzugs- und Verlandungsphase ein. Die Oncophoraschichten, die besonders in Oberösterreich und Bayern, aber auch im Raum St. Pölten und Brünn verbreitet sind, sind seichtmarine bis brackische Ablagerungen im Randbereich einer stark gegliederten Fluß- und Seenlandschaft.

Auf der östlichen Böhmisches Masse sind vermutlich die schlecht sortierten, tonigen Schotter und Sande der Theras-Formation im Gebiet von Niederfladnitz, Weitersfeld und Theras Zeugen dieser regressiven Phase (ROETZEL 1993, ROETZEL & REHAKOVA 1991). Ihre Altersstellung ist frag-

lich, wahrscheinlich sind sie bereits ins jüngere Untermiozän, ins Karpatium, zu stellen.

Ebenso fraglich ist die Alterstellung der Irnfritz-Radessen-Formation. Es sind dies Erosionsrelikte von fossilere Schottern, Sanden und Silten im Raum Irnfritz, Pernegg, Zisersdorf und Drosendorf, die meist direkt am Kristallin liegen.

Meeresablagerungen aus diesem jüngsten Abschnitt des Unter Miozäns und des unteren Mittel Miozäns (Zeitstufen des Karpatiums bzw. Badeniums: 17,2 bis 16,1 bzw. 16,1 bis 13,6 Millionen Jahre vor heute) sind flächenhaft nur im Raum des heutigen Weinviertels verbreitet. Allgemein ist jedoch festzuhalten, daß es nach eher regressiven Tendenzen des Meeresspiegels im jüngeren Ottnangium nun wieder ab dem Karpatium zu einer transgressiven Entwicklung, auch des globalen Meeresspiegels, kommt.

Auf dem Gebiet der südöstlichen Böhmisches Masse kennen wir keine marinen oder terrestrischen Sedimente aus dem erdgeschichtlichen Zeitabschnitt des Karpatiums. Es ist wohl anzunehmen, daß nun wieder die Abtragung der älteren marinen Sedimente einsetzte — eindeutige Hinweise darauf fehlen jedoch bisher gänzlich.

Die mittelmiozäne Transgression des tieferen Badeniums dringt im Osten flächenhaft und nach Westen kanalartig bis in die Wachau vor. Wir kennen marine Küstenablagerungen aus dem Raum von Göttweig — Furth sowie Krems und Langenlois und dann über Weißenkirchen bis nach Spitz a. d. Donau. Wir können daher annehmen, daß bereits um 16 Millionen Jahre vor heute das Tal der heutigen Donau, zumindest von Spitz bis Krems, existiert hat. Aus den Alpen, die damals bereits in ihrer heutigen geographischen Position lagen, aber sicherlich noch keine Hochgebirgslandschaft darstellten, schüttete ein Vorläufer der heutigen Traisen ein mächtiges Schotterdelta in dieses Badener Randmeer (Hollenburg-

Karlstetten-Formation: GRILL 1957, STEININGER & ROETZEL 1991). Die distalen Zungen (sandig-mergelige Sedimente mit Schotter) dieses marinen Flußdeltas sind bis Gneixendorf, Langenlois, Mollands und Obernholz verbreitet. Sie weisen unter anderem auch darauf hin, daß die Böhmisches Masse zu dieser Zeit orographisch deutlich tiefer gelegen ist und erst später herausgehoben wurde.

Im höheren Mittel Miozän — dem Sarmatium — wird unser Raum fast völlig von den Weltmeeren abgeschnitten, und es kommt zur Ausbildung eines großflächigen Binnenmeeres, welches vom Wiener Becken bis an den Aralsee reicht (RÖGL & STEININGER 1983). Vom Wiener Becken greift im unteren Sarmatium ein Binnen-Meeresarm in der wahrscheinlich schon im Badenium geschaffenen Rinne über das Zayatal, Hollabrunn, Ziersdorf bis Langenlois vor. Damit wird der Verlauf eines Entwässerungssystems vorgezeichnet, welches später auch vom obermiozänen Vorläufer der Donau benutzt wurde. Diese Rinne zeigt sowohl im höheren Badenium als auch im späteren Sarmatium fluviatile Schotterverfüllungen. Auch aus diesem Zeitabschnitt sind aus der unmittelbaren Region der südöstlichen Böhmisches Masse keinerlei datierbare Sedimente überliefert. Nur in der ehemaligen Ziegelei Kargl in Langenlois und in Bohrungen in diesem Raum konnten diese untersarmatischen Binnenmeeres-Sedimente fossilführend angetroffen werden (PAPP 1962).

Mit dem Beginn des Ober Miozäns (Zeitstufe des Pannoniums) kommt es in der westlichen Molasse zu weiteren Hebungen und damit zur Umstellung des gesamten Entwässerungssystems. Während vor dem Ober Miozän der gesamte oberösterreichisch-bayerische Molasseraum gemeinsam mit dem Schweizer Molasseraum nach Westen entwässerte, entstand nun das nach Osten gerichtete „Donau“-Entwässerungssystem.

Unmittelbar an unsere zu besprechende Region angrenzend, sehen wir diese „Ur-donau“-Schotterfluren (Hollabrunn-Mistelbach-Formation) als einen markanten, vielfach verzweigenden Höhenrücken von Krems über Hohenwarth, Ziersdorf, Hollabrunn durch die Zayafurche in den Raum von Mistelbach ziehen. Hier mündete dieser Fluß mit einem riesigen Delta in den im Wiener Becken bestehenden pannonischen See. Diese markanten, aus Schotter aufgebauten Höhenrücken stellen ursprünglich die Rinne(n) — also den tiefsten Flußrinnenbereich — dar. Die Schotter können der Abtragung besser widerstehen und blieben daher erhalten. Ein sehr charakteristisches Beispiel von Reliefumkehr. Wollten wir die ursprüngliche Landschaft rekonstruieren bzw. wiederherstellen, dann müßten wir die heutige Landschaft zumindest bis zur Oberkante dieser Schotter-Höhenrücken gleichmäßig mit den heute abgetragenen Sedimenten der Aulandschaft dieses riesigen, weit ausufernden Flusses, auffüllen. Ein kleines Beispiel: die weithin sichtbare Kirche von Hohenwarth (heute 365 Meter über dem Meeresspiegel) steht auf diesem von Schotter gebildeten Höhenrücken (unterhalb der Kirche an der Straße von Hohenwarth nach Mühlbach sind im übrigen diese Flußschotter hinter den Häusern prachtvoll aufgeschlossen). Wenn wir unsere Landschaft gegen den Manhartsberg bzw. gegen Maissau hin und weiter gegen Ziersdorf — Sitzendorf mit Sediment auffüllen, dann würden sämtliche Orte von Hohenwarth über Ravelsbach inklusive Maissau und von hier nach Osten inklusive Sitzendorf und Ziersdorf unter diesen Sedimenten begraben liegen.

Diese damalige Landschaft mit ihrer Pflanzen- und Tierwelt ist am besten mit der heutigen Savannenlandschaft Afrikas zu vergleichen (RÖGL, STEININGER & VASICEK 1986, STEININGER 1993).

Die Fortsetzung dieser Flußrinne nach Westen ist vermutlich in den Ablagerungen in der Senke Laimbach — Pöggstall — Trandorf zu suchen. In diesem Raum findet man durch Pollenfloren charakterisierte limnisch-fluviatile Ablagerungen (Konglomerate, Sande, Silte, Tone und Kohleflözchen), die wahrscheinlich aus diesem Zeitabschnitt (Pannonium-Pontium) stammen (FUCHS & ROETZEL 1990). Nicht ganz geklärt ist bisher, ob zu dieser Zeit bereits eine Talung zwischen Spitz und Melk bestand, die von einem Nebenfluß, wie z. B. der Enns (NAGEL & VERGINIS 1989), benutzt wurde, oder das Tal der Wachau in diesem Bereich jüngeren Alters ist.

Generell wird angenommen, daß es im Pliozän, also vor ca. 5 Millionen Jahren, zur Heraushebung der Alpen und ebenso zur Heraushebung der Böhmisches Masse kam. Diese Hebungstektonik hat vielleicht durch die erhöhte Reliefenergie einerseits zum Defizit an Ablagerungsgesteinen überhaupt und andererseits zur weitgehend kompletten Entfernung der jüngeren, miozänen und pliozänen Sedimente geführt. Gleichzeitig damit ist es wahrscheinlich zur schluchtartigen Eintiefung der bis dahin eher flächig und breit entwickelten Flußtäler gekommen.

Die ältesten datierten Sedimente aus dieser Zeit sind die mächtigen mittelpliozänen Rotlehme von Neudegg und die Rotlehm-Löß-Bodenfolge aus dem Oberen Pliozän von Stranzendorf, deren Akkumulation vor 2,5 Millionen Jahren begann. Bereits dem Pleistozän zuzurechnen sind die Lössse aus dem Raum von Krems (NAGEL & RABEDER 1991). Damit wird die zyklische Repetition von Lößablagerungen und Bodenbildungen (vgl. Abb. 3 in FRANK & RABEDER, dieser Band) respektive von immer tiefer terrassenförmig einschneidenden Flüssen eingeleitet. Diese Zyklen stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit der Klimageschichte und damit mit der Vereisungsgeschichte der letzten 2,5 Millionen Jahre. In diesem Zeitrahmen wurden Täler wie das heutige Kamptal und das Thayatal mit ihrer typischen Flußterrassen-, Mäander- und Umlaufberglandschaft angelegt, welche durch die Bruchtektonik in ihrem Verlauf bestimmt werden. Diese Voraussetzungen bedingen auch die V-förmigen engen und tief eingeschnittenen, jung angelegten Zuflüsse des Kamps und der Thaya. Aus dem Horner Becken kennen wir wahrscheinlich noch älter zu datierende Ausräumungsphasen mit typischen Sedimenten, die von Mold über Zaingrub durch die breit angelegte Talung nach Gars ins Kamptal, zu verfolgen sind. Erst später haben sich der Teichwiesenbach, Tobelbach, Fernitzbach, Stiefernbach etc. ihre eng eingeschnittenen, mehr oder weniger geradlinig verlaufenden Zuflüsse zum Kamp gebahnt, ebenso wie die Taffa ihren Lauf durch das Taffatal von Horn nach Rosenberg erst spät geschaffen hat beziehungsweise davor sicherlich durch das Horner Becken und über Gars entwässert hat.

Eine ausgeprägte quartäre Terrassenlandschaft ist entlang der Lainsitz im Raum von Gmünd, zwischen Dietmanns und Neu-Nagelberg, zu erkennen. Diese mächtigen Schotter und Sande, die zwischen Breitensee und Neu-Nagelberg großflächig abgebaut werden, zeigen in der Korngrößenverteilung und in ihrem Sedimentaufbau vorwiegend Merkmale von Flußablagerungen. Die starke Windeinwirkung in dem sehr vegetationsarmen Gebiet während der kaltzeitlichen Phasen belegen die Sande von Rottal bei Litschau, östlich des Stankauer Teiches. Diese Sande sind nicht nur durch ihre sehr gute Sortierung und Rundung, sondern auch durch ihre Verbreitung und morphologische Ausprägung als äolische Dünenablagerungen erkennbar. Zusätzlich sind in diesen Ablagerungen, aber auch in der weiteren Umgebung, immer wieder sogenannte Windkanter zu finden. Dies sind Blöcke, meist aus härteren kristallinen Ganggesteinen, die von der ständigen Bearbeitung durch den vom

Wind transportierten Sand zu matt glänzenden Blöcken mit ausgeprägten Kanten facettiert wurden. Derartige Windkanter sind besonders im nordwestlichen Waldviertel weit verbreitet, kommen aber auch im Raum Albrechtsberg oder in der Umgebung von Langau vor. Im östlichen Waldviertel werden diese kaltzeitlichen Klimabedingungen durch das Auftreten von Staublehm und Lößlehm dokumentiert, im Grenzbereich zum Weinviertel dann durch echten Löß (vgl. Beitrag von FRANK & RABEDER in diesem Band).

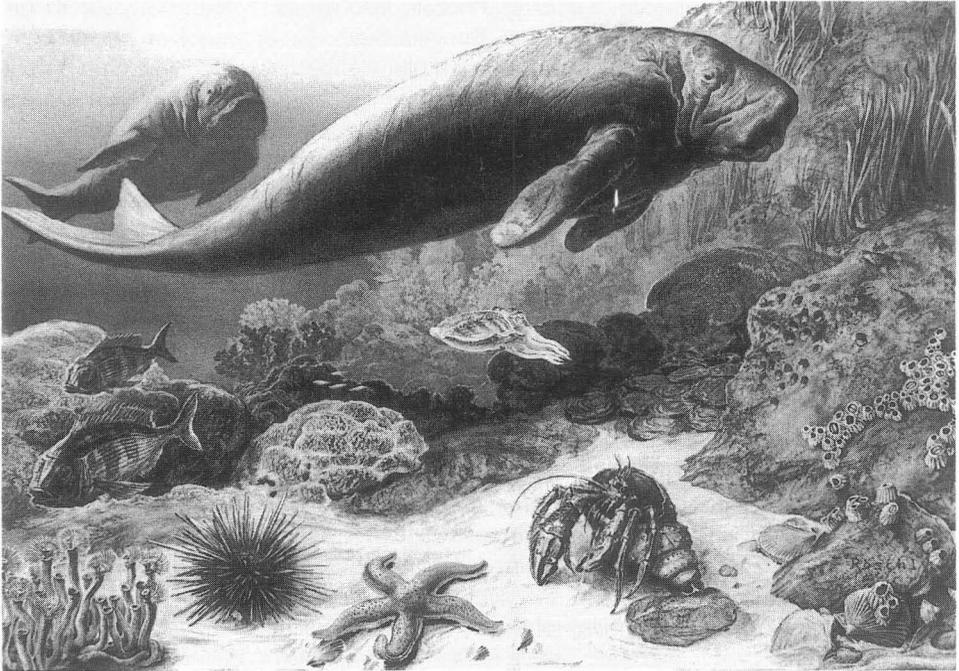


Abb. 13: Rekonstruktion des untermiozänen Meeres mit Seekühen. Nach E. THENIUS 1983.

Eiszeitliche Klimageschichte des Waldviertels

Mit Abbildung 1 und Tabelle 3 und 4

Zu den interessantesten Problemstellungen, mit denen sich die heutige Quartärforschung befaßt, gehört die Frage nach dem Klimaablauf der jüngsten geologischen Vergangenheit. Viele Erscheinungen unserer Landschaften wie Löss, Flußterrassen, Moränen, Blockhalden, Windkanter, Dünen und Höhlensedimente sind nur aus dem vielfachen Wechsel von kalten und warmen sowie feuchten und trockenen Klimaphasen zu verstehen, durch die das Eiszeitalter (Pleistozän) geprägt war. Im Waldviertel gibt es keine Findlinge und auch keine Moränen, weil das gesamte Gebiet nicht vergletschert war. Aus der Umgebung von Gmünd wurden Windkanter, vom Wind kantig zugeschliffene Steine, beschrieben, die nur in einer vegetationsarmen Kaltphase entstanden sein können. Allerdings läßt sich die Zeitstellung dieser Kaltphase nicht bestimmen.

Wesentlich besser ist die zeitliche Einstufbarkeit für ein typisch eiszeitliches Sediment, den Löß, einen vom Wind verfrachteten Feinsand (Schluff), der nach der Theorie aus den vegetationsfreien Flächen der Gletschervorfelder ausgeblasen und anderswo wieder abgelagert worden sei. Lößablagerungen gab es ursprünglich im ganzen Waldviertel; von den höher gelegenen Bereichen wurden sie jedoch durch spätere Erosionsvorgänge z. T. wieder abgetragen, während sie in den geschützten Tal- und Beckenlagen erhalten geblieben sind. Die mächtigsten Lößpakete finden wir daher heute vor allem an nach Osten abfallenden Hängen in der Wachau, im Krems- und Kamptal sowie im Horner Becken und in der Eggenburger Bucht.

Während der Lößablagerung war das Klima kalt und oft auch trocken. Die Lößprofile zeigen eine oder mehrere braune oder rotbraune Verlehmungszonen, die als Reste einstiger Waldböden gedeutet werden. Diese fossilen Bodenbildungen, auch Laimenzonen oder Paläosole genannt, sind in Warmzeiten entstanden. Der Verlauf des einstigen Klimas, vor allem Anzahl und Ausmaß von Wärmeschwankungen und Kältephasen, interessiert nun nicht nur den Quartärgeologen und Paläontologen, sondern — besonders im jüngeren Eiszeitalter — auch den Prähistoriker, Archäologen und Kulturhistoriker.

Da sich in den letzten 10 bis 25 Jahren ein ganz wesentlicher Wandel in der Rekonstruktion des fossilen Klimas vollzogen hat und diese neuen Erkenntnisse, obwohl schon vielfach publiziert, bei manchen am Quartär Interessierten noch nicht bekannt sind, sei hier diesem Thema ein eigenes Kapitel gewidmet.

Alt- und Mittelpleistozän

Der Beginn des Pleistozäns wird derzeit mit 1,64 Millionen Jahren vor heute festgesetzt. Die entscheidenden Klimaverschlechterungen, die aus dem subtropischen Klima des Tertiärs das kühl-gemäßigte bis kalte Klima der Eiszeiten entstehen ließen, setzten aber schon vor 2,5 Millionen Jahren (im Oberpliozän) ein. Im Waldviertel ist diese Frühphase der Pleistozänentwicklung im Lößprofil der Kremser Schießstätte manifestiert. Noch besser sind diese mehrfachen Klimaschwankungen in der ehemaligen Sand- und Schottergrube von Stranzendorf bei Stockerau (Weinviertel) manifestiert. Auch hier ist der mehrmalige Wech-

sel von Warm- und Kaltzeiten durch rot gefärbte Bodenbildungen bzw. helle Lößabschnitte zu verfolgen.

Eine zeitliche Einstufung der einzelnen Sedimentabschnitte in den Zeitraum von ca. 2,6 bis 1,6 Millionen Jahren vor heute ist hier mit den fossilen Wühlmäusen gelungen. Die aus den fossilen Böden und Lössen gewonnenen Schnecken sagen uns andererseits, daß das Klima damals insgesamt wesentlich wärmer und feuchter war als heute.

Über die Zeit des Alt- und Mittelpleistozäns (1,6-0,13 Millionen Jahre) können wir nur spärliche Angaben machen. Wohl gibt es Sedimente (z. B. die relativ alten Sande und Schotter der Donau bei Pöggstall und Mühldorf oder des Kamps bei Rosenberg), die wir auf Grund von Makrofossilien diesem Zeitabschnitt zuordnen können, es fehlen uns aber derzeit noch die Möglichkeiten zur genaueren Zeitbestimmung und damit auch der klimatischen Zuordnung.

Jungpleistozän

Wesentlich genauere Angaben sind über den Klimaablauf des Jungpleistozäns zu machen, das vor 130 000 Jahren vor heute mit dem Einsetzen der Riß-Würm-Warmzeit begann und mit dem Abschmelzen der großen Vereisung der Würm-Kaltzeit endete. Die Wiederbewaldung Mittel- und Nordeuropas vor 10 000 Jahren vor heute (8000 Jahre v. Chr.) ist der Beginn der geologischen Gegenwart, des Holozäns.

Der Abschnitt des Jungpleistozäns ist aus mehreren Gründen für uns von besonderem Interesse:

1. Durch neue physikalische Methoden (neben der Radiokarbonmethode, die Daten nur bis etwa 50 000 Jahre vor heute erlaubt) ist es nun möglich, den ganzen Zeitbereich abzudecken. Neben der Uran-Serien-Methode, welche die Zerfallsreihen des Urans benutzt und radiometrische Altersangaben erstellt, gibt es die weniger aufwendigen, allerdings auch weniger sicheren Methoden der Thermoluminiszenz und Elektrospinresonanz, die zumindest relative Werte für die letzten 100 000 Jahre liefern.
2. Durch neue bzw. Neuberechnete Klimakurven wie z. B. die aus Tiefseebohrkernen gewonnenen Kurven, welche auf die Schwankungen der Sauerstoffisotopen-Konzentration zurückgehen, und die aus den Bewegungen der Planeten und der Sonne und ihren Einflüssen auf die Erde errechneten Sonneneinstrahlungskurven (Milankovitch-Kurven) können wir den Verlauf des Weltklimas abschätzen.
3. Im Jungpleistozän tritt zum erstenmal der eiszeitliche Mensch in Niederösterreich in Erscheinung, und im Waldviertel liegen einige der wichtigsten Fundstellen der paläolithischen Kulturen von Mitteleuropa.

Forschungsgeschichte

Bevor wir auf die Waldviertler Verhältnisse und Fundstellen näher eingehen, soll ganz kurz die an Phantasien und vorgefaßten Meinungen reiche Geschichte der Eiszeitforschung im allgemeinen und im besonderen für Niederösterreich erläutert werden, weil sonst so manche Feinheiten der Diskussion nicht verständlich sind.

Die auffälligsten eiszeitlichen Phänomene im Tiefland z. B. von Mitteldeutschland sind die sog. „Findlinge“, große Blöcke von Fremdgesteinen, die nur in Skandinavien vorkommen. Wie kamen diese Blöcke vom Norden nach Mitteleuropa?

Als Antwort entstanden im vorigen Jahrhundert drei Theorien.

1. Die **Sintfluttheorie** erklärt bibelgerecht den Transport durch die große Flut (= Diluvium).

2. Die **Drifttheorie**. Da Steine normalerweise nicht schwimmen, wurde der Transport auf driftenden Eisschollen erklärt.

Für beide Theorien fehlt der naturwissenschaftliche Beweis einer großen Meeres-Transgression (Überschwemmung) des mitteleuropäischen Festlandes für die Zeit des Pleistozäns.

3. Die **Glazialtheorie** erklärt nicht nur die Findlinge, sondern auch die Moränen und die Gletscherschliffe aus der Wirkung von riesigen Gletschern. Diese Theorie setzte sich aufgrund der erdrückenden Beweise ab der Mitte des vorigen Jahrhunderts durch.

3a. Die **pauciglaziale Theorie**. Bald entstand der Verdacht, daß es nicht nur eine, sondern mehrere „Glaziale“ (Zeiten mit einer großen Gletscherausdehnung) gegeben hätte. Der Geograph A. PENCK, der in Wien und München wirkte, war es schließlich, der die Viergliederung des Pleistozäns einführte und die Namen der alpinen Eiszeiten Günz, Mindel, Riß und Würm geschaffen hat.

Die Abzählmethode: Kaum hatte sich die Viergliederung der Eiszeiten durchgesetzt, versuchte man die Lößpakete mit den Glazialen und die Verlehmungszonen mit den Interglazialen zu korrelieren. Da es nach der PENCKschen Theorie nur vier Kalt- und drei Warmzeiten gegeben hätte, schien die Sache zunächst sehr einfach. Man bediente sich der Abzählmethode: Das oberste Lößpaket entspricht dem Würm, das zweite dem Riß usw. und die Paläoböden dazwischen den Interglazialen Riß/Würm, Mindel/Riß und Günz/Mindel. Als bei der Untersuchung der niederösterreichischen Lößprofile aber wesentlich mehr als nur drei Paläoböden zum Vorschein kamen, versuchte man, die weniger intensiv gefärbten Verlehmungen als interstadial zu erklären, d. h. daß sie in schwach ausgeprägten Wärmeschwankungen (Interstadialen) innerhalb einer Eiszeit entstanden seien, in denen das Klima zwar etwas milder war als zur Zeit der Eishochstände (Stadiale), aber doch deutlich kühler als heute. Schon bei den ersten paläontologischen Untersuchungen (LOZEK in FINK 1978) solcher angeblich interstadialer Böden wie z. B. der Paudorfer Verlehmung entstanden die ersten Zweifel an der klassischen Eiszeitgliederung.

3b. Die **multiglaziale Theorie**. Die Idee, daß es nicht nur einige wenige, sondern viele, d. h. über 20 solcher Kaltzeiten gegeben hätte, geht auf die Berechnungen der Einflüsse von Sonne, Mond und Planeten auf die Erdbahn zurück. Der Astronom MILANKOVITCH erstellte Sonneneinstrahlungskurven, die das Weltklima widerspiegeln sollten. Die von ihm geforderte hohe Zahl von Glazialen wurde von den Quartärgeologen zunächst abgelehnt, weil die notwendige Anzahl von Endmoränen nicht feststellbar war. Erst in den letzten beiden Jahrzehnten gelang es durch die Analyse von Tiefseebohrkernen mit Hilfe der Sauerstoff-Isotopen-Methode, die prinzipielle Richtigkeit der MILANKOVITCH-Kurven zu beweisen: Der Multiglazialismus hat sich durchgesetzt, und wir verfügen heute über detaillierte Eis- und Klima-Kurven für das ganze Pleistozän; bis ins Pliozän und obere Miozän.

Es ist ganz natürlich, daß sich in Zeiten großer wissenschaftlicher Umwälzungen manche Kollegen den neuen Erkenntnissen verschließen und den alten Ideen nachhängen, insbesondere dann, wenn sie mit der naturwissenschaftlichen Denkweise nicht ganz vertraut sind. Wegen des Beharrungsvermögens alteingesessener Lehrmeinungen wird es noch einige Jahrzehnte dauern, bis die PENCKsche Gliederung als historisch und die meist nur daktylomyzischen Unterteilungen wie „Würm 1“ oder „Würm 2/3“ als überholt angesehen werden.

Kurz formuliert könnte die moderne Klimatheorie des Pleistozäns etwa folgendermaßen lauten: Die letzten 2,5 Millionen Jahre waren durch einen (für geologische Verhältnisse) raschen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten geprägt, der einem Großzyklus von rund 100000 Jahren unterlag. Weitere Zyklen von etwa 20000 und 40000 Jahren bewirkten die kleineren Schwankungen, deren Intensität aber die von „Interglazialen“ bzw. „Glazialen“ im alten Sinn erreichen kann.

Malako-Klimatologie

Unter dem Begriff der Malako-Ökologie oder -Klimatologie verstehen wir die Rekonstruktion der einstigen Umweltbedingungen, besonders der Vegetation und des Klimas aufgrund von Weichtierfunden (hauptsächlich von Landschneckengehäusen) in den eiszeitlichen Sedimenten. Diese Methode stützt sich auf das sogenannte „Aktualitätsprinzip“, d. h. man schließt von den ökologischen Ansprüchen der heutigen Assoziationen und Arten auf die der fossilen. Je weiter wir bei der Anwendung dieses Prinzips in die geologische Vergangenheit zurückgehen, desto unsicherer werden die Aussagen über die klimatischen Ansprüche, weil wir für manche Arten eine evolutive Anpassung an bestimmte Klimate annehmen müssen. Unter anderem aus diesem Grunde dürfen Schlußfolgerungen über ehemalige Umweltverhältnisse nie auf dem Vorkommen einer einzigen Art beruhen: Einzelne Arten können im Verlauf ihrer Geschichte adaptive Veränderungen ihrer Biotoppräferenzen durchlaufen; bei einer Sozietät dagegen ist dies eher unwahrscheinlich. Lebensangebot der Umwelt einerseits, Lebensansprüche andererseits bestimmen in ihrer Begegnung den Aufbau einer Weichtiergesellschaft.

Die wesentlichen Vorteile, die die Bearbeitung fossiler Mollusken bietet, sind:

- ihre Verfügbarkeit in fast allen Sedimenten mit Ausnahme von stark sauren Böden wie z. B. in Sumpfablagerungen. Besonders günstige Erhaltungsbedingungen finden wir in kalkhaltigen Substraten vor allem in Lössen.
- die relativ gute Bestimmbarkeit auch von kleinen Gehäuse-Fragmenten
- sie sind auch dort oft vorhanden, wo anderes Fundgut wie Wirbeltierreste oder Artefakte fehlen oder spärlich sind.
- die gute Kenntnis der Ökologie, Biologie und Verbreitung der rezenten Arten
- die Eigenheit, unter bestimmten Klima- und Vegetationsbedingungen bestimmte Vergesellschaftungen mit hoher Standortstreue zu bilden. Damit ergibt sich die Möglichkeit, die ehemaligen Umweltverhältnisse (v. a. Klima und Vegetationstyp) zu rekonstruieren.

Mit dieser Malako-Ökostratigraphie ist es gelungen, in fossilführenden Sedimenten nicht nur die groben Klimaveränderungen zu erkennen, sondern es ist auch möglich, die einstigen Pflanzengesellschaften zu rekonstruieren, die für die eiszeitlichen Tiere und Menschen von ausschlaggebender Bedeutung waren.

Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns im Wald- und Weinviertel

Unteres und Mittleres Pliozän (5,4 bis 2,5 Millionen Jahre vor heute)

Der Beginn des Pliozäns war im Mittelmeerraum mit einem Anstieg des Meeresspiegels verbunden (Transgression). In Niederösterreich hingegen war die Zeit der marinen oder brackischen Binnenmeere endgültig vorbei, pliozäne Sedimente sind daher ausschließlich

terrestrisch entwickelt. An der Wende vom Mio- zum Pliozän oder etwas später verlegte die Donau, die bis dahin von Krems über Hollabrunn und Mistelbach geflossen war, ihren Lauf nach Süden und drang durch die Wiener Pforte (zwischen Bisamberg und Leopoldsberg) in das Wiener Becken. Im Mittelpliozän (vor ca. 3-4 Mill. Jahren) war diese Verlagerung schon erfolgt, das beweisen die fossilführenden Rotlehme von Stranzendorf (unterer Teil) bei Stockerau und von Neudegg bei Großriedental.

Das Klima des älteren Pliozäns war zunächst warm und feucht, dann stellten sich allmählich trocken-warme Bedingungen ein. Noch fehlten die raschen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten des eiszeitlichen Klimaverlaufs.

Jungpliozän und älteres Pleistozän (2,5-0,78 Millionen Jahre vor heute)

Dieser große Zeitraum ist durch die datierbaren Löss- und Paläoböden von Stranzendorf (bei Stockerau) und von Krems-Schießstätte (ehemalige Ziegelei oberhalb der Stadt) vertreten. Die Altersstellung dieser Lößabfolgen beruht einerseits auf der raschen Evolution der Wühlmäuse, deren Kiefer und Zähne aus den Sedimenten ausgesiebt werden, andererseits auf paläomagnetischen Messungen, mit denen die charakteristischen Schwankungen des Erdmagnetfeldes erfaßt werden können.

Das Klima war nach den fossilen Schnecken, die in Lössen und Böden oft massenhaft auftreten, durchschnittlich deutlich wärmer und z. T. feuchter als heute, es gab jedoch ebenso „rasche“ Schwankungen wie im jüngeren Pleistozän; auf Zeiten, in denen das Wald- und Weinviertel mit Laubwäldern bedeckt war, folgten trockene Abschnitte mit Steppecharakter, geprägt durch starke Lößanwehungen.

Mittelpleistozän (780000 bis 130000 Jahre vor heute)

In diesen Abschnitt sind vermutlich mehrere einstige Donauterrassen (z. B. die „Riß“-Terrasse unterhalb der Göttweiger Verlehmung) zu stellen, die heute weit über dem Flußniveau liegen. Hierher gehören auch die Großsäugerfunde (urtümliche Pferde, Bären und Bisons) von Mühldorf und Rosenberg. Eine genauere Zuordnung zu einer bestimmten Kalt- oder Warmzeit ist aus Mangel an Leitfossilien und absoluten Daten noch nicht möglich.

Diesem Zeitabschnitt sind vielleicht auch einige der Lößprofile im Kremstal, in der Wachau und im Kamptal zumindest teilweise zuzuordnen, z. B. Senftenberg, Krems-Schießstätte (oberer Teil), Stiefen, Puchberg.

Jungpleistozän (130000 bis 10000 Jahre vor heute)

Das Jungpleistozän umfaßt nur einen Vereisungszyklus, den wir nach der PENCKschen Eiszeit als Würm-Zyklus bezeichnen. Er begann vor etwa 130000 Jahren mit einer extremen Warmzeit (heiße Sommer und trockene kalte Winter), in der die Eismassen der Riß-Vergletscherung, die bis in das Alpenvorland vorgestoßen waren, sehr rasch abschmolzen. Wir nennen diese Phase Riß/Würm-Interglazial, im nördlichen Mitteleuropa wird sie auch als Eem bezeichnet. In dieser Zeit muß das ganze Waldviertel von Wäldern bedeckt gewesen sein. Der damals entstandene Waldboden ist wahrscheinlich in mehreren Lößprofilen



Abb. 1: Lößabfolge mit braunen Paläoböden.
Jungpleistozän, Stiefern, NÖ.
(Foto: F. Stürmer)

der Wachau als Verlehmungszone erhalten, wir wissen jedoch nicht, welcher der rotbraun gefärbten Paläoböden, die in den Hohlwegen bei Furth-Göttweig aufgeschlossen sind (der sog. „Paudorfer“ Boden? oder der „Göttweiger“? oder ein anderer?), dem Riß/Würm wirklich entspricht, da bis jetzt gesicherte absolute Daten fehlen.

Das **Frühwürm** (ca. 120 000 bis 65 000 Jahre vor heute). In den 55 000 Jahren des Frühwürms kam es zu einem relativ raschen Wechsel von kalten und warmen Abschnitten: drei Kalt- und zwei Warmphasen, die nach den Sonneneinstrahlungskurven z. T. genauso intensiv waren wie das Riß/Würm-Interglazial bzw. das Würm-Hochglazial.

Diesem Zeitabschnitt können wir im Waldviertel die kaltzeitliche Fauna der Schusterlucke zuordnen. Welche Löss- oder Bodenbildungen ebenfalls hierhergehören, läßt sich derzeit nicht sagen, da sowohl faunistische als auch zeitliche Daten fehlen.

Das **Mittelwürm** (ca. 65 000 bis 35 000 Jahre vor heute) ist der zur Zeit meistdiskutierte Abschnitt des Würm-Zyklus. War er warm wie die Jetztzeit oder kühler? Oder war er so kalt, daß die Alpen vereist waren?

Wir werden diese Frage im folgenden näher diskutieren. Nach den errechneten Sonneneinstrahlungskurven war dieser Abschnitt durch wesentlich höhere Einstrahlungswerte im Sommer und niedrigere im Winter gekennzeichnet.

