

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50.000

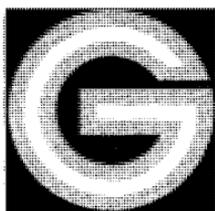
ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

36 OTTENSCHLAG

von GERHARD FUCHS (kristallines Grundgebirge)
und REINHARD ROETZEL (Tertiär)
mit einem Beitrag von HERBERT HEINZ (Geophysik)

Mit 4 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln



Wien 1990

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23

Anschrift der Verfasser:

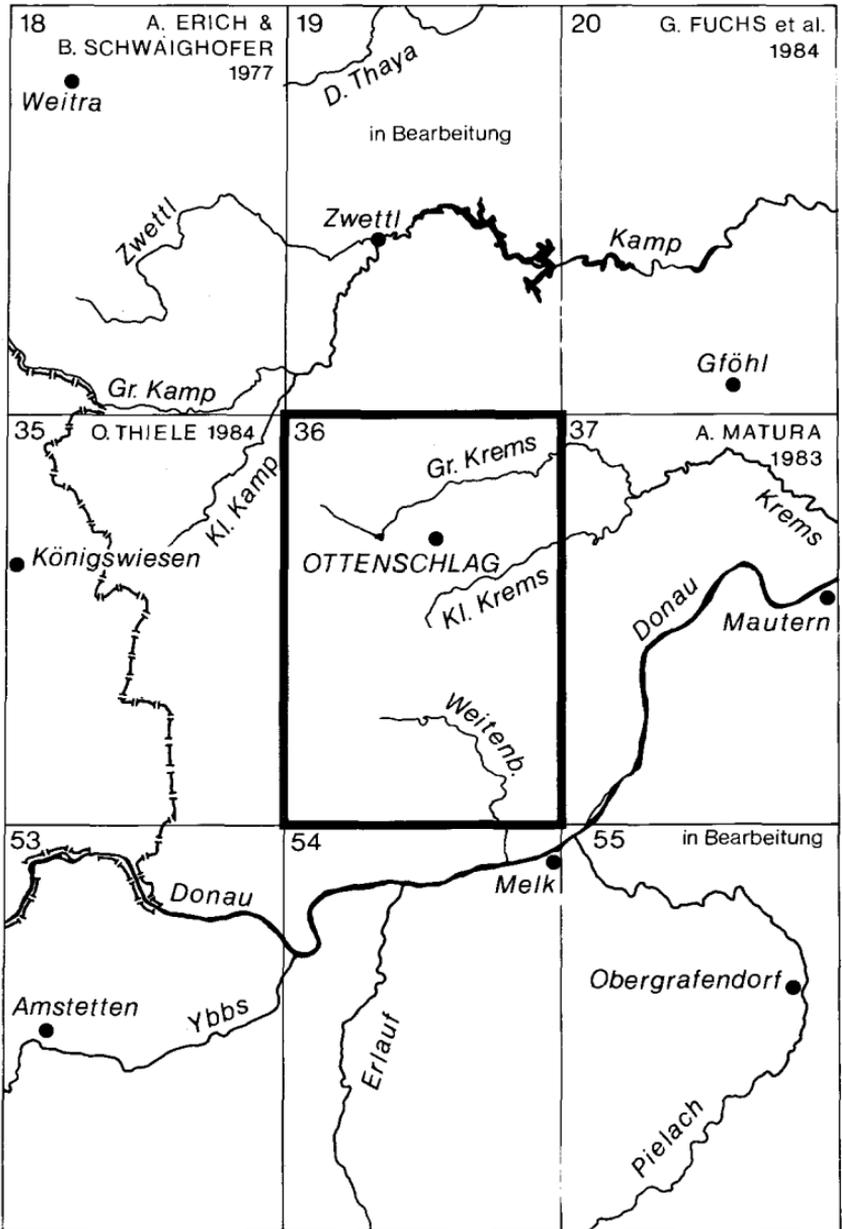
Univ.-Doz. Dr. GERHARD FUCHS, Dr. HERBERT HEINZ, Dr. REINHARD ROETZEL
Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-900312-71-0

Redaktion: ALOIS MATURA

Satz: Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne OHG, 3580 Horn



Blatt 36 Ottenschlag
und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 1989)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	3
1. Erforschungsgeschichte	3
2. Geographischer Überblick	4
3. Geologischer Überblick	5
4. Kristallines Grundgebirge	6
4.1. Gesteinsarten	6
4.2. Geologischer Bau	33
4.3. Geologische Entwicklung	38
5. Molasse	40
6. Junge Bedeckung	49
7. Nutzbare Gesteine und mineralische Rohstoffe	51
8. Geophysikalische Untersuchungen (H. HEINZ)	54
9. Empfehlenswerte Exkursionen	56
10. Literatur	59

Vorwort

Das gesamte Kristallin wurde von G. FUCHS in den Jahren 1974 bis 1983 aufgenommen. Die junge Bedeckung wurde im Zuge der Kristallinkartierung abgegrenzt und von W. FUCHS eingestuft. Nach dem Tode von W. FUCHS Ende 1985 hat sich R. ROETZEL bereit erklärt, die Erläuterungen des Tertiäranteils zu verfassen.

1. Erforschungsgeschichte

V. M. LIPOLD gab um die Mitte des vorigen Jahrhunderts eine erste Bestandsaufnahme der Kristallingebiete nördlich der Donau in Ober- und Niederösterreich. Die Übersichtskarte zeigt bereits die Granit- und Gneisgebiete und in letzteren lichte Gneise sowie durch Marmorzüge die Verbreitung der Bunten Serie. Auch größere Vorkommen junger Bedeckung sind ausgeschieden.

Verglichen mit dem Raum des östlicheren Waldviertels – Kampgebiet und Wachau – wurde in der Folge das Kristallin von Blatt 36 nur wenig beachtet. Berichte von A. KÖHLER (1924, 1928) und L. KÖLBL (1924) betreffen vorwiegend das Gebiet an der Donau. In einer sehr eingehenden geologisch-petrographischen Studie beschreibt J. RIEDEL (1930) das weitere Gebiet des Ostrong, also auch Teile von Blatt 36. Es wird das große, W-überkippte Gewölbe der Cordieritgneise des Ostrong erkannt. Der „Granitgneis von Laimbach“ wird als Kern des Ostrong-Domes betrachtet. Es handelt sich um die lichten Orthogneise in der Monotonen Serie.

Die Aufnahmsberichte von L. WALDMANN (1937, 1938, 1949–1959) zeugen von der detaillierten Kenntnis, die dieser Forscher von weiten Teilen des Kartenblattes besaß. Leider fand dieses Wissen nur teilweise und in den kleinmaßstäblichen Karten seiner Arbeiten 1951a und 1958 Niederschlag.

Die geologischen Aufnahmen für das vorliegende Kartenblatt gaben Anstoß für eine Reihe von petrographischen Arbeiten (G. FUCHS & H. G. SCHARBERT, 1979; M. HÖDL, 1985; K. PETRAKAKIS, 1986; H. HÖGELSBERGER, 1987, 1989).

Mit den Kartenblättern 35 Königswiesen (O. THIELE, 1984), 37 Mautern (A. MATURA, 1983), 38 Krems (A. MATURA in W. FUCHS & R. GRILL, 1984) und der Arbeit A. MATURA (1984) ist nun das südliche Waldviertel fast geschlossen dargestellt.

2. Geographischer Überblick

Auf Blatt Ottenschlag begegnen wir recht unterschiedlichen Landschaftstypen:

Das Granitgebiet im westlichsten Teil des Blattes erhebt sich deutlich über die Fastebene östlich davon. Westlich der Linie Klein Nondorf – Spielberg – Kaltenbach ist die Granitlandschaft ungemein reizvoll: unzählige Kuppen, knapp unter 1000 m SH, meist reich bewaldet, immer wieder steht man überrascht vor kühnen Felstürmen und Wackelsteinen, dazwischen vergessene, malerische Tälchen. Südlich von Traunstein überwiegen weitgespannte, waldige Höhen, deren höchste Punkte die 1000 m-Marke erreichen (Gr. Höllberg 1001 m, Zwettelstein 1016 m). Diese weite Waldlandschaft, darinnen eingebettet der Edlesberger und Stifter Teich, muten skandinavisch an. Vom Weinsberger Wald fallen steile Flanken zum tief eingeschnittenen Ispertal ab.

Östlich des Granitgebietes ist die alte Einebnungsfläche im Raume Grafenschlag – Martinsberg – Ottenschlag – Sallingberg gut erhalten. Hier findet man weite, z. T. versumpfte Wälder, um die Ortschaften flache Felder und feuchte Wiesen. Einige Teiche bringen Abwechslung in diese etwas eintönige Landschaft (Weyrerteich, Himmelteich). Dieses Gebiet wird von der Gr. Krems entwässert, welche aber erst gegen die Nordost-Ecke des Blattes zu tiefer eingeschnitten ist.

Die östlichen und vor allem südöstlichen Blatteile sind bereits stärker im Erosionsbereich der Donau. Den Raum Kottes entwässert die Kl. Krems. Der Spitzer Bach mit seinen Nebenbächen hat die Einebnungsfläche kräftig zerlegt. Vom Weital her schneidet die Feistritz ein. Das waldige Bergland zeigt hier infolge größerer Höhenunterschiede z. T. recht steile Flanken. Die breite Senke östlich Raxendorf bildet die Wasserscheide zwischen dem Spitzer- und Weital. Östlich dieser Senke steigen lange Waldhänge zum Jauerling auf. Südlich seiner weiten Waldhöhen finden wir eine engkuppigte Hügellandschaft. Hier zwischen dem Weital und der östlichen Blattgrenze wechseln kleinräumig Wald und Felder.

Das Weital, der bedeutendste Einschnitt, bildet eine weite West-Ost-Senke im Bereich Laimbach – Pöggstall. Danach wird das Tal enger und wendet sich gegen Südosten und schließlich gegen Süden. Im Bereich Weiten – Leiben hat sich der Weitenbach in zahlreichen Windungen eingeschnitten. An den Prallhängen treten Felsformationen aus den Waldhängen hervor.