Das **Spätwürm** (ca. 35 000 bis 10 000 Jahre vor heute), der kürzeste Abschnitt der Würm-Zeit, hat sich in den Sedimenten des Waldviertels am deutlichsten manifestiert. Es war eine vorwiegend kalte, z. T. auch trockene Phase, deren Bedeutung vor allem darin liegt, daß fast alle paläolithischen Stationen Niederösterreichs in ihr entstanden sind. Klimatologisch läßt sich dieser Zeitabschnitt durch zahlreiche fossilführende Lößprofile, aber auch durch Höhlensedimente gut fassen.

Welche Abschnitte des Jungpleistozäns im Waldviertels durch fossile Faunen, Sedimente und absolute Alterswerte faßbar sind, soll im folgenden erläutert werden.

Die Schusterlucken-Kaltzeit

(ca. 120 000 bis 110 000 Jahre vor heute)

Eine dieser Frühwürm-Kaltphasen ist in den fossil- und z. T. auch artefaktführenden Höhlen im Kremswinkel repräsentiert. Als Artefakte werden alle vom Menschen hergestellten oder veränderten Fundstücke bezeichnet, hauptsächlich Stein- und Knochengерäte, aber auch Kunstgegenstände.

Die **Gudenushöhle** (Kremstal) ist wegen des reichen Fundgutes an Steingeräten des Mittel- und Jungpaläolithikums weltberühmt geworden. Wesentlich fossilreicher und daher auch eher datierbar war die **Schusterlucke** (Kremstal). Die hier vor 110 Jahren ausgegrabene Fauna enthält viele boreale, d. h. heute im Norden lebende Wirbeltierarten wie Rentiere, Lemminge, Pfeifhasen, Schneehühner und Eisfuchse. Das Auftreten dieser an die Kälte angepaßten Arten sagt uns, daß zur Zeit der Höhlenfüllung ein kaltes Klima herrschte, das den Wald auf geschützte Winkel zurückgedrängt hat. Nach dem Evolutionsniveau der Höhlenbären, der Lemminge und der übrigen Wühlmäuse haben diese Kaltformen in einer der beiden ersten Kaltzeiten des Frühwürms bei uns gelebt. Ein Datum nach der Uran-Serien-Methode von 115 000 Jahren vor heute (+9800, –8800 Jahre) macht es wahrscheinlich, daß es sich um die erste Würm-Kaltzeit (ca. 115 000 Jahre vor heute) handelt.

Allerdings gibt es in der gleichen Fauna (zumindest von den Ausgräbern nicht abgetrennt) auch Bewohner der Wälder, z. B. Wildschwein, Siebenschläfer, Eichhörnchen, Dachs und Luchs. Wir können im nachhinein nun nicht mehr erkennen, ob hier eine Vermischung mit einer jüngeren oder älteren Warmfauna vorliegt oder ob die damaligen Umweltverhältnisse so differenziert waren, um beide ökologischen Gruppen zu ermöglichen.

Die artenarme Schneckenfauna aus der Kleinsäugerschicht spricht für eine weitgehend offene Landschaft mit vereinzelt Bäumen, Sträuchern und Felsen, die reichlich mit Flechten bewachsen waren. Das Klima war relativ trocken, aber nur mäßig kalt.

Ob die Fossilien der Gudenushöhle und der Eichmaierhöhle (Kremstal) zumindest teilweise aus der gleichen Kaltzeit stammen, läßt sich derzeit nicht sagen. In der Gudenushöhle wurden neben den mittelpaläolithischen Moustérien-Steingeräten, die altersmäßig in das Frühwürm passen, auch jungpaläolithische Artefakte aus Knochen und Hornstein gefunden, die aus dem letzten Abschnitt des Pleistozäns stammen dürften. Da die sehr verschiedenen alten Wirbeltierreste bei den Grabungen nicht auseinandergelassen wurden, ist der jungwürmzeitliche Anteil der Faunenreste nicht bekannt, was die paläontologische Bedeutung der Gudenushöhle natürlich sehr beeinträchtigt.

Literatur: BREUIL & LANTIER 1951, BREUIL & OBERMAYER 1908, MAYER et al. 1993, NAGEL & RABEDER 1991, WILD et al. 1989, WOLDRICH 1893.

Die Mittelwürm-Warmzeit

(ca. 65 000 bis 35 000 Jahre vor heute)

Bis vor rund zehn Jahren ist die Existenz einer ausgeprägten Warmzeit im mittleren Würm, also in der Zeit zwischen 65 000 und 35 000 Jahren, von allen Quartärgeologen abgelehnt worden, obwohl sie von Paläontologen und Urgeschichtlern, die sich mit alpinen Höhlenfundstellen befaßt hatten, wie z. B. von EHRENBURG, PITTIONI und BRODAR, schon 30 Jahre früher vermutet worden war. Bei den Grabungen in der Ramesch-Knochenhöhle im Toten Gebirge (1979-1984) und in der Conturineshöhle in den Dolomiten (1988-1990) hat sich durch zahlreiche absolute Datierungen (¹⁴C- und Uran-Serien-Methode) ergeben, daß die pflanzenfressenden Höhlenbären im Mittelwürm Höhenlagen bewohnt haben, die heute gar keine oder eine viel zu geringe Äsung böten. Die Anwesenheit der Höhlenbären in so großer Höhe (in 2000 bzw. 2800 Meter Meereshöhe) kann nur dadurch erklärt werden, daß das Klima damals wesentlich wärmer war als heute, daß also interglaziale Verhältnisse geherrscht haben.

Eine derartig intensive Warmzeit in den Ostalpen muß auch in den Lößgebieten des Waldviertels Spuren hinterlassen haben. Von den meisten Lößspezialisten wurde dieser

Zeit nur ein interstadialer Paläoboden zugeordnet, der als Paudorfer Verlehmung (nach einer ehemaligen Lehmgrube in Paudorf bei Göttweig benannt) bezeichnet wurde. Als sich durch den malakologischen Befund durch LOZEK (in FINK 1976 und 1978) herausgestellt hatte, daß der Paudorfer Boden unter sehr warmen Bedingungen („banatica-Fauna“) gebildet worden war, wurde er in das Ribß/Würm zurückversetzt; die „Abzähl-Methode“ konnte sich keinen interglazialen Boden mitten im Würm vorstellen!

Während die Diskussion über das Alter der Paudorfer Verlehmung noch im Gange ist, konnte an dem weltberühmten Profil von **Willendorf 2** (Fundstelle der Venus von Willendorf) der Beweis für die Mittelwürm-Warmzeit gefunden werden (FRANK & RABEDER 1994).

Die durch den Bahnbau angeschnittene Schichtfolge der klassischen Fundstelle enthielt ursprünglich neun Kulturschichten, von denen die ersten vier dem Aurignacien und die anderen (Kulturschichten 5-9) dem Gravettien zugeordnet werden. Die heute noch anstehende Profilwand läßt zwar nicht alle Kulturschichten erkennen, aber dank einiger sehr markanter Schichtglieder, z. B. der Kulturschichten 3, 5 und 8, ist sie mit den alten Grabungsbefunden zu korrelieren. In den letzten Jahren gelang es dank der Aktivitäten von HAESAERTS (Brüssel) und BRANDTNER (Gars a. K.), die chronologische Stellung des Profils durch zahlreiche ¹⁴C-Daten zu klären. Bei der Neuaufnahme des Profils wurden auch ausreichend große Sedimentproben für die malakologische Untersuchung entnommen.

Bei der Bearbeitung dieser Proben ergaben sich zwei Riesenüberraschungen. Erstens erwiesen sich alle Proben als ungewöhnlich fossilreich, was die Auswertung natürlich sehr erleichterte. Zweitens stellte sich heraus, daß der liegende Anteil des Profils, der die Kulturschichten 1, 2 sowie 3 enthält und mit 45000 bis 33000 Jahre datiert wird, tatsächlich unter sehr warmen und feuchten Bedingungen abgelagert worden ist. Dank des großen Artenreichtums an Schnecken ist es auch gelungen, die damalige Vegetation zu rekonstruieren. Die Hänge der Wachau waren mit einem Laubmischwald bedeckt, der einer heutigen Waldgesellschaft am nächsten kommt, die als Ahorn-Eschen-Mischwald (*Aceri-Fraxinetum*) präzisiert werden konnte. Ein derartiger Wald konnte nur unter Klimabedingungen gedeihen, die mindestens so günstig waren wie heute, wahrscheinlich war es sogar etwas wärmer und feuchter.

Mit diesen Ergebnissen kann die Existenz einer Mittelwürm-Warmzeit (im Gebirge als „Ramesch-Interglazial“ bezeichnet) auch für die Wachau nachgewiesen werden.

Literatur: BRANDTNER 1959, FELGENHAUER 1959, FRANK & RABEDER 1994, HAESAERTS 1990, HILLE & RABEDER 1986, NAGEL & RABEDER 1991.

Spätwürm

(35000 bis 10000 Jahre vor heute)

Das Spätwürm (in den Grenzen von 35000 bis 10000 Jahre) läßt sich klimatisch in vier Unterabschnitte gliedern:

Ältere Mammut-Steppenzeit

(35000 bis ca. 28000 Jahre vor heute)

Ab etwa 35000 Jahren v. h. kam es zu einer relativ raschen Verschlechterung des Klimas. Über den Verlehmungen der Mittelwürm-Zeit lagerten sich mächtige Löss ab, die an manchen Stellen die Reste paläolithischer Jagdstationen enthalten. Bedeutsame Fundstellen

dieser Zeit gibt es vor allem in der Wachau (Willendorf, Aggsbach, Schwallenbach), oberhalb des Kremstales (Stratzing) und im Kampstal (Kamegg, Rosenberg). Die beste Auskunft über diese Phase gibt uns wieder das Profil von Willendorf. Die Lössе zwischen den Kulturschichten 3 bis 6 wurden unter kalten, z. T. sehr kalten Bedingungen abgelagert; das geht aus den Arten- und Individuen-Spektren der Gastropoden (FRANK & RABEDER 1994), aber auch der Säugetiere hervor: Der Jungpaläolithiker dieser Zeit hat hauptsächlich die Großsäuger der Steppe gejagt, deren Reste in manchen sogenannten Lößstationen massenhaft vorkommen: Mammut, Ren, ein kleinwüchsiges Wildpferd, Steinbock, Wollhaarnashorn, Eisfuchs, Riesenhirsch, Rothirsch, Vielfraß. Es dürfte sowohl in der Wachau als auch im Kampstal immer Bereiche mit kleinen Baumbeständen gegeben haben, das sagen uns die Mollusken, aber auch die Holzkohlenfunde (Fichte, Tanne, Kiefer) aus dieser Zeit. Aber der Großteil des Waldviertels — besonders die Hochfläche — war waldfrei. Das Klima war also für den Menschen sehr ungemütlich, er hatte aber in den durchziehenden Tierherden eine Nahrungsquelle, die ihm das Überdauern auch des langen Winters sicherte.

In die „ältere Mammut-Steppenzeit“, wie wir diesen Zeitabschnitt hier nennen wollen, fällt der Übergang von der Aurignac-Kultur (Schicht 4) zum Gravettien (Schicht 5 von Willendorf 2). Der Klimawechsel vom warmen Mittelwürm zur kalten Steppenzeit war aber schon knapp oberhalb der Kulturschicht 3 erfolgt.

Weitere Waldviertler Lößstationen, die zeitlich hierher gehören, sind Krems-Hundssteig, Krems-Wachtberg, Langenlois und Senftenberg, von deren Faunen aber noch keine modernen paläontologischen Bearbeitungen vorliegen.

Stillfried B-Warmphase

(ca. 28 000 bis 27 000 Jahre vor heute)

Etwa zur Bildungszeit der Kulturschicht 7 von **Willendorf 2** kam es zu einer kurzen, aber kräftigen Erwärmung. Die hier gefundenen Schnecken sprechen für sehr günstige Klimabedingungen, die dem warmzeitlichen Mittelwürmklima nicht viel nachstehen. Aus den Radiokarbon-Daten ergibt sich die Möglichkeit, diese Phase mit dem gleichdatierten Paläoboden „Stillfried B“ zu korrelieren. In den Sonneneinstrahlungskurven ist keine entsprechende Schwankung zu erkennen.

Wirbeltierreste oder Artefakte, die man dieser kurzen Phase zurechnen könnte, sind weder aus Stillfried noch aus anderen gleichalten Sedimenten bisher bekannt geworden.

Jüngere Mammut-Steppenzeit

(27 000 bis ca. 15 000 Jahre vor heute)

Oberhalb der Kulturschicht 7 in Willendorf enthalten die Lössе durchwegs Mollusken und Säugetierreste, die ein kaltes, z. T. auch trockenes Klima anzeigen. Die Vegetation bestand fast ausschließlich aus Kräutern und Gräsern, kleinere Busch- und Baumgruppen sind aber nicht auszuschließen. Die gleichen Säugetierarten wie in der älteren Mammut-Steppenzeit dominieren die Faunen der jüngeren Gravettien-Fundstellen. Die wichtigsten Wildarten waren auch hier das Mammut, das Ren und der Steinbock.

Diese kalten Klimaverhältnisse setzten sich bis in das Spätglazial fort, d. h. auch am Höhepunkt der Würmvereisung war das Klima nicht viel anders als zur Zeit der Kulturschichten 8 und 9 von Willendorf.

Die wichtigsten Fundstellen aus dieser Zeit sind Lößstationen: **Willendorf 2** (Kulturschicht 8 und 9, um 25 000 Jahre vor heute); **Aggsbach B** (27 000 bis 25 500 Jahre vor heute); **Grubgraben** bei Langenlois (ca. 17 900 bis 19 250 Jahre vor heute). Die in jüngster Zeit erfolgten Untersuchungen der Mollusken durch Ch. FRANK ergaben für alle drei Fundstellen bzw. Profilabschnitte ähnliche Aussagen. Sowohl in der Wachau als auch im unteren Kamptal war eine Heidelandschaft mit Büschen und Baumgruppen verbreitet. Zwischen den Faunen vom Grubgraben, die nach den absoluten Daten dem Hochglazial entsprechen, und den beiden anderen doch wesentlich älteren Stationen besteht kein greifbarer Unterschied. Die Beutetiere der paläolithischen Jäger waren in erster Linie: Mammut, Pferd, Ren, Steinbock, Bison und Ur. Wesentlich seltener sind die Reste von Elch, Riesenhirsch, Rothirsch, Nashorn, Braunbär, Gemse, Eisfuchs, Wolf und Vielfraß. Weitere Fundstellen sind Langenlois und Rosenburg.

In diese Zeit ist auch die reiche Großsäugerfauna der **Teufelslucke** bei Eggenburg zu stellen. Diese Höhle war wahrscheinlich während des Hochglazials von Höhlenhyänen (*Crocota spelaea*) bewohnt, die sich vorwiegend von den Kadavern der großen Steppentiere ernährten. Es fanden sich in den sandigen Sedimenten der Höhle die auf typische Weise angeblästen Knochen und Gebißreste aller oben genannten Säugetiere. Dazu kommen viele kleine Wirbeltierreste, die von Eulen in die Höhle gebracht worden waren.

Literatur: BRANDTNER 1971, EHRENBERG 1966, FELGENHAUER 1951, MON-TET-WHITE 1990, NEUGEBAUER-MARESC 1993, STEININGER & REINHART 1995, THENIUS 1959.

Würm-Endphase (Spätglazial) (15 000 bis 10 000 Jahre vor heute)

Ab 18 000 Jahren v. h. begannen die Sommertemperaturen wieder kräftig anzusteigen und hatten bald das heutige Niveau erreicht. Trotzdem blieb das Klima noch über mehrere Jahrtausende von Jahren kalt, was mit der Trägheit der Eismassen an den Polen und in den Gebirgen begründet wird. Auch im Waldviertel blieb die Steppenlandschaft erhalten. Einige der typischen Eiszeittiere verschwanden aber allmählich, zuerst der Höhlenbär, später auch Mammut, Wollhaarnashorn, Riesenhirsch etc. Die Rentierherden blieben länger und wurden die wichtigste Jagdbeute für den Spätpaläolithiker.

Diese Phase ist in der **Gudenushöhle** durch Artefakte (dem Magdalénien zugeordnet) nachweisbar, doch fehlen uns wegen der Vermischung des Grabungsgutes mit älteren Fossilien Aussagemöglichkeiten über die Fauna dieser Zeit.

Ebenfalls diesem Zeitraum ist eine kleine Wirbeltierfauna zuzurechnen, die von F. BRANDTNER aus dem **Gänsgraben** bei Limberg geborgen und vor kurzem durch NAGEL (1994) bearbeitet wurde. Aus der Dominanz von *Dicrostonyx* (Halsbandlemming) und *Microtus nivalis* (Schneemaus) zusammen mit Wildpferd und Ren ist auf eine ausgeprägte Kältesteppe zu schließen. Das Evolutionsniveau der Lemminge ist so hoch wie bei anderen kaltzeitlichen Kleinsäugerfaunen (Nixloch in Oberösterreich, Kleine Scheuer in der Schwäbischen Alp), die nach ¹⁴C-Alterswerten dem Spätglazial angehören.

Die durchgreifende Erwärmung im **Holozän** und die Klimaentwicklung des frühen Holozäns sind im Waldviertel durch zahlreiche Pollenprofile (PESCHKE 1977) gut dokumentiert. In zahlreichen Mooren wie z. B. von Haslau, Kiensaß, Maiersch, Kotzendorf, Schrems, Großweißenbach und Frankenreith ließ sich anhand von Bohrprofilen die Vegetationsentwicklung nachvollziehen, zum Teil liegen auch absolute Daten nach der Kohlen-

stoffmethode zwischen rund 7000 und 12000 Jahren vor heute vor. Die ältesten hier ange-
troffenen Torfablagerungen stammen aus der sog. „Älteren Tundrenzeit“; das Waldviertel
war aber in dieser Phase nicht von einer Tundra bedeckt, wie sie etwa heute in in Nord-
europa vorkommt, sondern von einer „Kräutersteppe“ mit Zwergsträuchern und vereinzelt
Baumgruppen aus Kiefern und Birken. Die sog. Bölling-Phase (eine Warmzeit des Spätglazials)
konnte nicht nachgewiesen werden. Die „Alleröd-Wärmeschwankung“ (um 10000
Jahre vor heute) war am Rückgang der Kräutersteppe zugunsten von Kiefer- und Birkenwäldern
dokumentierbar, die folgende „Jüngere Tundrenphase“ hingegen nicht. Die Gehölz-
sukzessionen der Folgezeit stimmen im wesentlichen mit dem mitteleuropäischen Grund-
schema (FIRBAS 1949) überein. Schließlich treten anthropogene Veränderungen der
Vegetation durch die landwirtschaftliche Nutzung in den Vordergrund, aber das ist nicht
mehr Gegenstand dieses Artikels.



Abb. 1: Venus I von Willendorf, Kalkstein.
(Photo: Naturhistorisches Museum Wien, A. Schumacher)

Menschen der Eiszeit im Waldviertel

Mit Abbildung 1 bis 6 und Tabelle 3 und 4

Hinterlassenschaften der Altsteinzeit, also jener Zeit des ersten Auftretens des Menschen bis zu seiner Sesshaftwerdung, erscheinen relativ zahlreich. Setzen wir aber die für Österreich gültige Zeitspanne von rund 200/300 000 bis 8000 vor Christus in Relation zur Anzahl der Fundplätze, so ist diese verschwindend gering. Umso bemerkenswerter erscheint es, daß die Region des Waldviertels nicht nur alle Arten von Fundplätzen — Höhlen, Freilandstationen im Löß und unstratifizierte Oberflächenfunde (sog. Plateaulehm-paläolithikum) — aufweist, sondern hier auch der Großteil der Fundstellen überhaupt, die bislang bekannt sind, vertreten ist.

Die Forschungen reichen in die Achtzigerjahre des vergangenen Jahrhunderts zurück. Gleich zu den ersten wichtigen Entdeckungen zählte die nach ihrem Besitzer benannte „Gudenushöhle“ unter der Burg Hartenstein im Kremstal. Eine Fundstelle mit der Reichhaltigkeit und Bedeutung dieser Stelle hat sich im Laufe der ganzen Zeit inzwischen leider nicht wiederholt. Noch immer ist sie der einzige und damit älteste Fundplatz mit reichen Funden aus dem sog. Moustérien, der Zeit des Neandertalers, in Niederösterreich. Bedingt durch die „Grabungstechnik“ der damaligen Zeit sind die Schichtfolgen nicht erkannt worden, und das vorhandene Magdalénien vom Ende der Eiszeit wurde mit den älteren Funden vermengt. Das archäologische Fundmaterial konnte bedingt einer typologischen Sortierung zugeführt werden (OBERMAIER & BREUIL 1908, CYREK 1986).

Das Schicksal der Gudenushöhle trifft leider für viele der altbekannten Stationen zu, seien es nun alte, unsachgemäße oder auch illegale Grabungen. Die moderne Forschung hingegen basiert auf einer engen interdisziplinären Zusammenarbeit der Urgeschichte als Geisteswissenschaft mit den Naturwissenschaften. Schichtweise Freilegung und genaue Einmessung der Fundstücke bei den Grabungen sind heute ebenso unabdingbar notwendig wie die Erstellung großer Kontrollprofile, um die Stratigraphie im Liegenden wie im Hangenden der fundführenden Kulturschichte zu dokumentieren und Probenserien für Sedimentanalysen, Pollenanalysen und malakologische Untersuchungen usw. entnehmen zu können. Aus dieser kompletten Schichtenfolge kann dann ein Abriß der Klimageschichte erstellt und zusammen mit einer Artbestimmung der verkohlten Hölzer sowie der Faunenreste die Umwelt der eiszeitlichen Menschen bestimmt werden. Vor allem die Holzkohlen der Lagerfeuer bieten die Möglichkeit, über die Radiokarbondatierung zu absoluten Altersangaben zu gelangen. All diese Methoden gewinnen an Aussagekraft, wenn sie aus gesicherten Positionen innerhalb einer Grabung oder aber zumindest aus entsprechend groß erstellten Profilschnitten stammen, damit Zufälligkeiten weitgehend ausgeschlossen werden können. Besonders bei der ¹⁴C-Datierung von Holzkohlen aus Streulage muß man berücksichtigen, daß sie auch Wurzelbereiche späterer Bewuchszeiten markieren können. Selbstverständlich kann man ein Fehlen dieser Untersuchungen auf den alt gegrabenen Fundplätzen nicht den damaligen Ausgräbern zum Vorwurf machen, hatten sie doch auch damals nach bestem Wissen und Gewissen gearbeitet. Die Arbeitsmethode und die Möglichkeiten haben sich im Verlaufe unseres Jahrhunderts stark gewandelt, und in absehbarer Zeit werden wohl auch die jetzigen Grabungen im Hinblick auf heute noch nicht vorhandene Untersuchungsmethoden als solche mit beschränkter Aussagekraft behandelt werden.

Wenn wir nun die Fülle der Fundplätze des Waldviertels (NEUGEBAUER-MARESCH 1993a, Abb. 36) betrachten, so können wir zunächst eine geographische Einteilung treffen: Die bekanntesten sind wohl die Fundplätze der Wachau, die, am Nordufer der Donau gelegen, immer dort zu finden sind, wo Quertäler sich öffnen. Sie wurden zumeist schon vor der Jahrhundertwende entdeckt, hauptsächlich von J. BAYER ergraben, aber erst in den Fünfzigerjahren von F. FELGENHAUER u. a. publiziert (Aggsbach, Willendorf, Spitz-Singerriedl, Spitz-Mießlingtal, ferner Wösendorf, Weißenkirchen; z. B. BAYER 1927a; FELGENHAUER 1950, 1951a und b, 1959). Mehrfach fanden Nachuntersuchungen statt, und hier ist es dem Bemühen von F. BRANDTNER zu verdanken, daß die geologisch-stratigraphischen Verhältnisse näher betrachtet und zueinander in Relation gesetzt wurden (BRANDTNER 1950, 1954, 1959).

Der Fundplatz, der traditionell nicht nur den höchsten Bekanntheitsgrad besitzt, sondern auch tatsächlich durch seine Abfolge von 9 Schichten als einmalig erscheint, ist Willendorf. Auch dieser Platz wurde bereits im vorigen Jahrhundert entdeckt, intensiviert wurden die Grabungen allerdings erst anlässlich des Bahnbaues ab 1908, wobei am 7. 8. 1908 es zum aufsehenerregenden Fund der „Venus“ aus Kalkstein kam (Abb. 1). 1926 wurde dann bei BAYERS Grabungen eine zweite, stilisierte Plastik aus Elfenbein gefunden. Traditionell werden die Schichten 1-4 ins Aurignacien, 5-9 ins Gravettien gestellt (FELGENHAUER 1959, HAHN 1977, OTTE 1981, 1990).

1993 wurde hinter dem 1978 enthüllten übergroßen Denkmal der Venus, das etwa ihren Fundplatz markieren soll, ein neues Profil erstellt, das durch P. HAESAERTS, Chr. FRANK, G. RABEDER und Sp. VERGINIS neu bewertet wurde, d. h. verschiedene naturwissenschaftliche Probenserien gewonnen wurden (s. o.). Neue Radiokarbon- und ökologische Daten bringen eine Veränderung der bisherigen Beurteilung (siehe dazu Beitrag Ch. FRANK & G. RABEDER), das Profil umspannt nun gesichert einen zeitlichen Rahmen von 42 000 bis ca. 25 000 Jahren vor heute.

Eine weiters sehr wichtige und reichhaltige Station war das Felsdach von Spitz-Mießlingtal (BAYER 1927b). Es war ursprünglich 7 m hoch und 5 m lang und ist heute leider durch verschiedene Bautätigkeiten zerstört. 1896 hat man hier ein vollständiges Skelett gefunden, jedoch aus Aberglauben zerschlagen und in den Bach geworfen.

Einen besonders interessanten Schwerpunkt bildet die Stadt Krems am Ausgang der Wachau: Es gibt wohl kaum eine Stadt, die zumindest vier große Paläolithfundstellen aufweisen kann. Die älteste von ihnen mit rund 35 000 Jahren (Aurignacien) war die Station Krems-Hundssteig, die im ersten Jahrzehnt unseres Jahrhunderts durch den Lößabbau völlig zerstört wurde. Die Aufsammlungen der Arbeiter, die die Steingeräte und das Knochenmaterial an F. STROBL abliefern, erreichten beachtliche Größenordnungen (STROBL-OBERMAIER 1909). Längste Zeit war in der Literatur eine Gesamtzahl von 20 000 Stück verankert. Die in den vergangenen Jahren im Historischen Museum der Stadt Krems bei der Neuinventarisierung der alten Sammlungen aufgetauchten Kisten lassen nun aber überschlagsweise eine Gesamtzahl von rund 70 000 Stück erwarten. Leider sind bei den Abbauarbeiten auch Skelette zerstört worden, von denen nur geringe Teile in die Hände von Fachleuten gelangten. So ist bis heute (aus ganz Österreich) noch keine jungpaläolithische Bestattung bekannt geworden, die auch erhalten geblieben wäre.

Dem Gravettien mit rund 27 000 Jahren gehört die Station am Wachtberg, also unmittelbar neben dem Hundssteig, an. Das Fundmaterial ist vergleichsweise gering, stammt jedoch aus einer kleinen Grabung J. BAYERS, der einige interessante Fundskizzen überliefert

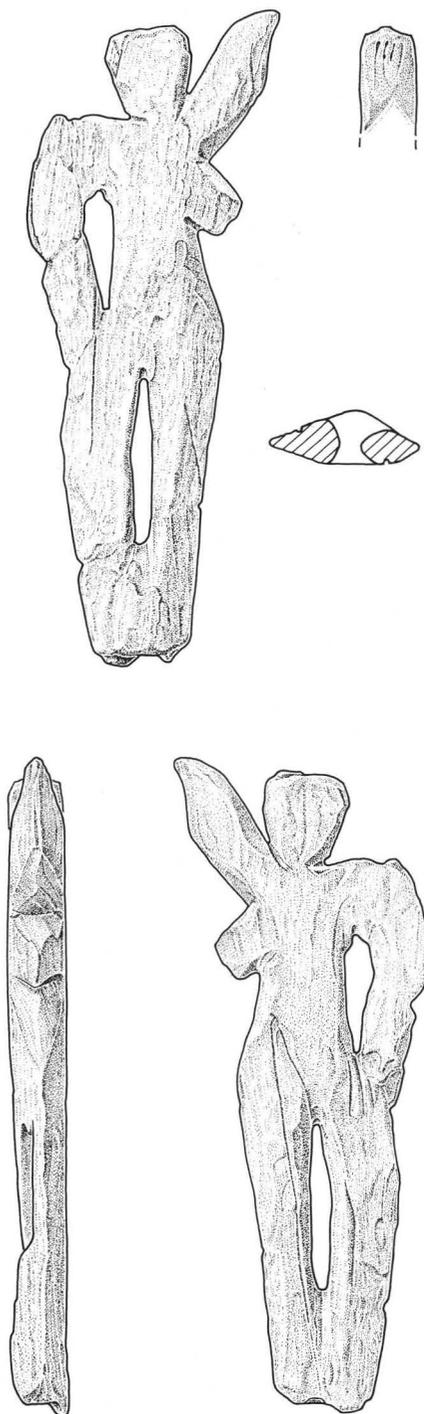


Abb. 2a,b: Statuette vom Galgenberg, Stratzing/
Krems-Rehberg, Amphibolitschiefer.
(a: Photo: A. Schumacher, b: Zeichnung: Leo Leitner)

hat (KIESSLING 1934, HEINRICH 1973). Von der dritten Station wissen wir ebenfalls durch J. BAYER, der in seinen Tagebüchern die alte Ziegelei von Stein quasi als „Geheimtip“ führte, aber auf Grund seines frühen Todes keine Untersuchungen mehr dort anstellen konnte (HEINRICH 1973).

Die vierte Station liegt auf der anderen Seite des Kremstales, wo die zu Krems gehörige Gemeinde Rehberg an die Gemeinde Stratzing grenzt. Der sogenannte Galgenberg bei Stratzing war als Fundstelle von E. WEINFURTER 1940 entdeckt worden, erlangte aber erst durch die großen Denkmalschutzgrabungen 1985-1994 seine Bedeutung. Besonderes Aufsehen erregte hierbei der Fund einer Frauenstatuette (Abb. 2), die älter als die Venus von Willendorf und damit das älteste Kunstwerk Österreichs mit rund 32 000 Jahren ist (NEUGEBAUER-MARESCH 1988, 1990). Wissenschaftlich noch interessanter sind hingegen die Siedlungsstrukturen, die auf rund 1000 m² freigelegt werden konnten (NEUGEBAUER-MARESCH 1993b). Dreizehn Feuerstellen mit entsprechenden Befunden und Funden sowie eine umfangreiche naturwissenschaftliche Dokumentation lassen diesen Fundplatz heute als den ersten modern und großflächig erforschten altsteinzeitlichen Siedlungsplatz erscheinen.

Topographisch gesehen nimmt er eine Mittelstellung zwischen Krems- und Kamptal ein. Die nächstgelegenen Fundplätze sind der ebenfalls aurignacienzeitliche Fundplatz von Senftenberg im Kremstal (HAMPL 1950) sowie die gravettienzeitlichen Fundplätze von Langenlois und weiters die Stationen am Wagramdurchbruch des Kamps (OBERMAIER 1908). Hier reihen sich kamptalaufwärts einige Freilandplätze bis nach Rosenberg an (bes. Kamegg: BRANDTNER 1955). Am Oberlauf ist noch die Frauenlucken bei Schmerbach als Höhlenfundplatz zu nennen (WICHMANN-BAYER 1924), ein weiterer bei Roggendorf ist die Teufelslucken (BERG 1966). Die interessantesten für die Archäologie sind jedoch die bereits genannten des Kremstales (MAYER et al. 1983): die Gudenushöhle (Abb. 3), die Eichmaierhöhle, die Schusterlucken und das Teufelsrast-Felsdach. Letzteres wurde erst in den Jahren 1983-85 nachuntersucht, wobei außer einer pleistozänen Fauna sich auch einige Artefakte fanden — pikanterweise auch im Aushubmaterial der Grabungen von J. SZOMBATHY (NEUGEBAUER-MARESCH & TESCHLER-NICOLA 1988). Durch die zahlenmäßig geringen Funde, die aber doch in mehreren Höhlen des Kremstales auftreten, läßt sich adäquat zu den Ergebnissen G. RABEDERS (s. o.) eine Begehung der gesamten Region wohl zu Jagd Zwecken zumindest im Moustérien und Magdalénien nachweisen. Das bedeutendste Fundstück stammt wohl aus den magdalénienzeitlichen Schichten der Gudenushöhle: eine aus einem Röhrenknochen gefertigte Buchse mit der eingeritzten Darstellung eines Rentierkopfes (Abb. 4).