Westlich des Weitales haben der Schwarzaubach, Hausbergbach und Krumlinger Bach eine abwechslungsreiche, bergige Landschaft geschaffen. Die Altlandfläche ist im Bereich Münichreith – Neukirchen –

Oberdörfli gut erhalten. Sie wird gegen Osten durch die erwähnten Bäche fortschreitend zerlegt. Gegen Norden fällt sie in einheitlichem, waldigem Abhang zum Weintental ab.

Der Ostrong bildet einen mächtigen Nord-Süd-verlaufenden Waldrücken im Südwest-Teil des Blattes. Die größten Erhebungen sind der Gr. Peilstein (1061 m), Katzenstein (963 m) und Kaiserstein (935 m). Im Norden ist der Abbruch gegen das Weiten- und Ispertal recht steil und felsig.

Der von Blatt 36 erfaßte Teil des Waldviertels ist verhältnismäßig dünn besiedelt. Die bedeutendsten Orte sind Pöggstall und Ottenschlag.

3. Geologischer Überblick

Das kristalline Grundgebirge im Blattgebiet läßt sich in vier Einheiten gliedern (siehe auch das Beikärtchen „Tektonische Übersicht“ am Unter- rand des Kartenblattes und Taf. 1).

Am Westrand reicht der Moldanubische Pluton noch auf unser Kartenblatt. Er wird hier fast ausschließlich von Weinsberger Granit aufgebaut. Eine NNE-streichende, steile Störung im Randbereich des Granit im Ispertal folgt ab der Gegend von Traunstein weiter gegen Norden der Granitgrenze.

In der Monotonen Serie, welche E-fallend an den Weinsberger Granit anschließt, sind örtlich lichte Granit-, Aplit- und Pegmatitgänge gehäuft anzutreffen. Sie scheinen so wie einige kleine Granitdurchschläge auf die variszisch intrudierte Tiefenmasse beziehbar. Hingegen sind einige massige Orthogneiskörper im Raume Laimbach primär mit den Paragneisen der Monotonen Serie verbunden, wahrscheinlich als Meta-Vulkanite. Gegen Osten, also gegen das Hangende zu, sind diese stärker gelängt und verschiefert. Zu erwähnen sind noch einige kleine Vorkommen von Meta-Eklogit. Tektonisch wird die Zone der Monotonen Serie als Ostrong-Einheit bezeichnet (H. G. SCHARBERT & G. FUCHS, 1981).

Darüber folgt die Drosendorfer Einheit (G. FUCHS, 1976), welche die Bunte Serie umfaßt. Die Basis bilden Orthogneise – Dobra-Gneise oder der Granodioritgneise von Spitz – überlagert von Paragneisen mit einem charakteristischen Kalksilikatfelszug (Hinterhauser Marmor). Dann folgen in einer Schiefergneisgrundmasse Marmore, Quarzite, Graphit-schiefer und -gneise, sowie Amphibolite. Die Einheit zeigt einen engen W-vergenten Großfaltenbau. An der Überschiebungsfläche der Drosendorfer über die Ostrong-Einheit findet sich besonders im südlichen Teil des Blattes eine geringmächtige Granulitlage. Sie weist darauf hin, daß die Deckentektonik unter hochgradiger Regionalmetamorphose erfolgt ist.

Die nächst höhere tektonische Einheit, die Gföhler Einheit, ist im Bereich nördlich Eitenthal – Zeining sowie um den Trastallberg eingefaltet. Weiters reicht sie in der Südost-Ecke gerade noch auf unser Blatt. Nur die tieferen Anteile der Gföhler Einheit treten auf unserem Blatt auf: Rehberger Amphibolit (+ Serpentin), Graphitquarzit führende, migmatische Paragneise und Gföhler Gneis. Auch diese höchste Decke ist in den oben erwähnten W-gerichteten Faltenbau einbezogen.

Der auffällige Knick im Streichen der Dobra-Gneiszone und die Verzahnung dieses Gneises mit der Monotonen Serie im Bereich Ottenschlag

geht auf jüngere Verschuppung des moldanubischen Deckenbaues zurück.

Außer der bereits erwähnten steilen Störung im Randbereich des Weinsberger Granits ist ein bedeutender Bruch in der Senke Münichreith – Laimbach anzunehmen. An diesem erfolgte wohl die Heraushebung des Ostrong aus der Fastebene des Waldviertels.

Im Bereich der Hochfläche wird das kristalline Grundgebirge örtlich von einer Verwitterungsdecke überlagert. Im südlichen Teil des Blattgebietes, vor allem im Bereich der Rinne Laimbach – Pöggstall – Trandorf, sind Reste tertiärer Sedimente erhalten geblieben. Im äußersten Südost-Eck des Blattgebietes reichen neben tertiären Sedimenten Terrassenschotter der Donau von Süden herein.

4. Kristallines Grundgebirge

4.1. Gesteinsarten

Zunächst werden die Gesteine der tiefsten tektonischen Einheit – der Ostrong-Einheit – besprochen, danach der vielfältigere Gesteinsbestand der Drosendorfer und Gföhler Einheiten.

Ostrong-Einheit

Cordierit-Sillimanitgneis, Biotit-Plagioklasgneis (Monotone Serie), 27

Die Monotone Serie durchzieht als zentraler Streifen unser Blatt. Sie besteht – wie schon der Name sagt – aus einförmigen Paragneisen, in denen andere Gesteinsarten nur sehr untergeordnet auftreten. Wegen des verbreiteten Gehalts von Cordierit wurde diese Zone vielfach als Cordieritgneiszone bezeichnet. Obwohl es sich um Sedimentgneise handelt, ist eine auf Schichtung zurückgehende Bankung nur selten zu beobachten. Offensichtlich war bereits das Ausgangsgestein sehr einförmig und wenig gegliedert. Das Gefüge ist normalerweise schlierig-linsig-aderig und häufig kleingefältelt. Die Glimmer bilden meist keine über größere Bereiche durchgehenden Lagen, weshalb die Schieferungsflächen ausgesprochen uneben sind. Diese unruhig-nebulitische Textur ist auf partielle anatektische Mobilisation bei der Metamorphose zurückzuführen. Infolge ihres Gefüges bilden die Paragneise der Monotonen Serie massive, klobige Felspartien, oft in Türme gegliedert, und zerfallen zu grobem, unregelmäßig geformtem Blockwerk.

Die Gneise sind mittel- bis grobkörnig, schuppig, unregelmäßig schieferrig struiert. Es wechseln Quarz-Feldspat-reichere mit Schlieren ärmer an diesen Mineralen. Mehrere cm-große, unscharf begrenzte, Kalifeldspatporphyroblasten sind meist voller Einschlüsse von Nachbarmineralen, die sie amöbenartig umwachsen haben. Nicht selten sind in den Gneisen der Monotonen Serie Quarzknuern von dm-, vereinzelt m-Größe.

Die Farbe der Paragneise ist im frischen Bruch dunkelgrau, infolge des Cordieritgehalts vielfach grünlich-bläulich. Angewittert ist ihre Oberfläche meist eisenschüssig-bräunlich.

Die Hauptgemengteile sind Plagioklas (Oligoklas), Quarz, häufig perthitischer Kalifeldspat, rotbrauner Biotit, Muskowit, Cordierit und Sillimanit. Granat ist gelegentlich zu beobachten und umschließt meist andere Mi-

neralkörner. Nebengemengteile sind opake Substanzen, Turmalin, Graphit, Rutil, Apatit und Zirkon, der Strahlungshöfe im Biotit bildet. Der Sillimanit tritt büschelig auf, häufig in Plagioklas und Cordierit. Der Muskowit ist meist sekundär auf Kosten von Cordierit und Biotit entstanden. Cordierit ist nicht selten pinitisiert – in Serizit umgewandelt.

Im Bereich des Katzenstein (Ostrong) und bei Martinsberg fanden sich auffällige strahlige, lichte, sillimanit-reiche Aggregate (Länge bis 3 cm) auf den s-Flächen der Gneise. Es könnte sich dabei um Pseudomorphosen nach Disthen handeln.

Durch Rekristallisation werden die Paragneise zonenweise perlgnéisartig. Die Schieferung wird dabei undeutlich (z. B. SSW der Grafenmühle im Gr. Kremstal).

An einigen Stellen fanden sich in der Monotonen Serie auch plattig-bankige Gneise: Östlich von Oberhaidhof treten fein- bis mittelkörnige Biotitparagneise, Biotit-Hornblendegneise mit hellen Aplit- und Orthogneisen wechsellagernd auf, vereinzelt fanden sich auch Amphibolitlagen. Auch bei Weißpyhra wurden an Bändermigmatite erinnernde bankige Gneise beobachtet. In der Karte wurden diese Vorkommen mit der Signatur 20 ausgeschieden. Es ist aber nicht klar, ob es sich um Migmatite handelt oder um sedimentär vorgegebene, helle, an Feldspat und Quarz reichere Lagen. Die plattigen Gesteine an der Bundesstraße nach Ottenschlag bei der Gmainhofmühle sind sicher sedimentären Ursprungs. Es handelt sich um lichte, crem bis grünlich gefärbte, quarzreiche, Diopsid führende Gneise, welche als Kalksilikatgneise (Signatur 41) in der Karte eingetragen wurden. Erlane oder Augitgneisschollen von dm- bis m-Größe finden sich recht häufig in der Monotonen Serie und wurden nur dort mit Signatur 41 ausgeschieden, wo eine gewisse Häufung festzustellen war. J. RIEDEL (1930) hat diese Kalksilikatgneisschollen unter der Bezeichnung „Hornfelse“ beschrieben.

Die Kalksilikatgneisschollen sind zähe, meist bläuliche, feinkörnige Gesteine mit fettglänzender Oberfläche. Sie bestehen aus Quarz und basischem Plagioklas sowie wechselnden Mengen von Klinopyroxen, Orthopyroxen, lichtgrüner Hornblende, Granat und Titanit. J. RIEDEL (1930) beschreibt verschiedene Typen dieser Gesteine (S. 259–263). Im Gegensatz zu diesem Autor sehen wir in diesen Schollen regionalmetamorphe, ehemalige karbonathaltige Gesteine und nicht kontaktmetamorphe Bildungen.