Verbleiben noch die Freilandstationen im Horner Becken zu erwähnen, die zeitlich gesehen bis in das Spätpaläolithikum reichen (Galgenberg bei Horn; ANTL-WEISER 1986) sowie als letztes die sogenannten Plateaulehmfundplätze der Waldviertler Hochflächen, vor allem im Bereich von Drosendorf, weiters im Westteil des Horner Beckens und um Gföhl. Durch die Tätigkeit F. KIESSLINGS seit 1893 (KIESSLING-OBERMAIER 1911, KIESSLING 1936) sind hier überaus große Mengen Gesteinsmaterial zusammengetragen worden, unter denen eindeutig artifiziell bearbeitete Stücke und auch klare Artefakttypen zu finden sind. Das Rohmaterial besteht zumeist aus einem gelblichen Hornstein, der als Verwitterungsprodukt der Waldviertler Serpentinzüge reichlich Grundlage für die Vorkommen hat. Die eher schlechter zu bewertende Bearbeitungsqualität führt einerseits zu starker Abfallbildung, erzeugt andererseits auch archaische Typen, die Anlaß gaben, diese

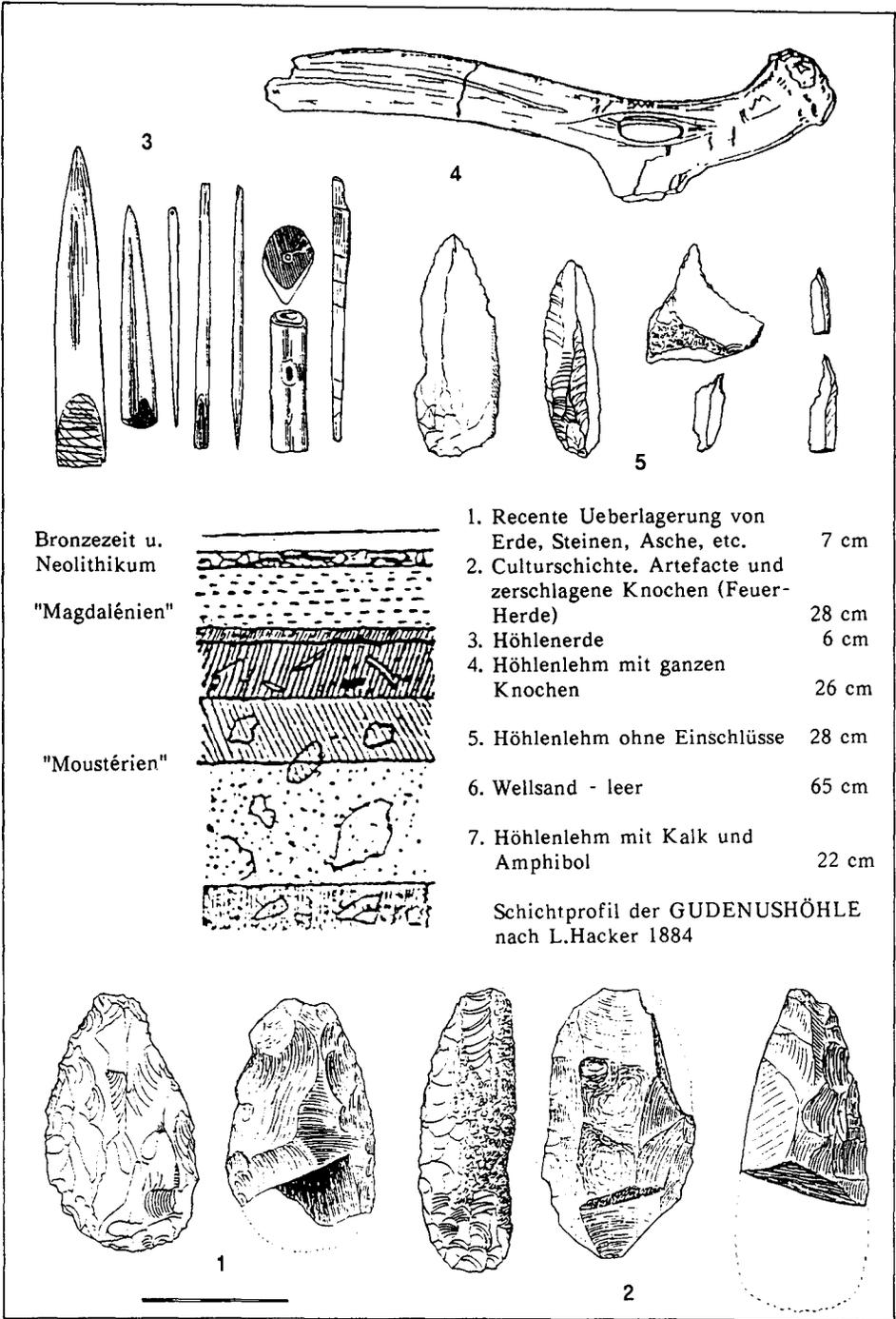


Abb. 3: Gudenushöhle im Kremstal.
 (Oben: magdalénienzeitliche, unten: moustérienzeitliche Funde)

Fundstellen in das Moustérien beziehungsweise auch ins Aurignacien zu datieren, andere wiederum plädierten sogar für eine Stellung ins Neolithikum. Diesen widersprüchlichen Aussagen zum Plateaulehmpaläolithikum ist nach dem derzeitigen Forschungsstand nichts hinzuzufügen. Es bildet ein Spezifikum der Waldviertler Fundlandschaft — für die Paläolithforschung sind sie so lange nicht weiter verwertbare Oberflächenfundstücke, ehe nicht entscheidende neue Erkenntnisse durch günstige Grabungssituationen gewonnen werden können.

Initiativen in dieser Richtung wurden jüngst durch F. BRANDTNER gesetzt, jedoch fehlen noch Berichte über seine Ergebnisse.

Es gibt noch einige weitere Fundstellen bzw. -stücke, deren Datierung wir nur in den Raum stellen können: so ein Feuersteinabschlag aus Schönberg am Kamp und eine levalloisartige Klinge aus Kamegg, die beide nach F. BRANDTNER von der gleichen Schotterterrasse stammen sollen, die dem Rißglazial zugewiesen wird. Demnach wären diese Funde älter als jene der Gudenushöhle einzustufen, die frühestens der ersten Frühwürm-Kaltzeit angehören (BRANDTNER-ZABUSCH 1950).

Außer der geographischen Einteilung der Vielzahl der altbekannten Fundplätze können wir eine weitere treffen, die zugleich eine starke Einschränkung der Fundstätten mit sich bringt: die nach dem Kriterium des Forschungsstandes.

Immer wieder zeigt es sich bei Nachuntersuchungen, daß auf Grund der geänderten und verfeinerten Methoden alte Ergebnisse relativiert werden müssen. Das eingangs bereits angesprochene Bemühen um relative und absolute zeitliche Einordnung der Fundplätze durch eine Vielzahl naturwissenschaftlicher Methoden wird derzeit sicherlich vorrangig betrieben. Über diese immens wichtige Grundlage hinaus scheinen derzeit die kulturellen Hinterlassenschaften des Menschen in den Hintergrund gerückt zu sein. Um archäologische Aussagen, die über eine Typologie der Steingeräte hinausgehen, treffen zu können, sind größere Grabungen mit diffizil untersuchten Flächen notwendig. Eine der ersten derart durchgeführten Grabungen war die von F. FELGENHAUER 1961 in Langenlois im Ziegel-

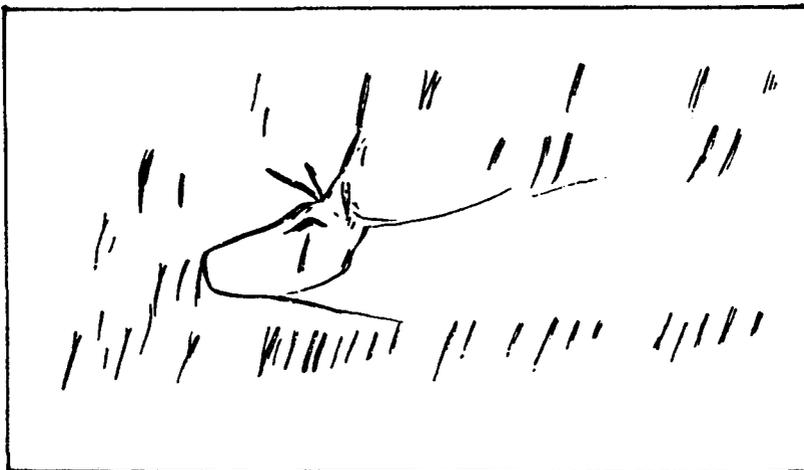


Abb. 4: Gudenushöhle im Kremstal.
Ritzzeichnung eines Rentierkopfes, Magdalénien.

werk Kargl (Abb. 5, FELGENHAUER 1974¹⁾). Obwohl es sich um eine Rettungsgrabung in einer Sandgrube handelte, konnten auf Grund des Entgegenkommens des Besitzers und der Unterstützung des Museumsleiters Dipl.-Kfm. ROTHBAUER in mehreren Etappen rund 50 m² der Kulturschicht ergraben und dokumentiert werden. Mehrere Feuerstellen und eindeutige Pfostenlöcher sowie die Lage verschiedener Mammustößzähne und Großknochen ließen auf das Vorhandensein von Hüttengrundrissen schließen. Das reiche und exakt eingemessene Artefaktmaterial zeigt eindeutig Rückenretuschen und weitere Merkmale des Gravettien. Unter den Tierknochen befinden sich bearbeitete und verzierte Elfenbeinstücke wie Stäbchen oder gelochte Lamellen. Zahlreiche Holzkohlen deuten auf die Nähe von Auwald hin. Auf Grund von Radiokarbondaten ist ein Alter von rund 26000 vor heute anzunehmen.

Langenlois liegt in unmittelbarer Nähe zu einer Reihe weiterer prominenter Fundstellen des Gravettien: Gobelsburg/Zeiselberg und vor allem Grubgraben/Kammern. Letztere ist die älteste, durch Gundacker Graf WURMBRAND 1870 entdeckte Freilandstation in Österreich und war verschiedentlich bereits Ziel von Forschungen. Durch die Initiative des zurückgekehrten F. BRANDTNER begannen 1985 zunächst von A. MONTET-WHITE, dann unter seiner Leitung mehrjährige Untersuchungen (BRANDTNER 1990). Hierbei wurden bis zu fünf Kulturschichten festgestellt, die den jüngsten Abschnitt der Würm-Ver eisung umfassen. Bemerkenswert sind die großflächigen Steinlagen, Herdanlagen und Werkplätze. In den letzten Jahren legte man auch eine Zeltkonstruktion frei (BRANDTNER & KLIMA 1995). Zu den hochqualitativen Funden zählen ein verzierter Kommandostab, geschnitzte Elfenbeinplättchen, gelochte Eisfuchszähne und weitere Knochengeräte wie Nadeln. Die ausschließlich aus Knochenkollagen gewonnenen ¹⁴C-Daten liegen zwischen 19000 und 18000 vor heute, werden vom Ausgräber aber als zu jung erachtet.

In nur geringer Distanz von diesem Fundplatz Richtung Krems gelegen findet sich schließlich die Stelle, an dem die großflächigsten Grabungen stattgefunden haben: der Galgenberg zwischen Stratzing und Krems-Rehberg.

Die 420 m hohe Anhöhe liegt 4 km nördlich der Donau. Der West-Ost führende Weg über seinen Rücken bildet die Gemeindegrenze zwischen Krems-Rehberg im Süden und Stratzing im Norden. Der Galgenberg besteht aus tertiären Schottern und ist an seinen Ost- und Nordhängen von mächtigen Lösssedimentationen bedeckt. Die Fundschichten lassen sich auf einer Fläche von fast 300×150 Metern nachweisen.

Im Sommer des Jahres 1985 wurde auf der Anhöhe eine Baugrube für einen Hochbehälter der Kremser Wasserwerke ausgehoben. Die südliche Hälfte der Baugrube hatte die Kulturschichten bereits durchstoßen, in die Sohle der nördlichen Hälfte zogen sie noch in die Tiefe. Im September und Oktober 1985 fanden hier erste Rettungsgrabungen des Bundesdenkmalamtes (J.-W. NEUGEBAUER) statt. Von 1986 - 1994 übernahm die Verfasserin die weiteren Untersuchungen. Zunächst wurde ein Teil des Vorplatzes des Wasserwerkes aus baulichen Gründen, in den Folgejahren Parzellen auf der Anhöhe vor dem Tiefpflügen, wie es im Zuge von Neuaussetzungen von Weingärten üblich ist, erfährt.

Grundsätzlich lassen sich drei verschiedene fundführende Schichten nachweisen, von denen allerdings mit geringen Ausnahmen nur die mittlere reiches Artefaktmaterial erbracht hat. Die Befunde der Grabungsjahre 1988 - 1993 liegen weitgehend am Rücken des

¹⁾ Für die Überlassung der gesamten Grabungsunterlagen zu Publikationszwecken ist die Verfasserin Univ.-Prof. Dr. F. Felgenhauer zu großem Dank verpflichtet.



Abb. 5:
Langenlois, Ziegelei Kargl, Situation während der Rettungsgrabungen F. FELGENHAUER, 1961.



Osthanges und sind hochgradig als in situ, bei sedimentologisch feststellbarer Erosion der alten Oberfläche, zu bezeichnen. Die nördlich davon gelegenen Grabungen von 1985 - 1987 und 1994 befinden sich in stärkerer Hanglage, in der bereits deutlich Abschwemmungen und Verlagerungen Richtung Nordost stattgefunden haben.

Alljährliche Kontrollprofile sowie Überreste in der Wand der Ziegelei am Ostfuß des Galgenberges zeigen in durchschnittlich 4 m Tiefe über einem Lößpaket aus einer wechselfeuchten Periode einen durchschnittlich 40 cm mächtigen rötlichen Paläoboden einer warmfeuchten Phase, der wiederum eine jüngere wechselfeuchte Phase folgt. Über einem weiteren unterschiedlich mächtigen Löß findet sich das Kulturschichtpaket, bestehend aus einem zweiten, weniger starken Paläoboden mit häufig flächigen Holzkohleeinlagerungen und fallweise stark vergangenen Spuren von Knochen, selten Artefakten, gefolgt von einer schnell niedersedimentierten Lößschicht von 10 - 30 cm. Erst darüber liegt die Hauptkulturschicht, die ebenfalls bis zu 30 cm mächtige Fundführung aufweisen kann (VERGINIS 1993). Bis auf die Feuerstelle von 1986 können alle anderen diesem Horizont zugewiesen werden. In den hangenden Bereichen hiezu weist der Löß Merkmale eines kaltfeuchten Klimas auf. Es mehren sich je nach Hanglage ca. 8 - 10 cm starke Solifluktionsbänderungen (bis zu fünf). Das unterste dieser grauen Bänder weist vermehrt Holzkohle und auch Artefaktmaterial auf, sodaß ursprünglich von einer „oberen Kulturschicht“ gesprochen wurde. Tatsächlich konnte lediglich 1986 in dieser Strate eine Feuerstelle festgestellt werden, die sich aber ebenfalls nicht vollständig in situ befand. So dürften die meisten hier freigelegten Funde von Abschwemmungen der Hauptkulturschicht stammen.

Insgesamt konnten ca. 13 Feuerstellen festgestellt werden. Die markantesten sind jene mit Steinreflektoren, deren mit Abstand größte rund 1 Meter Durchmesser hatte und Zentrum einer ca. 5×5 m großen Fundstreuung war (Abb. 6), an dessen Rand auch die Statuette gefunden wurde (1988 - 90). Dieser Typus konnte noch drei weitere Male freigelegt werden (1992/93). Auffällig war dabei, daß innerhalb dieser Feuerstellen keine Holzkohle gefunden wurde, dafür das Sediment in bis zu 30 cm Tiefe rot verziegelt war. Die wiederholte Auslagerung der Holzkohle ist an verschiedenen Plätzen der Umgebung jeweils zu verfolgen. Somit handelt es sich sicherlich um länger in Verwendung gestandene Feuerstellen. Klar faßbar sind auch noch zwischen einem halben und einem dreiviertel Meter große Feuerstellen unbefestigter Art, die leicht eingetieft gewesen sein können, oberflächlich Reste von Holzkohle und eine mäßig in die Tiefe reichende Verziegelung aufweisen. Unikat ist eine annähernd rechteckig eingetieft Feuerstelle mit extrem viel Holzkohle und rotem Sediment. In drei Fällen konnte angrenzend zur Feuerstelle ein kleines Grübchen festgestellt werden, das wir wohl als Kochstelle interpretieren dürfen; sekundär waren sie dicht mit Abfall verfüllt. Bei der großen Feuerstelle von 1988-90 könnten vier weitere, in einer Reihe quer zum Hang gelegene Grübchen Reste einer Überdachung darstellen.

Analysen der Holzkohlen erbrachten über 86 % Lärchen und 14 % Kiefer. Am häufigsten wurde frisches Astholz verbrannt, seltener auch Leseholz. Vermutlich handelt es sich hiebei um bewußte Selektion des Holzes als qualitativ gutes Feuerholz, es muß aber auch im gesamten genügend Vegetation vorhanden gewesen sein (SCHOCH 1993).

Pollenanalysen belegen ebenfalls Pinus, weiters Cichoriaceae; im Bereich der untersten Fundschicht Kiefer-, Birken- und Erlenpollen sowie Kräuter und Farne.²⁾

²⁾ Die Analysen wurden in dankenswerter Weise von Dr. B. Albrecht und Prof. Dr. B. Urban, FH Nordostniedersachsen, bearbeitet.

STRATZING/KREMS-REHBERG 1988-1991

Ausschnitt mit "Zeitbereich" und Fundpunkt der Statuette

- ## Feuerstelle mit rot verfarbtem Löß
- ||| Feuerstelle mit Holzkohle
- ⊗ Gräbchen (Pfostenspuren)
- ⊙ Gneis
- ⋯ Silties
- ⌘ Knochen



Abb. 6: Stratzing/Krems-Rehberg: Fundstreuung um Feuerstelle T 49 (1988-1991).

Durch die überaus reich vorhandenen Holzkohlen konnte auch eine zuverlässige Serie absoluter Datierungen gewonnen werden (bislang 12), die vorwiegend zwischen 32 000-30 000 vor heute liegen.³⁾

Bei der Aufarbeitung des Fundmaterials versucht man auch, Artefakte und Abfallstücke als Bruchstücke einerseits sowie in ihrer Abschlagreihenfolge andererseits zu rekonstruieren (sog. Refitting) und die Position der Arbeitsprozesse am Plan nachzuvollziehen. Die Zusammenpassungen bestärken die Interpretation der in situ-Befunde, und es läßt sich die Gleichzeitigkeit von zumindest fünf Feuerstellen belegen. Es dürfte sich hiemit um einen befristeten Siedlungsplatz gehandelt haben, wenngleich die Anhöhe innerhalb des Aurignaciens mehrfach (als Jagdplatz) aufgesucht worden ist.

Die Rohmaterialien für die Steingerätindustrie wurden sowohl aus den Schottern des Galgenberges als auch aus den Flußbetten von Donau und Krems gewonnen (Chalzedone, Kieselschiefer). Ein wesentlicher Teil der feineren Geräte ist jedoch aus weißem bzw. weiß patiniertem, aus Mähren stammendem Silex gefertigt. Der Import läßt sich auch durch das Fehlen dieser Knollen und Nuklei schließen.

Einen wesentlichen Prozentsatz neben den Kratzern stellen verschiedene Stichel dar. Es gibt sie fallweise als Doppel- (Stichel — Kratzer), häufig als Zwillingengeräte, angelegt entweder an einer Steilretusche oder Stichelbahn. Unmengen von Nachschärfungen zeugen von der intensiven Nutzung. Kratzer, Spitzen und Schaber sind an eher breiten Klingen und Abschlägen angelegt, Retusche erfolgt fast ausnahmslos dorsal, steile Rückenretusche ist praktisch nicht vertreten.

Bedingt durch die nur fallweise Erhaltung der Knochen konnten ursprünglich sicherlich vorhandene Geräte aus diesem Material nicht festgestellt werden. Als Jagdwild lassen sich Mammut, Wollnashorn, Rentier, Pferd und Cerviden nachweisen.

Zu den besonders hervorzuhebenden Fundstücken zählen eine unverzierte, fragmentierte Elfenbeinplatte aus der Füllung eines Kochgrübchens sowie eine Anzahl vereinzelter Dentaliumröllchen, die wohl zu den Schmuckstücken zu reihen sind.

Aus dem Grabungsjahr 1988 stammt schließlich die menschliche (weibliche) Statuette aus Amphibolitschiefer, die peripher zur Feuerstelle T49/1989 gelegen war (Abb. 2). Sie ist eine Reliefplastik von 7,2 cm Größe und wiegt nur 10 Gramm. Sie ließ sich aus acht Bruchstücken, die in unmittelbarem Umkreis gefunden wurden, zusammensetzen. Der Körper ist gestreckt, Vorderseite vollplastisch überarbeitet, Rückseite teilweise flach und zu den Kanten hin abgerundet bzw. abgeschrägt. Die Beine werden durch eine spitzovale Ausnehmung getrennt und sind im Fußbereich wieder einteilig (keine Füße vorhanden). Das linke Bein erscheint durchgestreckt, das rechte auf Kniehöhe schwach gebogen. Der Oberkörper zieht über der linken Hüfte stärker ein als über der rechten, hier ist in Seitenansicht keilförmig die hängende Brust herausgearbeitet. Der linke Arm ist schräg aufwärts gerichtet, der rechte (ähnlich wie bei den Beinen) seitlich getrennt vom Körper, um am Oberschenkel wieder anzuliegen, hier zeigt sich ein stabförmiger Fortsatz entlang des Beines. Der Kopf ist stärker zur rechten Seite geneigt, am Oberrand der dem erhobenen Arm zugewandten Kopfseite sind vier parallele vertikale Kerben angebracht. Die Rückseite zeigt möglicherweise Reste einer Vorritzung. Die Statuette ist als im Umriß vollständig erhalten zu bezeichnen. Lediglich am mittleren Bruchstück des linken Beines fehlt eine Lamelle, sodaß die Ansätze der benachbarten Teile nicht vollständig anschließen können. Dies gab wiederholt

³⁾ Labors von Groningen, Köln und Zürich.

zur Vermutung Anlaß, daß zwischen den Beinen ein männliches Glied vorhanden wäre. Vor allem die Zeichnung zeigt aber im Querschnitt deutlich die Stelle der fehlenden Lamelle (Abb. 2b). Ein weiterer Deutungsversuch bestand darin, den erhobenen Arm als Keule und die Brust als Ellbogen zu interpretieren. In diesem Falle wäre aber der Arm stark verkürzt oder zumindest keine Schulter vorhanden. Wieder zeigt die Rückseite noch deutlicher als die Vorderseite die ursprüngliche Intention der Darstellung: der Oberkörper ist asymmetrisch, nach oben zu schlanker (sicher keine Frontalansicht!), der Kopf mit seiner Schau- seite blickt gleichsam mit dem erhobenen Arm aufwärts. Welche konkrete Aktivität hier dargestellt werden sollte, werden wir wohl nie ergründen können. Spezialisten für altstein- zeitliche Kunst führen die Statuette vom Galgenberg jedenfalls als weibliche Plastik an (z. B. DELPORTE 1993). Ganz wesentlich aber scheint, daß es sich um die Darstellung einer bestimmten Haltung oder Bewegung handelt. Die beste Parallele, die aus den Aurig- nacienschichten der Geißenklösterle-Höhle bei Blaubeuren stammt, ist ebenfalls ein Relief einer stehenden, aber ebenfalls Aktivität zeigenden menschlichen Figur (HAHN 1986, Taf. 19). Dies unterscheidet diese Plastiken des älteren von denen des mittleren Jungpaläo- lithikums wie etwa der Venus von Willendorf. Die zumeist fettleibigen Gravettienstatuetten erscheinen ruhend und als Form in sich geschlossen. Diese markanten Unterschiede lassen auch den Verdacht aufkommen, daß Sinn der Darstellung und Verwendungszweck etwa zwischen der „Venus“ von Stratzing und der von Willendorf ebenfalls nicht vergleichbar erscheinen.

Die geringe, nur mühsam zu gewinnende Kenntnis vom Leben der frühen Jäger und Sammler(innen) scheint in einem eigenartigen Kontrast zu den hervorragenden Kunstwer- ken der Altsteinzeit zu stehen. Eine eindeutige Interpretation der Funktion dieser wird wohl nie möglich werden; sicher hingegen ist, daß speziell im Boden des Waldviertels noch viele wissenschaftliche Erkenntnisse ihrer Entdeckung harren.

Zum Formenschatz der Granitverwitterung und -abtragung im nordwestlichen Waldviertel

Mit Abbildung 1 bis 16

„Die Landschaftsformen des granitischen Gebirges, die größten wie die allerkleinsten, plaudern . . . von dem . . . Wind- und Wetterspiel des geologischen Gestern und Heute. Sie reden eine ernste erdgeschichtliche Sprache und haben ein treues, bis in die Geburtsstunde des Granites selbst zurückreichendes Gedächtnis.“

(H. CLOOS 1925, S. 166)

Einführung

Der Begriff „Granit“ wird in dieser Arbeit in seiner weitesten Bedeutung gebraucht. Er ist hier als Name für granitoidische — d. h. der Granitgruppe angehörige oder nahestehende — Gesteine (CLARKE 1992) bzw. im Sinne von STRECKEISEN (1976) für Granitoide und granitoidverwandte Gesteine zu verstehen (siehe dazu auch Artikel F. KOLLER: Plutonische Gesteine).

Der granitische Formenschatz, den bisher nur wenige Autoren (z. B. GODARD 1977, WILHELMY 1981, TWIDALE 1982, VIDAL ROMANI 1989) monographisch dargestellt haben, scheint weltweit viel stärker von den Gesteinseigenschaften als von den Prägekräften der Klimazonen abhängig zu sein. Granitlandschaften sind freigelegte Plutone.

Verbreitung von Graniten im Waldviertel

Granite nehmen mehr als ein Drittel der Gesamtfläche des Waldviertels ein, dessen Landschaftszüge somit vom granitischen Formeninventar erheblich mitbestimmt werden. Zwar weist auch das äußere Erscheinungsbild mancher Waldviertler Landstriche, die aus Gneis aufgebaut sind, gewisse Anklänge an granitische Reliefmerkmale auf (B. BAUER 1972), kann jedoch nicht in vollem Ausmaß die morphologische Individualität eines typischen Granitreiefs entwickeln.

Das ausgedehnteste Granitgebiet des Waldviertels ist der niederösterreichische Anteil am Südböhmischen Pluton, dem größten Mitteleuropas. Wenige Kilometer östlich von ihm erstreckt sich inselartig der flächenmäßig kleine Rastenberger Pluton. Am Ostrand des Waldviertels zieht der Thaya Pluton als schmaler Streifen vom Manhartsberg über Maissau, Eggenburg und Retz nach Mähren (Abb. 1).

Innenbau (Struktur) von Plutonen

In ihrem Inneren werden Plutone generell von Klüften (nahezu ebene, feine, nur wenig geöffnete Gesteinsfugen, CLOOS 1936) in allen Richtungen durchzogen. Sie stellen Bruchflächen dar, an denen das Gestein infolge von Überbeanspruchung seiner Druck-, Scher- und Biegefestigkeit (z. B. durch Kontraktionsspannungen bei der Abkühlung oder durch tektonische Vorgänge) bevorzugt nach drei zueinander etwa rechtwinkligen Richtungen orientiert (Abb. 2) zersprungen ist.

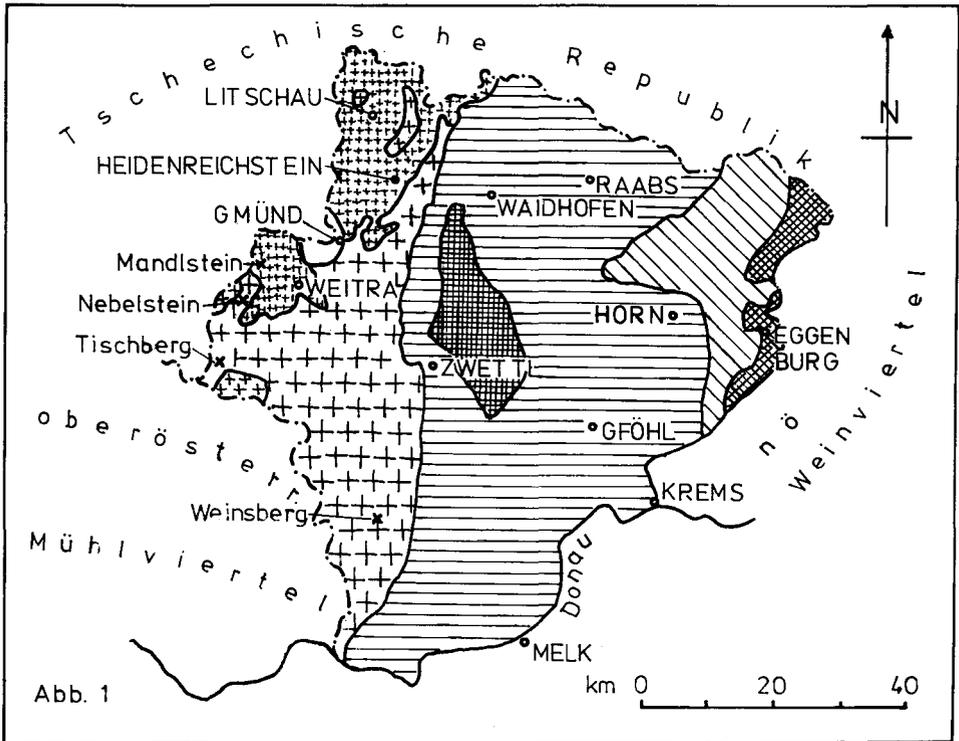


Abb. 1

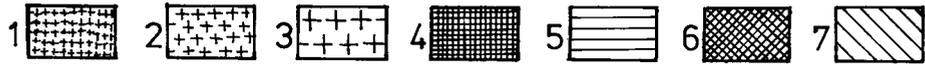


Abb. 1: Geologische Kartenskizze des Kristallinen Grundgebirges des Waldviertels.

1, 2 und 3: Südböhmischer Granitpluton (1=Eisgarner Granit, 2=Fein- und Mittelkörnige Granite, 3=Weinsberger Granit); 4: Rastenberger Granit; 5: Metamorphite des Moldanubikums; 6: Granitoide des Thaya Batholithes; 7: Metamorphite des Moravikums.

Dieses Kluftmuster ist von erdoberflächenparallelen, konvex oder konkav gekrümmten Horizontalklüften überlagert, eine Pseudoschiebung — eine „Bankung parallel der Oberfläche“ (CLOOS 1925) oder „Exfoliation“ (GILBERT 1904) — die zu schaliger Absonderung führt (auch: „Schalenverwitterung“, PÖTSCH 1803, „Desquamation“, MacCULLOCH 1822, „Makroexfoliation“, DEMEK 1967).

Verwitterung

Erstarrte Tiefengesteinsmassen geraten erst lange nach ihrer Abkühlung an die Erdoberfläche, und zwar dann, wenn das sie einst überdeckende Erdkrustenmaterial durch die Verwitterung (Eis, Wind, Wasser) abgetragen ist oder die Plutone durch gebirgsbildende Vorgänge an die Erdoberfläche gelangen. Prozesse, die hunderte Millionen Jahre dauern können.

Eine freigelegte Granitmasse ist den Temperatur- und Niederschlagsschwankungen der Atmosphäre sowie dem Boden- und Grundwasser ausgesetzt und hierbei diversen chemischen, physikalischen und biologischen Verwitterungsvorgängen unterworfen (CARROLL

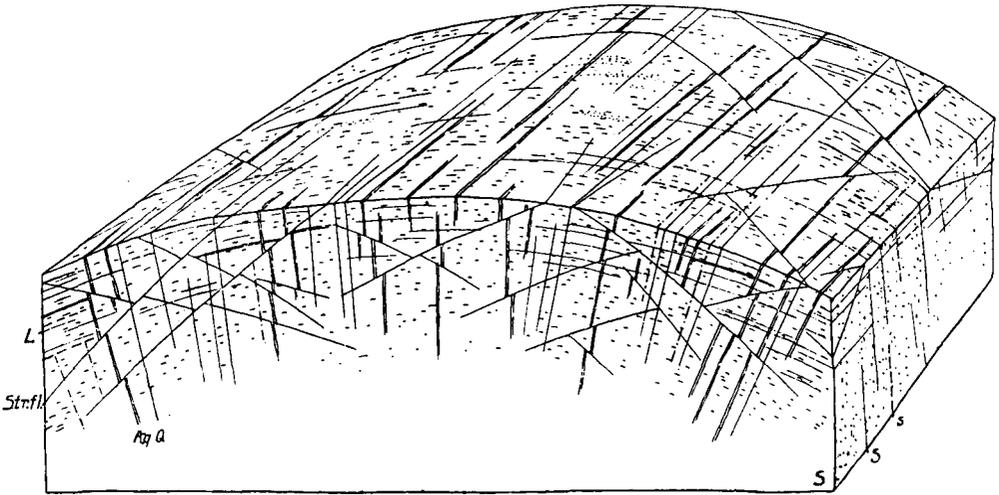


Abb. 2: Querschnitt durch einen granitischen Pluton.

Im Idealfall, wenn saure Gesteinsschmelze geschlossen aufgestiegen und langsam abgekühlt ist (und noch keine Exfoliation stattgefunden hat), zeigt ein großes magmatisches Fließgewölbe einen einheitlichen, konzentrisch gefügten Innenbau mit zwei normal zueinander verlaufenden Vertikalkluftsystemen (steile Längsklüfte, S, und steile Querklüfte, Q). Beide Vertikalkluftsysteme werden durch flache Horizontalklüfte (Lagerklüfte, L) geschnitten. — Die fächerförmig angeordneten parallelen Striche symbolisieren Gänge (AQ). Sie bilden sich aus dem Magmenherd entweichenden überschüssigen beweglichen Stoffen, welche den bei der Abkühlung insbesondere am Plutonrand entstehenden Kontraktionsfugen und -spalten zuströmen, diese füllen und später zu Gesteinsgängen erstarren. — Schräge Diagonalklüfte (Streckflächen, Str. fl.) entstehen bei tektonisch bedingter Bruchzerlegung eines schon erstarrten Granitmassives (CLOOS 1923, Fig. 5. Mit freundlicher Genehmigung der Schweizerbartschen Verlagsbuchhandlung, Stuttgart).

1970, OLLIER 1975). Einerseits werden die nackten Felsoberflächen festen, zutageliegenden Granits vom Niederschlagswasser außen benetzt und wintern dadurch an; andererseits sickert entlang der Klüfte Wasser ins Innere des Granits ein, das meist chemisch oder biotisch (bakteriell) angereichert ist. Je mehr Kohlensäure es durch Aufnahme von Kohlendioxid aus der Atmosphäre bindet und je mehr Humussäure es beim Durchfeuchten der Bodenschicht erhält, desto besser vermag es Granit zu zersetzen. Wasser attackiert jedoch den festen Granit nicht nur durch Lösung, sondern auch durch Hydrolyse (Zerlegen chemischer Verbindungen durch Einwirkung von Wasser), Hydratation (Anlagerung von Wassermolekülen an feste Stoffe), Reduktion (Entzug von Sauerstoff) und Oxidation (Bindung mit Sauerstoff). In der Natur laufen die genannten Verwitterungsprozesse am selben Ort gleichzeitig und voneinander meist nicht exakt trennbar ab (phanerogene = Oberflächenverwitterung und kryptogene = Tiefenverwitterung nach LAUTENSACH 1950). Da Granit durch langdauernde Feuchtigkeit leicht zersetzt wird, ist unterirdische Granitverwitterung erfolgreicher als oberirdische.