Im Ostrong-Gebiet sind nicht selten pegmatitische Schlieren (bis einige dm-Mächtigkeit) zu beobachten, welche den s-Flächen folgen und die Feinfältelung mitmachen. Im Gegensatz dazu schneidet eine zweite Generation von Pegmatiten in dm-dicken Gängchen diskordant durch.

A. ZAYDAN & H. G. SCHARBERT (1983) haben aufgrund der Mineralvergesellschaftung amphibolitfaziale Metamorphosebedingungen von ca. 630°C/3 Kb für die Pelite der Monotonen Serie im Persenbeuger Bereich abgeleitet. Der Cordierit wird heute nicht mehr als kontaktmetamorphe, sondern als regionalmetamorphe Bildung betrachtet. Dieses Mineral ist nämlich verhältnismäßig gleichmäßig in der Monotonen Serie verteilt und zeigt keinerlei Abhängigkeit von der Nähe des Granitkontakts. Die Tatsache, daß die hangendsten Bereiche der Monotonen Serie cordieritfrei sind, erklärt sich aus der kräftigen Tektonisierung derselben. Der Cordierit als Antistress-Mineral war offensichtlich hier nicht mehr bestandfähig.

Als Ausgangsmaterial der Monotonen Serie ist wohl eine Grauwackenformation anzunehmen, eine mächtige, wenig gegliederte Beckenfüllung.

Der primäre Feldspatgehalt begünstigte bei der Regionalmetamorphose die Mobilisation eutektischer Schmelzen. Demnach wären die in der Monotonen Serie so verbreiteten anatektischen Erscheinungen durch die primäre stoffliche Zusammensetzung bedingt und nicht etwa durch Migmatisation ausgehend von einer Intrusion.

Leukokrater, häufig Sillimanit führender Gneis, 28

Die lichten Orthogneise bilden die einzigen ausgedehnteren Vorkommen andersartiger Gesteine in den Paragneisen der Monotonen Serie. Im Gebiet von Laimbach treten einige ihrer Form nach eher klobige Körper auf, welche von J. RIEDEL (1930) als Granitgneis beschrieben, in der Karte als ein Gföhler Gneiskörper ausgeschieden wurden. Nördlich von Laimbach folgen weitere Vorkommen bis in die Gegend von Gutenbrunn. Die genannten Orthogneis-Vorkommen bilden eine Zone in einem verhältnismäßig tiefen Niveau der Monotonen Serie. In den Hangendpartien dieser Serie findet sich eine zweite Zone solcher Orthogneise im Raume Nussendorf – Pöggstall. Diese treten als langgezogene Bänder und linsige Körper auf. Ihre Form erklärt sich aus der starken Tektonisierung des Hangendbereiches der Monotonen Serie.

Die lichten Gneise treten teils als verhältnismäßig homogene Körper auf, teils bilden sie dm- bis m-Lagen in den begleitenden Paragneisen. Letztere sind wohl weniger als Injektion, eher als primäre Wechsellagerung aufzufassen.

Die Orthogneise sind sehr licht, fein- bis grobkörnig, flaserig-schiefrig, häufig feingefältelt; Biotit bildet in den an sich glimmerarmen Gesteinen keine zusammenhängenden Lagen, sondern mehrere mm-große Putzen aus feinsten Individuen, feine Schüppchen oder gleichmäßig verteilte Blättchen (z. B. südwestlich Arndorf). Bereits freiäugig fällt der reichlich vorhandene Sillimanit auf. Dieser tritt außer auf den s-Flächen auch in 1 bis 4 cm langen Quarz-Sillimanitlinsen auf, die nicht selten parallel den Scherflächen (s_2) orientiert sind, welche die Fältelung der s_1 -Flächen bewirken.

U.d.M.: Das granoblastische, schiefrige Gefüge besteht aus meist flauem, perthitischem Mikroklin (37–42 Vol-%), Quarz (34–40 Vol-%), und Plagioklas (20–24 % An, 11–16 Vol-%). Rotbrauner Biotit (2,8–6,5 Vol-%) tritt in einzelnen Schüppchen auf. Sillimanit (2–5 Vol-%) bildet Büschel und Strähnen. Granat (0,3–0,6 Vol-%) erscheint in kleinen Körnern. In einem Schliff tritt auch Disthen auf (0,6 Vol-%); Akzessorien (0,2 Vol-%) sind Apatit, Zirkon und Erz (Modalbestimmungen: A. DAURER). Muskowit ist, wenn vorhanden, sekundär entstanden.

Die lichten Gneise, besonders die stärker verschieferten, erinnern an Gföhler Gneis, wie dies schon J. RIEDEL (1930) festgestellt hat. Nach den so unterschiedlichen Verbandsverhältnissen erscheint mir eine gegenseitige Beziehung unwahrscheinlich. Keinesfalls ist an eine tektonische Einschaltung von Gföhler Gneise zu denken, da die lichten Orthogneise in primärem Verband mit der Monotonen Serie auftreten. Wegen der öfter beobachteten Wechsellagerung mit den Paragneisen werden als Ausgangsgesteine saure Vulkanite vermutet.

Im Bereich der beschriebenen Gesteine finden sich häufig auch massige, schwach geschieferte Zweiglimmergranite, Aplite und Pegmatite (\pm Turmalin), die eindeutig jünger sind. Ähnliche Gesteine finden sich gehäuft auch um Dobra- und Spitzer Gneise, Kalksilikatfelse usw. und werden als posttektonische Mobilisate aus diesen Formationen betrachtet.

Einschaltungen leukokrater, häufig Sillimanit führender Gneise in Paragneisen der Monotonen Serie, 29

Die im vorigen Kapitel beschriebenen lichten Gneise finden sich häufig als bloß dm- oder m-mächtige Lagen in den Paragneisen. Sie sind zwar nicht als selbständige Körper auszuscheiden, haben aber trotzdem Bedeutung. Erstens zeigen sie die innige Verbindung der lichten Gneise mit den Paragneisen. Erstgenannte sind daher nicht etwa als tektonische Einschaltungen zu verstehen. Zweitens finden sich die geringmächtigen Einlagerungen in der Nachbarschaft und streichenden Fortsetzung der lichten Gneiskörper. Sie bezeichnen somit die Zonen, in denen die lichten Orthogneise auftreten.

Petrologisch sind sie mit den größeren Gesteinskörpern identisch, abgesehen von der meist etwas stärkeren Durchbewegung.

Granatpyroxenit, 37

Weitere, volumsmäßig unbedeutende Einlagerungen in der Monotonen Serie sind Granatpyroxenite, die als Metaeklogite aufzufassen sind. Sie finden sich im Raum Nussendorf – Prinzendorf, NNW von Ottenschlag und um Sallingberg. Diese zäh-harten, schweren Gesteine sind nirgends im Verband zu beobachten. Sie finden sich stets als herausgelöste rundliche Blöcke, deren Oberfläche durch das Verwittern der kelyphitisierten Granate häufig eine blattennarbigte Oberfläche zeigt. Die dunklen Gesteine brechen splitterig und sind im frischen fettig glänzenden Bruch fleckig graublau bis grünlich.

Die Granatpyroxenite werden derzeit von Herrn Prof. Dr. H. G. SCHARBERT (Petrologisches Inst. d. Univ. Wien) bearbeitet. Freundlicherweise wurden mir bereits folgende Ergebnisse mitgeteilt:

Die Probe 76/5 (südlich Prinzendorf), ein recht massiges Gestein, zeigt u.d.M. leichte Kornregelung. Der häufige Granat enthält wenige Pyroxeneinschlüsse mit höheren Na_2O -Gehalten (ehemalige Omphacite?). Randlich sind die Granate stark in Kelyphit umgewandelt. Symplektit von Klinopyroxen und etwas Plagioklas (50–60 % An) ist vorherrschender Hauptgemengteil. Sehr blasse Hornblende ist jüngerem Alters. Erz, Titanit sind Akzessorien.

Das Gestein vom Vorkommen östlich Nussendorf (76/6) besteht aus einem Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektit, welcher sicher aus einem älteren, „eklogitischen“ Klinopyroxen entstanden ist. Die beobachtbaren Klinopyroxene lassen 2 Generationen erkennen: 1. Ältere Cpx mit hohen Gehalten an TiO_2 , Al_2O_3 und Na_2O . 2. Jüngere, farblose Cpx mit niederen TiO_2 -, Al_2O_3 - und Na_2O -Werten, aber deutlich höherem CaO. Letztere wachsen gelegentlich in den Symplektit hinein – ein Zeichen für ihr jüngeres Alter. Die Granate zeigen meist rundliche Form und sind homogen und einschlußfrei. Sie sind wahrscheinlich der jüngeren Kristallisationsphase zuzuordnen, werden aber von starker Kelyphitisierung betroffen. Die Amphibole sind braun pleochroitisch. Sie durchwachsen das ältere Symplektit-Gefüge und bilden als feinkörnige Aggregate relativ große Flächen des Schlicffes. Pyrit ist im gesamten Gestein verstreut, konzentriert aber besonders in den amphibolreichen Partien. Ein Teil des Erzes ist Ilmenit.

Von dem älteren Symplektit ist deutlich die jüngere Paragenese von Al_2O_3 - und Na_2O -armem Cpx, Granat, braunem Amphibol sowie Pyrit und Ilmenit zu unterscheiden.

Das Vorkommen südwestlich Prinzenndorf (76/11) entspricht dem bereits beschriebenen Gestein, ist aber kräftig retrograd umgewandelt. So sind nur noch bescheidene Reste von Granat zu beobachten (kelyphitisiert). Hauptgemengteile sind Cpx-Plagioklas-Symplektit und Granat (Symplektit). Weiters finden sich blasse Hornblende, rotbrauner Biotit, etwas Quarz, Erz und Rutil.

Aus dem nördlichen Teil des Kartenblattes, dem Bereich östlich Salingberg stammt Probe 82/6. Das ursprüngliche, wohl eklogitische Gestein ist fast gänzlich retrograd umgewandelt. Kelyphitfelder erinnern an den gänzlich umgesetzten Granat. Antophyllit bildet Nester zusammen mit Pyrit oder tritt zonenweise im Klinopyroxen-Plagioklas-Symplektit auf, wo er Plagioklaskristalle umwächst. Biotit findet sich oft in der Nähe oder direkt in den Antophyllitnestern. Dieses basische Gestein zeigt, daß in diesem Bereich der Monotonen Serie die Paragenese Antophyllit – Cordierit bestimmend ist. Die retrograde Anpassung an diese Metamorphosephase wurde weitgehend erreicht.