Die Tiefenverwitterung des Granits

Die noch kaum bekannte Tiefenverwitterung bildet den festen Granit am Ort seiner Entstehung zu einem lockeren Verwitterungsprodukt um. Aus Reihenuntersuchungen leitet KUBINIOK (1988) folgende Phasen der Tiefenverwitterung ab: (1) Im unverwitterten Granit setzt eine rein mechanisch bedingte Bildung von Haarrissen ein, die oft gezackt verlaufen und ungeachtet der Mineralkorngrenzen überwiegend Quarze und Feldspäte durch-

schneiden, aber Glimmer, deren Blättchen sich biegen und verschieben, weitgehend verschonen. (2) In den Haarrissen bleibt Feuchtigkeit haften, welche zunächst die Feldspäte anlost, die Risse verbreitert und partiell mit Feinmaterial ($<0,002$ mm) und Kieselsäure auffüllt. Hierbei werden teilweise die Feldspatkristalle zu Kieselsäure und Feinmaterial umgebildet, das zu etwa gleichen Teilen aus Kaolinit und quellfähigen Tonmineralen besteht. Die Biotite sind dagegen noch frisch und nur in wenigen Fällen randlich aufgeweitet. (3) Bei fortgesetzter Tiefenverwitterung werden die Risse durch Lösung so sehr erweitert, daß das Granitgefüge nur noch partiell erhalten bleibt. Etwa 20 % des Gesteins ist zu Feinmaterial ($<0,002$ mm) umgewandelt, das sich aus deutlich mehr Kaolinit als quellfähigen Tonmineralen zusammensetzt. Viele Quarze sind angelöst und alle dunklen Glimmer gebleicht. (4) Zuletzt bleibt eine feine, lehmige Grundmasse aus Kaolinit, Eisenoxid und sekundärer Kieselsäure mit wenigen, meist angewitterten, eingesprengten Feldspat- und Quarzkornfragmenten über, sogenannter Laterit. Dieser tritt heute nur in den Tropen an der Erdoberfläche auf, wo er oft rötliche, ziegelartig gehärtete Krusten bildet.

Generell wird Granit unterirdisch in situ zu einem lockeren Zersatz umgebildet, der umso mehr Ton (Korngrößen $<0,002$ mm) enthält, je stärker die Korrosion wirkte. Im immerfeuchten Tropenklima, in dem das ganze Jahr über viel Niederschlagswasser fällt und sich relativ hohe Durchschnittstemperaturen geltend machen, ist die kryptogene Zersetzung besonders intensiv: Granit „verlehmt“ (SCHNÜTGEN 1992), wodurch tonreiche Tiefenverwitterungsprodukte mit geringem Gehalt an (quarzreichem) Sand und Kies (Phase 3) entstehen. In einem subtropischen (warmgemäßigten) Klima mit ausreichenden Niederschlagsmengen — wie es zumindest für lange Abschnitte ab dem Mesozoikum und dann ab dem Känozoikum im Waldviertel anhand erhaltener Reste und Spuren damaliger Pflanzen und Tiere nachgewiesen werden kann — unterliegt das Gestein dem Kornzerfall (BAKKER 1967): Granit „vergrust“ (Phase 2, s. o.). Ob auch bei geringeren Temperaturen — etwa im heutigen feuchten, kühlgemäßigten Klima des nacheiszeitlichen Waldviertels oder in einem kalten Frostklima ohne Gletscherbildung (Periglazialklima), wie es für das Waldviertel während der quartären Eiszeiten erschlossen werden kann — grusige Tiefenverwitterung stattfinden mag, ist heftig umstritten.

Jedenfalls akzeptieren die meisten Wissenschaftler unter der Annahme, zur Entstehung mächtiger Grusdecken sei warmes, wechselfeuchtes Klima notwendig, ein tertiäres Grusalter (BORGER 1992; im Harz nach HÖVERMANN 1951; im Bayerischen Wald zumindest im Miozän, im Odenwald spätestens im Oberligozän, in beiden genannten Räumen wahrscheinlich bereits in vortertiärer Zeit begonnen und bis ins Oberpliozän: KUBINIÖK 1988). Hingegen postuliert BAKKER (1967) im polnischen Karkonosze/Riesengebirge, im Zuloovská pahorkatina/Friedeberger Bergland und anderen Teilen der Böhmisches Masse pliozänes bis quartäres Grusalter. Nach THOMAS (1989) kann Vergrusung auch in den gemäßigten Zonen unter gegenwärtigen, feuchtgemäßigten Klimabedingungen vor sich gehen.

Die Grusdecke des Waldviertels ist wechselnd mächtig, stellenweise bis mehrere Meter. Ihre größte Tiefgründigkeit erreicht sie in Verwitterungstaschen, die über Tiefenlinien des unverwitterten Untergrundes liegen. Obwohl sich im Waldviertel der Grus über beträchtliche Höhendistanzen des Terrains erstreckt, ist er nur teilweise flächendeckend verbreitet. Meist sind die Grusdecken wieder gekappt, zerschnitten, umgelagert oder in chemischer Lösung reduziert und abgetragen worden (CHABERA 1972). Im Aufschluß zeigt sich nicht transportierter Grus als lockeres, eckiges, körniges, sand- und kiesreiches Tiefenverwitte-

rungsprodukt mit geringem Feinanteil. Trockener, unverlagerter Granitgrus ist standfest, d. h. gegen Abspülung relativ resistent und in seinem Gefüge einem nur oberflächlich angewitterten, frischen Granit täuschend ähnlich, jedoch so bröckelig und mürbe, daß er mit bloßen Fingern zerkleinert werden kann. Er nimmt Wasser wie ein Schwamm auf. Feuchter Grus kann dagegen viel leichter abgetragen werden.

Die Sohle der Verwitterungsdecke bzw. die Obergrenze des festen Granits („basal platform“, LINTON 1955; „Basisfläche der Verwitterung“, BÜDEL 1957; „basal surface“, RUXTON & BERRY 1959) trennt somit Materialien unterschiedlicher Festigkeit. Die Verwitterungs-Basis„fläche“ ist nie eine ebene Fläche, sie ist örtlich zerrissen und meist sehr unregelmäßig gewellt und als äußerst unebenes Buckel-Mosaik ausgebildet. Da überdies die Verwitterung von der Geländeoberkante nicht nur nach unten, sondern nach allen Richtungen, insbesondere zur Seite hin, fortschreitet und hierbei meist nicht flächenhaft, sondern selektiv in die Tiefe vorstößt, wurde statt des Begriffes „Verwitterungsbasisfläche“ von MABBUTT (1961) der wirklichkeitsnähere Ausdruck „Verwitterungsfront“ als Bezeichnung für die Grenze zwischen festem und verwittertem Gestein vorgeschlagen.

Oberflächenverwitterung

Obwohl die auf freiliegende Granitflächen einwirkende phanogene Verwitterung von den vielfältigen chemisch-physikalischen Zerstörungseffekten des Niederschlagswassers wesentlich kontrolliert wird, sind zugeliegende Felsoberflächen, da sie nach Niederschlagsereignissen rasch abtrocknen, erheblich kürzerer Befeuchtung ausgesetzt als unterirdische. Wenn Niederschlag Granitoberflächen benetzt, können sich oberflächliche Granitanlösung, Hydratation, Hydrolyse und Salz-(Mineral-)sprengung (Volumenzunahme von Kristallen durch Wasseraufnahme) geltend machen. Nach Abtrocknung tritt Oxidation oder Salzverwitterung (d. i. sprengender Kristallwachstumsdruck von Mineralen, die aus verdunstenden, wäßrigen Bodenlösungen auskristallisieren) auf. Niederschläge vermögen auf mannigfache Art und Weise mechanisch destruktiv zu wirken: z. B. durch Erosion (linienhafte Abtragung) oder Splash (Regentropfenaufprall). Gewisse Bedeutung kommt der Temperaturverwitterung zu, wie etwa dem tages- bzw. jahreszeitlichen Wechsel zwischen Erwärmung durch Sonnenbestrahlung und Abkühlung. Daß jede Mineralart unterschiedlich rasch erwärmt bzw. unterschiedlich rasch abgekühlt wird, hierbei ihr Volumen unterschiedlich stark bzw. unterschiedlich rasch ausweitet oder verringert, kann auf Felsoberflächen zur Zerrüttung des Kornverbandes und zur Loslösung von Mineralkörnern, zur sogenannten „Abgrusung“, führen. Desgleichen tragen Schatteneffekte, Frostsprengung sowie diverse von der Bodendecke und vom Pflanzenbewuchs ausgeübte biogene Einflüsse (z. B. Huminsäureverwitterung, Sprengkraft der Pflanzenwurzeln, insbes. von Flechten und Moosen) zu phanogener Verwitterung bei.

Die Oberflächenverwitterung ist in weit größerem Maße vom Klima abhängig als die Tiefenverwitterung. Da die jüngere Erdgeschichte des Waldviertels mehreren bedeutenden Klimaänderungen unterworfen war, ist das Zustandekommen mancher granitischer Oberflächenformen des Waldviertels im Detail oft schwierig zeitlich zu interpretieren. Eindeutig lassen sich im Waldviertel jedoch zwei Formengruppen voneinander unterscheiden: (1) gerundete Formen zweiphasigen Werdegangs, welche erst durch Tiefenverwitterung (im Mesozoikum, jedoch vermutlich erst im Känozoikum) unterirdisch angelegt und dann in einer zweiten Phase durch Grusabtragung freigelegt wurden, sowie (2) scharfkantige bis wenig kantengerundet konturierte Formen einphasiger Entstehung durch physikalische

Oberflächenverwitterung (vor allem infolge von Frostsprengung) und gleichzeitigen Abtransport des Verwitterungsschutts (während des Eiszeitalters und im Holozän).

Verwitterungs- und Abtragungsformen des Granitrelicfs im nordwestlichen Waldviertel

In der Folge seien die Granitverwitterungs- und -abtragungsformen des Waldviertels — in Anlehnung an die Granitformengruppierung nach VIDAL ROMANI (1989) — gemäß ihrer Dimensionierung in Großformen, in Formen mittlerer Größe und in Kleinformen gegliedert. Der besseren Verständlichkeit halber werden die Formen mittlerer Größe zuerst erörtert.

Gerundete Formen mittlerer Größe: Einzelblöcke, zusammengesetzte Blockgebilde, Pilzfelsen, Wackelsteine, Felsburgen

Die Klufflächen sind die Bahnen, entlang welcher die Verwitterung ins Innere eines Plutons vordringt. Boden- und Grundwasser sickert entlang der Klüfte von oben ins feste Granitgestein ein. Es wirkt zunächst nur in unmittelbarer Kluffnähe zersetzend. Im Idealfall geht die Tiefenverwitterung dort, wo sich drei Klufflächen schneiden — an den Kluffkörpererecken, weil an ihnen die Feuchtigkeitslieferung aus drei Richtungen zusammentrifft — rascher vor sich als an den eckfernen Kanten, wo eine geringere Menge zersetzender Feuchtigkeit aus bloß zwei Klüften gespeist wird. Am langsamsten korrodieren Kluffkörper an ihren am wenigsten benetzten kantenfernen Kluffflächen. Allmählich rückt die Vergrusung von den Kluffflächen konzentrisch immer weiter gegen die Mitte der Kluffkörper vor, bis zunächst nur noch ein kugelrunder oder ellipsoidischer fester Granitkern mitten im Grus zurückbleibt. Dauert der von allen Seiten wirkende Angriff weiterhin fort, werden die Blockkerne allmählich immer kleiner, bis sie schließlich gänzlich zu Grus zersetzt werden. Wird der Grus über den festen Kernen aber rasch abgetragen, dann werden die Kerne freigelegt und treten als gerundete Blöcke (als sog. „Wollsäcke“, PÖTSCH 1803) zutage, die hiermit der Oberflächenverwitterung ausgesetzt sind.

„**Sphäroidalverwitterung**“ („Wollsackverwitterung“): Die frischen Blockkerne sind von innen nach außen hin von zunehmend stärker zermürbten und dünnen Gesteinsschalen umhüllt, die sowohl unter- als auch oberirdisch zwiebelschalenartig abblättern können. Zahlreiche Untersuchungen (z. B. CHAPMAN & GREENFIELD 1949, OLLIER 1971) konnten die Ursache für diese von DEMEK (1967) als „Mikroexfoliation“ bezeichnete konzentrische Schalenabsonderung im Detail bis jetzt noch nicht befriedigend klären. Tatsache ist, daß die Oberflächenverwitterung die Verrundung eines freigelegten Blockkernes durch Abgrusen und Abblättern feiner Mineralschüppchen oder Absplittern kleiner scherbenartiger Fragmente perfektioniert.

Alle geschilderten Vorgänge führen zur Entstehung einer lockeren Blockstreu, welche als **Einzelblöcke**, **Blockgruppen** und „**Blockherden**“ (WILHELMY 1981) die Wälder und Wiesen, Raine und sogar manche Felder übersät und der Granitlandschaft des Waldviertels die zauberhafte Herbheit verleiht — wie beispielsweise im Raum von Wolfsegg zwischen Seyfrieds und Amaliendorf (HITZ 1969), im Naturpark Blockheide Gmünd-Eibenstein oder im Bereich der Kogelsteine bei Eggenburg.

Wollsackformen bestehen oft nicht aus einem gerundeten Block, sondern sind aus zwei oder mehreren, manchmal aus vielen neben- und übereinanderliegenden, kryptogen gut

oder kaum gerundeten Kluftkörpern zusammengesetzt, die durch horizontale und vertikale Spalten (d. s. mehr oder weniger weit verbreiterte Horizontal- und Vertikalklüfte) voneinander getrennt werden (Abb. 3).

Aus relativ wenigen Kluftkörpern gefügte, gerundete **Blockgebilde** („Blockpackungen“, WILHELMY 1981) haben meist Grundflächen mit einem Maximaldurchmesser von 2-15 m und sind meist etwa manns- bis haushoch. In vielen Fällen wird die Ähnlichkeit ihres bisweilen bizarren Aussehens durch phantasiereiche Namensgebung vom Volksmund ausgezeichnet charakterisiert (z. B. „Teufelsbrotlaib“, „Teufelsbettstatt“, „Kopfstein“ bei Gmünd, NÖ; „Kasiger Loa“ nahe Kiensäß bei Schrems; „Elefantenstein“, „Froschstein“ nahe Schlag bei Litschau; „Bärenkopf“ bei Scheiben im Naturpark Nordwald Bad Großpertholz; „Wächter“, „Riesensitz“ und „Fehdenhaube“ nahe Eggenburg usw.).

Pilzfelsen stellen unter den Blockgebilden, die aus wenigen Kluftkörpern bestehen, relativ seltene geomorphologische Formen dar. Sie werden in einen Deckkörper, den „Hut“, dessen Durchmesser mehrere Meter betragen kann, und in einen schmälere Sockel, den „Stiel“, dem der Hut unbeeinträchtigt auflastet, gegliedert (z. B. „Pilzstein“, Blockheide [Abb. 4], „Hutstein“, Haugschlag, „Geyersteine“, Bräunauteichabfluß SW von Altmanns bei Heidenreichstein [Abb. 5] sind im internationalen Vergleichsmaßstab kostbare Raritäten des Granitformenschatzes). Bei manchen Pilzfelsen wird der Stiel von leicht abtragbarem Material gebildet, das jedoch durch den Hut vor endgültiger Destruktion geschützt wird. Die meisten Pilzfelsen des NW Waldviertels sind Produkte gleichzeitiger Oberflächen- und Tiefenverwitterung („divergierenden Verwitterung“ nach BREMER 1974). Die glatten, gerundeten Hut- und rauhen Stieloberflächen belegen folgenden zweiphasigen Werdegang: Einst waren die Hüte an der Terrainoberkante bereits freigelegt und einer weniger zerstörerischen Oberflächenverwitterung ausgesetzt, wogegen die heutigen Pilzfelsstiele, weiterhin in feuchtem Grus eingebettet, unterirdisch viel aggressiverer Korrosionsverwitterung unterworfen blieben. Daher verringerten sich die Sockelumfänge schneller als die Hutumfänge. Die rauhen, vorstehenden Hutunterflächen zeigen an, daß in ihrer Höhe lange Zeit die Oberfläche einer umgebenden Grusdecke verlief, deren spätere rasche Abtragung zur Tieferlegung des umgebenden Terrains, zur Exhumierung der Stiele und zur Entstehung der Pilzform führte (CENTENO & TWIDAKE 1988, CHABERA & HUBER in Druck).

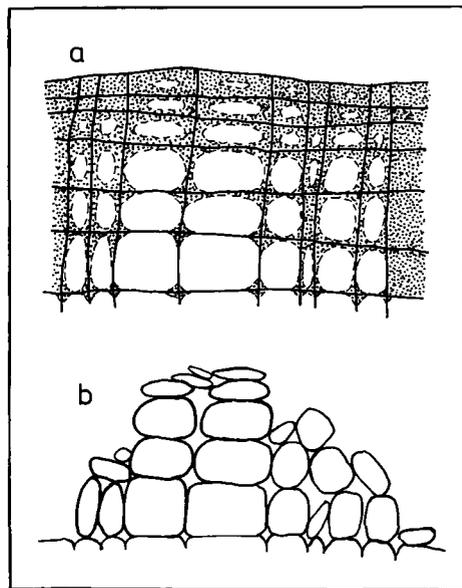


Abb. 3: Entstehung der Wollsackblöcke, Blockpackungen und Felsburgen (LINTON 1955).

Zweiphasiger Vorgang: Abb. 3a zeigt das erste Stadium, welches einer Periode weitgehender unterirdischer (kryptogener) Granitvergrusung (punktierte Bereiche) entspricht, deren Vordringen von den granittektonischen Gegebenheiten bestimmt wird. In einer späteren Phase der Grusabtragung werden die Blockkerne, Blockpackungen oder Felsburgen als Restlingsformen exhumiert (Abb. 3b).

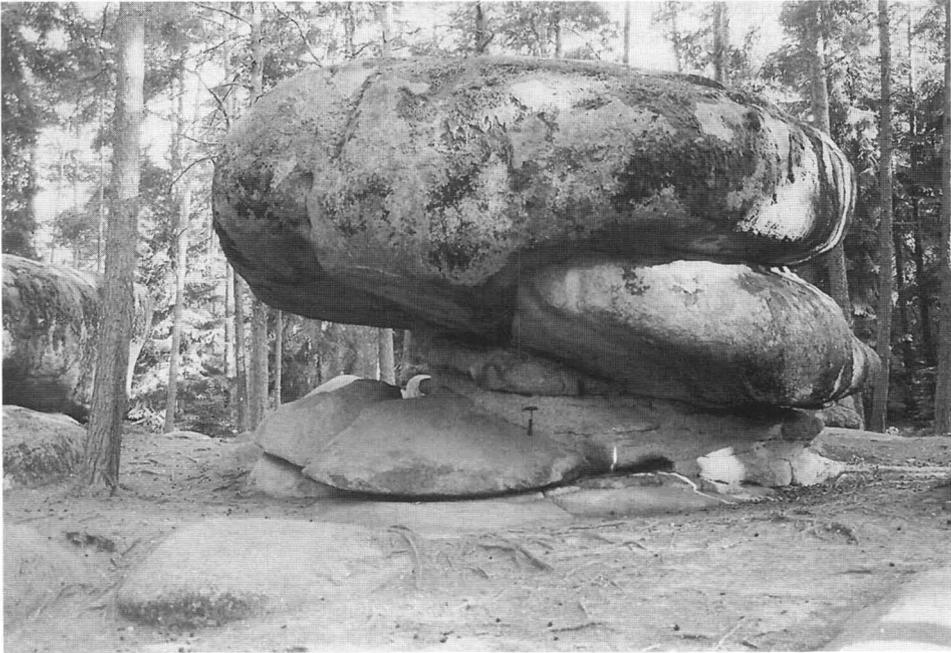


Abb. 4: „Pilzstein“ (524 m Seehöhe), Blockheide Gmünd-Eibenstein.

Eisgarnier Granit. Blick von S. Der „Pilzstein“ ist max. 6,5 m lang wie breit und 4,5 m hoch. Den Pilzstiel bildet ein aus mehreren kleineren Kluffkörpern zusammengesetzter Sockel, dessen Umfang am oberen Ende 9,1 m mißt und dem in statisch äußerst labilem Gleichgewicht ein gewaltiger zweiteiliger, pilzhütähnlicher, gerundeter, glatter Deckkörper aufgesetzt ist, der den rauhen Stiel — mit Ausnahme an der Ostseite — allseits beschirmt. Der schwere, gewaltige Hut, dessen Umfang 22,8 m beträgt, lastet mit seinem kleineren unteren Teil dem Sockel lediglich auf 3,6 m², mit seinem größeren oberen Teil — nicht einmal mehr fugendicht — auf nur 2 m². Die frische Hutunterfläche ist aktuellen Abgrusungs- und Mikrofoliationsprozessen unterworfen, zeigt Verwitterungshohlformen, die kleinen, seichten, auf den Kopf gestellten Opferkesseln ähneln, und ist stw. mit braunen Rost- und weißen Kaolinflecken überzogen. Der gerundete Deckkörperunterrand, der im NW 1,8 m, im SW 2,8 m und im E 1 m über dem Waldboden verläuft, markiert ungefähr die Höhenlage der einstigen Grusoberkante, über welcher der Hut der schwächeren Oberflächenverwitterung und unter welcher der Stiel der aggressiveren Tiefenverwitterung solange ausgesetzt war, bis der Grus abgetragen und dadurch der Pilzstiel exhumiert wurde. Die Tieferlegung des umgebenden Lockerbodens scheint nicht stetig, vielmehr etappenhaft und rasch vor sich gegangen zu sein.

Den Pilzfelsen in ihrer Entstehung eng verwandt sind die **Wackelsteine** (GÜNTHER 1909, CHABERA & HUBER in Druck). Es handelt sich um mitunter mächtige Granitblöcke, die mit ihrer Unterfläche einem Sockel so auflagern, daß sie mit menschlicher Kraft tatsächlich (oder vermutlich) wiegend aus ihrem labilen Gleichgewicht bewegt werden können. „Echte“ Wackelsteine gehören aufgrund dieser verblüffenden Eigenschaft zu den am längsten beschriebenen (GAIUS PLINIUS SECUNDUS 77 n. Chr.) und wissenschaftlich exakt dokumentierten (MacCULLOCH 1814) Restformen. Die meisten sogenannten Wackelsteine des Waldviertels (z. B. „Franzosenstein“, „Heidelnde Wiag'n“ und „kleine heidelnde Wiag'n“ bei Traunstein, LIST 1913; „Wackelstein“ unweit des Christophorussteins, HAUER 1912, 1924, 1924a, bei Unterbrühl, HAUER 1951) scheinen nicht beweglich, sondern starre „Pseudowackelsteine“ zu sein (CHABERA 1952). Einzigartig ist der 5 m lange, 2,8 m breite und 3 m hohe Wackelstein von Amaliendorf bei Schrems (KIESSLING 1898, 1927): ein Schulkind kann diesen einige Tonnen schweren Block ohne Schwierigkeiten zum Schaukeln bringen. Der unscheinbare, niedrige „Doppelwackelstein“ auf dem Berg Kuttling (752 m Meereshöhe) S von Heinrichs bei Weitra

(HAUER 1951, PASCHER 1992) weist zwei übereinanderliegende, gut bewegliche Kluftkörper auf.

Aus einer relativ großen Anzahl gerundeter Kluftkörper zusammengesetzte, anstehende Granitrestmassen können mit ihren Umrissen als längliche, niedrige, flachkonvexe Granitrampen an sogenannte „Walrücken“ erinnern (FANIRAN & JEJE 1983, z. B.: Scheitel des ca. 6 km N von Litschau am östlichen Ortsrand von Haugschlag gelegenen Steinbergs, ca. 625 m Seehöhe). Häufiger sind jedoch kahle, mächtige, aber meist nicht mehr als etwa 6 m aufragende Granitformationen, die Kanzeln, Mauern, Nadeln, Pfeilern, Türmen, Basteien (z. B.: „Einsiedelei“ im Räuberswald, ca. 1,5 km SSE von Eisgarn) oder Burgen ähneln. Daher werden sie als „Felsburgen“ (PHILIPPSON 1931, MORTENSEN 1932, LINTON 1955, KLAER 1956) oder als „Granitklippen“ (MEINECKE 1957) bezeichnet. Manche Felsburgen bestehen aus nur wenig kantengerundeten, matrattenähnlichen, manche aus elliptischen oder kugelförmigen Kluftkörpern, manche aus beiden Formenelementen. Die Weitständigkeit des oft zu Spalten erweiterten Kluftnetzes bzw. der tektonischen Störungslinien verleiht vor allem im Weinsberger Granit vielen Felsburgen — z. B. jener auf dem Schafriedel (1021 m) bei Karlstift und der Martinswand auf dem Tischberg (1063 m) — das Aussehen zerfallenden zyklischen Mauerwerks (WORTH 1930) und ist



Abb. 5: „Geyersteine“ (545 m Seehöhe), ca. 1,2 km W von Altmanns.

Am linken Talhang des Bräunauteichabflusses, ca. 300 m bachabwärts vom Teichzapfen. Blick von SW. Die pittoreske Formation aus Eisgarnen Granit besteht aus einem „Feltisch“, der seitliche Nischen und eine Deckfläche mit vier „Opferkesseln“ aufweist und von drei max. 5-6,7 m hohen Pilzfelsen mit rauen Stielen und glatten, karrenführenden Hüten umgeben ist. Die sichtbaren Teile der Hutunterränder sind der Abrusung, der Mikroexfoliation sowie an Rost- und Kaolinfleckenbildung erkennbarer Lösung unterworfen und zeigen kleine, flache, ovale Bröckellöcher, die umgekehrten „Opferkesseln“ ähneln. Die Freilegung der Stiele hat das nahe an ihrem Fuß vorbeifließende Gerinne beschleunigt und verstärkt. Die Pilzfelsengruppe stellt den letzten Rest eines einst viel weiter ausgedehnten, zusammengesetzten Blockgebildes dar, dessen Kluftkörper infolge erosiver Unterspülung verstürzt sind und das asymmetrische Kerbtal am Fuß der Geyersteine derart erfüllen, daß streckenweise der Bach unter der ausgedehnten Blockhalde verschwindet.

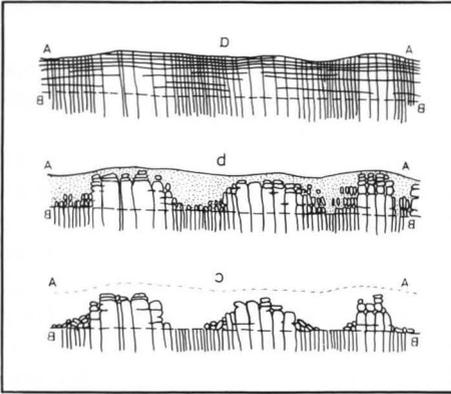


Abb. 6a-c: Abhängigkeit der Felsburgbildung von der Kluftdichte (LINTON 1955).

6a: stellt den Schnitt durch ein unverwittertes Granitmassiv dar, dessen Geländeoberkante der Strecke A-A entspricht und das von einem unterschiedlich engen Klufnetz durchzogen wird. 6b: veranschaulicht die Profilverhältnisse nach längerer Wirkungs-dauer eingesickerten Grundwassers. Die punktierten Abschnitte versinnbildlichen vergrusteten Granit. Man kann erkennen, daß die ursprünglich eng geklüfteten Partien entweder teilweise zer-setzt sind, sodaß nur noch in Grus eingebettete Blockkerne übrig sind, oder die vollständig vergrust sind, sodaß kein Festgestein mehr erhalten ist. 6c: hier sind die Verwitterungsprodukte bereits bis zur „Verwitterungsbasisfläche“ (strichlierte Strecke B-B) abgetragen und hierdurch in Bereichen mit geringer Kluftdichte entstandene Felsburgen freigelegt worden.

Ursache dafür, daß die Felsburgen der Verwitterung viel hartnäckigeren Widerstand entgegenzusetzen konnten als engermaschig geklüftete Granitpartien (Abb. 6). Es werden verschiedenste Formtypen unterschieden (KING 1958, EHLEN 1994). Im NW Waldviertel kommen alle Typen vor wie z. B. jene des Mandlsteins (874 m; Abb. 7) und des Nebelsteins (1017 m; ca. 2 km NNW von Harmannschlag).

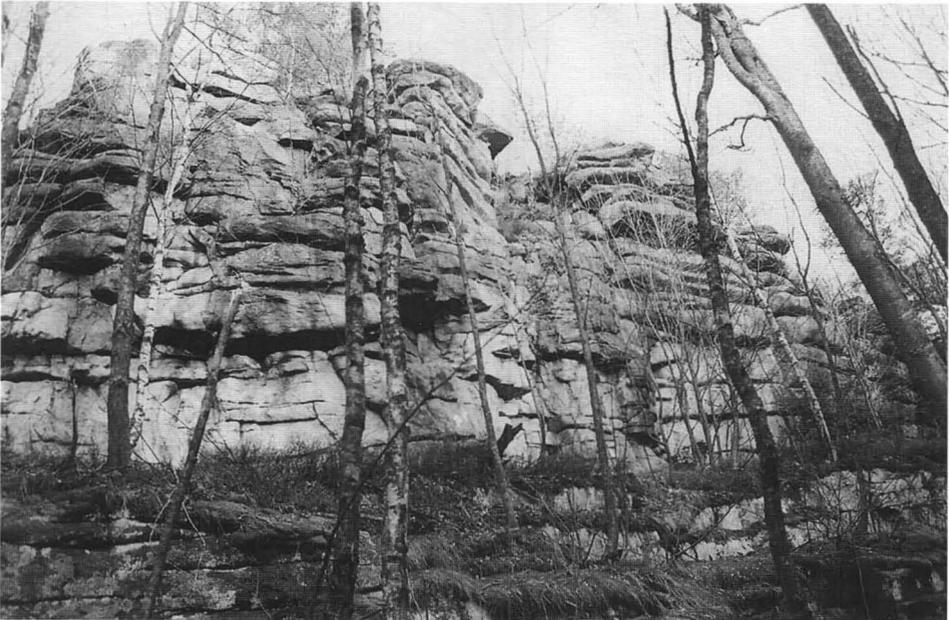


Abb. 7: Mandlstein (874 m Seehöhe): Ausschnitt aus der „Castelliwand“.

Direkt an der Staatsgrenze 7,5 km WNW von Weitra. — Blick von W. Seine Gipfelfelsburg gleicht einer riesenhaften ca. 95 m langen, bis 15 m breiten und bis zu 16 m hohen Mauer, die durch verschieden breite vertikale Querspalten in mehrere Teile gegliedert wird. Die „Castelliwand“ ist der nach W gerichtete Steilabfall der südlichsten Felsburgpartie und stellt ein Frostkliff dar. Sie ist aus sehr hellem Zweiglimmergranit aufgebaut, dessen Horizontalklüfte Pseudoschichtung entstehen lassen. In der Mitte der linken Bildhälfte ist die Unterscheidung des fußnahen Wandteiles gut erkennbar. Der Hang unterhalb des Wandfußes — letzterer wird durch das von Gras und Heidelbeergesträuch bewachsene Band im unteren Viertel des Photos markiert — ist treppenartig abgestuft. Hangabwärts (außerhalb des unteren Bildrandes) ist herabgestürztes, eckiges bis wenig kantengerundetes Blockwerk verstreut.

Eckige Formen mittlerer Größe: Frostkliffe, Blockschutt, Höhlen, Felsentore

In den Eiszeiten (Pleistozän) war das NW Waldviertel nicht vergletschert und lag im periglazialen Raum. Bodenfrost führte zu Gesteinssprengung und geringer Blockschuttbewegung (vgl. auch Artikel FRANK & RABEDER in diesem Band). Damals entstanden Granitformen, die heute von jüngeren Verwitterungs-, Abtragungs- und Ablagerungsvorgängen überprägt oder völlig verwischt sind: die früher als „Felsenmeere“ bezeichneten **Blockmeere** (SCHOTT 1931, MORTENSEN 1932, CHABERA 1955). Dies sind auf Hochflächen oder flachgeneigten Mittelgebirgshängen nahezu ohne Feinmaterial angehäufte, oft ausgedehnte Ansammlungen eckiger bis kantengerundeter Blockmassen, die keinen oder einen nur unbedeutenden vorzeitlichen Transport in Gefällerrichtung erkennen lassen (WILHELMY 1974). Ein Blockmeer geringer Flächenausdehnung besteht z. B. auf dem Gipfel des Fischersteins (824 m) 2 km W von Harbach. Es ist größtenteils von nach-eiszeitlichem Boden bedeckt und von Waldvegetation besiedelt.

Kleine **Blockhalden** liegen am Fuße mancher Felsburgen, so etwa auf dem gegen Hirschenwies abfallenden, von Forst teils verdeckten Nordwesthang unterhalb des Nebelsteingipfels sowie unterhalb der langen, nach W (Böhmen) weisenden Steilwand der krönenden Mandlstein-Felsburg, der sog. „Castelliwand“. Diese ist stellenweise infolge von Frostsprengung unterschritten, somit hangaufwärts ein wenig zurückgewichen (Wandverwitterung; Abb. 7) und hat hierbei an ihrem Fuß sowohl etliche schmale, waagrecht und quer zum Hang verlaufende, horizontalkluftgebundene Felsentreppen als auch mäßig geneigte Hangabschnitte entstehen lassen, die von eckigen oder wenig kantengerundeten Granittrümmern bestreut sind. Es handelt sich um Kluftkörper, die durch häufigen Frostwechsel (wiederholtes Tauen und Gefrieren) zerrüttet und aus den Felsburgwänden losgebrochen wurden, abstürzten und sich am Fuße der steilen, materialliefernden Granitwände, der sog. **Froststeilhänge** und **Frostkliffe** (DEMEK 1969), wirt anhäufte. Weitere eindrucksvolle Beispiele finden sich im Kamptal zwischen der Ruine Schauenstein und Steinegg, hier durchschneidet der Kamp den Granulit, sowie im Pulkautal zwischen der ehemaligen Schuhmühle/Ruine Neudegg und Pulkau, hier quert die Pulkau die Granitoide des Thaya Batholithes.

Manche der eher kleinen, kluftgebundenen **Granithöhlen** des NW Waldviertels sind vorwiegend als Resultat einstiger Frostaktivität zu werten, wie etwa die „Graselhöhle“ in der Höll bei Illmanns. Viele weitere Beispiele geben HARTMANN & HARTMANN (1985, 1990).

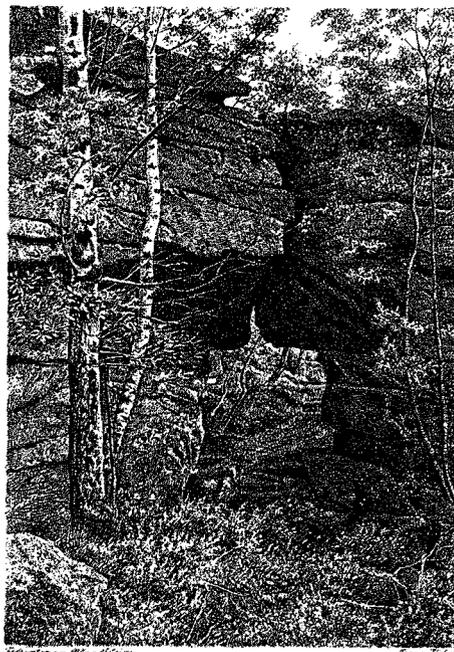


Abb. 8: „Felsentor am Mandlstein“.

(Federzeichnung von Franz Huber, um 1960. NÖ Landesbibliothek. Topographische Sammlung, Inv. Nr. 3153. Mit freundlicher Erlaubnis der NÖ Landesbibliothek). — Auch „Mandlsteintor“; am Nordwestfuß der Mandlstein-Gipfelsburg und über den markierten „Erlebnisweg“ zu erreichen.

Den Klufthöhlen verwandte, besonders bizarre, vorwiegend eckige Mesoformen stellen kluftgebundene **Felsentore** (PHILIPPSON 1924) dar — im NW Waldviertel z. B. die Granitformation „Grafenhäusel“ bei Schrems, die „Steinerne Stube“ bei Großschönau und das „Mandlsteintor“ am Nordwestfuß des Mandlsteingipfels (Abb. 8). Es sind von Kluftkörpern überdachte, breite Spalten, die man in wenig gebückter Haltung durchschreiten kann.

Strukturbedingte granitische Großformen: Flächentreppe, hydrographisches Netz, Exfoliationsdome

Vernachlässigt man bei großmaßstäblicher Betrachtung die kleinräumigen Höhengschwankungen des Granitreliefs bewußt, so lassen sich quer über das gesamte Mühl- und Waldviertel hinweg auch in den nichtgranitischen Gesteinen in gewissen Höhenbereichen heute bereits mehr oder minder stark zerstörte **Reste einst weit ausgedehnter Ebenheiten** erkennen, die, durch Geländestufen voneinander getrennt, etagenartig übereinander angeordnet sind. FISCHER (1979) interpretiert ihre Entstehung im Sinne SPREITZERs (1951) folgendermaßen: Diese Flächentreppe sei durch ein Zusammenspiel verwitterungs- und abtragungsbedingter Einebnung und wiederholter, langsamer, großräumiger Aufwölbung des Mühl- und Waldviertels zustande gekommen. Die immer höher werdende Aufwölbung hat dadurch nach außen immer weitere Gebiete erfaßt. Nach jeder Hebung hätte die Flächenbildung neu eingesetzt und auf Kosten der nunmehr gehobenen, darüberliegenden älteren Fläche das Gelände randlich solange hangaufwärts aufgezehrt, eingeebnet oder zu Restbergen aufgelöst, bis dies eine nächste Aufwölbung unterbrochen habe (Abb. 9). — FISCHER (1979) bezeichnet diese Großform als „Weinsberger **Rumpfflächentreppe**“ nach dem sie krönenden, ältesten, granitischen Gipfelniveau des Weinsberger Waldes, stuft das Alter dieses Niveaus als Eozän bzw. als vielleicht oberkreidezeitlich ein und ordnet den zunehmend tiefergelegenen Flächensystemen ein zunehmend jüngerer tertiäres Alter zu.

Auf diesen „Flächen“ bedingen tektonisch angelegten Störungssysteme ein kleinräumig durchaus lebhaftes Relief, das durch Talbildungen gegliedert wird. Das Gewässernetz zeichnet mit den Laufrichtungen jener Flüsse und Bäche, welche die Waldviertler Granitgebiete entweder in Flachtälern, Kerbtälern oder bisweilen romantischen, klammartigen Durchbruchstälern durchziehen, die lokale tektonisch bedingte Granitklüftung nach (VERGINIS 1977, NAGL & VERGINIS 1979). Die Wasserläufe pausen gleichsam die Tektonik des oberflächennahen Untergrundes durch.

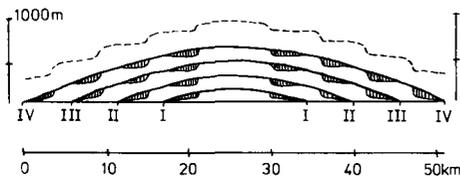


Abb. 9: Entstehung der Rumpfflächentreppe des Mühl- und Waldviertels (FISCHER 1979).

Die römischen Ziffern markieren jeweils den Anfang eines zeitweiligen Aufwölbungsstillstandes, in dem nach SPREITZER (1951) randliche Flächenbildung stattfinden soll. Die älteste Unterbrechung des Aufwölbungsvorganges ist mit I, die jüngste mit IV bezeichnet. Zur Veranschaulichung der Großdimensionen ist ein möglicher Längen- und Höhenmaßstab (in 10facher Überhöhung) beigegeben. Erklärung siehe im Text.

Die Form der dabei entstehenden Kuppen spiegelt im Idealfall einen Aufbau aus zwiebelschalenartig angeordneten, prallgekrümmten Pseudoschichten wider, die vom Kuppenscheitel nach allen Richtungen zum Kuppenfuß hin abtauchen. Die Kuppen können symmetrisch oder asymmetrisch gewölbt sein und zeichnen sich oft durch einen kreisrunden, elliptischen oder ovalen Grundriß aus. BUCH (1844) und BIROT (1961) haben solche Berge aus prallgewölbten, konzentrischen Granitschalen



Abb. 10: „Dreilöcherstein“ (575 m Seehöhe), Heinrichs bei Weitra.

Etwa 200 m ENE des Friedhofes von Heinrichs. Der 3,9 m lange, bis 2,4 m hohe Block aus Zweiglimmergranit ist um ca. 90° aus seiner ursprünglichen Lage gekippt. Die drei Hohlformen (die linke untere ist 25 cm, die rechte untere 32 cm, die obere ca. 35 cm max. tief) der Seitenwand stellen heute inaktive Felschüssel-Bildungen dar, die einst auf einer ursprünglich waagrecht Deckfläche in Ausbildung begriffen waren. Die gute Erhaltung der Felschüsselformen spricht dafür, daß der Block sehr rasch und erst vor erdgeschichtlich äußerst kurzer Zeit — vor einigen Jahrzehnten bis wenigen Jahrtausenden — verkippt ist.

„Dome“ genannt, MILLER (1911) „Exfoliationsdome“. Es sind isoliert stehende Erhebungen, **Inselberge** (PÖTSCH 1803, CZUDEK et al. 1964), die klein und niedrig sind und deren Fußknick weniger markant ist, als ihn die meisten vieldiskutierten tropischen Inselberge aufweisen (KING 1949, THOMAS 1978, TWIDALE 1985, 1986). Im NW Waldviertel ist die typische Kuppenform der Exfoliationsdome, sofern diese nicht vor Erosion geschützte Positionen auf Wasserscheiden einnehmen, bereits weitgehend zerstört. DEMEK (1964) hat auf solche durch jüngere Abtragungsvorgänge zu großen Felsburgen degradierten Exfoliationsdome der Böhmisches Masse hingewiesen (z. B. die Johannahöhe, 545 m, in Nondorf bei Gmünd).

Kleinformen: Felschüsseln (Opferkessel), Granitkarren, Felsfuß-Hohlkehlen

Aus dem mannigfaltigen Mikroformenschatz der Granitoberflächen des NW Waldviertels seien folgende drei markante, vor allem im Eisgarner und Maissauer Granit entwickelte Hohlformentypen herausgegriffen:

Felschüsseln (Opferkessel) sind bis wenige dm tiefe, bisweilen wassererfüllte, schalen-, schüssel- oder wannenförmige Eintiefungen im Festgestein mit runden, ovalen, achterförmigen oder fußspurähnlichen Grundrissen und Maximaldurchmessern von einigen cm bis etwa 2,5 m. Blöcke, die einen oder mehrere Opferkessel aufweisen, heißen auch „**Schalensteine**“ (Abb. 9 und 11). Opferkesselverwitterung setzt auf waagrecht oder

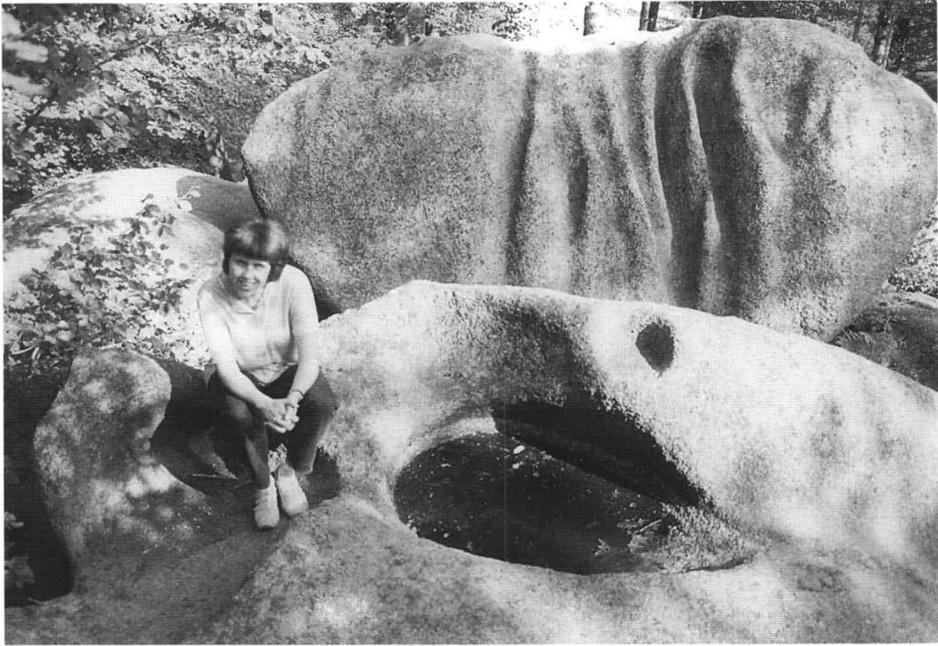


Abb. 11: „Teufelsstein“ (610 m Seehöhe), NE Litschau.

Im sog. „Steingarten“, einer Blockgruppe unweit der Oberen Saaß (ca. 2,5 km NE von Litschau), die von diversen Kleinformentypen (unter anderem von auf dem Bild nicht sichtbaren, wabenähnlichen Konkavformen) skulpturiert ist. Eisgarnier Granit. Blick von S. Auf dem Block im Vordergrund sind Felsschüsseln in verschiedenen Entwicklungsstadien zu sehen: links eine große, ruinöse Felsschüssel; in der Mitte eine voll ausgebildete, wassergefüllte Felsschüssel, darüber ein kleiner, im Initialstadium der Eintiefung begriffener Napf. Auf dem „Teufelsstein“ im Hintergrund Granitkarren.

kaum geneigten Felsoberflächen in kleinen, seichten Grübchen ein. In ihnen sammelt sich Niederschlagswasser, oft aber auch Nadel- und Blattstreu, wodurch es stark angesäuert und zu einer fauligen, stinkenden Brühe werden kann. Es wirkt auf kleinstem Raum korrodierend und bei Frost sprengend, hinzu kommt die Verwitterungsaktivität von Bakterien, Pilzen und Moosen. Felsschüsseln sind somit Produkte punktuell divergierender Verwitterung (s. o.). Vollentwickelte Felsschüsseln auf unverkippten Blöcken werden von steilen, senkrechten oder überhängenden Felsschüsselwänden mit gerundetem, meist flechtenbestandnem Oberrand und waagrechtem Felsschüsselboden begrenzt. Manche Felsschüsselböden sind von lockerem, grusigem Zersatz bedeckt, der zeitweilig von besonders heftigen Starkregen oder Winden tw. ausgeräumt werden kann (CHABERA 1961). Etliche Felsschüsseln haben Abflurrinnen, ihre Anlage ist meist praeformiert durch Haarrisse und Klüfte. An Blockrändern gelegene, abgetragene Felsschüsselreste werden mitunter „Steinsitze“ genannt. — In diversen Druckschriften lieferte vor dem Ersten Weltkrieg eine breite, interessierte Öffentlichkeit zahlreiche Beiträge zur damals bisweilen leidenschaftlich geführten Diskussion über die Felsschüsselentstehung. Bereits GRUNER (1881) und HÜBLER (1882) konnten die — von einigen Autoren heute noch immer — weithin vertretene Meinung, Felsschüsseln seien einst von Menschen als Opfergefäße künstlich ausgehöhlt worden, anhand umfassender, eindeutiger Geländebefunde für die meisten Fälle klar widerlegen (STEININGER 1993). Insgesamt treffen wir mehrere Hunderte von Felsschüsseln in allen Teilen und Höhenstufen des Waldviertels an (SAUER 1975-76).

Abb. 12: Beispiele für die räumliche Anordnung der Granitkarren (Vogelschau).

Die Pfeile geben die Nordrichtung an. Alle Zeichnungen im selben Maßstab. 12a „Hutstein“ in Haugschlag (vgl. Abb. 14). 12b „Hängender Stein“ im Naturpark „Hochmoor Gemeindeau“ bei Heidenreichstein. (Zu diesem Pilzfelsen führt ein beschilderter Weg.) Die kleine karierte Fläche stellt eine Felsschüssel dar. Die schraffierten Linien auf dem karrenfreien Teil der Blockdeckfläche symbolisieren wenige cm hohe, relativ scharfe Abrißkanten deckflächenparalleler Mikroexfoliationsschalen, an denen der einstige Blockgipfel abgebrochen ist. 12c „Gugelhupfstein“ (vgl. Abb. 13).

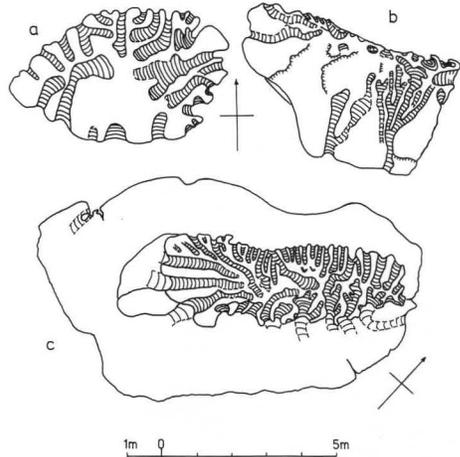


Abb. 13: „Gugelhupfstein“ oder „Wetterstein“ (ca. 570 m Seehöhe), bei Eisgarn.



Ansicht von SE. Der Stein liegt im Walde auf etwa halber Strecke zwischen Eisgarn und Heidenreichstein, 30 m S des Räubersgrabens und 120 m W der Straße, welche die genannten Orte verbindet. Der Stein besteht aus Eisgarnener Granit und ist aus einem einzigen, ungeteilten, max. 11 m langen, max. 7,4 m breiten und bis 4,5 m mächtigen Kluffkörper modelliert (siehe Abb. 12c). Inmitten seiner Oberfläche streicht ein 7,4 m langer und 2,8 m breiter Felsbuckel von 1,2 m rel. Höhe von NE nach SW, auf dessen glatter Oberfläche 61 Karren und 61 Rippen entwickelt sind. Der Buckelfuß ist durch einen Gefälleknicke gekennzeichnet, der den einstigen Verlauf der heute bereits tiefergelegten Bodenoberfläche anzeigt. Unter ihm setzt sich die rauhere, von zahlreichen feinen Horizontalrisen skulpturierte randliche Deckfläche fort, die, ehemals von Grus begraben, nunmehr freiliegt. — In der breiten Rippe (links neben der Bildmitte) ist eine 65 cm tiefe Nische ausgehöhlt, welche von der zersetzenden Feuchtigkeit eines sie früher dort berührenden, derzeit bereits abgetragenen Lockerbodens ausgeformt wurde. Viele Karren der auf dem Bild nicht sichtbaren NW Längsseite des Gugelhupfsteines werden von der überhängenden Oberkante einer 290 cm langen Felsfuß-Hohlkehle gekappt, die sich von W nach E von 70 auf 180 cm verbreitert und von 15 auf 165 cm Tiefe einschneidet. Nische und Hohlkehle sind somit jünger als die Granitkarren des Buckels. Die jüngste Kleinformengeneration stellen die auf dem Photo unendlich erkennbaren seichten, unscharf begrenzten Karren-Unterlaufstrecken dar, die vom Buckelfuß hangabwärts dem Blockaußenrand zustreben. Ihre Entwicklung setzte erst mit der Freilegung der unter dem Buckelfuß anschließenden randlichen Deckfläche ein und zeigt, daß die Granitkarrenbildung bis heute andauert.

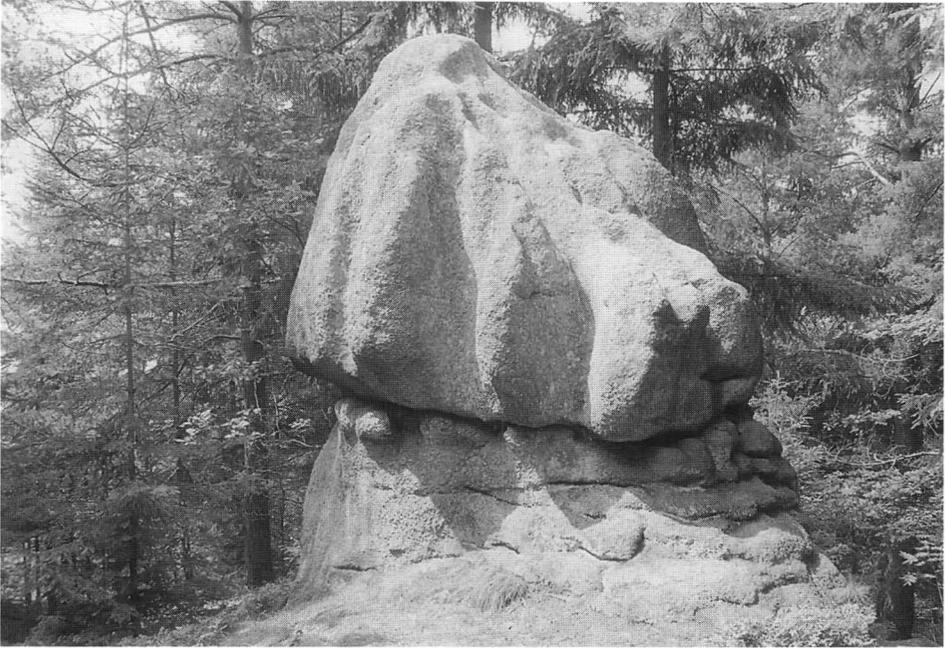


Abb. 14: „Hutstein“ (596 m Seehöhe), Haugschlag.

Auf einer flachen, bewaldeten Hangkuppe, 150 m E des Reißbaches und etwa 450 m SSW der Haugschläger Kirche oder 80 m S des Hauses Haugschlag Nr. 80. Der Pilzfelsen, dessen Maximalhöhe an seiner Nordseite 5 m beträgt, besteht aus einem hellen, glimmerarmen, mittel- bis grobkörnigen Eisgarnier Granit. Eine Lagerkluft teilt das Felsgebilde in einen von vielen Horizontalrissen durchzogenen Sockel und in einen kompakten, bis 2,5 m hohen, kegelähnlichen Hut, dessen Umfang max. 12,5 m mißt und von 27 Rillen (Granitkarren) und 27 Rippen skulpturiert wird (vgl. Abb. 12a). Ansicht von E. Auf der Sockelsüdseite sind 6 weitere Rillen einer jüngeren Granitkarrenregeneration in Bildung begriffen.

Die im NW Waldviertel eher seltenen **Granitkarren** (BAUER 1898, Taf. XI, bereits von LOGAN 1849 beschrieben) oder **Pseudokarren** (TSCHANG HSI-LIN 1961, 1962) stellen langgestreckte Kleinhohlformen dar, die am Scheitel eines Granitgebildes als seichte Rinnen einsetzen, in Fallrichtung meist unverzweigt geradlinig über dessen steile Außenwand hinablaufen und sich dabei zunehmend eintiefen (CHABERA 1962). Granitkarren sind Ergebnisse niederschlagsbedingter, linienhafter mechanischer Abtragung (Erosion) und linienhafter Korrosion. Sie treten meist nicht vereinzelt, sondern als Verein benachbarter Furchen mit teller- oder schüsselförmigem Querschnitt auf, die durch niedrige, meist gerundete Grate voneinander getrennt werden (Abb. 11). Der rhythmische Wechsel von Rillen und Rippen ergibt eine Kannelierung (Riefelung) der Blockoberflächen. Deutlich ausgeprägte Granitkarrenvorkommen (HUBER & CHABERA 1993) sind im NW Waldviertel unter anderem z. B. auf dem „Hängenden Stein“ (Abb. 12b) und dem „Gugelhupfstein“ (Abb. 13 und Abb. 12c), beide bei Heidenreichstein, auf dem „Hutstein“ in Haugschlag (Abb. 14 und Abb. 12a), auf dem „Teufelsstein“ unweit der Oberen Saaß bei Litschau (Abb. 11) sowie auf mehreren Steilwänden des Mandlsteingipfels entwickelt.

Den Fuß mancher Blöcke überformt eine **Felsfuß-Hohlkehle** (TWISALE 1962: „flared slope“ = „überkragender Hang“; DAHLKE 1970: „Hangversteilung“). Sie ist meist schmal und in geringem Höhenabstand über der Oberfläche des Lockerbodens, der den Blockfuß umgibt, in den Blockrand eingeschnitten. Meist ist sie nicht um den gesamten

Blockfuß herum, sondern nur an einer Seite des Blockfußes ausgebildet. Felsfuß-Hohlkehlen markieren den einstigen Kontakt einer Blockaußenwand zu einem (aggressiven) feuchten, früheren, längere Zeit in Höhe der Hohlkehle verharrenden, danach durch relativ rasche Abtragung tiefergelegten Verwitterungsboden (Abb. 15). Die bisher im NW Waldviertel entdeckten Felsfuß-Hohlkehlen (HUBER & CHABERA 1994) sind meist seicht, einige cm bis dm hoch und mehrere cm bis m lang. Schöne Beispiele aus dem NW Waldviertel sind unter anderem auf dem „Gugelhupfstein“; auf einem Block des sog. „Steinwandls“ ca. 200 m NNW von St. Peter in der Saab bei Litschau; in der Blockheide Gmünd-Eibenstein auf drei Blöcken, die 12-15 m S des

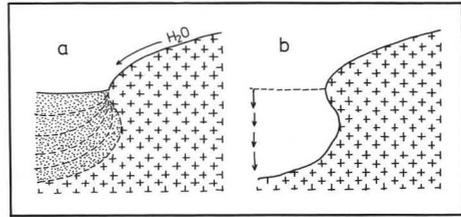


Abb. 15: Entstehung von Felsfuß-Hohlkehlen (modifiziert nach TWIDALE 1984).

Die Kreuzsignaturen bezeichnen granitisches Festgestein, die punktierten Flächen die lockeren Verwitterungsprodukte des Granits. Die Hohlkehlenbildung läuft zweiphasig ab: a- Das lockere Verwitterungsmaterial, das den Fuß einer Granitwand umgibt, erhält mehr Feuchtigkeit als seine Umgebung, da sich am Wandfuß eines Granitblocks (oder eines anderen Granitgebildes) die Niederschläge sammeln. Dies bewirkt in der angrenzenden Festgesteinwand verstärkte Korrosion, die zur kryptogenen Anlage der Felsfuß-Hohlkehlen führt. Strichlierte Linien: Verschiedene Positionen der in Tieferlegung begriffenen Lockerbodenoberfläche am Fuß der Granitwand. b- Nach der Abtragung des Lockermaterials liegen die Hohlkehlen frei. Strichlierte Linie: Ursprüngliche Landoberfläche.



Abb. 16: Felsfuß-Hohlkehlen auf zwei namenlosen Blöcken (530 m Seehöhe), NE Gmünd.

Auf dem mäßig geneigten Nordhang des Haselberges, in Richtung N zu W 580 m von dessen Gipfel (562 m) entfernt. (Die Anhöhe erhebt sich 1,8 km E von Kleineibenstein — bzw. etwa 3 km NE von Gmünd — im Ludwigsthaler Forst.) Eisgarner Granit. Der südlichere Block (links im Bild) wird an drei Seiten von Hohlkehlen unterminiert. Die Hohlkehle seiner Südostwand geht in die gleich hoch gelegene Hohlkehle seiner Südwestwand über. Die dritte (auf dem Bild nicht sichtbare) Hohlkehle der Nordwestwand ist isoliert. Der nördliche Block (im Hintergrund rechts) führt an seiner SSW-Seite drei gut erkennbare Hohlkehlen, deren oberste mäßig geneigt in den Boden eintaucht. Das Relikt einer vierten Hohlkehle liegt auf dem stark angewitterten Westrand des Blockes. Die rauen, frischen, von Flechten und Moosen kaum bewachsenen Innenflächen der Hohlkehlen beweisen, daß diese Tiefenverwitterungs-Kleinformen erst vor erdgeschichtlich kurzer Zeit freigelegt worden sind.

„Pilzsteins“ liegen; im Ludwigsthaler Forst auf mehreren Blöcken am gipfelnahen Osthang des Teichberges (577 m) sowie auf zwei Blöcken am Nordhang des Haselberges (562 m; Abb. 16) zu sehen.

Zur Forschungsgeschichte der Granitverwitterungs- und Abtragungsformen des Waldviertels, insbesondere seines nordwestlichen Teiles

Seit dem 19. Jahrhundert liegen darüber viele Arbeiten von interessierten Naturbeobachtern, Journalisten, Heimatkundlern und wissenschaftlichen Forschern vor.

Erste, kurze Hinweise auf die morphologische Besonderheit der Waldviertler Granitlandschaft gab Marcus Vincenz LIPOLD (1852), damals Aufnahmegeologe der k. k. geologischen Reichsanstalt. Die Waldviertler selbst waren jedoch zunächst vor allem von den Felsschüsseln der Granitblöcke fasziniert. Der aus Göpfritz an der Wild gebürtige Dr. jur. Matthäus MUCH, Nestor der österreichischen Urgeschichtsforschung, hatte bereits 1876 „flache beckenartige Vertiefungen unbekannter Entstehung auf Geneisblöcken“ gefunden. 1884 berichtete Ing. Ferdinand BRUN aus Kottes von „Schalensteinen“ der weiteren Umgebung von Arbesbach, sodann der Kooperator von Hoheneich, spätere Pfarrer und Dechant Alois PLESSER (1887, 1890, 1893, 1893a), der sie als „heidnische Opfersteine“ ansah und dessen erste Arbeit Josef TRAXLER (1888) referierte. 1893 machte der deutschnationale Abgeordnete Philipp Wilhelm HAUCK, der erfahren hatte, daß Steinmetze eine im Walde bei Großenstein gelegene, von Opferkesseln skulpturierte Granitformation namens „Lutherische Kirche“ abbauten, die Erhaltung von Naturdenkmälern mit Opferkesseln (um seiner Ansicht nach Belege germanischer Kultur an der deutschen Sprachgrenze zu Böhmen zu bewahren) durch eine Rede im österreichischen Reichsrat in Wien und später im niederösterreichischen Landtag zum Gegenstand parlamentarischer Debatten. Im Auftrag der k. k. Central-Commission für Erforschung und Erhaltung der Kunst- und historischer Denkmale erstellte hierauf MUCH (1893, 1893a, 1893b, 1893c; zusammengefaßt 1894) ein mehrfach veröffentlichtes Gutachten „Ueber die Schalensteine“, die er als Naturbildungen erkannte. In einem heftigen Pressekrieg etlicher Lokalzeitungen erntete er vor allem von einem streitbaren Diskussionsgegner mit dem Pseudonym „vom TRUTZAN“ (1893, 1893a, 1893b, 1893c, 1893d) scharfen Widerspruch.

Gegen eine natürliche Entstehung der Felsschüsseln sprach sich in seinen Arbeiten der Gründer des Drosendorfer Museums, Heimatkundler und Kenner vieler Granitformationen Franz Xaver KIESSLING aus (1893, 1893a, 1894, 1896, 1898, 1899, 1905, 1905a, 1905b, 1907, 1914) und stellte hierzu in seinem berühmten Buch „Über heidnische Opfersteine im Lichte der Volksmeinung und Forschung“ (1927) umfangreiche Feldbefunde zusammen. Der Benediktinerpater Vinzenz KARNER (1889), korrespondierendes Mitglied der k. k. geologischen Reichsanstalt zu Wien, wies auf Granitblöcke mit Schalen und Rinnen bei Eisgarn hin. Im selben Jahr beschrieb der große Autodidakt der Paläontologie und Urgeschichte und Stifter des Eggenburger Museums Johann KRAHULETZ (1898) „Die Schalensteine bei Eggenburg“. 1899 resümierte der Zisterzienserpater Benedikt HAMMERL (1899), Archivar des Stiftes Zwettl und Mitglied des Instituts für Österreichische Geschichtsforschung, daß die „Waldviertler Schalensteine ein Erzeugnis der Natur“ seien. Eine vorbildliche, bis heute gültige Arbeit über Schalensteine, die auch Beispiele aus dem Waldviertel enthält, legte der Brünner Prof. Anton RZEHAK (1906) vor. In seiner Dissertation erörterte der Geologe und spätere Direktor der Geologischen Bundesanstalt zu Wien Gustav GÖTZINGER (1907) den Effekt der Abtragung granitischen Verwitterungs-

schutts auf die Bergformen im Weinsberger Wald und im Gebiet zwischen Allentsteig und Zwettl. — Mit seinem Aufsatz „Wackelsteine in Niederösterreich“ ergänzte Rupert HAUER (1912), einer der vielseitigsten Heimatkundler des Waldviertels, später Pfarrer zu Dietmanns bei Gmünd, die Aufzählung mehrerer Waldviertler Wackelsteinfundorte des exaltierten Schriftstellers Guido LIST (1913). GÖTZINGER (1918, 1926) und der Litschauer Heimatforscher Karl ZIMMEL (1918) riefen zum Schutz der Granitverwitterungsformen des NW Waldviertels auf. Manche davon beschrieb HAUER in einigen seiner folgenden Arbeiten (1924, 1924a, 1928, 1951).

Mit Blöcken des Waldviertels beschäftigten sich Franz GLASSNER (1923, 1931) aus Atzenbruck sowie der Geograph und nachmalige Präsident des Vereines für Landeskunde von Niederösterreich und Wien Anton BECKER (1934, 1974). Der für seine Fächer begeisterte, vielbelesene Autodidakt der Geologie und Petrographie, Leiter des Archives und Städtischen Heimatmuseums in Gmünd sowie Korrespondent der Geologischen Bundesanstalt Rudolf OSTADAL verfaßte u. a. Arbeiten zur Granittektonik (1925) sowie zur Blockmorphologie (1932) und schlug für die Waldviertler Granitblöcke die treffende genetische Bezeichnung „Restlinge“ vor (1969). 1942 erschien der anonyme Artikel „Urwelt-Blöcke im Nordwald“. Schöne Photo- und Standortbelege etlicher granitischer Naturdenkmäler des NW Waldviertels stammen von Augustin MEISINGER (1947, 1948, 1949, 1949a, 1959). In vielen weiteren Artikeln sind reiche volks- und heimatkundliche Informationen und manche wertvolle Beobachtungen über die Granitformen dieses Raumes enthalten, so etwa in jenen von F. SCHÖNBAUER (1931), K. HÖFER (1937), F. SCHMUTZ -HÖBARTHEN (1942), H. SCHMIDT (1957), J. FUCHS (1961), H. K. (1961), H. HOFBAUER (1972), E. FIETZ (1975), E. LOKAY (1976), H. SAUER (1975-76, 1979, 1994), J. STROBL (1981), H. MAURER (1983); Wissenschaftliche Abhandlungen lieferten A. KIESLINGER (1964, 1976), H. HITZ (1969, 1973) und A. SPIEGLER (1974).

Kenner der Waldviertler Granitlandschaft sind K. LUKAN (z. B. 1973, 1979, 1982, 1989, 1995) und F. JANTSCH (1993), der — wie zuvor O. R. BRAUN (1981) — vielen Granitverwitterungsformen kultische Bedeutung beimißt, sowie jenes Team, das unter der Redaktion von H. & W. HARTMANN (1985, 1990) eine Übersicht über die Höhlen des Waldviertels erarbeitete. Mitglieder des Landesvereines für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich erstellten hierfür zahlreiche Berichte über Begehungen im NW Waldviertel (BAUMGARTNER 1979, BAUMGARTNER & MATOUSOVSKY 1969, 1971, 1975, MAYER & WIRTH 1972, 1980, MAYER, WIRTH & WIRTH 1984, 1984a, MAYER, RASCHKO & WIRTH 1984, 1984a, KÖRNER & KÖRNER 1990, 1990a, 1990b, 1990c).

Aus der Vielzahl der Orts- und Wanderführer für das NW Waldviertel, die manche Granitgebilde vermerken, seien folgende angeführt: H. STAMMGASSNER (1876), L. MACHURA (1964), O. K. M. ZAUBEK (1967), C. HERMANN (1976), B. BAUMGARTNER & W. TIPPELT (1983), der Führer durch den Naturpark Nordwald Großpertholz [etc.] (1987, S. 619), A. PASCHER (1992) sowie der Erlebnisführer [etc.] rund um Litschau (o. J.). Eine originelle Touristenkarte mit umfangreichem Verzeichnis interessanter, z. T. selbstbenannter Granitformationen zeichnete der Litschauer A. BÖHM (1980-81).

W. KÖHLER (1976), G. SCHREIBER (1989) sowie der Prager Journalist J. RUBIN (1989) verfaßten Kurzbeschreibungen der Blockheide Gmünd-Eibenstein. Die Granitverwitterung im Thaya Pluton skizzierte der Eggenburger F. F. STEININGER (1993). Der Deutsche D. ORTLAM (1994) interpretierte Granitkleinformen des NW Waldviertels fälschlich als subglaziale Bildungen.

Eine überblicksmäßige Kartenaufnahme der Schalensteinverbreitung zwischen Schön-
bach und Marbach im Walde führte Hannes SCHÜTT durch (veröffentlicht in: SAUER
1975-76). Über ungewöhnlich erschöpfende Kenntnis vieler Opferkesselfundorte nah und
fern seines Wohnortes verfügt Hanns Guido KOCH aus Kautzen. Von Manfred BLÜMEL
aus Litschau stammt eine vorbildliche, photographisch belegte, unpublizierte Detailkartie-
rung des Granitblockwerks im weiteren Umland des Herrenteiches im Maßstab 1 : 25 000.