Bezüglich der Genese ist festzuhalten, daß es sich um eklogitische Gesteine handelt, welche aus dem Erdmantel stammen. Sie treten in Meter- bis Zehnermeter-mächtigen Linsen auf. Wie die retrograden Umwandlungen belegen, sind die Metaeklogite instabile Fremdkörper in den Gesteinen der Monotonen Serie. Vermutlich sind die unter hochmetamorphen Bedingungen gebildeten Gesteine auf tektonischem Wege in ihre mittelgradig metamorphe Umgebung gelangt. Eine Bindung an eine größere Bewegungsbahn konnte nicht festgestellt werden.

Abgesehen von jungen Gang- und Intrusivgesteinen ist somit der Gesteinsbestand der Ostrong-Einheit besprochen.

Drosendorfer Einheit

Im Gegensatz zur Ostrong-Einheit zeichnet sich die Drosendorfer Einheit durch eine Vielfalt von Gesteinen aus, daher die Bezeichnung Bunte Serie. Trotz der kräftigen Falten tektonik ist eine primäre Abfolge erkennbar. Die Basis bilden mächtige Orthogneiskörper, darüber folgen Paragneise mit einem charakteristischen Kalksilikatfels-Marmorzug, darüber die Hauptmasse der Marmorbänder, im allgemeinen nimmt die Häufigkeit der Amphibolite gegen das Hangende zu.

Der Grenzbereich Ostrong-/Drosendorfer Einheit zeigt gesteigerte Durchbewegung: Die Hangendanteile der Monotonen Serie sind bänderig-plattig, cordieritfrei, die lichten Orthogneise lang-ausgedünnt. Der Dobra-Gneis auf der anderen Seite der Bewegungsbahn wird gegen das Liegende zu dünnplattig-lamelliert und hornblendereich; am tektonischen Kontakt finden sich schließlich dünnlamellierte Hornblendegneise. An der Bewegungsbahn selbst treten wenige m bis dm von Granulit auf.

Granulit, 22

Granulitlagen in Paragneis, 23

Die den tektonischen Horizont markierende Granulitlamelle ist von der Loja bis nordöstlich von Ottenschlag über eine streichende Entfernung von etwa 30 km verfolgbar (G. FUCHS, Aufnahmeberichte 1976–1978, 1981; A. MATURA, 1984). Örtlich setzt das Granulitband allerdings aus, wie an guten Aufschlüssen belegt werden kann. Auf dem Blatt 36 ist die Granulitlamelle aus dem Krotenbachtal im Süden bis über den Schwarzgraben zu verfolgen. Südöstlich von Mürfeldorf und bei Krumling sind

eindeutige Granulite nachgewiesen. Die besten Aufschlüsse fanden sich in der Westflanke des Mandlgupf (4 m Granulit) bei Pöggstall und nördlich Loibersdorf. Nördlich der schlecht aufgeschlossenen sumpfigen Gebiete, die vom Kremsbachl entwässert werden, ist die Bewegungszone unter dem Dobra-Gneis westlich von Ottenschlag vom Heidenbach bis Armschlag verfolgbar. Es finden sich hier in stark durchbewegten, dünnplattigen Paragneisen Granulitlagen neben lichten Gneislagen und Granat-Pyroxenamphibolit.

Durch Verschuppung kam es im Raume Ottenschlag zur Verdoppelung des Dobra-Gneisuzuges und des darunter befindlichen tektonischen Horizontes. An der Basis des östlichen Dobra-Gneisuzuges fand sich das äußerst nördliche Vorkommen der Granulitlamelle in der W-Flanke des Hirtbühels (P. 834) nordöstlich von Ottenschlag. Der Granulit bildet dort nur eine 3 cm dicke Lage. Weiter gegen Norden tritt an der Bewegungsbahn kein Granulit mehr auf.

Die Granulite sind feinkörnige, dünnplattig-ebenflächig absondernde, scharf lamellierte Gesteine. Es wechsellagern weiße glimmerfreie und braun-violett getönte, biotitführende Granulitlagen. Die Lamellen sind oft hauchdünn und stets streng parallel zueinander; Lineation ist meist vorhanden. Einige Millimeter-große Granate sind in beiden Granulittypen reichlich eingestreut. Augen von Feldspat und Quarz-Feldspataggregaten bis 0,5 cm Länge sind gelegentlich zu beobachten.

U. d. M.: In den hellen Bändern wechseln feingranulierte Bereiche von Quarz, perthitischem Orthoklas und untergeordnetem Oligoklas mit Zonen von Zeilen- und Plattenquarzen ab. Die großen Granate enthalten Einschlüsse von ungestörtem Quarz und Alkalifeldspat. Es treten zonare und homogene Granate auf. Besonders die Zentren der zonaren Granate sind in ihrer Zusammensetzung als „granulitisch“ zu bezeichnen. In einigen Proben tritt nur Disthen, in anderen Disthen zusammen mit Sillimanit auf. Der braune Biotit der biotitführenden Granulitlagen ist von dem grünen Biotit, der häufig als Umwandlungsprodukt des Granat auftritt, wohl unterschieden. Weiters findet sich noch Ilmenit.

Obige komprimierte Beschreibung ist der Arbeit G. FUCHS & H. G. SCHARBERT (1979) entnommen, in welcher eingehendere petrologische Details enthalten sind.

K. PETRAKAKIS (1988) beschreibt die Granulitlamelle als blastomylonitische Gneise und betont deren hoch-metamorphe Paragneise (Gr + Bi + Si + Kfs + Q + Plg) und die intensive synmetamorphe Deformation (S. 252).

Genetisch wichtig ist die Tatsache, daß die an die Granulitlamelle angrenzenden Gesteine – Paragneise, Dobra-Gneis – in Annäherung an diese zunehmend plattig-laminiert werden. Sie gleichen sich somit strukturell dem Granulit an. Stofflich ist das „Basisch-Werden“ des Dobra-gneises interessant, der vom Granitgneis mit Amphibolitlagen, zu Hornblende-Granitgneis, Granodioritgneis und dünnplattigem Hornblende-gneis sich verändert. Es finden sich Plagioklas-Quarz-Kalifeldspatgemenge mit Hornblendeführung bis Plagioklas-Quarz-Hornblendepflaster, wobei die Hornblende stets grünbraun bis braun ist. Quarz bildet häufig Disken oder Augen. Es finden sich auch Augen von Mikroklin. Biotit ist in diesen Gesteinen eher selten. Die strukturelle Angleichung der Nachbargesteine sowie die geringe Mächtigkeit des Granulit (wenige cm, dm bis 4 m) legen den Schluß nahe, daß es nicht Scherlinge von Granulit sind, die an der Bewegungsbahn hochgeschleppt wurden. Vielmehr scheint

der Granulit als Tektonit am Scherhorizont entstanden zu sein. Die Scherung erfolgte in großer Tiefe unter höchstgradiger Amphibolitfazies. Eine gewisse Steigerung der P/T-Bedingungen am Bewegungshorizont verbunden mit Austreibung von H₂O bei der Durchbewegung führten hier sehr lokal zu Bedingungen der Granulitfazies. Die Austreibung des Wassers scheint beim Durchgang durch den Dobra-Gneis eine partielle Mobilisation bewirkt zu haben, er wurde basischer, und das Neosom wurde in Form von Apliten, Pegmatiten und posttektonischen Granitgängen einige hundert Meter höher im Dobra-Gneis festgehalten.

Die Bedingungen der Granulitfazies wurden an dem Bewegungshorizont zwischen der Ostrong- und Drosendorfer Einheit offensichtlich nur im südlichen Waldviertel erreicht. Bereits im Nord-Teil des Blattes 36 wurde Granulit nicht mehr beobachtet. Wo die Granulitlamelle unterbrochen ist, findet sich Granulitendenz in den Gneisen der Scherzone (z. B. die hellen sillimanitreichen Gneise westlich Jasenegg, welche an Gföhler Gneis erinnern; feinkörnige plattelige Sillimanit, Granat und Disthen führende Paragneise etc.).

Dobra-Gneis (Granitgneis mit Amphibolitlagen), 25

Die in diesem Kapitel behandelten Gneise wurden von L. WALDMANN (1938, 1951) als Spitzer Gneis bezeichnet. Da sie vorwiegend granitische Zusammensetzung haben, die Vorkommen von Spitz hingegen Granodioritgneise sind, wurde der Begriff Spitzer Gneis aufgegeben (G. FUCHS, 1971). G. FUCHS & A. MATURA (1976) griffen auf den Vorschlag M. KHAFFAGY's (1971a,b) zurück, der zuerst von „Dobra complex“ und „Dobra (Spitzer) gneisses“ sprach, und verwendeten die Bezeichnung „Dobra-Gneis“ für die granitoiden Typen, „Granodioritgneis von Spitz“ für das Vorkommen vom Jauerling-Gebiet. Im Zuge seiner Aufnahmen auf den Blättern Ottenschlag und Geras fand G. FUCHS, daß die beiden Gesteinskomplexe analoge stratigraphisch-tektonische Position besitzen.

Als „basement“ der Bunten Serie ist der Orthogneis vom Krotenbachtal im Süden über Pöggstall, Ottenschlag bis in die Nordostecke des Blattes zu verfolgen. Durch isoklinale Verfaltung mit den überlagernden Paragesteinen sind vielfach mehrere Züge von Dobra-Gneis vorhanden.

In seiner typischen Entwicklung ist der Dobra-Gneis plattig-bankig mit kräftig entwickelter, häufig gewellter Lineation. In dem mittel- bis grobkörnigen, hellen Gestein sind die nicht sehr dicht gelagerten ehemaligen Einsprenglinge von Alkalifeldspat meist zu mehrere cm großen Augen deformiert. Es finden sich aber auch augenfreie Granitgneise.

Der Biotit tritt meist in einzelnen Schüppchen und nicht in Lagen auf. Die Gneisbänke sind recht homogen, alternieren aber häufig mit scharf abgegrenzten Amphibolitlagen (cm- bis m-Dicke). Es handelt sich meist um Biotitamphibolite. Vereinzelt (z. B. südlich Muckendorf) wurde auch Fleckamphibolit beobachtet, der sonst eher für die Einschaltungen im Spitzer Granodioritgneis typisch ist. Lokal finden sich im Orthogneis cm-große Quarz-Sillimanitlinsen, wie sie in den lichten Gneisen der Monotonen Serie, im Granitgneis des Rehberger Amphibolitkomplexes, in Para-, Quarzit- und Arkosegneisen usw. auch zu beobachten sind.

Eine untypische Ausbildung des Dobra-Gneises ist im Krotenbachtal, in der Mandlgupf-West-Flanke, am Hirtbühel, also nahe der basalen Überschiebung, zu beobachten. Der Orthogneis ist hier eher granodioritisch, z. T. als plattiger Hornblendegneis ausgebildet, und im Umfeld häufen sich Gänge von Pegmatit, Aplit und Granitoiden. Wie im voranstehenden

Kapitel erläutert, sehe ich diese Gesteinsvergesellschaftung als Folge einer Mobilisation. Auch die Gänge von recht massigem fein- bis grobkörnigem Zweiglimmergranit, welche den Dobra-Gneis diskordant durchsetzen, werden als Mobilisationsprodukte aus dem Orthogneis aufgefaßt und nicht auf eine Intrusion bezogen.

Die typischen granitischen Dobra-Gneise zeigen u. d. M. Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Biotit als Hauptgemengteile. Der Mikroklin ist vorherrschend gegenüber dem Oligoklas. Biotit ist meist braun, seltener grünlich-braun und bildet einzelne Bättchen und -gruppen, keine durchziehenden Lagen. Scheiter von Muskowit sind gelegentlich zu beobachten. Nebengemengteile sind Granat, Apatit, Hornblende, Titanit, Orthit, Turmalin, Zirkon und Erz. Als sekundäre Bildungen finden sich Serizit und Chlorit. Das Gefüge ist kristalloblastisch-schiefrig.

In Hinblick auf eine genetische Aussage ist die regelmäßige Wechsellaagerung von Granitgneis und Amphibolit von Wichtigkeit. Vereinzelt wurden auch quergreifende Amphibolite beobachtet (L. WALDMANN, 1938, S. 44; G. FUCHS, 1971). All dies deutet auf basaltischen Vulkanismus hin. Orientierte Plagioklas- und Biotit-Einschlüsse in den Alkalifeldspatäugen der Granitgneise (G. FRASL, 1954) sowie einheitliche Zirkontracht und spektralchemische Untersuchungen (G. G. DESHPANDE & I. ÖZPEKER, 1965) sprechen für magmatische Herkunft. M. KHAFFAGY (1971 a, b) nimmt Sedimente mit vulkanogenem Detritus und saure Vulkanite als Ausgangsgesteine an. Wahrscheinlich handelte es sich um bimodalen, alternierend sauer-basischen Vulkanismus oder um einen Arkose-Sandsteinkomplex mit syngenetischem basaltischem Vulkanismus.

Granodioritgneis von Spitz, 24

Der Granodioritgneis von Spitz setzt vom Typusgebiet gegen Südwesten fort und tritt östlich von Loitzendorf auf unser Blatt. Er quert bei Eitenthal das Weitaltal und endet nördlich von Payerstetten. Um Mörenz finden sich einige kleine Körper von Granodioritgneis im Kern einer Antiklinale. Ebenfalls in einem Antiklinalkern treten nördlich Raxendorf und um den Großen Berg einige Vorkommen von Granodioritgneis auf.

Der Granodioritgneis ist meist ein recht homogenes mittel- bis grobkörniges Gestein von mittelgrauer bis heller Farbe. Es bildet massive Felsen und zerfällt blockig, zeigt aber stets deutliches Parallelgefüge. Bei tiefer Oberflächenverwitterung zerfällt der Granodioritgneis zu krümeligem, gelblichem Grus, während die begleitenden Amphibolite als Blöcke auswittern. Der Hornblende und Biotit führende Quarz-Feldspatgrus ist in schlecht aufgeschlossenem Gelände ein wichtiger Hinweis bei der Kartierung. Der Gneis ist ein Biotit- oder Hornblende-Biotitgneis. Der Glimmer tritt in Einzelschüppchen oder Schmitzen auf, nicht aber in durchgehenden Lagen.

Charakteristisch sind scharfbegrenzte Amphibolitbänke als konkordante Einlagerungen im Gneis. Sehr häufig handelt es sich um Fleckamphibolite. Diese heißen so wegen der hellen, oft mehrere cm großen Flecken, welche aus Plagioklas oder Plagioklasaggregaten bestehen. Sie werden als ehemalige Einsprenglinge gedeutet (A. KÖHLER, 1941; H. G. SCHARBERT, 1959).

Es finden sich als weitere Einschaltungen geringmächtige aplitische oder hornblendepegmatitische Schlieren, welche als spätmagmatische Bildungen oder synmetamorphe Mobilisate aufzufassen sind. U. d. M. zeigt der Granodioritgneis mäßig verzahntes, hypidiomorphes Gefüge.

Hauptgemengteile sind Andesin, Quarz, untergeordnet Kalifeldspat, sowie grüner oder brauner Biotit. Muskowit tritt manchmal auf. In den Hornblende-Biotitgneisen kommt Amphibol hinzu. Akzessorien sind Orthit, Epidot-Klinozoisit, Apatit, Zirkon, Titanit und Opake. Hellglimmer und Chlorit sind sekundäre Bildungen.

Außer der stofflichen Verschiedenheit war für die Abtrennung der Spitzer Gneise in Dobra-Gneis und Granodioritgneis von Spitz die höhere Position ein Grund (G. FUCHS & A. MATURA, 1976, S. 11). Die weitere Kartierung des Waldviertels, vor allem von Blatt Ottenschlag, zeigte jedoch, daß die Granodioritgneise, welche anscheinend inmitten der Marmorfolge der Bunten Serie auftreten, Kerne von isoklinen Antiklinalen bilden. So wie sie von den kalksilikatreichen Hinterhauser (Spitzer) Marmoren begleitet werden, folgt dieser typische Horizont auch dem Dobra-Gneis. Damit haben beide analoge Position an der Basis der Bunten Serie. Es handelt sich offensichtlich um ein und denselben magmatischen Komplex, der im Westen granitische, im Osten granodioritische Zusammensetzung hat (vgl. A. MATURA, 1959, S. 10).

Paragneis, 26

Die Paragneise sind eine der verbreitetsten Gesteinsarten, sie bilden gewissermaßen die Grundmasse, in der die begleitenden Gesteine eingelagert sind. Man findet in den Paragneisen der Bunten Serie eine Vielfalt von Typen, welche lagen- und bankweise wechseln. Die unterschiedliche Ausbildung, welche sich vor allem im Quarz-Feldspat-Glimmerverhältnis, Korngröße und Schieferigkeit ausdrückt, ist sedimentär bedingt und wurde bei der Durchbewegung noch verstärkt. Entsprechend dem häufigen Wechsel in der Zusammensetzung sind die Paragneise der Bunten Serie meist bankig ausgebildet und man findet daher nur selten einheitliche, massive Felsbauten, wie sie für die Monotone Serie typisch sind.

Verbreitet sind dunkelgrau-braune bis mittelgraue, fein- bis grobschuppige, glimmerreiche Schiefergneise, grobkörnige, hell-dunkel gesprenkelte oder streifig-bänderige Paragneise. Glimmer-ärmere, Quarz-Feldspat-reiche Bänke sind meist feinkörniger, homogener und massiger ausgebildet und sind von mittel- bis hellgrauer Farbe. Dieser Typ geht nicht selten in Quarzit und Arkosegneis über, sowie die glimmerreichen Typen zu Glimmerschiefer überleiten. Manche Lagen führen Kalksilikate oder Karbonat, welche dann bei der Verwitterung als härtere Bänder hervortreten bzw. löcherig-porös auswittern. Graphit-hältige Typen sind bleigrau bis schwärzlich gefärbt und sind meist stark schiefrig. Hornblende-führende Lagen vermitteln zu Amphiboliten, welche häufig mit den Paragneisen wechsellagern. Granat und feinfilzige, linsige Sillimanitaggregate sind auf den s-Flächen oder im Querbruch ebenfalls schon makroskopisch feststellbar.

Biotit-Plagioklasgneise sind am verbreitetsten. Ihre Hauptgemengteile sind Oligoklas-Andesin, Quarz und Biotit. Zu diesen kann auch Alkalifeldspat hinzutreten. Muskowitgehalt führt zu Zweiglimmergneisen. Sillimanit und Granat sind häufige Übergemengteile. Akzessorien sind Graphit, Apatit, Zirkon, Titanit, Epidot, Turmalin und Erz. Chlorit und Hellglimmer sind meist sekundär. Kristalloblastisches, parallel orientiertes Gefüge ist typisch, ebenso inhomogen, zeilig-lagiger Bau. Quarz-Feldspat-reiche Zeilen wechseln mit Glimmer-Sillimanitsträhnen, in denen nicht selten Granat auftritt. Dieser bildet rundliche Körner und ist nicht selten einschlußreich.

Sowohl die Lithologie als auch der enge Verband mit Karbonat- und Graphitgesteinen, Quarziten und Arkosegneisen lassen keine Zweifel an der sedimentären Herkunft der in diesem Kapitel behandelten Gneise.

Quarzit, Arkosegneis, 30

Diese Metamorphite klastischer Gesteine sind besonders in der marmorreichsten Zone der Bunten Serie verbreitet. Sehr häufig schließen sie direkt an die Marmorzüge an und bilden deren Hangendes oder Liegendes.

Die in der Karte ausgeschiedenen Quarzitzüge sind selten reine Quarzite. Sie enthalten meist auch Lagen und Bänke von Paragneis.