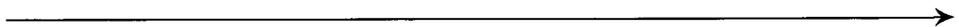
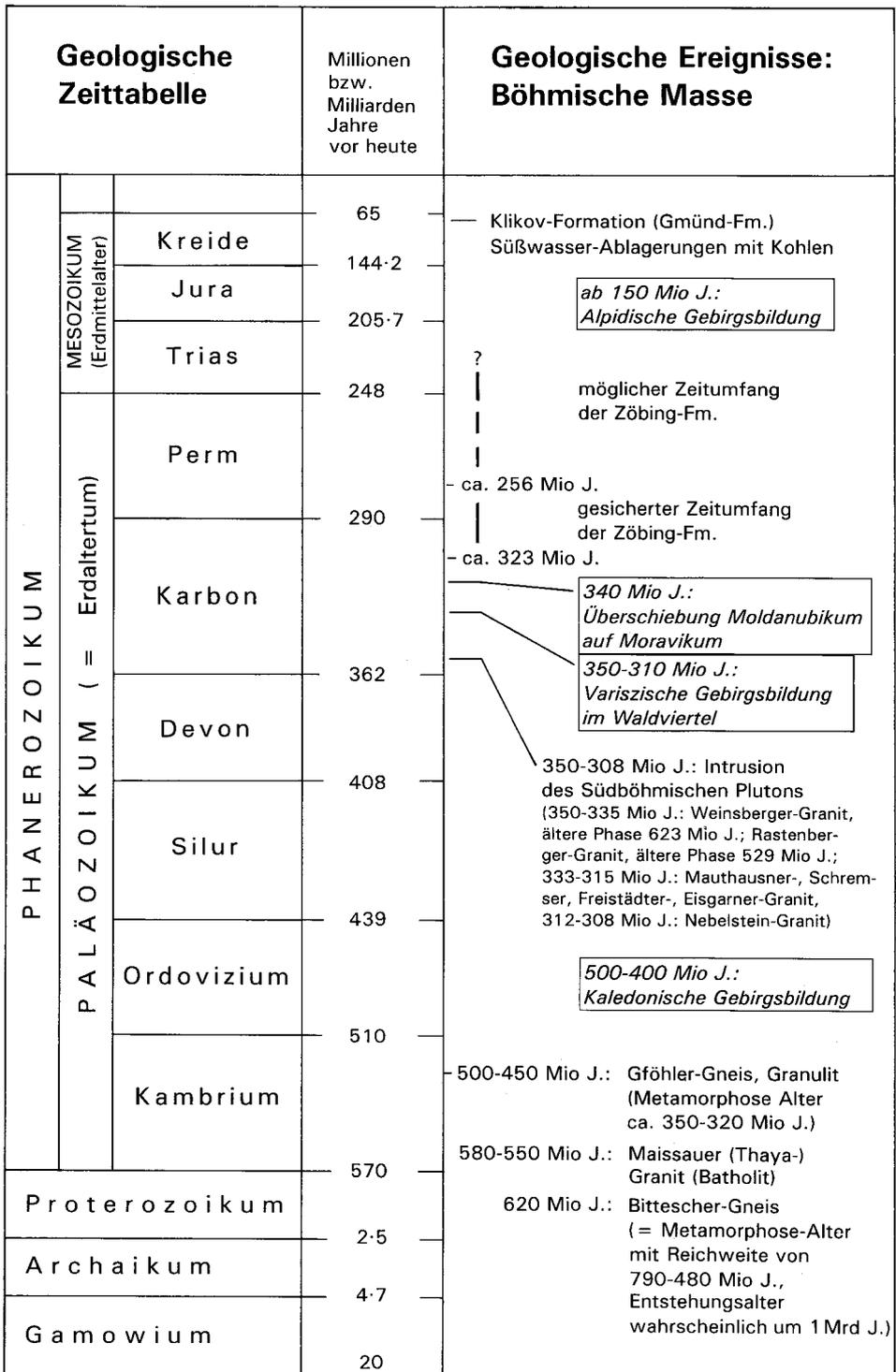


Tabelle 1 : Geologische Zeittabelle und geologische Ereignisse im Waldviertel. Erdfrühzeit: Protero-
zoikum, Erdaltertum: Paläozoikum und Erdmittelalter: Mesozoikum.

(Zusammengestellt von Fritz F. STEININGER)



Geologische Zeittabelle			Mio Jahre vor heute	Geologische Ereignisse: Böhmische Masse und Molasse-Zone
PHANEROZOIKUM	KÄNOZOIKUM (= Erdneuzeit)	Neogen Jung-„Tertiär“	heute Holozän	↑ 30000 Jahre: Der Mensch betritt das Waldviertel 2·5 Mio J.: Löss- und Paläoböden Formung der heutigen Landschaft 11 Mio J.: Hollabrunn-Mistelbach- Formation (= „Ur-Donau“) 16 Mio J.: Hollenburg-Karlstetten- Formation (= „Ur-Traisen“) Theras-Fm. 18 Mio J.: Limberg-Fm., Langau-Fm. ab 20 Mio J.: Ablagerungen des „Eggenburger-Meeres“ 23·7 St. Marein-Freischling-Fm. (= „Horner-Fluß“) Melk-Fm./Pielach-Fm. 35·4 ? Beginn der Granitverwitterung 56·5 65 Klikov-Fm. (Gmünd-Fm.): Süßwasser-Ablagerungen mit Kohlen <div style="border: 1px solid black; padding: 2px; display: inline-block;"> ab 150 Mio J.: Alpidische Gebirgsbildung </div>
			Pleistozän	
			Pliozän	
			Miozän	
		Paläogen Alt-Tertiär	Meso- zoikum	Oligozän
				Eozän
				Paleozän
			Kreide	

Tabelle 2: Geologische Zeittabelle und geologische Ereignisse im Waldviertel. Erdmittelalter: Mesozoikum und Erdneuzeit: Känozoikum.
(Zusammengestellt von Fritz F. STEININGER)

Zeit 10 ³ a	Zeitgliederung		Klima	Fundstellen im Waldviertel
	Postglazial		warm	Pollenprofile in Mooren
10	Spätglazial		allmähliche Erwärmung	Gänsgraben Gudenushöhle z.T.
13	Jüngere Mammut- Steppenzeit		kalt	Grubgraben Aggsbach, Langenlois Teufelslucke, Kamegg
25	Ältere Mammut- Steppenzeit		warm ?	
35	Mittel- Würm		kalt	Willendorf Schwallenbach Stratzing Krems-Hundssteig Senftenberg Rosenburg
65	Früh- Würm		warm	
120	Riß/Würm- Interglazial		kalt warm kalt warm kalt	Schusterlucke, ? Gudenushöhle
130	Mittel- Pleistozän		warm	
780	Alt- und Ältest- Pleistozän		zahlreiche Vereisungs- Zyklen	Rosenburg Mühdorf
1700	Ober- Pliozän		Wechsel von Lössen (kalt) und Paläoböden (warm)	Stranzendorf Krems- Schießstätte
2500	Mittel- Pliozän		warm (Rotlehme)	Neudegg
4000				

Tabelle 3: Geologische Zeittabelle und geologische Ereignisse im Waldviertel. Pliozän, Pleistozän und Holozän.
(Zusammengestellt von Gernot RABEDER)

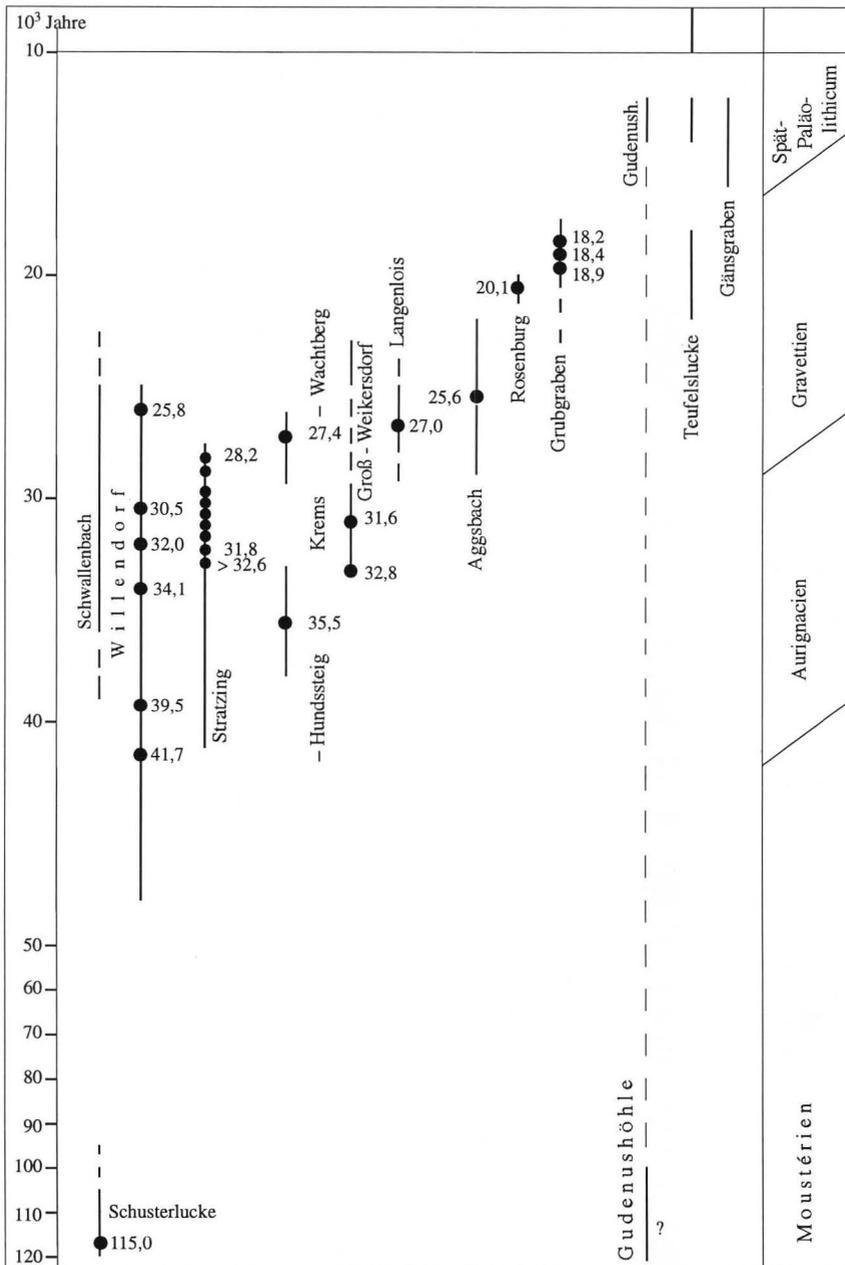


Tabelle 4: Geologische Zeittabelle und geologische Ereignisse im Waldviertel. Die zeitliche Stellung der klimatologisch aussagekräftigen Fossilfundstellen des Jungpleistozäns im Waldviertel.

Die absoluten Alterswerte (Mittelwerte) sind durch schwarze Kreise markiert. Hervorzuheben ist, daß nur ein relativ kurzer Zeitbereich des Jungpleistozäns durch die Lößfundstellen repräsentiert wird. Die Kenntnis über die älteren Phasen ist heute noch sehr mangelhaft. Alterswerte. (Zusammengestellt von G. RABEDER nach NEUGEBAUER-MARESCH 1993 und 1996).

GESAMT-LITERATURVERZEICHNIS

- ANTL-WEISER, W., 1986: Das Fundmaterial von Horn-Galgenberg und seine Stellung am Übergang vom Paläolithikum zum Mesolithikum. — Diss. Univ. Wien.
- BACHMAYER, F. & W. VASICEK, 1967: Insektenreste aus dem Perm von Zöbing bei Krems in Niederösterreich. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 71: 13-18, 2 Abb., 1 Taf. Wien.
- BAKKER, J. P., 1967: Weathering of granites in different climates, particularly in Europe. — In: MACAR, P. (Hg.): *Volution des Versants (et compte rendu des excursions)*. — Vol. *Versants Cartogr. géomorph., Dynam. fluv.*, 1: 51-68. Liege.
- BAUER, B., 1972: Geomorphologie des südöstlichen Waldviertels im Einzugsgebiet von Krems und Kamp. — Diss. Univ. Wien, 79, 98 S. Wien.
- BAUER, M., 1989: Beiträge zur Geologie der Seyschellen, insbesondere zur Kenntnis des Late-rits. — Jb. Min., Geol. und Pal., Abh., I: 163-219. Stuttgart.
- BAUMGARTNER, B. & W. TIPPELT, 1983: Wandern in Niederösterreich. — 180 S. (NÖ Pressehaus), St. Pölten-Wien.
- BAUMGARTNER, H. & A. MATOUSOVSKY, 1969: Forschungsfahrt im Waldviertel [Pummerloch]. — Höhlenkd. Mitt., 25: 81-84. Wien.
- BAUMGARTNER, H. & A. MATOUSOVSKY, 1971: Kundfahrten im Waldviertel. [Mariensteinhöhle, Pumperskirchen, etc.]. — Höhlenkd. Mitt., 27: 55. Wien.
- BAUMGARTNER, H. & A. MATOUSOVSKY, 1975: Neue Höhlen im Gebiet 6845 [Grabenloch, Blockhöhle, ...]. — Höhlenkd. Mitt., 31: 121-122. Wien.
- BAUMGARTNER, H., 1979: Neues aus der Teilgruppe 6845 [Pummerloch, Einsiedlerlucke, Grafenhäusl]. — Höhlenkd. Mitt., 35: 59. Wien.
- BAYER, J., 1927a: Die Teufelslucken bei Eggenburg in Nieder-Österreich, eine Station des Eiszeitmenschen. — *Eiszeit*, 4: 104 ff. Wien.
- BAYER, J., 1927b: Eine Station des Eiszeitjägers im Mießlingtal bei Spitz an der Donau in Nieder-Österreich. — *Eiszeit*, 4: 91 ff. Wien.
- BECKER, A., 1974: Die Blocklandschaft des Waldviertels. — *Unsere Heimat*, 7/8-9: 207-217. Wien.
- BERG, F., 1962: Die prähistorischen Funde. — In: EHRENBERG, K., 1966: Die Teufels- oder Fuchsenlucken bei Eggenburg (NÖ). — *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 112: 123 ff. Wien.
- BERG, F., 1962: Die ur- und frühgeschichtliche Besiedlung des Waldviertels. — *Mitt. urgesch. Arbeitsgem.*, XIII: 17 ff. Wien.
- BIROT, P., 1958: Les dômes cristallins. — *C. N. R. S.: Doc. Cart. & Geogr., Mém. & Doc.*, 6: 9-34. Paris.
- BÖHM, A., 1980-81: Wanderkarte Litschau und Umgebung 1:50000. — (Buschek), Litschau.
- BORGER, H., 1992: Paleotropical weathering on different rocks in Southern Germany. — *Geomorph.*, N. F. Suppl. 91: 95-108. Berlin-Stuttgart.

- BRANDTNER, F., 1950: Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns in Niederösterreich. — Arch. Austriaca, 5: 101 ff. Wien.
- BRANDTNER, F., 1954: Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und angrenzenden Gebieten. — Eiszeitalter & Gegenwart (Jb. dt. Quartärver.), 7. Öhringen.
- BRANDTNER, F., 1955: Kamegg, eine Freilandstation des späten Paläolithikums in Niederösterreich. — Mitt. Prähist. Komm. Österr. Akad. Wiss., 7: 1 ff. Wien
- BRANDTNER, F., 1959: Die geologisch-stratigraphische Position der Kulturschichten von Willendorf in der Wachau, NÖ. — Mitt. Prähist. Komm. Österr. Akad. Wiss. 8/9: 172 ff. Wien.
- BRANDTNER, F., 1971: Aggsbach Markt. — Fundber. Österr., 7 (1956-60): 1. Wien
- BRANDTNER, F., 1990. Die Paläolithstation „Grubgraben“ bei Kammern. Vorläufige Ergebnisse neuer Grabungen. — Fundber. Österr., 28 (1989): 17 ff. Wien.
- BRANDTNER, F., 1995: Minerale und Gesteine als Rohmaterial für Werkzeuge und Geräte am Beispiel der Paläolithstation „Grubgraben“ bei Kammern, N.Ö. — In: STEININGER, F. F. & H. REINHART (Hg.): Schamanenzauber und Eiszeitkunst. Das Leben in der Altsteinzeit an Thaya, Pulkau und Donau. — Kat. Krahuletz-Mus., 14: 59-61. Eggenburg.
- BRANDTNER, F. & B. KLIMA, 1995: Überlegungen zu einer Rekonstruktion der Behausung der Paläolithstation „Grubgraben“ bei Kammern, N.Ö. — In: STEININGER, F. F. & H. REINHART (Hg.): Schamanenzauber und Eiszeitkunst. Das Leben in der Altsteinzeit an Thaya, Pulkau und Donau. — Kat. Krahuletz Mus., 14: 45-50, 3 Abb. Eggenburg.
- BRANDTNER, F. & F. ZABUSCH, 1950: Neue Paläolithfunde aus der Umgebung von Eggenburg. — Arch. Austriaca, 5: 89 ff. Wien.
- BRAUN, O. R., 1981: Heidnische Kultsteine im Waldviertel. — Festschrift Kuenringerfest Zwettl (= Waldviertler Kurier Nr. 21a): 55, 57, 59-61. Zwettl.
- BREITER, K., 1992: Leukokrate Granite in der Umgebung von Nová Bystrice. — Ber. GU Praha (in Tschechisch).
- BREITER, K., 1993: Rare metal bearing granites of the Bohemian Massif. — Abst. Vol. Joint Meeting COFAB — WGGT „Metallogeny of Collisional Orogenes of the Hercynian Type“: 18-19.
- BREITER, K., 1994: The youngest Variscan magmatic rocks in the southern part of the Bohemian Massif — example: „Homolka granite“. — Mitt. Österr. Min. Ges., 139: 30-32. Wien.
- BREITER, K., GÖD, R., KOLLER, F., SLAPANSKY, P. & L. KOPECKY, 1994: Exkursion D: Mineralisierte Granite im Südböhmischen Pluton. — Mitt. Österr. Min. Ges., 139: 429-456. Wien.
- BREMER, H., 1974: Geologie und Geomorphologie. — Heidelberger Geogr. Arb., 40: 219-237. Heidelberg.
- BREUIL, H. & H. OBERMAIER, 1908: Die Gudenushöhle in Niederösterreich. — Mitt. Anthropol. Ges., 38: 277 ff. Wien.
- BREUIL, H. & R. LANTIER, 1951: Les hommes de la pierre ancienne. — Paris.

- BRIX, F. & O. SCHULTZ (Hg.), 1993: Erdöl und Erdgas in Österreich. — Veröff. Naturhist. Mus. Wien, N. F. 19: XXIV + 688 S., 17 Beil. (Berger), Wien.
- BRUN, F., 1884: Schalensteine bei Arbesbach in Niederösterreich. — Anthropolog. Ges. Wien, N. F. 4 (= 14): 85 S., Wien.
- BUCH, L. von, 1844: Ueber Granit und Gneis, vorzüglich in Hinsicht der äusseren Form, mit welcher diese Gebirgsarten auf der Erdoberfläche erscheinen. — Abh. Akad. Wiss. Berlin, 1842: 57-77. Berlin.
- BÜDEL, J., 1957: Die „doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. — Geomorph. N. F. 1: 201-208. Berlin.
- CARROLL, D., 1970: Rock weathering. — XV+203 S. (Plenum Press), New York-London.
- CENTENO, J. de D., 1988: C. R. Twidale, Rocas fungiformes, pedestales y formas asociadas en Anvil Hill, Mannum, Australia del Sur. — Est. geol. Mus. Nac. Cienc. Nat., 44: 93-98. Madrid.
- CERNAJSEK, T., 1989: Die Entwicklung der geowissenschaftlichen Karten in Österreich von 1800 bis 1950. — In: WAWRIK, F. & E. ZEILINGER (Hg.): Austria Picta, Österreich auf alten Karten und Ansichten. — 178-187. (Akad. Druck- u. Verlagsanst. Graz), Wien.
- CHÁBERA, St. 1962: Pseudoskrapy v žulách Českomoravské vrchoviny [= Pseudokarren in Graniten der Böhmischo-mährischen Höhen]. — Českoslov. Kras, 13 (1960-1961): 217-218. Praha.
- CHÁBERA, St. & K. H. HUBER: Pilzfelsen und Wackelsteine in Granitoiden des Südböhmischen Plutons. Skalní hříby a viklany v granitoidech moldanubického plutonu. — Sborn. Jihočeského Muz. Českých Budějovicích, Přírodní vědy (in Druck).
- CHÁBERA, St., 1952: Viklany a hříbovité útvary na Šumavě [= Wackelsteine und pilzartige Formen im Böhmerwald]. — Vesmír, 31: 267-268. Praha.
- CHÁBERA, St., 1955: Periglaciální zjevy v jižních Čechách. The periglacial phenomena in South Bohemia. — Rozpr. Českosl. Akad. Věd, matem. přírod. Věd, 65: 49-68. Praha.
- CHÁBERA, St., 1961: Mísovitě vyvětrávání žuly v jižních Čechách. [Die schüsselartigen Verwitterungsformen im Granit in Südböhmen.] — Sbor. Krajs. Vlastivěd. Muz. Česk. Budějovicích, Přírodní vědy, 3: 51-67. České Budějovice.
- CHÁBERA, St., 1972: Zajímavá lokalita zvětrávání granodioritu jv. od Volar. [Eine beachtenswerte Lokalität einer Granodioritverwitterung SO von Volary (Wallern).] — Zpráv. Chráněná krajinná oblast Šumava, 13: 24-28. České Budějovice-Plzeň.
- CHAPMAN, R. W. & M. A. GREENFIELD, 1949: Spheroidal Weathering of Igneous Rocks. — Amer. J. Sc., 247: 407-429. New Haven.
- CICHOCKI, O. & al., 1991: Flußmündungen und Braunkohlenwälder. — In: STEININGER, F. F. & W. E. PILLER (Hg.): Eggenburg am Meer. — Eintauchen in die Erdgeschichte. — Kat. Krahuletz-Mus., 12: 63-68. (Schindler), Eggenburg.
- CLARKE, D. B., 1992: Granitoid Rocks. — XI + 283 S. (Chapman & Hall), London-New York-Tokyo-Melbourne.
- CLOOS, H., 1923: Das Batholithenproblem. — Fortschr. Geol. & Palaeontol., H. 1: 80 S., Berlin.

- CLOOS, H., 1925: Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I. Spezieller Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. — XI + 194 S. (Borntraeger), Berlin.
- CLOOS, H., 1936: Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der inneren Dynamik. — XI + 503 S. (Borntraeger), Berlin.
- CYREK, K., 1986: Die Technologie des magdalenischen Stein-Komplexes aus der Gudenushöhle. — Mitt. Österr. Arbeitsgem. Ur- & Frühgesch., 36: 7 ff. Wien.
- CZJZEK, J., 1849: Geognostische Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhardsberge. Maßstab 1:72000 (4000 Klf. = 4 Zoll; 1 Meile = 4 Zoll). — 4 Prof., 1 Wandprof., 1 Ansicht. Wien.
- CZJZEK, J., 1853: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhartsberg. — Sitz. Ber. k. Akad. Wiss., math. — naturwiss. Kl. 7: 1-77, 4 Abb. Wien.
- CZUDEK, T., DEMEK J., MARVAN P., PANOS V. & J. RAUSER, 1964: Verwitterungs- und Abtragungsformen des Granits in der Böhmisches Masse. — Petermanns Geogr. Mitt., 108: 182-192. Gotha.
- DAHLKE, J., 1970: Beobachtungen zum Phänomen der Hangversteilungen in Südwestaustralien. — Erdkunde Archiv wiss. Geogr., 24: 285-290. Bonn.
- DALLMEYER, R. D., FRITZ, H., NEUBAUER, F. & M. URBAN, 1994: 40Ar/39Ar mineral age controls on the tectonic evolution of the southeastern Bohemian Massif. — Exc. Guide: Geology of the Moravian Zone. — Final Conf. S 47-GEO: Pre-Alpine Crust in Austria: 14-22. Krems.
- DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F. & V. HÖCK, 1992: Chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian zones) — 40Ar/39Ar mineral age controls. — Tectonophysics, 210: 135-153. Amsterdam.
- DELPORTE, H., 1993: L'image de la femme dans l'art préhistorique. — (Hg.: Picard), Paris.
- DEMEK, J., 1964: Castle koppies and tors in the Bohemian Highland (Czechoslovakia). — Biul. perygl., 14: 195-216. Łódź.
- DEMEK, J., 1967: O vlivu exfoliace na vyvoj reliefu v masivních horninách. Exfoliation in Massive Rocks and its Influence on Landscape Development. — Zprávy Geogr. Ust. Česk. Akad. Věd, 1967/4: 5-17. Opava.
- DEMEK, J., 1969: Cryoplanation Terraces, their Geographical Distribution, Genesis and Development. — Rozpr. Česk. Akad. Věd, rada matem. Přírod. Věd, 79: 80 S., Praha.
- DUDEK, A., 1980: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia, Bruno-Vistulicum. — Rozpr. Česk. Akad. Věd Rada, Mat. Přír. Věd., 90: 1-85. Prag.
- EHLEN, J., 1994: Classification of Dartmoor Tors. In: ROBINSON, A & R[end] B. G. WILLIAMS (Hg.: Rock Weathering and Landform Evolution.) — 393-412. (John Wiley & Sons), New York-Toronto-Singapore.
- EHRENBERG, K., 1966 (Hg.): Die Teufels- oder Fuchslucken bei Eggenburg (NÖ). — Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 112: 1-158, 6 Abb., 19 Tab., 15 Taf. Wien.
- ELLENBERGER, F., 1948: Métamorphisme, Silicifications et Pédogénèse en Bohème Méridionale. — Ann. Sc. Franche-Comte, 3: 171 S., 61 Fig., 1 Kt. Besancon.

- Erlebnislehrer für das Erlebnisland rund um Litschau. — 48 S. (Janetschek), Heidenreichstein.
- ETTINGSHAUSEN, C. v., 1852: Beitrag zur näheren Kenntnis der Flora der Wealdenperiode. — Abh. k. k. Geol. Reichsanst. 1(III): 1-32, 6 Abb., 5 Taf. Wien.
- FALCONER, J. D., 1913: The Origin of Kopjes and Inselberge. — Rep. Meet. Brit. Ass. Advanc. Sc. Dundee, Sept. 4-11, 1912. Trans. Sect. C-Geol. 476 S., London.
- FALKE, H. 1972 (Hg.): Rotliegend. Essays on European Lower Permian. — Int. Sed. Petrogr. Ser., 15: I-X, 1-299, 66 fig. (E. J. Brill), Leiden.
- FANIRAN A. & L. K. JEJE, 1983: Humid tropical geomorphology. — XVII + 414 S. (Longman), London-Lagos-New York.
- FELGENHAUER, F., 1950: Mieslingtal bei Spitz an der Donau NÖ. Ein Fundplatz des oberen Paläolithikums. — Arch. Austriaca, 5: 35 ff. Wien.
- FELGENHAUER, F., 1951a: Aggsbach, ein Fundplatz des späten Paläolithikums in Niederösterreich. — Mitt. Prähist. Komm. Österr. Akad. Wiss., 5(6): 160-266. Wien.
- FELGENHAUER, F., 1951b: Die Paläolithstation Spitz an der Donau (Spitz — Singerriedl). — Arch. Austriaca, 9: 1 ff. Wien.
- FELGENHAUER, F., 1959: Willendorf in der Wachau. Monographie der Paläolith-Fundstellen I-VII. — Mitt. Prähist. Komm. Österr. Akad. Wiss., 8/9. Wien.
- FELGENHAUER, F., 1974: Langenlois. — Fundber.Österr. 8: 2 f. Wien.
- FIETZ, E., 1975: Von alten Kultsteinen im Waldviertel. — Das Waldviertel, N. F. 24 (= 35): 1-16. Krems.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & H. P. STEYRER, 1989: The Granitoids of the Moravian Zone of Northeastern Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin? — Precamb. Res., 45: 235-245. Amsterdam.
- FINGER, F. & V. HÖCK, 1986: Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich. — Jb. Geol. Bundesanst., 129: 641-642. Wien.
- FINGER, F. & A. von QUADT, 1993: Wie alt ist der Weinsberger Granit? U/Pb versus Rb/Sr Geochronologie. — Mitt. Österr. Min. Ges., 137: 83-86. Wien.
- FINK, J., 1978 (Hg.): Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. Anlässlich der DEUQUA-Tagung 1978 in Österreich. — Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss. Ergänzung zu Bd. 1. Wien.
- FIRBAS, F., 1949: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. — 480 S. Jena.
- FISCHER, H., 1979: Reliefgenerationen im Kristallinmassiv, Donaauraum, Alpenvorland und Alpenrand im westlichen Niederösterreich. — Forsch. dt. Landesk., 213: 232 S., Trier.
- FLEURY, E., 1919: Sur la signification et le rôle de la lapiésation dans la désagrégation des roches granitiques en Portugal. — Compt. Rend. Hebd. Sc. Acad. Sc., 168: 896-899. Paris.
- FRANK, C. & G. RABEDER, (in Druck): Neue ökologische Daten aus dem Lößprofil von Willendorf.

- FRANK, W., 1994: Geochronology and evolution of the South Bohemian Massif: A review. — Mitt. Österr. Min. Ges., 139: 41-43. Wien.
- FRANK, W., SCHARBERT, S., THOENI, M., POPP, F. & S. HAMMER, 1991: Isotopengeologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse. Proterozoische Gesteinsserien und variszische Hauptmetamorphose. Österr. — Beitr. Meteor. Geophys., 3: 185-228.
- FRANKE, W., 1989: Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. — Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 230: 67-90.
- FRITZ, H. & F. NEUBAUER, 1993: Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. — Geol. Rdsch., 82: 556-565.
- FUCHS, G., 1971: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N.Ö.). — Verh. Geol. Bundesanst. 1971: 424-440. Wien.
- FUCHS, G., 1976: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. Bundesanst., 119: 45-61. Wien.
- FUCHS, G., 1986: Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. Bundesanst., 129: 41-49. Wien.
- FUCHS, G., 1991: Das Bild der Böhmisches Masse im Umbruch. — Jb. Geol. Bundesanst. 134: 701-710. Wien.
- FUCHS, G. & A. MATURA, 1976: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. — Jb. Geol. Bundesanst., 119: 1-43.
- FUCHS, G. & R. ROETZEL, mit einem Beitrag von HEINZ, H. 1990: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000. Erläuterungen zu Blatt 36 Ottenschlag. — 64 S., 4 Abb., 2 Tab., 2 Taf. (Geol. Bundesanst.), Wien.
- FUCHS, J., 1961: Steinwandl allerwegen. — Das Waldviertel, N. F. 10 (= 21): 53-55. Krems.
- FUCHS, W., 1972: Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes. — Jb. Geol. Bundesanst., 115: 205-245, 7 Abb., 2 Tab., 1 Taf. Wien.
- FUCHS, W., GRILL, R., MATURA, A. & W. VASICEK, 1984: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000. 38 Krems. — (Geol. Bundesanst.), Wien.
- Führer durch den Naturpark Nordwald Großpertholz und die Marktgemeinde Bad Großpertholz. — (Naturpark Nordwald Großpertholz.) — 93+3 S. Bad Großpertholz.
- GEBAUER, D. & G. FRIEDL, 1994: A 1.38 Ga. protolith age for the Dobra orthogneiss (Moldanubian zone of the southern Bohemian Massif, NE-Austria): Evidence from Ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircon. — J. Czech. Geol. Soc., 39/1: 34-35. Praha.
- GILBERT, G. K., 1904: Domes and Dome Structure of the High Sierra. — Bull. Geol. Soc. Am., 15: 29-36. Rochester.
- GLASSNER, F., 1923: Die Granitblöcke des Waldviertels. — Bl. Naturkunde & Naturschutz Niederösterreich., 10: 40-42. Wien.
- GLASSNER, F., 1931: Der Granit im westlichen Waldviertel. — Das Waldviertel, 4/5: 1-3. Waidhofen.

- GÖD, R., 1989: A contribution to the mineral Potential of the Southern Bohemian Massif. — Arch. Lagerst. Forsch. Geol. Bundesanst., 11: 147-153. Wien.
- GÖD, R. & F. KOLLER, 1987: Molybdän-führende Gneise in der südlichen Böhmisches Masse. — Mitt. Österr. Min. Ges., 132: 87-101. Wien.
- GÖD, R. & F. KOLLER, F., 1989: Molybdenite-magnetite bearing greisens associated with peraluminous leucogranites, Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). — Chemie der Erde, 49: 185-200. Jena.
- GODARD, A., 1977: Pays et paysages du granite. — 232 S., Paris.
- GÖTZINGER, G., 1907: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. — Geogr. Abh., 9: 157 S., Leipzig.
- GÖTZINGER, G., 1918: Gedanken zum Schutze geologischer und geomorphologischer Naturdenkmäler in Niederösterreich. 2. Teil. — Bl. Naturkunde & Naturschutz Niederösterr., 5: 13-27. Wien.
- GÖTZINGER, G., 1926: Die Pflege geologischer Naturdenkmale in Niederösterreich, besonders nahe Wien. — Bl. Naturkunde & Naturschutz Niederösterr., 13: 109-113. Wien.
- GRILL, R., 1947: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. — Verh. Geol. Bundesanst., 1945: 4-28, 3 Abb. Wien.
- GRILL, R., 1957: Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerats (Niederösterreich). — Verh. Geol. Bundesanst., 1957: 113-120. Wien.
- GRUNER, H., 1881: Die Opfersteine Deutschlands. Eine geologisch-ethnographische Untersuchung. — 63 S., Leipzig.
- GÜNTHER, A. W. S., 1909: Untersuchungen über Wackelsteine und damit zusammenhängende Denudationserscheinungen. — Sitzber. Bay. Akad. Wiss., Math.-physik. Kl., Jg. 1909: 1-17. München.
- H. K., 1961: Der Warzenstein zu Harmannschlag. — Das Waldviertel, N. F. 10 (= 21): 123. Krems.
- HAESAERTS, P., 1990: Nouvelles recherches au gisement de Willendorf (Basse Autriche). — Bull. Inst. Royal Sci. Natur. Belg. Sc. Terre, 60: 203-218. Bruxelles.
- HAHN, J., 1977: Aurignacien. Das ältere Jungpaläolithikum in Mittel- und Osteuropa. — Fundamenta, A 9. Köln.
- HAHN, J., 1986: Kraft und Aggression. Die Botschaft der Eiszeitkunst im Aurignacien Süddeutschlands? — Arch. Venatoria, 7. Tübingen.
- HAMMERL, P. B., 1899: Die Schalen- und Opfersteine im Waldviertel. — Kremser Ztg., 30. Jg. Nr. 34: 1-2. Krems.
- HAMPL, F., 1950: Das Aurignacien aus Senftenberg im Kremstal, Niederösterreich. — Arch. Austriaca, 5: 80 ff. Wien.
- HARTMANN, H. & W. HARTMANN (Red.), 1985: Die Höhlen Niederösterreichs. Bd. 3. Südwestliches Niederösterreich und Randgebiete, Waldviertel. — Wiss. Beih. „Die Höhle“, 30: 432 S., Wien.