Die Quarzite sind häufig grau-weiß, auch bräunlich gebänderte, plattig-bankige Gesteine. Sie sind meist feinkörnig und splittern scharfkantig mit fettigem Glanz. Selten sind die Quarzite gänzlich Feldspat- und Glimmerfrei. Wird der Gehalt an diesen Mineralen größer, erfolgt der Übergang in Arkosegneis oder Paragneis. Auch Sillimanit, Granat und Graphit sind nicht selten in den Quarziten zu beobachten.

Arkosegneise sind helle, glimmerarme, fein- bis mittelkörnige Gneise, die nicht immer leicht von Orthogneisen zu unterscheiden sind. Lateraler oder vertikaler Übergang in Quarzit belegt die Sedimentnatur dieser Gneise. U. d. M. zeigen die Arkosegneise ein kristalloblastisches Pflaster von Quarz, Oligoklas (z. T. Antiperthit) und untergeordnet Alkalifeldspat. Die Quarze finden sich auch in Form stark gelängter Disken. Biotit und Muskowit bilden Einzelblättchen und -gruppen. Sillimanit findet sich in linsigen Büscheln. Granat ist gelegentlich zu beobachten. Zirkon und Apatit sind Akzessorien. Serizit und Chlorit treten sekundär auf.

Wie in anderen quarz-feldspatreichen Gesteinen finden sich auch in den Arkosegneisen häufig pegmatitische und granitoide Mobilisate.

Außer in der Marmorserie fanden sich Quarzite noch in einer eigenartigen Gesteinsvergesellschaftung am östlichen Blattrand im Gipfelbereich des Jauerlingstockes. In dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet treten über einem markanten, etwa 8 m mächtigen Quarzitband, Amphibolite, plattige Quarzite, helle sillimanitführende Paragneise und Orthogneise auf. Der Position nach dürfte diese Gesteinsvergesellschaftung der Drossendorfer Einheit angehören.

Graphitschiefer, Graphitführender Paragneis, 43

In der Nachbarschaft der Marmore finden sich häufig dm- bis wenige m-mächtige, linsige Körper von Graphitschiefer, welche vielfach abgebaut wurden (H. HOLZER, 1961, 1963, 1964; J. ALBER, 1987a, b). Die auffälligen schwarzen schmierigen Schiefer sind häufig stark verquetscht. Die linsigen Körper sind durch tektonische Anschoppung zustande gekommen. Durch die Schwarzfärbung des Bodens wird vielfach eine größere Mächtigkeit vorgetäuscht.

Graphit wurde in folgenden Gebieten abgebaut: Westlich Seiterndorf, westlich vom Kaltenberg, Eisenreith, Weinberg – Amstall, Doppl, Voitsau – Dankholz u. a. F. ZELEZNY (1985) konnte in der Lagerstätte Amstall im Graphit einige weitere, bisher von dort unbekannte Minerale nachweisen.

Man findet alle Übergänge zwischen Graphitschiefer und graphitführenden Paragneisen. Abgesehen vom Graphitgehalt entspricht der Mineralbestand dieser Übergangstypen dem der normalen Schiefergneise. Typisch sind Graphitführende Zweiglimmergneise, die durch graphitreichere bleigraue Schmitzen und weiße Sillimanitlinsen unruhig-fleckig wirken.

H. HOLZER (1961, 1963, 1964), H. HOLZER & E. J. ZIRKL, (1962) und J. ALBER (1987) geben nähere geologisch-bergbauliche Details über einige dieser Graphitvorkommen. Der Graphit liegt als Mikroflinz vor. Nach E. J. ZIRKL (1961) besteht die Hauptmenge des bauwürdigen Graphits aus Graphitbrekzie, weiters fand sich noch dichter Graphit und völlig zerscherter Graphitschiefer. Diopsid, Rutil, Titanit, Turmalin und Korund im Graphit werden als ältere Paragenese betrachtet, weil sie nicht im Bindemittel der Brekzie auftreten. Feldspat, Quarz, Tremolit und Glimmer, welche manchmal sogar unregelmäßig gewachsen sind, werden von E. J. ZIRKL als jünger aufgefaßt. A. BERAN et al. (1985b) geben weitere Details bezüglich Mineralbestand, Spurenelemente usw. Aufgrund dieser Daten werden als Ausgangsgesteine Sapropel mit hohem Tonmineralanteil angenommen.

Kalksilikatgneiseinschaltungen in Paragneis, 41

Während Kalksilikatgneise in der Monotonen Serie meist als Schollen auftreten, bilden sie in der Bunten Serie vorwiegend Lagen und Bänder. Diese wechsellagern häufig mit Paragneis, sodaß eine Ausscheidung als eigene Körper nicht möglich ist. Es schien aber wichtig, häufiges Auftreten von Kalksilikatfelslagen in der Karte darzustellen. Die geringe Mächtigkeit sowie die Wechsellagerung mit den begleitenden Paragneisen sind der Hauptunterschied zwischen den Signaturen 41 und 40.

Die Kalksilikatgneise sind häufig grau, grün, weiß, kremfarben gebändert, wobei der Gehalt an Kalksilikaten lagenweise schwankt. Manche Bänder enthalten auch etwas Karbonat, das löcherig-rauhe, bräunliche Verwitterungsoberfläche bedingt. Im allgemeinen treten die zäh-harten kalksilikatreichen Lagen als Rippen hervor. Der schichtig-bänderige Charakter ist an den angewitterten Flächen besonders deutlich zu sehen.

Die Kalksilikatgneise sind Sedimentgneise, die durch höheren Gehalt an basischerem Plagioklas, Diopsid, Hornblende, grossularreichem Granat, Epidot, Skapolith, Titanit, Biotit und Phlogopit ausgezeichnet sind. Außer diesen Gemengteilen können auch Quarz, Kalifeldspat und Karbonat in unterschiedlichen Mengen auftreten. Hellglimmer und Klinozoisit finden sich als Fülle in Plagioklasen mit höheren An-Gehalten.

Kalksilikatgneis, 40

Mehrere meter- bis zehnermetermächtige Kalksilikatgesteine wurden als selbständige Körper ausgeschieden und lassen sich oft über viele km im Streichen verfolgen. Während gering mächtige und absetzigere Kalksilikatgneise in verschiedenen Niveaus der Bunten Serie auftreten, kennzeichnen die mächtigeren Züge einen stratigraphischen Horizont im tieferen Teil der Bunten Serie. Dieser begleitet, manchmal in engem vertikalem Abstand, den Dobra-Gneis bzw. Granodioritgneis von Spitz (Hinterhauser Marmor, östlich und westlich Streitwiesen, Bereich Raxendorf – Großer Berg – Trandorf). Auch die mächtigeren Kalksilikatfelszüge enthalten Bänke anderer Gesteine wie Marmor, Amphibolit, Paragneis eingelagert. Die Kalksilikatfelse bilden in der Landschaft Härtlingsrücken, Hangstufen und andere morphologisch positive Formen. Sie zerfallen in grobes, ungefügtes Blockwerk, welches die Umgebung überstreut und dadurch manchmal größere Mächtigkeit vortäuscht. Auf angewitterten Flächen treten die kalksilikatreicheren Bänder gegenüber karbonatführenden Lagen stark hervor. Dieser bänderige (cm–dm) Wechsel läßt die

Kleinfältelung, welche in diesen Gesteinen recht verbreitet ist, überaus deutlich hervortreten.

Der Zusammensetzung nach unterscheidet H. HÖGELSBERGER (1987, 1989) Augitgneise und skapolithführende Kalksilikatgesteine. Erstere sind dunkelgrün-graue Gesteine bestehend aus der typischen Paragenese Klinopyroxen – Kalifeldspat – Plagioklas – Quarz. Dazu können weiters Granat, Amphibol, Biotit und bloß akzessorisch Titanit, Zirkon, Apatit, Rutil, Karbonat und Skapolith treten. Der Kalifeldspat ist stets häufig (bis zu 50 % des Modalbestandes). Der An-Gehalt der Plagioklasse übersteigt nur selten 50 %. Cpx ist Salit bis Ferrosalit. Biotit ist meist feinkörnig und rotbraun. Amphibol ist eine retrograde Bildung. Granat ist im Kern meist einschlußreich und zeigt Alm 40–63 %, Grs 10–40 %. Sekundär sind außer Amphibol Zoisit, Chlorit, Epidot und Muskowit und eine 2. Plagioklasgeneration.

Die skapolithführenden Kalksilikatgesteine sind heller, häufig fleckig, massiger und grobkörniger als die Augitgneise. Skapolith ist immer ein Hauptgemengteil, während Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas auch fehlen können. Kalzit ist gelegentlich recht häufig. Amphibol 1 tritt nicht auf. Klinopyroxen ist stets vorhanden. Weitere Gemengteile können Granat und Biotit sein. Sekundär sind Plagioklas 2, Amphibol, Zoisit, Chlorit, Muskowit und Prehnit. Akzessorien: Titanit, Opake.

Die Arbeiten von H. HÖGELSBERGER (1987, 1989) enthalten eine Fülle petrologischer Daten. Es ergaben sich Hinweise, daß die Karbonatgesteine der Bunten Serie teilweise evaporitischer Herkunft sind. Die amphibolitfaziale, prävariszische Metamorphose erfolgte unter Bedingungen von $T\ 700^{\circ}/P\ 5,5\text{--}7,5\text{ Kb}$. Die zweite, variszische Metamorphose erreichte $T\ 500^{\circ}$.

Es sei weiters auf die petrologischen Untersuchungen von A. BERAN et al. (1985a) hingewiesen, die Kalksilikatgesteine nordöstlich unseres Kartenblattes zum Gegenstand hatten. Deren Untersuchungen wurden im Zusammenhang mit der Prospektion nach Scheelit durchgeführt. Es zeigte sich dabei, daß dieses Mineral an einen bestimmten Gesteinstyp, also schichtgebunden ist (durchschnittliche Wo-Gehalte von 1500 ppm). Eine synsedimentäre Mineralisation wird daher als wahrscheinlich erachtet.

Schließlich ist bei der Behandlung der Kalksilikatfelse zu erwähnen, daß in diesen sowie in ihrer Umgebung Aplit- und Pegmatitgneise gehäuft anzutreffen sind. Sie bilden Gänge, Lager oder ungliederte Massen. Sie können örtlich Marmore und Kalksilikatfelse fast vollständig verdrängen. Diese Granitoide treten besonders in Erscheinung: westlich Pöbring, südlich Laufenegg, Braunegg–Höllerbrand, Vorteilberg nordöstlich Elsenreith. Es ist nicht klar, ob das Neosom aus den Kalksilikatgesteinen stammt oder diese nur durch ihr besonderes mechanisches Verhalten den Raum für das Eindringen und Erstarren der Mobilisate geboten haben.

Marmorlagen in Paragneis und anderen Gesteinen, 39

Die Signatur wurde verwendet, wenn die Mächtigkeit der Marmore auf wenige m oft sogar bloß dm zurückgeht, also keine Ausscheidung als selbständige Körper erlaubt. Meist treten diese Marmorbänke in Paragneis auf, vereinzelt in anderen Gesteinen (z. B. Amphibolit). Lithologisch entsprechen sie den mächtigen Marmorvorkommen, sie sind aber wegen ihrer geringen Dicke meist stärker silikatisch verunreinigt. Sie gehen über mürb verwitternde Karbonatgneise in Paragneis über, durch höheren Ge-

halt an Kalksilikaten in Kalksilikatgneise. Der lagige Wechsel dieser Gesteine ist offensichtlich sedimentär angelegt.

Marmor, 38

Marmore sind die hervorstechendsten Einschaltungen in den Paragneisen der Bunten Serie. Sie bilden Härtingsrücklagen mit abweichender, trockenliebender Vegetation. Die hellen Felsbrocken auf den Steinhäufen und das durch alte Abbaue für das lokale Kalkbrennen unebene Gelände verraten Marmore bereits auf größere Entfernung. Marmore bilden massive Felsen mit glatter rundlicher Oberfläche, in der silikatische Gesteine als Lagen oder Boudins stark hervortreten. Im Umfließen solcher Einschlüsse und in den Faltenbildern der häufig bänderigen Marmore kommt das plastische Verhalten bei der Durchbewegung besonders deutlich zum Ausdruck.

Die Marmore erreichen mehrere Zehnermeter Mächtigkeit und sind, wie die Karte zeigt, über große Entfernungen im Streichen verfolgbar. Gegen die Ränder zu gehen die Marmore häufig in Kalksilikatgesteine über, was als sedimentär bedingte Mischung oder als Reaktionssaum bei der Metamorphose verstanden werden kann. Entlang der Marmorgrenzen finden sich nicht selten stark verquetschte Bänder und Linsen von Graphitschiefer.

Die Marmore sind bankige bis massige Gesteine, fein- bis grobkörnig, wobei die reineren Typen zur Grobspätigkeit neigen, silikatreichere eher mittel- bis feinkörnig sind. Die Farbe weiß, creme, grau, blau, grünlich und dunkelgrau kann lagig wechseln oder in größeren Partien einheitlich sein. Sie ist bedingt durch den Gehalt an den nicht-karbonatischen Gemengteilen Graphit, Diopsid, Aktinolith, Tremolith, Forsterit, Phlogopit, Skapolith, Quarz, Andesin, Muskowit, Chlorit, Epidot, Titanit, Apatit und Erz, sowie durch das Kalk/Dolomit-Verhältnis. Nach H. HÖGELSBERGER (1987) sind neben Kalzit (Dolomit) Klinopyroxen, Amphibol, Skapolith, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Quarz und seltener Olivin als primäre metamorphe Paragenese zu betrachten. Retrograd sind Amphibol (als Uralitierungsprodukt nach Cpx), albitreicher Plagioklas, Talk, Serpentin, Zoisit, Quarz, Chlorit und Muskowit.

Genetisch interessant ist die Ansicht H. HÖGELSBERGER's, daß die Karbonatfolge in evaporitischem Bereich, also im Seichtwasser, abgelagert wurde. Hierfür spricht auch die gesamte mannigfaltige Wechselfolge der Bunten Serie.

Amphibolitlagen oder -linsen in Paragneis, 32

Die Amphibolite der Bunten Serie sind von den begleitenden Paragneisen selten scharf abzutrennen. Sporadische dm bis wenige m mächtige Lagen bzw. Bänke von Amphibolit wurden mittels der Signatur 32 ausgetrennt, um Amphibolitführende und davon freie Paragneisareale abzutrennen. Es wurde versucht, die Häufigkeit der Amphibolite durch die Dichte der Zeichen darzustellen. Es handelt sich teilweise um wohl begrenzte Amphibolitbänke, teils um Übergangstypen: Hornblendeführende Biotit-Plagioklasgneise, Biotit-Hornblendegneise und Biotit-amphibolite. Erstere sind als Derivate basischer Laven aufzufassen, wie gelegentlich beobachtbares Ophitgefüge andeutet, die Übergangstypen waren wohl Tuffe und Tuffite.

Amphibolit mit einzelnen Paragneislagen, 31

Von der eben besprochenen Serie findet man sämtliche Übergänge zu geschlossenen Amphibolitzügen. An guten Aufschlüssen sind aber auch in diesen öfters Lagen von Paragneis zu beobachten, weshalb in der Karte von einer scharfen Abgrenzung von Amphibolit und Paragneis Abstand genommen wurde.

Die Amphibolite sind klein- bis mittelkörnige, deutlich schiefrige Gesteine, welche meist gebankt sind und dank ihrer Härte häufig massive Felspartien bilden. Ihre Farbe ist dunkelgrün, manchmal fast schwärzlich. Die beherrschenden Hauptgemengteile grüne Hornblende und intermediärer Plagioklas sind entweder homogen verteilt oder geben dem Gestein durch ungleiche Verteilung körnig-streifigen, aderigen, bänderigen oder schollig-migmatischen Charakter. In einigen der inhomogenen Typen hat sich Neosom gebildet und ist in verschiedener Form erstarrt. Migmatische Amphibolite sind besonders in den hangendsten Teilen der Bunten Serie und im Umfeld des Gföhler Gneises verbreitet.

Im Anschluß an F. BECKE (1882; et al., 1913) haben sich A. MARCHET (1924, 1925), A. KÖHLER (1941) u. a. mit den Amphiboliten befaßt. Der Rehberger Amphibolit und die Amphibolite der Bunten Serie wurden in Dissertationen eingehend petrologisch untersucht (M. HÖDL, 1985; G. KUSCHNIG, 1986).

Im Waldviertel wurden verschiedene Typen unterschieden: körnig-streifige Amphibolite, Rehberg (Buschandlwand-)Amphibolit, Granatamphibolite, Fleckamphibolite, Anorthositamphibolite, Gabbroamphibolite und Granat-Pyroxen-(Diallag-)Amphibolite. Diese Typen finden sich teils in der Drosendorfer teils in der Gföhler Einheit und werden in verschiedenen Kapiteln behandelt.

Die körnig-streifigen Amphibolite sind weit verbreitet: xenomorphe Hornblende (gelbgrün-grünbraun) und Oligoklas-Andesin bilden ein schiefriges granoblastisches Gemenge ohne magmatische Reliktstrukturen. Nebengemengteile: Ilmenit, Titanit, Apatit. Biotit tritt vereinzelt auf.

Gabbroamphibolite zeigen noch magmatische Gefüge und bestehen in der Regel aus Labrador, Diallag, Olivin, Hornblende und Ilmenit. Nordwestlich von Armschlag, im Grenzbereich von Bunter und Monotoner Serie, fand sich ein wenig verschieferter Gabbroamphibolit von wenigen Metern Mächtigkeit: Idiomorphe Plagioklase (Kern 60 % An, Rand 30 % An) und Diallage zeigen hypidiomorphes magmatisches Gefüge. Die Kerne der Plagioklase sind öfters trübe, gefüllt (Hellglimmer, Klinozoisit). Die Diallage werden vom Rand her uralitisiert. Sie sind dort in filzige Aggregate bis kleinkörniges Pflaster von farbloser Hornblende umgesetzt. Diese Hornblendeaggregate bilden große Flächen des Schliffes. In ihnen wächst schlecht begrenzt etwas Biotit (rötlichbraun). Sekundär: Chlorit, Erz, Klinozoisit. Feinfilzige Gemenge von Chlorit und Aktinolith könnten den rundlichen Umrissen nach einst Olivine gewesen sein.

Ein ähnliches Gestein mit bereits makroskopisch erkennbarem magmatischem Gefüge fand sich im Gebiet östlich Voirans. Grobe idiomorphe Plagioklasleisten bilden ein sperriges Gefüge, während die Hornblende zwickelfüllend auftritt. Der Plagioklas ist zonar gebaut mit 50–70 % An in den Kernen und 30–35 % An in den Randschichten. Die grüne bis etwas bräunliche Hornblende tritt in einigen großen, primären Individuen auf, die aber in ein kleinkörniges Hornblendepflaster zerfallen. Sehr unterge-

ordnet findet sich Quarz und etwas Granat. Klinozoisit, Chlorit und Erz sind sekundäre Umsatzprodukte.

Massige grobkörnige Gabbros fanden sich nordnordöstlich und östlich Tretelhof (H. G. SCHARBERT, 1954), östlich Eisenreith und nordöstlich Gloden in der nordöstlichen Blattecke. Diese Vorkommen wurden mit Signatur 15 ausgedehnt und werden daher dort behandelt. Randliche Verschieferung und Übergang in Amphibolite zeigen, daß sie wohl besser zu den Gabbroamphiboliten gestellt worden wären.

Biotit und Granat als Übergemengteile führen gelegentlich zu Biotit-amphibolit bzw. Granatamphibolit. Letzterer tritt häufig in Form von massigeren Schollen und Bänken in den normalen Amphiboliten auf.

Fleckamphibolite sind vor allem im Granodiorit von Spitz verbreitet, aber nicht auf diesen beschränkt. Vereinzelt wurden Fleckamphibolite auch im Dobra-Gneis, Rehberger Amphibolit, in den Paragneisen und der quarzführenden Serie vom Jauerling-Gipfelbereich beobachtet. Nennenswert für die feinkörnigen Amphibolite sind die 1–4 cm großen, linsigen, lichten Flecken. Im Jauerling-Gebiet haben A. KÖHLER (1941) und H. G. SCHARBERT (1959) im Kern solcher Flecken alte sehr basische (<75 % An) Plagioklase mit Hochtemperaturoptik festgestellt, die von neugebildeten Gemengen von basischem Andesin umgeben sind. Die Relikte werden als Einsprenglinge des basaltischen Ausgangsgesteins erklärt. Die Plagioklase außerhalb der hellen Flecken haben etwa 30 % An.