- HARTMANN, H. & W. HARTMANN (Red.), 1990: Die Höhlen Niederösterreichs. Bd. 4. — Wiss. Beih. „Die Höhle“, 37: 624 S., Wien.
- HAUER, R., 1912: Wackelsteine in Niederösterreich. — Mbl. Ver. Landesk. Niederösterreich, 6: 158-164. Wien.
- HAUER, R., 1924: Heimatkunde des Bezirkes Gmünd. — VII + 309 S., (O. Neugebauer), Zwettl.
- HAUER, R., 1924a: Wackelsteine. — Volksb.-Kal., 15 (1925): 56-58. St. Pölten.
- HAUER, R., 1928: Die „Schalensteine“ des Waldviertels. — Reichspost, 35, Nr. 140: 19-20. Wien.
- HAUER, R., 1951: Heimatkunde des Bezirkes Gmünd. (2. Aufl.) — 436 S., (Berger), Gmünd.
- HEDGES, J., 1969: Opferkessel. — Z. Geomorph., N. F. 13: 22-55. Berlin.
- HEINRICH, W., 1973: Das Jungpaläolithikum in Niederösterreich. — Diss. Univ. Salzburg.
- HERMANN, C., (Hg.), 1976: Naturpark Blockheide Gmünd-Eibenstein. — 16 S. Gmünd.
- HILLE, P. & G. RABEDER, 1986 (Hg.): Die Ramesch-Knochenhöhle im Toten Gebirge. — Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 5: 1-77. Wien.
- HITZ, H., 1969: Morphologische Überarbeitung des Blattes 6 Waidhofen a. d. Thaya — Süd der ÖK 1:50000 (unveröff.): IV + 37 S., Wien.
- HITZ, H., 1973: Schalensteine im Waldviertel — Rätsel und Probleme?. — Das Waldviertel, N. F. 22 (= 33): 136-137. Krems.
- HÖCK, V. & J. LEICHMANN, 1994: Exkursion C: Das Moravikum der Thayakuppel. — Mitt. Österr. Min. Ges., 139: 407-427. Wien.
- HÖCK, V., 1994: Metamorphic evolution. — In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & K. WEBER, K. (Hg.): Prepermian Geology of Central and Eastern Europe. — 541-553. (Springer), Berlin.
- HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. & D. TOPA, 1991: Granat-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich. — Österr. Beitr. Meteor. Geoph., 3 (1990): 149-167. Wien.
- HOFBAUER, H., 1972: Rätsel der Schalensteine im Waldviertel. — Das Waldviertel, N. F. 21 (= 32): 159-162. Krems.
- HÖFER, K., 1937: Schalensteine im Waldviertel. — Das Waldviertel, 10: 29-30. Waidhofen.
- HOLGER, Ph. A. Ritter v., 1842: Geognostische Karte des Kreises ob dem Manhartsberge in Oesterreich unter der Ens, nebst einer kurzen Beschreibung der daselbst vorkommenden Felsarten. Nach eigenen Beobachtungen. — 44 S., 1 Geol. Kte. 1841 mit 4 Fig. (Singer & Goering), Wien.
- HOLY, H., 1939: Aufnahmebericht für 1938 von Dr. Hans Holy über Blatt Hollabrunn (4556/1 und 2) und Blatt Znaim (4456/3). — Verh. Geol. Bundesanst., 1939: 51-53. Wien.
- HÖVERMANN, J., 1951: Zur Altersdatierung der Granitvergrusung. — N. Arch. Niedersachsen, 4: 489-491. Bremen-Horn.

- HUBER, F., 1935: Der Warzenstein. — *Das Waldviertel*, 8/7: 90-91 Waidhofen.
- HUBER, K. H. & St. CHÁBERA, 1993: Nové lokality žlábkových skrapů v žulách centrálního masívu moldanubického plutonu. Neue Granitkarrenfundorte im Südböhmischen Pluton. — *Sb. Jihočeského Muz. Česk. Budějovicích, Přírod. Vědy*, 33: 5-14. České Budějovice.
- HUBER, K. H. & St. CHÁBERA, 1994: Úpatní výklenky na žulových balvanech moldanubika. Felsfuß-Hohlkehlen (basal flared slopes) auf Granitblöcken des Moldanubikums. — *Sbor. Jihoč. Muz. Českých Budějovicích, Přírod. Vědy*, 34: 5-16. České Budějovice.
- HÜBLER, F., 1882: Ueber die sogenannten Opfersteine des Isergebirges. Eine archäologisch-geologische Untersuchung. — *Mitt. Ver. Naturfreunde Reichenberg*, 13: 19-70. Reichenberg.
- JANTSCH, F., 1993: Kultplätze im Land um Wien. Wien, Niederösterreich und Burgenland. — I: 256 S. (Freya), Unterwaltersdorf.
- JOHANNES, W., 1992: Wasser und die Genese von Graniten — Modellvorstellungen und neuere experimentelle Ergebnisse. — *Mitt. Österr. Min. Ges.*, 137: 154-155. Wien.
- KARNER, P. V., 1889: Über vergleichende Resultate aus dem letzten Forschungen in den künstlichen Höhlen Niederösterreichs. — *Bl. Ver. Landeskd. Niederösterr.*, 13: 37-43. Wien.
- KIESLINGER, A., 1964: Die Granitblöcke des Waldviertels. — In: L. MACHURA (Hg.): *Die Blockheide Eibenstein bei Gmünd. Ein Naturpark im Waldviertel.* — (NÖ Landesreg.), Wien.
- KIESSLING, F. & H. OBERMAIER, 1911: Das Plateaulehm-Paläolithikum des nordöstlichen Waldviertels von Niederösterreich. — *Mitt. Anthrop. Ges. Wien*, XXXXI: 1 ff. Wien.
- KIESSLING, F. X., 1893: Die germanischen Opfersteine im n.-ö. Waldviertel. — *Der Bote aus dem Waldviertel*, 16. 1893; Nr. 378: 1-2; Nr. 379: 1-2, Nr. 380: 1-2, Nr. 382: 4-5. Horn.
- KIESSLING, F. X., 1893: Eine Ansicht über die germanischen Opfersteine im niederösterreichischen Waldviertel. — *Oesterr. Land-Ztg.*, 14: 19-20. Wilhelmsburg.
- KIESSLING, F. X., 1894: Ueber germanische Opfersteine in Niederösterreich. — 28 S. (Kubasta & Voigt), Wien.
- KIESSLING, F. X., 1896: Denkmäler germanischer Vorzeit im niederösterreichischen Waldviertel. — 46 S. (Kubasta & Voigt), Wien.
- KIESSLING, F. X., 1898: Eine Wanderung im Poigreiche. Betrachtungen über die Örtlichkeiten Horn, Rosenberg, Altenburg, Maria Dreieichen u. s. f. mit besonderer Berücksichtigung der deutschen Vorzeit. — 450 S. (Berger), Horn.
- KIESSLING, F. X., 1899: Zuggers. (Geht's vielleicht wieder den Opfersteinen an den Kragen?) — *Der Bote aus dem Waldviertel*, 22, Nr. 509: 5. Horn.
- KIESSLING, F. X., 1901: Gmünd. (Ein Wink für die Freunde der Waldviertler Schalen- und Opfersteine.) — *Der Bote aus d. Waldviertel*, 24, Nr. 574: 5. Horn.
- KIESSLING, F. X., 1903: Opfersteine und vorzeitliche Denkstätten im Fichtelgebirge. — *Der Bote aus dem Waldviertel*, 26, Nr. 619: 9. Horn.
- KIESSLING, F. X., 1905: Zur Opferstein-Angelegenheit (Fortsetzung aus Nr. 619... des „Boten a. d. W.“) — *Der Bote aus dem Waldviertel*, 28, Nr. 654: 9-10. Horn.
- KIESSLING, F. X., 1905a: Zur Opferstein-Angelegenheit (Druckberichtigungen). — *Der Bote aus dem Waldviertel*, 28, Nr. 658: 13. Horn.

- KIESSLING, F. X., 1905b: Waldviertel. (Zur Frage der Erhaltung der Schalen- und Opfersteine.) — Der Bote aus dem Waldviertel, 28. Jg. Nr. 659: 9. — Horn.
- KIESSLING, F. X., 1907: Steine mit merkwürdigen Aushöhlungen. — Der Bote aus dem Waldviertel, 30, Nr. 698: 5. Horn.
- KIESSLING, F. X., 1914: Altertümische Kreuz- und Quer-Züge. — 22 + 704 S. (Kubasta & Voigt), Wien.
- KIESSLING, F. X., 1927: Über „Heidnische Opfersteine“ im Lichte der Volksmeinung und Forschung. — 128 S. (Berger), Horn.
- KIESSLING, F., 1934: Die Aurignacienstation am Wachtberge bei Krems an der Donau. — Beitr. Ur-, Vor- & Frühgesch. Niederöster. & Südmähren: 35 ff. Wien.
- KIESSLING, F., 1936: Zur Geschichte der Erforschung des Drosendorfer Plateaulehmpaläolithikums. — Mitt. Anthrop. Ges. Wien, LXVI: 261 ff. Wien.
- KING, L., Ch., 1958: A Theory of Bornhardts. — Geogr. Soc. . . 112: 83-87. London.
- KLAER, W., 1956: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. — Peterm. Geogr. Mitt.: 146 S., Gotha.
- KLECKA, M. & D. MATEJKA, 1992: Moldanubian pluton as an example of the late Variscan crustal magmatism in the Moldanubian zone. — Abstract 7th Geol. Workshop „Styles of superposed Variscan nappe tectonics“: 13-14. Kutná Hora.
- KLECKA, M., BENDL, J. & D. MATEJKA, 1994: Rb-Sr-dating of acid subvolcanic dyke rocks — final magmatic products of the Moldanubian batholith. — Mitt. Österr. Min. Ges., 139: 66-68. Wien.
- KLOETZLI, U. S., KOLLER, F. & V. HOECK, 1985: Pre-Variscan remnant lower crustal rocks in Variscan granitoids of the South Bohemian Pluton (Bohemian Massif, Austria). — Terra Nova, 7 (Abstract supplement 1): 141. Oxford.
- KLÖTZLI, U. S. & R. R. PARRISH, 1995: Zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the Rastenberg granodiorite, South Bohemian Massif. — Min. Petrol (in Druck).
- KLÖTZLI, U. S. & R. R. PARRISH, 1994: Zircon Pb-Pb and U-Pb geochronology of the Rastenberg granodiorite (Lower Austria): Evidence for the incorporation of Cadomian and possibly Archean crust into Variscan granitoids of the South Bohemian Pluton. — Mitt. Österr. Min. Ges., 139: 68-70. Wien.
- KÖHLER, W., 1976: „Granitrestlinge“ im Naturpark Blockheide-Eibenstein im niederösterreichischen Waldviertel. — Der Aufschluß, 27: 319-320. Heidelberg.
- KOLLER, F. & G. NIEDERMAYR, 1979: Die Mineralvorkommen der Diorite des nördlichen Waldviertels. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, 82: 193-208. Wien.
- KOLLER, F. & G. NIEDERMAYR, 1981: Die Petrologie der Diorite des nördlichen Waldviertels. — Tschermaks Min. Petrogr. Mitt., 28: 285-313. Wien.
- KOLLER, F., HÖGELSBERGER, H. & Ch. KOEBERL, 1992: Fluid-rock interaction in the Mobearing greisen complex Nebelstein, Bohemian Massif (Austria). — Min. & Petrol., 45: 261-276. Wien.

- KOLLER, F., SCHARBERT, S. & V. HÖCK, 1993: Bericht über neue Untersuchungsergebnisse an den Graniten des Südböhmischen Plutons. Projekte S 4709, S 4702 und S 4704. — Mitt. Österr. Min. Ges., 138: 179-196. Wien.
- KOLLER, F., GÖD, R., HÖGERLSBERGER H. & Ch. KOEBERL, 1994: Molybdenite mineralization related to granites of the Austrian part of the South Bohemian Pluton (Moldanubicum) — a comparison. — In: SELTMANN, R., KÄMPF, H. & P. MÖLLER (Hg.): Metallogeny of collisional orogens. — Geol. Surv. Prague: 318-326.
- KOLLER, F., 1994: The South Bohemian Pluton — A complex batholith with a multiple intrusion history. — Mitt. Österr. Min. Ges., 139: 71-73. Wien.
- KÖRNER, B. & M. KÖRNER, 1990: Neue Höhlen im Nördlichen Waldviertel [Pyramidenloch, Pyramidenfuge, Teufelssteinspalte]. — Höhlenkl. Mitt., 46: 179. Wien.
- KÖRNER, B. & M. KÖRNER, 1990a: Die Mooskluft im Hohen Stein bei Kautzen. — Höhlenkl. Mitt., 46: 229. Wien.
- KÖRNER, B. & M. KÖRNER, 1990b: Die Höllstein-Graselhöhle bei Litschau. — Höhlenkl. Mitt., 46: 229-230. Wien.
- KÖRNER, B. & M. KÖRNER, 1990c: Zwei Höhlen östlich von Kleineibenstein (Waldviertel) Haselberghöhlen I, II. — Höhlenkl. Mitt. 46: 230-231. Wien.
- KRAHULETZ, J., 1898: Die Schalensteine bei Eggenburg. — Der Bote aus dem Waldviertel, 21, Nr. 499: 1-2, Nr. 500: 1-2. Horn.
- KUBINIOK, J., 1988: Kristallinvergrusung an Beispielen aus Südostaustralien und deutschen Mittelgebirgen. — Kölner Geogr. Arb., 48: 178 S., Köln.
- LAUTENSACH, H., 1950: Granitische Abtragungsformen auf der Iberischen Halbinsel und in Korea, ein Vergleich. — Peterm. Geogr. Mitt., 94: 187-196. Gotha.
- LEICHMANN, J., 1995: Geologie und Petrologie des Brünner Massivs. — Unpubl. Manuskript: 56 S. Salzburg.
- KING, L., 1958: The Problem of Tors. — Geogr. J. Roy. Geogr. Soc., 124: 289-291. London.
- LIEW, T. C., FINGER, F. & V. HÖCK, 1989: The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. — Chem. Geol., 76: 41-55. Amsterdam.
- LINNER, M., 1993: Zur Geochemie der Paragneise in der monotonen Serie. Projekt S 4709. — Mitt. österr. Min. Ges., 138: 223-225. Wien.
- LINTON, D. L., 1955: The Problem of Tors. — Geogr. J. Roy. Geogr. Soc., 121: 470-487. London.
- LIPOLD, M. V., 1851: Aus dem Tagebuche V. M. Lipolds 1851. — Unveröff. Tagebuchaufzeichnungen. — Arch. Geol. Bundesanst. (Transkription von L. WALDMANN, um 1950.): 70 S. (Ohne Ortsangabe.)
- LIPOLD, M. V. & H. PRINZINGER, 1851-1852: Unveröff. geol. Karten des Wald- und Weinviertels im Maßstab 1:28 800. — Arch. Geol. Bundesanst. Wien.
- LIPOLD, M. V., 1852: Die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich, nördlich von der Donau. — Jb. Geol. Bundesanst., 3: 35-54. Wien.

- LIST, G., 1913: Gesammelte Werke. — XV + 679 S. (Guido-von-List-Gesellschaft), Wien.
- LOGAN, J. R., 1849: The Rocks of Pulo Ubin. — Verh. Batav. Genootschap Kunst. & Wetenschappen, 1 22: 1-43.
- LOKAY, E., 1976: Steinerner Rätsel im Waldviertel. Schalen- und Wackelsteine bei Schönbach. — Niederöstr. Wirtsch., 30, Nr. 9: 28. Wien.
- LUKAN, K., 1973: Wanderungen in die Urzeit. Zu den Schalensteinen des Waldviertels. — Bergsteiger. Österr. Alpenver., 40: 678-681. Innsbruck-München.
- LUKAN, K., 1982: Das Waldviertelbuch. — 239 S. (Jugend und Volk), Wien.
- LUKAN, K., 1989: Wanderungen in die Vorzeit. Kultbilder, Felsbilder und Opferstätten in Österreich. — 245 S. (Jugend und Volk), Wien-München.
- LUKAN, K., 1995: Seltsame Kultstätten — Sonderbare Heilige. Kulturhistorische Wanderungen in Österreich. — 295 S. (Jugend und Volk), Wien.
- LUKAN, K., 1979: Herrgottsitz und Teufelsbett. — 246 S. (Jugend und Volk), Wien.
- MABBUTT, J. A., 1961: „Basal Surface“ or „Weathering Front“. — Proc. Geol. Ass. London, 72: 357-358. London.
- MAC CULLOCH, J., 1814: On the Granite Tors of Cornwall. — Trans. Geol. Soc. London: 66-78. London.
- MAC CULLOCH, J., 1822: On the Desquamation of certain Rocks and on its Connexion with the concretionary Structure. — Quart. J. Sc., Lit. Arts. Roy. Inst. Great Britain, 13: 237-257. London.
- MACHURA, L., 1964 (Hg.): Die Blockheide Eibenstein bei Gmünd. Ein Naturpark im Waldviertel. — 12 S., Wien.
- MALZER, O. & al., 1993: III.4. Die Molassezone und deren Untergrund. — In: BRIX, F. & O. SCHULTZ (Hg.): Erdöl und Erdgas in Österreich. — Veröff. Naturhist. Mus. Wien, N. F. 19: 281-385. (Berger), Wien.
- MATTE, P., MALUSKI, H. & H. ECHTLER, 1985: Cisaillements ductiles varisques vers l'Est — Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohème, Autriche). Données microtectoniques et radiométric 39 Ar/40 Ar. — C. R. Acad. Sc. Paris, 301, Serie II, No 10: 721-726. Paris.
- MATURA, A., 1976: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. — Jb. Geol. Bundesanst., 119: 63-74. Wien.
- MAURER, H., 1983: Ein Schalenstein aus dem niederösterreichischen Waldviertel. — Das Waldviertel, N. F. 32 (43): 174-180. Krems.
- MAYER, A., RASCHKO, H. & J. WIRTH, 1982: Die Höhlen bei Illmanns im oberen Waldviertel [Illmannslucke, Schmetterlingsfuge, Graslhöhle]. — Höhlenkl. Mitt., 38: 15-16. Wien.
- MAYER, A., RASCHKO, H. & J. WIRTH, 1982a: Der Kaiblstein bei Neunagelberg im Waldviertel. — Höhlenkl. Mitt., 38: 16-17. Wien.

- MAYER, A., WIRTH J. & R. WIRTH, 1984: Höhlenfunde im Waldviertel mit Hilfe von Literatur (I) [Zwerghäusel, Teufelslucke, Frauhaus, Teufelskirche, ...]. — Höhlenkl. Mitt., 40: 84-87. Wien.
- MAYER, A., WIRTH J. & R. WIRTH, 1984a: Höhlenfunde im Waldviertel mit Hilfe von Literatur (III) [Teufelsstein, Alter Stein, Steingarten, Hut, Dreilöcherstein, Durchschlupf, Brotlaib, Stoaalmabri, Steinernes Tor, Mandlsteinlucke]. — Höhlenkl. Mitt., 40: 111-113 Wien.
- MAYER, A., & J. WIRTH, 1972: Forschungsfahrten in das Waldviertel [Pummerloch, Höhlen im Dachsengraben]. — Höhlenkl. Mitt., 28: 203-204. Wien.
- MAYER, A., & J. WIRTH, 1980: Höhlen in der Teilgruppe 6845 [Katharinenhöhle, Rabenloch, Steinernes Stube]. — Höhlenkl. Mitt., 36: 37-39. Wien.
- MAYER, A., RASCHKO, H. & J. WIRTH, 1983. Die Höhlen des Kremstales. — Wiss. Beih. Z. „Die Höhle“. Wien.
- MEINECKE, F., 1957: Granitverwitterung, Entstehung und Alter der Granitklippen. — Dt. Geol. Ges., 109: 483-498. Hannover.
- MEISINGER, A. 1949a: D`Kaspress. — Natur & Land, 35: 204. Wien.
- MEISINGER, A., 1947: „Der Kolomanistein“. — Natur & Land, 33: 97-98. Wien.
- MEISINGER, A., 1948: Der Kolomanistein. — Natur & Land, 34: 88, 104-106. Wien.
- MEISINGER, A., 1949: Der „Christkindlstein“. — Natur & Land, 35: 184. Wien.
- MEISINGER, A., 1959: Naturdenkmale Niederösterreichs. — 2. Aufl.: 272 S., Wien.
- MEURERS, B., STEINHAUSER, P., WALACH, G. & J. FRITZER, 1991: A new gravity map in the southern part of the Bohemian Massif. — XXth Gen. Ass. IUGG. Wien.
- MILLER, W. J., 1911: Exfoliation Domes in Warren County, New York. — New York State Mus., Bull., 64/bull. 149/no. 493: 187-194. Albany/New York.
- MONTAG, O. & V. HÖCK, 1993: Geochemische Einsichten in moldanubische Amphibolite. Projekt S 4704. — Mitt. Österr. Min. Ges., 138: 131-141. Wien.
- MONTET-WHITE, A., 1990: The Epigravettian of Grubgraben: An Overview of the 1986/87 Excavations. — Etud. Rech. Arch. Univ. Liège, 40: 159 ff. Liège.
- MORTENSEN, H., 1923: Blockmeere und Felsburgen in den deutschen Mittelgebirgen. — Z. Ges. Erdk. Berlin, 1932: 279-287. Berlin.
- MUCH, M., 1875, 1876: Germanische Wohnsitze und Baudenkmäler in Niederösterreich. — Bl. Ver. Landeskd. Niederösterreich, 9: 94-106, 165-178, 252-271; 10: 43-54, 167-191, 255-266, 289-297. Wien.
- MUCH, M., 1893a: Angebliche alte Denkmale bei Gmünd. — Wiener Ztg., 1893, Nr. 140: 5-6. Wien.
- MUCH, M., 1893b: Angebliche alte Denkmale bei Gmünd: Kremser Ztg., 24, Nr. 41: 1-3, Krems.
- MUCH, M., 1893c: Ueber die angeblichen germanischen Opfersteine im Viertel ob dem Manhartsberge. — Oesterr. Land-Ztg., 14, Nr. 32: 8. Wilhelmsburg.

- MUCH, M., 1893: Ueber die Schalensteine. — Monatsbl. Alterthums-Ver. Wien, 4, (10. Jg.), Nr. 7: 40-42. Wien.
- NAGEL, D. & G. RABEDER, 1991: Exkursionen im Pliozän und Pleistozän Österreichs. — Österr. Paläont. Ges.: VI+44 S., 23 Abb., 1 Taf. Wien.
- NAGEL, D., 1994. Jungpleistozäne Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) vom Gänsgaben bei Limberg/ NÖ. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 39/40: 65-80. Wien.
- NAGL, H. & S. VERGINIS, mit einem Beitrag von MOSER, W. 1989: Die Morphogenese der Wachau. Versuch einer neuen Deutung. — Geogr. Jahresber. Österr., 46 (1987): 7-30, 8+3 Abb., 2 Tab. Wien.
- NAGL, H., & S. VERGINIS, 1979: Talentwicklung und Grundwasserhaushalt im oberen Kampgebiet, Waldviertel, Niederösterreich. — Geograph. Jahresber. Österr., 37 (1977-78): 35-53. Wien.
- NEUGEBAUER-MARESCH, Ch., 1988: Vorbericht über die Rettungsgrabungen an der Aurignacien-Station Stratzing/Krems-Rehberg in den Jahren 1985-1988. Zum Neufund einer weiblichen Statuette. — Fundber. Österr., 26: 73 ff. Wien.
- NEUGEBAUER-MARESCH, Ch., 1990: Zum Neufund einer 30 000 Jahre alten Statuette bei Krems, Niederösterreich. — Antike Welt, Z. Arch. & Kulturgesch., 21: 3 ff. Mainz.
- NEUGEBAUER-MARESCH, Ch. 1993a. Altsteinzeit im Osten Österreichs. Mit Beiträgen von ANTL-WEISER, W., RABEDER, G. & S. VERGINIS. — Wiss. Schriftenreihe Niederösterreich, 95, 96, 97: 1-96. St. Pölten-Wien.
- NEUGEBAUER-MARESCH, Chr., 1993b: Zur altsteinzeitlichen Besiedlungsgeschichte des Galgenberges von Stratzing/Krems-Rehberg. — Arch. Österr., 4/1: 10 ff. Wien.
- NEUGEBAUER-MARESCH, Chr., 1995a: Die Venus vom Galgenberg. — In: KÜHNEL, H. & F. SCHÖNFELLNER (Hg.), Tausend Jahre Krems. Ein Jubiläumsbuch. — 83-87 (J & V, Edition Wien, Dachs), Wien.
- NEUGEBAUER-MARESCH, Chr., 1995b: Altsteinzeitforschung im Kremser Raum. Perspektiven zum Werdegang von Krems und Stein. — Arch. Österreichs, Sonderausgabe 1995: 14-25. Wien.
- NEUGEBAUER-MARESCH, Chr., 1996: Zur Stratigraphie und Datierung der Aurignac-Station am Galgenberg von Stratzing/Krems-Rehberg. — Doni Vestonice Stud., 8. Brno.
- NEUGEBAUER-MARESCH, Ch. & M. TESCHLER-NICOLA, 1987: Purkersdorf. — Fundber. Österr., 24/25: 205 ff. Wien.
- NIEDERMAYR, G., BRANDSTÄTTER, F., KANDUTSCH, G., KIRCHNER, E., MOSER, B. & W. POSTL, 1990: Neue Mineralfunde aus Österreich XXXIX. — Carinthia II, 180./100: 245-288. Klagenfurt.
- OBERMAIER, H., 1908: Die am Wagramdurchbruch des Kamp gelegenen niederösterreichischen Quartärfundplätze. — Jb. Altertumskde, 2: 49 ff. Wien.
- OBERMAIER, H. & H. BREUIL, 1908: Die Gudenushöhle in Niederösterreich. — Mitt. Anthrop. Ges. Wien, XXXVIII: 277 ff. Wien.
- OLLIER, C. D., 1971: Causes of spheroidal weathering. — Earth-Sc. Rev., 7: 127-141. Amsterdam-London-New York.

- OLLIER, C. D., 1975: *Weathering*. — 2. Aufl.: VI + 304 S., London.
- ORTLAM, D., 1994: Subglaziale Hohlformen im außeralpinen Mitteleuropa. — *Jb. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N. F.* 76: 351-394. Stuttgart.
- OSTADAL, R., 1925: Zur Tektonik des Granits im nw. Teile des niederösterr. Waldviertels. — *Verh. Geol. Bundesanst.,* 8: 139-147. Wien.
- OSTADAL, R., 1932: Der „Kaiblstan“ bei Neu-Nagelberg, Niederösterreich. — *Unsere Heimat,* 5: 162-174. Wien.
- OSTADAL, R., 1969: Das Rätsel um den Leucittephrit von Eisgarn. — *Das Waldviertel, N. F.* 18 (29): 236-239. Krems.
- OTTE, M., 1981: *Le Gravettien en Europe centrale*. — Diss. Archaeol. Gandenses.
- OTTE, M., 1990: Revision de la séquence du Paléolithique supérieur de Willendorf (Basse Autriche). — *Bull. Koninkl. Belg. Inst. Natuurwet. & Aardwet.,* 60: 219 ff.
- PACLTOVA, B., 1981: Die Bedeutung der Mikropaläobotanik und der Paläopalynologie für die Kristallinuntersuchung. — *Zemní plyn a nafta,* 26: 555-560.
- PARTSCH, P., 1823: Geognostische Reise-Relation Nr. 3. — Unveröff. Bericht an Niederösterr. Stände. — *Arch. Geol. Bundesanst.* (Transkription von L. WALDMANN, um 1950.) — 55 S. (Ohne Ortsangabe.)
- PARTSCH, P., 1824: Geognostische Reise-Relationen. — Unveröff. Bericht an Niederösterr. Stände. — *Arch. Geol. Bundesanst.* (Transkription von L. WALDMANN, um 1950.) — 50 S. (Ohne Ortsangabe.)
- PARTSCH, P., 1843: Geognostische Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben. — Oder: Erster Entwurf einer geognostischen Karte von Österreich unter der Enns mit Theilen von Steiermark, Ungern, Mähren, Böhmen und Österreich ob der Enns. — K. k. Hof- u. Staats-Aerearial-Druckerei. Wien.
- PARTSCH, P., 1844: Erläuternde Bemerkungen zur geognostischen Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben. — 24 S., *Geol. Kt.* 1843. Wien.
- PASCHER, A., 1992: *Begleiter zum Erlebnisweg*. — 71 S. Heinrichs b. Weitra.
- PAUL, C. M., 1898: Geologische Specialkarte der Oesterr.-ungar. Monarchie. NW-Gruppe Nr. 84, Znaim. (Zone 10, Col. XIV der Specialkarte der Oesterr.-ungar. Monarchie im Masstabe 1: 75000.) — (*Geol. Reichsanst.*), Wien.
- PESCHKE, P., 1977: Zur Vegetations- und Besiedelungsgeschichte des Waldviertels (Niederösterreich). — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.,* 2. Wien.
- PETRAKAKIS, K. & W. RICHTER, 1991: Gföhler Gneise und Granulite der südlichen Böhmischen Masse: eine paragenetische und texturale Übersicht. — *Österr. Beitr. Meteor. Geophy.,* 3 (1990): 121-136. Wien.
- PHILIPPSON, A., 1924: *Grundzüge der Allgemeinen Geographie. II.: Morphologie*. — VII + 437 S. Leipzig.
- PHILIPPSON, A., 1931: *Grundzüge der Allgemeinen Geographie. II.: Morphologie*. — 2. Aufl.: VIII + 551 S. Leipzig.

- PLESSER, A., 1887: Heidnische Opfersteine im niederösterreichischen Waldviertel [I]. — Bl. Ver. Landesk. Niederösterr., 21: 413-424. Wien.
- PLESSER, A., 1893a: Zur Schalenstein-Frage. — Kremser Ztg., 24, Nr. 42: 1-2. Krems.
- PLESSER, A., 1890: Heidnische Opfersteine im niederösterreichischen Waldviertel II. — Bl. Ver. Landesk. Niederösterr., 24: 162-166. Wien.
- PLESSER, A., 1893: Schalensteine im Waldviertel. — Mbl. Alterthums-Ver. Wien, 4. (10). Nr. 8: 45-47 und Nr. 9: 49-51. Wien.
- PLINIUS, (maior = Caius Plinius Secundus): *Naturalis historiae libri XXXVII. Vespasiano Caesari suo s[alutem dicit]. Liber II, 96 (vel liber II, 211).* [Romae 77 n. Chr.]. Zitiert aus: C. MAYHOFF (Hg.): *C. Plinii Secundi naturalis historiae libri XXXVII. I: S. 210.* (Teubner), Stuttgart.
- PÖTZSCH, Ch. G., 1803: Bemerkungen und Beobachtungen über das Vorkommen des Granits in geschichteten Lagen und Bänken [etc.]. — XXXII + 554 S. (Waltherische Hofbuchhandlung), Dresden.
- PRESSEL, Ch., 1993: Petrologische Untersuchungen im Bereich des Drosendorfer Fensters. Projekt S 4709. — Mitt. Österr. Min. Ges. 138: 215-221. Wien.
- PRICHYSTAL, A. 1992: Final report on the geological mapping in Kautzen-Reingers area (Niederösterreich). — Unveröff. Bericht A 08219. Archiv Geol. Bundesanst. Wien.
- PRICHYSTAL, A., 1994: Magmatic rocks with anomalous magnetic susceptibilities and sub-volcanics from the Austrian part of the Moldanubian Pluton. — Mitt. Österr. Min. Ges., 139: 362-363. Wien.
- PRINZINGER, H., 1851: Aus dem Tagebuche K. Prinzingers über die Bereisung des Waldviertels z. T. zusammen mit V. M. Lipold 1851. — Unveröff. Tagebuchaufzeichnungen. — Archiv Geol. Bundesanst. (Transkription von L. WALDMANN, um 1950.): 76 S. (Ohne Ortsangabe.)
- ROETZEL, R., 1991: Die Entwicklung der geologischen Landesaufnahme am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. — In: ROETZEL, R. (Hg.): *Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt: Blatt 21 Horn.* — Arbeitstag. Geol. Bundesanst., Eggenburg 16.-20. 9. 1991: 7-10. Wien.
- ROETZEL, R., 1993: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras und Bemerkungen zur Lithostratigraphie des Tertiär in diesem Raum. — Jb. Geol. Bundesanst., 136: 542-546. Wien.
- ROETZEL, R., 1994: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär im Raum Grafenberg — Maissau auf Blatt 42 Hollabrunn. — Jb. Geol. Bundesanst., 137: 435-438. Wien.
- ROETZEL, R. & Z. REHAKOVA, 1991: 3.6. Haltepunkt 20: Weitersfeld — Lagerhaus: 204-206. ROETZEL, R. (Hg.): *Arbeitstag. Geol. Bundesanst. 1991. Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. Schwerpunkt Blatt 21 Horn.* — (Geol. Bundesanst.), Wien.
- ROETZEL, R. & F. F. STEININGER, 1991: Die tertiären Ablagerungen im weiteren Raum von Eggenburg. — In: STEININGER, F. F. & W. E. PILLER (Hg.): *Eggenburg am Meer.* — Eintauchen in die Erdgeschichte. — Kat. Krahuletz-Mus., 12: 27-32. (Schindler), Eggenburg.

- RÖGL, F. & F. F. STEININGER, 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. — *Ann. Naturhist. Mus.*, 85/A: 135-163, 2 Abb., 14 Taf. Wien.
- RÖGL, F., STEININGER, F. F. & W. VASICEK, 1986: Riesen der Vorzeit. — Urelefanten und Nashörner im Weinviertel vor 10 Millionen Jahren. — *Kat. Krahuletz-Mus.*, 6: 32 S. Eggenburg.
- RUBIN, J., 1989: Přírodní park žulových balvanů. [=Ein Naturpark der Granitblöcke.] — *Lidé a země*, 38: 559-561. Praha.
- RUXTON, B. P. & L. BERRY, 1959: The Basal Rock Surface on Weathered Granitic Rocks. — *Proc. Geol. Ass. London*, 70: 285-290. London.
- RZEHA, A., 1906: Die Schalensteine („Opfersteine“) im westmährischen Granitgebiet. — *Z. Mährisch. Landesmus.*, 6: 235-290. Brünn.
- SAUER, H., 1975-76, 1979, 1994: Geheimnisvolle Schalensteine. — *Zwettler Kurier*, Nr. 10: 36-41; Nr. 11: 25-27; Nr. 12: 24-28. Zwettl.
- SCHAFFER, F. X., 1910, 1912, 1914, 1925: Das Miocän von Eggenburg. — *Abh. Geol. Reichsanst.*, 22: 126+193+62+124 S., 12+4+17+21 Abb., 48+12+2+10 Taf., 1 geol. Kt. Wien.
- SCHARBERT, S., 1987: Rb-Sr-Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreichs. — *Mitt. Öster. Min. Ges.*, 132: 21-37. Wien.
- SCHARBERT, S., 1992: Rubidium-strontium systematics of granitoid rocks of the South Bohemian pluton. — *Proc. 1st. Int. Conf. Bohemian Massif, Prague 1988*: 229-232. Geol. Surv. Prague.
- SCHARBERT, S. & P. BATIK, 1980: The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. — *Verh. Geol. Bundesanst.* 1980: 325-331. Wien.
- SCHINDLER, T. & O. HAMPE, 1995: Eine erste Fischfauna (Chondrichthyes, Acanthodii, Osteichthyes) aus dem Permokarbon Niederösterreichs (Zöbing, NE Krems) mit palökologischen und biostratigraphischen Anmerkungen. — *Beitr. Paläont.*, 10: 6 Abb. Wien.
- SCHMIDT, H., 1957: Die Graslöhle am Marienstein (Neu-Nagelberg). — *Unsere Heimat*, 28: 26-27. Wien.
- SCHMUTZ, F., 1942: Spuren- und Schalensteine. — *Waldviertler Heimat. Beil. „Donauwacht“*, 9: 68-69. Krems.
- SCHNÜTGEN, A., 1992: Spheroidal weathering, granular disintegration and loamification of compact rock under different climatic conditions. — *Z. Geomorphol.*, N. F. Suppl. 91: 79-94. Berlin-Stuttgart.
- SCHOCH, W. H., 1993: Bemerkungen zu den Holzkohle-Analysen. — *Arch. Österr.*, 4/1: 20 f. Wien.
- SCHÖNBAUER, F., 1931: „Der Wackelstein“ von Amaliendorf. — *Das Waldviertel*, 4: 17. Waidhofen.
- SCHOTT, C., 1931: Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. — *Forsch. dt. Landes- & Volkskde.*, 29: 1-78. Stuttgart.
- SCHREIBER, G., 1989: An Österreichs Grenzen. 1: Vom Böhmerwald zum Burgenland. — 159 S. (Styria), Graz-Wien-Köln.

SCHULMANN, K., LEDRU, P., AUTRAN, A., MELKA, R., LARDEAUX, J. M., URBAN, M. & M. LOBKOWCZ, 1991: Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. — Geol. Rdsch. 80: 73-92. Stuttgart.

SPIEGLER, A., 1974: Felsburgen und -zähne in Niederösterreich. — Kulturber., 1974: 14-16. Wien.

SPREITZER, H., 1951: Die Piedmonttreppen in der regionalen Geomorphologie. — Erdkdl. Arch. Wiss. Geogr., 5: 294-305. Bonn.

STAMMGASSNER, H., 1876: Der Nebelstein. — 12 S., (Berger), Horn.

STEININGER, F. F. & R. ROETZEL, 1991: Die tertiären Molassesedimente am Ostrand der Böhmisches Masse. — In: ROETZEL, R. & D. NAGEL (Hg.): Exkursionen im Tertiär Österreichs. — Molassezone — Waschbergzone — Korneuburger Becken — Wiener Becken — Eisenstädter Becken. — Österr. Paläontol. Ges.: 59-141. (Schindler), Wien.

STEININGER, F. F. & W. E. PILLER 1991 (Hg.): Eggenburg am Meer. — Eintauchen in die Erdgeschichte. — Kat. Krahuletz-Mus., 12: VI + 174 S. (Schindler), Eggenburg.

STEININGER, F. F., 1993: Erdgeschichte erleben. — Eine Einführung. — In: PUSCHNIK, H. & H. (Hg.): Urgeschichtswanderweg: Eggenburg — Pulkau — Retz — Znaim. — 1-15. (Berger), Pulkau.

STEYRER, H. P. & F. FINGER, 1994: Metamorphic rift basalts and dismembered ophiolites of an Early Paleozoic ocean in the Southern Bohemian Massif. — J. Czech. Geol. Soc., 39/1: 108-109. Prague.

STRECKEISEN, A., 1976: To each plutonic rock its proper name. — Earth Sc. Rev., 12: 1-33. Amsterdam-Oxford-New York.

STROBL, J. & H. OBERMAIER, 1909: Die Aurignacien-Station von Krems, Niederösterreich. — Jb. Altertumskunde, 3: 129 ff. Wien.

STROBL, J., 1981: Der Liebfrauensitz in Großpertholz. — Das Waldviertel, N. F. 30 (= 41): 256-261. Krems.

STUR, D., 1870: Beiträge zur Kenntniss der Dyas- und Steinkohlenformation im Banate. — Jb. k. k. Geol. Reichsanst., 20: 185-200. Wien.

STÜTZ, A., 1783: Versuch über die Mineralgeschichte von Oesterreich unter der Enß. — Wien.

STÜTZ, A., 1807: Mineralogisches Taschenbuch. Enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich zum Gebrauche reisender Mineralogen. — Herausgegeben von J. G. MEGERLE v. MÜHLFELD, Geistinger's Buchhandlung. — 394 S., 1 Porträt. Wien-Triest.

SUESS, E., 1866: Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I. Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Mannhart, der Donau und dem äusseren Saume des Hochgebirges. — Sitz. Ber. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 54: 87-149, 2 Taf. Wien.

SUESS, F. E., 1903: Bau und Bild der Böhmisches Masse. In: C. DIENER & al.: Bau und Bild Österreichs. — 1-322 (Ternpsky-Freytag), Wien-Leipzig.

SUESS, F. E. 1912: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. — Denkschr. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 88: 1-91, 3 Fig., 3 Taf. Wien.

- SUESS, F. E., 1926: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — 268 S. (Bornträger), Berlin.
- SUESS, F. E. & H. GERHART, 1925: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1: 75 000. Blatt Nr. 4455 Drosendorf. — (Geol. Bundesanst.), Wien.
- THIELE, O., 1976: Ein westvergenger Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? — Jb. Geol. Bundesanst., 119: 75-81. Wien.
- THIELE, O., 1984: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böh-mischen Masse (Österreich). — Jb. Geol. Bundesanst., 126: 513-523. Wien.
- THOMAS, M. F., 1978: The study of inselbergs. — Z. Geomorph., N. F., Suppl. 31: Berlin-Stuttgart.
- THOMAS, M. F., 1989: The role of etch processes in landform development. — I. Etching concepts and their applications. II. Etching and the formation of relief. — Z. Geomorph., N. F., 33: 129-142, 257-274. Berlin-Stuttgart.
- TOLLMANN, A., 1982: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Varisikum Europas. — Geotekt. Forsch., 64: 91 S. Stuttgart.
- TOLLMANN, A., 1985: Geologie von Österreich. — 2: 710 S. (Deuticke), Wien.
- TRAXLER, J., 1888: Heidnische Opfersteine im niederösterreichischen Waldviertel. — Heimatskunde des polit. Bezirkes Zwettl: 173-175. (Hauswirth & Neugebauer), Zwettl.
- TRUTZAN, T. v., 1893: In Angelegenheit der Zerstörung germanischer Alterthümer im n.-ö. Waldviertel. — Bezirks-Bote für Favoriten & Wieden, 5: Nr. 8: 2-3. Wien.
- TRUTZAN, T. v., 1893b: In Angelegenheit der Zerstörung germanischer Denkstätten im Waldviertel. — Oesterr. Land-Ztg., 14: Nr. 17: 23. Wilhelmsburg.
- TRUTZAN, T. v., 1893c: Gmünd. „Schon wieder die Opfersteine“. — Oesterr. Land-Ztg., 14, Nr. 22: 19-20. Wilhelmsburg.
- TRUTZAN, T. v., 1893d: Gmünd. Von den „Regentropfensteinen“. — Oesterr. Land-Ztg., 14, Nr. 27: 20-21. Wilhelmsburg.
- TRUTZAN, T. v., 1983a: Gmünd. (Und nochmals die Opfersteine.) — Oesterr. Land-Ztg., 14, Nr. 13: 25-26. Wilhelmsburg.
- TSCHANG HSI-LIN, 1961: The pseudokarren and exfoliation forms of granite in Pulau Ubin, Singapore. — Z. Geomorph., N. F., 5: 302-312. Berlin-Nikolassee.
- TSCHANG HSI-LIN, 1962: Some Geomorphological Observations in the Region of Tampin, Southern Malaya. — Z. Geomorph., N. F., 6: 253-259. Berlin-Nikolassee.
- TWIDALE, Ch. R., 1982: Granite landforms. — XXIII + 372 S. (Elsevier), Amsterdam-New York-Oxford.
- TWIDALE, Ch. R., 1982a: The Evolution of Bornhardts. — Am. Sc., 70: 268-276. New Haven/Connecticut.
- TWIDALE, Ch. R., 1985: Origin and age of inselbergs. — Suid-Afrikaanse Geogr. Tydskrif Geogr., 13: 7-23. Dennesig-Stellenbosch.

TWIDALE, Ch. R., 1986: Granite platforms and low domes: Newly exposed compartments or degraded remnants? — Geogr. Ann., Ser. A, Phys. Geogr., 68 (A/4): 399-411. Stockholm.

UNGER, H.-G. & al., 1985: Die Bentonite in Ostniederbayern. Entstehung, Lagerung, Verbreitung. — Geol. Jb., D 71: 3-58, 12 Abb., 10 Tab. Hannover.

Urwald-Blöcke im Nordwald. — Waldviertler Heimat („Donauwacht“), 4: 25-26. Krems.

VASICEK, W., 1974: Bericht 1973 über Aufnahmen im Perm von Zöbing auf den Kartenblättern Horn (21) und Krems (38). — Verh. Geol. Bundesanst. 1974: A114-A115. Wien.

VASICEK, W., 1975: Geologische Aufnahme (Paläozoikum). — Verh. Geol. Bundesanst. 1975: A25- A26. Wien.

VASICEK, W., 1977: Perm von Zöbing. — Arbeitstag. Geol. Bundesanst. 1977: Waldviertel: 16-18, 69-72. Wien.

VASICEK, W. 1983: Permfossilien. 280 Millionen Jahre alte Spuren der Steinkohlenwälder von Zöbing. — Kat. Krahuletz-Mus., 4: 15-50, Abb. 1-9. Taf. I-VI. Eggenburg.

VASICEK, W., 1991: Das Jungpaläozoikum von Zöbing. —: Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs. — Österr. Paläont. Ges.: 1-21, Abb. 1-3. (Schindler), Wien.

VERGINIS, S., 1977: Zur Abhängigkeit der Klamm-Bildung von der Kluftverwitterung am Beispiel von Klammern im Strudengau. — Anz. math.-naturwiss. Kl. der Österr. Akad. Wiss., Jg. 1977/Nr. 7: 110-115. Wien.

VERGINIS, S., 1993: Erläuterungen zu den sedimentologischen-bodenkundlichen Untersuchungen der Grabungsstelle Stratzing/Krems-Rehberg, NÖ. — Arch. Österr., 4/1: 21 ff. Wien.

Verhandlungen der I. Section. — Bericht der k. k. Central-Commission für Erforschung und Erhaltung der Kunst- und historischen Denkmale über ihre Thätigkeit Jahre 1893: 53-54. (Wilhelm Braumüller), Wien-Leipzig.

VETTERS, H., 1918: Geologisches Gutachten über die Wasserversorgung der Stadt Retz. — Jb. Geol. Reichsanst., 67(1917)/3-4: 461-480, 2 Taf. Wien.

VIDAL ROMANI, J. R., 1989: Geomorfología granítica en Galicia (NW Espaa). Granite geomorphology in Galicia (NW Spain). — Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe. Rev. Xeoloxía Galega Hercínica Peninsular. Publ. Sem. de Est. Galegos, 13: Xeomorfoloxía granítica. Coruna.

WALDMANN, L., 1922: Das Südende der Thayakuppel. — Jb. Geol. Bundesanst., 72: 183-204, 2 Fig. Wien.

WALDMANN, L., 1930: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 21(1928): 133-152. Wien.

WALDMANN, L., 1931: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Drosendorf (Z.10, Kol. XIII, Nr. 4455). — 64 S., 1 Taf. (Geol. Bundesanst.), Wien.

WALDMANN, L., 1951: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. — In: SCHAFFER, F. X. (Hg.): Geologie von Österreich. — 2. Aufl.: 10-104, 1 Kt. (Deuticke), Wien.

WALDMANN, L., ZELENKA, L., ZUBEK, V. & G. GÖTZINGER, 1950: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich mit den angrenzenden Teilen der Blätter Neuhaus und Budweis-Grätzen. — Blatt Nr. 4454 Litschau-Gmünd. — (Geol. Bundesanst.), Wien.

- WALLBRECHER, E., BRANDMAYR, M., HANDLER, R., LOIZENBAUER, J., MADERBACHER, F. & R. PLATZER, 1993: Konjugierte Scherzonen in der südlichen Böhmisches Masse: Variszische und alpidische kinematische Entwicklungen. Projekt S 4713. — Mitt. Österr. Min. Ges., 138: 237-252. Wien.
- WAYLAND, E. J., 1934: Peneplains and Some Other Erosional Platforms. — Bull. Geol. Surv.: 77-79. Entebbe.
- WEINHANDL, R., 1957: Stratigraphische Ergebnisse im mittleren Miozän des Außeralpinen Wiener Beckens. — Verh. Geol. Bundesanst., 1957: 120-130, 1 Abb., 1 Tab. Wien.
- WESSELY, G. & al., 1993: Wiener Becken und angrenzende Gebiete. — Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes. — Karte. — In: KRÖLL, A. & al.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete. — Geol. Bundesanst., 22 S., 1 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 4 Kt. Wien.
- WICHMANN, H. E. & J. BAYER, 1924: Die „Frauenlucken“ bei Schmerbach im oberen Kamptale, eine Höhlenstation des Magdalénien in Nieder-Österreich. — Eiszeit, I: 65 ff. Wien.
- WIESENEDER, H., 1972: Klassifikation und Entstehung terrigener und karbonatischer Sedimentgesteine. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 64 (1971): 219-236, 3 Fig. Wien.
- WILD, E., STEFFAN, I. & G. RABEDER, 1989. Uranium series dating of fossil bones. — Inst. Radiumforsch. Kernphys. Progress Rep. 1987/88: 53-56. Wien.
- WILHELMY, H., 1974: Zur Genese der Blockmeere, Blockströme und Felsburgen in den deutschen Mittelgebirgen. — Ber. dt. Landeskd., 48: 17-41. Bonn-Bad Godesberg.
- WILHELMY, H., 1981: Klimamorphologie der Massengesteine. — 2. Aufl.: 245 S. Wiesbaden.
- WILLIS, B., 1936: Studies in Comparative Seismology. East African Plateaus and Rift Valleys. — Carnegie Inst. Washington, Publ. No. 470: X + 358 S. Washington.
- WOLDRICH, J. N., 1893. Reste diluvialer Faunen und des Menschen aus dem Waldviertel, NÖ. — Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 60: 565-646. Wien.
- WORTH, R. H., 1930: The Physical Geography of Dartmoor. — Rep. Trans. Devonshire Ass. Advanc. Sc., Lit. & Art, 62: 51-115. Exeter-Princetown.
- ZAUBEK, O., K. M., 1967: Ortsgeschichte von Amaliendorf. — 17 S., (Illetschko), Schrems.
- ZIMMEL, K., 1918: Schonung der Opfersteine. — Bl. Naturkunde & Naturschutz Niederösterreich., 5: 70. Wien.

ANSCHRIFTEN DER MITARBEITER DIESES HEFTES

Univ.-Doz. Dr. Christa Frank, Institut für Paläontologie, Geozentrum der Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien. Österreich.

Ao. Univ.-Prof. Dr. Volker Höck, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg. Österreich.

Prof. Mag. Karl Heinrich Huber, Kirchenberggasse 7/2/13, A-1070 Wien und Stadtplatz 10, A-3950 Gmünd. Österreich.

Prof. Doz. Dr. Friedrich Koller, Institut für Petrologie, Geozentrum der Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien. Österreich.

Ass.-Prof. Dr. Robert Marschallinger, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg. Österreich.

Dr. Christine Neugebauer-Maresch, Hermannstraße 17, A-3400 Klosterneuburg. Österreich.

Prof. Univ.-Doz. Dr. Konstantin Petrakakis, Institut für Petrologie, Geozentrum der Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien. Österreich.

OStR. Prof. Dr. Anton Pontesegger, Waidhofner Straße 2, A-3331 Gleiß. Österreich.

Prof. Dr. Erich Rabl, Giugnostraße 15, A-3580 Horn. Österreich.

O. Univ.-Prof. Doz. Mag. Dr. Gernot Rabeder, Institut für Paläontologie, Geozentrum der Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien. Österreich.

OR. Dr. Reinhard Roetzel, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien. Österreich.

O. Univ.-Prof. Univ.-Doz. Dr. Wolfram Richter, Institut für Petrologie, Geozentrum der Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien. Österreich.

Direktor O. Univ.-Prof. Doz. Dr. Fritz F. Steininger, Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt am Main. Deutschland.

Mag. Christian Stejskal, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg. Österreich.

Kustos Werner Vasicek, Krahuletz-Museum, Krahuletz-Platz 1, A-3730 Eggenburg. Österreich.

AUTOREN UND HERAUSGEBER

Christa FRANK, Dr., Univ.-Doz., *1951 in Graz, bis 1956 in Ungarn. Studium der Zoologie (Spezialisierung auf Zooparasitologie) und der Organischen Chemie in Graz; 1973 Promotion, 1991 Habilitation. Seit 1987 Lehrbeauftragte am Biologiezentrum Althanstraße, seit 1991 auch am Paläontologischen Institut der Universität Wien. Arbeitsgebiete: Molluskencoenologie, Quartärmalakologie, Parasitologie.

Volker HÖCK, Dr., Univ.-Doz., a. o. Univ.-Prof., *1943 in Innsbruck, Studium der Geologie und Petrographie in Wien, seit 1967 an der damals neu gegründeten Universität Salzburg, 1975 Habilitation, 1980 a. o. Univ.-Professor in Salzburg. Hauptarbeitsgebiete: Metamorphose, Ophiolite, Hohe Tauern, Böhmisches Massiv.

Karl Heinrich HUBER, Mag., Prof., *1950 in Gmünd (Niederösterreich), Bundesrealgymnasium in Gmünd, Lehramtsprüfung für Volksschulen an der Pädagogischen Akademie in Baden. 1971/72 Hauptschullehrer in Wien, seit 1972 AHS-Lehramtsstudium an der Universität Wien. 1975-1977 Studienassistent am Institut für Geographie der Universität Wien. 1978-1979 Mitarbeiter der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. AHS-Professor für Geographie und Wirtschaftskunde sowie Geschichte und Sozialkunde am Bundesgymnasium Wien IX, Wasagasse. Publikationen zur Geomorphologie.

Friedrich KOLLER, Dr., Univ.-Doz., tit. a. o. Univ.-Prof., *1947 in Hallein (Salzburg), Studium der Geowissenschaften (Mineralogie-Petrologie) in Wien, 1972 - 1973 Vertragsbediensteter an der Mineralogischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien; ab 1973 Studienassistent, ab 1975 Universitätsassistent, 1985 Habilitation für Petrologie, 1995 tit. a. o. Univ.-Prof. am Institut für Petrologie der Universität Wien. Arbeitsschwerpunkte: Petrologie und Geochemie der magmatischen und metamorphen Gesteine.

Robert MARSCHALLINGER, Dr., *1960 in Schwanenstadt (Oberösterreich), Studium der Geologie in Salzburg. Arbeitsschwerpunkte: computerbasierte Simulation und Modellierung in der Geologie.

Christine NEUGEBAUER-MARESCH, Dr., *1956 in Wien, Gymnasium und Studium der Ur- und Frühgeschichte und der Humanbiologie in Wien, seit 1986 freiberuflich tätig, seit 1988 Lektorate am Institut für Humanbiologie und Ur- und Frühgeschichte, zahlreiche Ausgrabungen (z. B. Krems-Stratzing), Ausstellungstätigkeit (z. B. Urzeitmuseum Nußdorf o. d. Traisen) und Publikationen, vorwiegend Niederösterreich betreffend, Spezialgebiet Steinzeiten.

Konstantin PETRAKAKIS Dr., Univ.-Doz., *1950 in Athen, Diplomstudium der Naturkunde an der Universität Athen und Doktoratsstudium der Mineralogie und Petrographie an der Universität Wien, seit 1980 Universitätsassistent am Institut für Petrologie der Universität Wien. Arbeitsschwerpunkte: Petrologie der metamorphen Gesteine, Grundgebirgsforschung und Theoretische Petrologie.

Gernot RABEDER, Mag., Dr., Univ.-Doz., o. Univ.-Prof., *1939 in Linz/Donau, Gymnasium in Linz, Studium der Biologie und Mathematik, dann Paläontologie an der

Universität Wien, 1976 Habilitation, seit 1988 o. Univ.-Prof. für Paläobiologie am Institut für Paläontologie der Universität Wien. Arbeitsschwerpunkte: Wirbeltierpaläontologie, fossile Säugetiere, Stratigraphie und Paläoklimatologie des Quartärs.

Wolfram RICHTER, Dr., Univ.-Doz., o. Univ.-Prof., *1938 in Villach (Kärnten), Studium der Mineralogie, Petrographie und Geophysik an der Universität Wien, seit 1976 Ordinarius und Institutsvorstand am Institut für Petrologie der Universität Wien. Arbeitsschwerpunkte: Petrologie der metamorphen Gesteine, Grundgebirgsforschung, Petrologie und Geochemie magmatischer Gesteine, Petrologie und Geochemie des Erdmantels.

Reinhard ROETZEL, Dr., *1955 in Allentsteig (Niederösterreich), Gymnasium in Waidhofen an der Thaya, Studium der Geologie, Petrologie und Paläontologie an der Universität Wien, seit 1982 an der Geologischen Bundesanstalt in Wien. Arbeitsschwerpunkte: geologische Kartierung im Wald- und Weinviertel, Sedimentgeologie tertiärer und quartärer Ablagerungen.

Fritz F. STEININGER, Dr., Univ.-Doz., o. Univ.-Prof., Direktor, *1939 in Wien, Studium der Paläontologie, Biologie und Geologie an der Universität Wien, 1959 wissenschaftliche Hilfskraft, 1962 Hochschulassistent, 1972 Habilitation, 1977 a. o. Univ.-Prof., 1984 o. Univ.-Prof. am Institut für Paläontologie der Universität Wien. 1995 Direktor des Forschungsinstitutes und Naturmuseums Senckenberg in Frankfurt am Main. Arbeitsschwerpunkte: Paläontologie der wirbellosen Tiere, Stratigraphie und Biostratigraphie des Känozoikums, Paläobiogeographie des Jungtertiärs.

Christian STEJSKAL, Mag., *1964 in Salzburg, Studium der Geologie in Salzburg. Arbeitsschwerpunkte: computerbasierte Simulation und Modellierung in der Geologie.

Werner VASICEK, Kustos, *1939 in Wien, Studium der Paläontologie an der Universität Wien, ab 1966 Kustos am Krahuletz-Museum in Eggenburg. Arbeitsschwerpunkte: Bearbeitung der Pflanzenreste und geologische Kartierung des Permokarbons von Zöbing.

SCHRIFTENREIHE DES WALDVIERTLER HEIMATBUNDES

(Lieferbare Bände)

- Band 22: **Sepp Koppensteiner**: Rund um den Nebelstein. Besinnliche und heitere Geschichten aus dem Oberen Waldviertel (1978) 119 Seiten . öS 50,—
- Band 26: **Walter Pongratz**: Die ältesten Waldviertler Familiennamen (1986) 204 Seiten öS 195,—
- Band 28: **Robert Kurij**: Nationalsozialismus und Widerstand im Waldviertel (1987) 248 Seiten; Sonderpreis öS 40,—
- Band 29: **Ulrike Kerschbaum/Erich Rabl (Hg.)**: Heimatforschung heute. Referate des Symposions „Neue Aspekte zur Orts- und Regionalgeschichte“ vom 24. bis 26. Oktober 1987 in Horn (1988) 196 Seiten öS 195,—
- Band 30: **Friedrich Polleroß (Hg.)**: 1938. Davor — Danach. Beiträge zur Zeitgeschichte des Waldviertels (Zweite, ergänzte Auflage 1989) 400 Seiten öS 180,—
- Band 31: **Maria Mayr (geborene Bitter)**: Das Jahr 1945 im Bezirk Horn (1994) 176 Seiten öS 160,—
- Band 32: **Andrea Komlosy (Hg.)**: Spinnen — Spulen — Weben. Leben und Arbeiten im Waldviertel und in anderen ländlichen Regionen (1991) 152 Seiten öS 135,—
- Band 33: **Robert Streibel**: Plötzlich waren sie alle weg. Die Juden der „Gauhauptstadt Krems“ und ihre Mitbürger (1991) 295 Seiten öS 298,—
- Band 34: **Harald Hitz (Hg.)**: Johann Georg Grasel. Räuber ohne Grenzen (Zweite, ergänzte Auflage 1994) 152 Seiten öS 145,—
- Band 35: **Christoph Schadauer**: Das Jahr 1945 im politischen Bezirk Waidhofen an der Thaya (Zweite Auflage 1994) 320 Seiten öS 195,—
- Band 36: **Thomas Winkelbauer (Hg.)**: Kontakte und Konflikte. Böhmen, Mähren und Österreich: Aspekte eines Jahrtausends gemeinsamer Geschichte (1993) 560 Seiten öS 360,—
- Band 37: **Friedrich Polleroß (Hg.)**: „Die Erinnerung tut zu weh“. Jüdisches Leben und Antisemitismus im Waldviertel (1996)
- Band 38: **Fritz F. Steininger (Hg.)**: Erdgeschichte des Waldviertels (1996)
- Band 39: **Wilhelm Romeder**, Das Jahr 1945 in Weitra und Umgebung. Ereignisse — Erlebnisse — Schicksale (in Vorbereitung)
- Eduard Kranner**: Ulrich von Sachsendorf. Ein höfischer Minnesänger im babenbergischen Österreich (2. Aufl. 1977) 109 Seiten öS 70,—

*Bestellungen richten Sie bitte an den Waldviertler Heimatbund (Dr. Erich Rabl),
3580 Horn, Postfach 100, oder Telefon 02982/3991 (ab 14 Uhr)*

Werte bewahren:

Geistiges Potential
und finanzielle Mittel
gezielt einsetzen.
Für Ideen und Problemlösungen,
wie wir sie heute brauchen.
Für all das steht die



SPARKASSE DER STADT GROSS-SIEGHARTS KARLSTEIN - JAPONS - BLUMAU

Harald Hitz (Herausgeber)

Johann Georg Grasel — Räuber ohne Grenzen

Aus dem Inhalt:

Wolfgang Müller-Funk: Vorwort

Harald Hitz: Johann Georg Grasel — die Karriere eines Räubers

Michael Pammer: Randgruppenkriminalität um 1800 im Waldviertel

Wolfgang Brandstetter: Der „Fall Grasel“ — strafrechtliche Aspekte aus heutiger Sicht

Bohuslav Beneš: Der Grasel. Das Leben eines Räubers aus mährischer Perspektive

Marta Šrámková: Die Gestalt von Grasel in den mährischen Räubergeschichten

Margot Schindler: „Er spricht geschwinde deutsch, auch böhmisch...“

Johann Georg Grasel und die Volksüberlieferung über die Räuber

Richard Bletschacher: Die Ballade vom Räuber Grasel

Erich Rabl: Die Graselsammlung im Horner Höbarthmuseum
und das Fortleben der Erinnerung an Grasel

Harald Hitz: Johann Georg Grasel — Ergänzungen und Nachlese

Schriftenreihe des WHB Band 34, 152 Seiten mit 74 Abbildungen

Preis: öS 145,—

Zweite, ergänzte Auflage (1994)

Bestelladresse: WHB, A-3580 Horn, Postfach 100

HEIMATFORSCHUNG HEUTE

Referate des Symposions „Neue Aspekte zur Orts- und Regionalgeschichte“
vom 24. bis 26. Oktober 1987 in Horn

Herausgegeben von Ulrike Kerschbaum und Erich Rabl

196 Seiten, 17 Abb., 2 Fotos, zahlreiche Literaturangaben öS 195,—

Ein neues Nachschlagewerk für Heimatforscher. In diesem Buch werden moderne Methoden der Heimatforschung vermittelt und neue Themen aufgegriffen.

Aus dem Inhalt: Helmuth Feigl, Quellen zur Regional- und Lokalgeschichte im NÖ Landesarchiv mit besonderer Berücksichtigung des Waldviertels; Hermann Steininger, Heimatkunden im Waldviertel ab 1945; Klaus-Dieter Mulley, Orts- und Regionalgeschichte, Bemerkungen zu ihrer Theorie, Konzeption und Organisation; Klaus-Dieter Mulley, Heimat/Alltag/Region und Geschichte. Eine Auswahlbibliographie zur Diskussion in Österreich und in der BRD; Thomas Winkelbauer, Grundherrschaft und bäuerliche Gemeinde im Waldviertel; Friedrich Schragl, Die Erforschung einer Pfarrgeschichte (mit Berücksichtigung der Auswertung der Kirchenmatriken und Benutzung der Pfarrarchive); Kurt Klein, Auswertung statistischer Quellen; Harald Hitz, Was kann die moderne Geographie der Heimatkunde bieten? Oliver Rathkolb, Neue Wege in der Geschichtsschreibung über politische Parteien im Waldviertel nach 1918; Robert Streibel, Krems 1938-1945. Ein Sperrbezirk für Historiker? (Ein Forschungsbericht); Reinhard Johler, Neue Wege der Alltagsgeschichte; Erich Rabl, Das Stadtarchiv Horn; Erich Rabl, Auswahlbibliographie neuer Waldviertel-Literatur.

Das Waldviertel

Zeitschrift für Heimat- und Regionalkunde des Waldviertels und der Wachau

(Begründet von Johann Haberl jun. 1927 in Waidhofen an der Thaya)

Der Verein „Waldviertler Heimatbund“ bezweckt lokale Forschungen im und über das Waldviertel, die Förderung des Geschichts- und Heimatbewußtseins, die Vertiefung der Kenntnisse der Kunst und Kultur sowie die Bewahrung und Pflege erhaltenswerter Zeugen der Vergangenheit, insbesondere auch die Förderung von Bestrebungen der Denkmalpflege und des Umweltschutzes im Sinne der Erhaltung der Naturlandschaft und der Naturdenkmäler. Die Tätigkeit des Vereins ist nicht auf Gewinn gerichtet. Jede parteipolitische Betätigung innerhalb des Waldviertler Heimatbundes ist mit den Vereinszielen nicht vereinbar und deshalb ausgeschlossen.

Namentlich gezeichnete Beiträge geben die persönliche Meinung des Verfassers wieder und stellen nicht unbedingt die Auffassung der Redaktion dar.

Vorstand: Präsident: Dr. Erich Rabl, Horn. 1. Vizepräsident: Univ.-Ass. Dr. Thomas Winkelbauer, Wien. 2. Vizepräsident: Dir. Burghard Gaspar, Grafenberg. Finanzreferenten: Mag. Rudolf Malli, Limberg, und Mag. Johann Fenz, Horn. Schriftführer: Dir. Burghard Gaspar, Grafenberg, und Dr. Friedrich B. Polleroß, Neupölla. Schriftleiter der Zeitschrift „Das Waldviertel“: Dr. Erich Rabl, Horn, und stellvertretender Schriftleiter: Dr. Anton Pontesegger, Gleiß.

Redaktion: Dr. Ralph Andraschek-Holzer, Horn; Dr. Anton Pontesegger, Gleiß; Dr. Friedrich Polleroß, Neupölla; Dr. Erich Rabl, Horn, und Dr. Thomas Winkelbauer, Wien. Mitarbeiter der Kulturberichte: Bezirk Gmünd: Dr. Wilfried Winkler, Hohenreich. Bezirk Horn: Gerhard Grassinger, Dallein. Bezirk Krems: Mag. Andreas Kompek, Krems. Bezirk Melk: HOL Herbert Neidhart, Pöggstall. Bezirk Waidhofen an der Thaya: Dir. Eduard Führer, Waidhofen. Bezirk Zwettl: HOL Friedel Moll, Zwettl.

Redaktionsadresse und Bestellungen von Vereinspublikationen: Waldviertler Heimatbund (WHB), A-3580 Horn, Postfach 100 oder Telefon 02982/3991 (Dr. Rabl).

Herausgeber und Medieninhaber (Verleger): Waldviertler Heimatbund (WHB), A-3580 Horn.

Satz+Druck: Malek Druck GesmbH, A-3500 Krems, Wiener Straße 127.

Druck mit Unterstützung des Kulturreferates der Niederösterreichischen Landesregierung.

ISSN 0259-8957

DER MENSCH BRAUCHT NÄHE



Heimvorteil

Nähe ist nicht nur Nachbarschaft,
sondern auch gewachsenes Vertrauen,
das Gefühl der Zusammengehörigkeit,
die Kenntnis lokaler Gegebenheiten.
Nur wer nah ist, der kann auch da sein,
wenn man ihn braucht.

 **Waldviertler**
Sparkasse von 1842

Wir sind die Waldviertler unter den Banken!