In seiner Arbeit über die Amphibolite der Bunten Serie kommt G. KUSCHNIG (1986) zu dem Ergebnis, daß diese magmatischer Herkunft sind. Aufgrund ihrer geochemischen Eigenschaften fallen sie in das Feld kontinentaler Basalte tholeiitischer Zusammensetzung. G. KUSCHNIG konnte weiters zwei Metamorphosen erkennen, welche unter Temperaturen von 750° bzw. 530–590°C vor sich gingen. Granat und Pyroxen werden ersterer Metamorphose, Hornblende und Plagioklas der zweiten Metamorphose zugerechnet. Aktinolith, Chlorit, Klinozoisit, Muskowit und Biotit entstanden während der langsamen Abkühlung.

Leukokrate oder migmatitische Lagen in Paragneis, 20

Die Signatur wurde verwendet, um Bereiche gehäuftes Auftretens von Apliten, Pegmatoiden und glimmerarmen Granitoiden zu kennzeichnen, soweit diese konkordant in den begleitenden Gesteinen eingeschichtet sind. Im Zusammenhang mit der Monotonen Serie der Ostrong-Einheit wurden solche migmatitischen Bereiche bereits besprochen. Sie finden sich auch in der Drosendorfer Einheit z. B. in der Nachbarschaft des markanten Kalksilikatfelszuges und im hangendsten Teil der Einheit nahe der Gföhler Einheit.

Verschiedenste Autoren wie F. BECKE et al. (1913), L. KÖLBL (1925), H. SCHUMANN (1930), Ch. EXNER (1953) haben beobachtet, daß sich mit der Annäherung an den Gföhler Gneis migmatitische Phänomene häufen, was zur Bezeichnung „Injektionsgneise“ geführt hat. Der Autor kann diese Erscheinung nur bestätigen, erklärt sie aber nicht als Injektion sondern als gesteigerte Mobilisation durch die Wärmeeinwirkung des Gföhler Gneises auf seine Umgebung. Wie die Marmorzüge in der Migmatitserie belegen, handelt es sich um Bunte Serie, z. B. Zone Pömling – Riedholz – Felberock – Felbring; nordöstlich Eitenthal; Trastallhof südlich vom Trastallberg.

Die leukokraten Gesteine sind Aplite und z. T. schlierige augige Granitgneise. Die Kalifeldspatagen erreichen cm-Größe, während der Glimmer

recht feinblättrig ist. Örtlich wurden in den lichten Gneisen Quarz-Sillimanitlinsen beobachtet (Felbereich).

Leukokrate Granitoide, 18

In der oben beschriebenen migmatitischen Zone im hangendsten Teil der Drosendorfer Einheit erreichen einige der Granitoide einige Zehnermeter Mächtigkeit, sodaß sie als eigene Körper in der Karte ausgeschieden werden konnten, z. B. östlich Fahnsdorf, nördlich und nordöstlich Eitenthal. Die Vorkommen im Schwarzaental westlich Pöbring und west-südwestlich Zeining sind hingegen als Mobilisation im Bereich von Kalksilikatgneis- und Marmorzügen bzw. als deren Verdrängung zu verstehen.

Diese und die oben genannten Vorkommen sind eindeutig konkordante Einlagerungen, wogegen die kleinen Durchschläge von Granitoiden im Bereich von Muckendorf diskordantes Verhalten zeigen. Es handelt sich um mittel- bis grobkörnige Zweiglimmergranite, welche eckige, scharf begrenzte Schollen von Dobra-Gneis einschließen. Der Granit enthält auch pegmatoide Schlieren mit Turmalin, Biotit und Muskowit.

In der Umgebung von Gutenbrunn und Bernreith wurde die Signatur 18 verwendet, um kleinere Intrusionen in der Monotonen Serie darzustellen. Das Vorkommen von Gutenbrunn besteht aus feinkörnigem Aplit- bis Biotitgranitgneis mit hornblendeführenden dioritischen Schlieren. Die Intrusiva zeigen Parallelgefüge und Lineationen; man findet aber auch diskordante Pegmatite und Aplite. Es scheint sich um einen kleinen, etwas verschieferten Stock von hybridem Granit zu handeln, welcher später eine gewisse Mobilisation erfahren hat. Das Vorkommen von Bernreith ist ein grobkörniger, glimmerarmer Zweiglimmergranitgneis. Das schwach geschieferte Gestein bildet recht massige Blöcke.

Es ist ziemlich klar, daß die Signatur 18 für Leukogranitoide verwendet wurde, die genetisch nichts miteinander zu tun haben. Bei den letzten Vorkommen dürfte es sich um nur noch schwach verschieferte, variszische Intrusionen im Vorfeld des Moldanubischen Plutons handeln, während die Mobilisate der Bunten Serie sicher älter sind.

Gföhler Einheit

Während die beiden tieferen tektonischen Einheiten durch eine wohl definierte Bewegungsbahn von einander getrennt sind, überlagert die Gföhler Einheit die Drosendorfer Einheit ohne scharfe tektonische Grenze. Neueste Untersuchungen deuten darauf hin, daß auch im Grad der Metamorphose kein Sprung von der einen zur anderen Einheit festzustellen ist (K. PETRAKAKIS, 1986; H. HÖGELSBERGER, 1987, 1989). Schon erwähnt wurde, daß die Migmatisation im Umfeld des Gföhler Gneises häufig noch die höheren Anteile der Bunten Serie erfaßt hat, also über die Grenze Drosendorfer/Gföhler Einheit hinweg reicht. Die Frage, wieweit eine Abtrennung überhaupt sinnvoll ist, wird im tektonischen Teil diskutiert. Es ist vor allem der Gesteinsbestand, der die beiden Einheiten unterscheidet. Die Paragneise, welche in der Bunten Serie und der Gföhler Einheit die Grundmasse bilden, sind zwar auch nicht prinzipiell verschieden, abgesehen vom stärker migmatischen Charakter letzterer, doch enthält die Gföhler Einheit eine Reihe von Leitgesteinen: Rehberger Amphibolit, Anorthositamphibolite, Graphitquarzit (statt Graphitschiefer in der Marmor-Serie), Gföhler Gneis, Wolfshofer Syenitgneis, Granat-Pyroxen-amphibolite, granulitische Gneise, Ultramafite und Granulit. Die Gföhler

Einheit zeigt diese Gesteine in charakteristischer Abfolge (vom Hangenden zum Liegenden):

- Granulit und Ultramafitite
- Granat-Pyroxenamphibolite, granulitische Gneise
- Wolfshofer Syenit
- Amphibolite (z. T. Rehberger Amphibolite), migmatische Paragneise (+ Graphitquarzit)
- Gföhler Gneis
- Rehberger Amphibolit (+ Ultramafitite), migmatische Paragneise (+ Graphitquarzit)

Auf Blatt 36 finden sich nur die tieferen Teile dieser tektonischen Folge, bis zum Gföhler Gneis.

Graphitquarzit, 42

Obwohl diese Gesteine auf Blatt 36 an keiner Stelle als selbständiger Körper ausgeschieden werden können, charakterisieren sie die Paragneise der Gföhler Einheit. Sie bilden bloß cm- bis dm-Lagen in den Paragneisen, wegen ihrer größeren Härte sind sie jedoch im Lesesteinbestand, in den Steinhäufen an den Felldrändern, recht verbreitet.

Die Graphitquarzite sind bleigraue bis schwärzliche, ebenflächige, plattelige Gesteine. Sie sind fein- bis kleinkörnig und recht hart. Der Gehalt an Graphit bedingt die dunkle, abfärbende Verwitterungsoberfläche der Gesteine. Auf frischen Bruchflächen zeigt der feine Graphitfalter kräftigen Glanz. Auf den Schichtflächen wittern manchmal einige mm-große, eckige Stückchen von ziemlich reinem Graphitgemenge löcherig aus.

Hauptgemengteile der Graphitquarzite sind: Quarz, der ein verzahntes Pflaster bildet, etwas Oligoklas, Graphit in zahlreichen Einzelblättchen. Biotit (rotbraun), Muskowit treten als vereinzelte Schüppchen auf und sind öfters miteinander verwachsen. Sillimanit bildet feine Strähne. Nebengemengteil: Erz.

Abschließend sei noch der Leitwert der Graphitquarzite für die Kennzeichnung der Paragneise der Gföhler Einheit betont. Zwar führen auch Quarzite der Bunten Serie manchmal etwas Graphit, doch wechsellagern diese mit graphitfreiem Quarzit. Auch sind sie mit Graphitschiefer und Marmor vergesellschaftet. Die Graphitquarzite der Gföhler Einheit bilden dagegen nur Lagen im Paragneis und sind durch ihre typische Lithologie ausgezeichnet. Zusammen mit der in den folgenden Kapiteln zu besprechenden Rehberger Amphibolitformation erlauben die Graphitquarzite eine eindeutige Zuordnung der Paragneise zur Gföhler Einheit.

Bänderamphibolit vorwiegend, 33

Die Rehberger Amphibolite sind im allgemeinen mit den begleitenden Paragneisen nicht gemengt und lassen sich daher als geschlossene Gesteinszüge in der Karte darstellen. Am verbreitetsten ist gebänderter Amphibolit. Dieser ist ebenflächig plattig bis bankig struiert und zeigt scharf begrenzte Lagen in verschiedensten Schattierungen von dunkelgrün bis hell beige.

Diese Bänderung geht auf das lagenweise unterschiedliche Hornblende-Plagioklasverhältnis der Amphibolite zurück, auf Diopsid- oder Epidotführung sowie die Einschaltung von granitoiden Augengneisen und Aplitgneisen. Häufung der granitoiden Bänke führt zu den mit Signatur 34 ausgeschiedenen Komplexen. Lagen von Paragneis oder Marmor finden sich in den Bänderamphiboliten ebenfalls, aber eher selten.

In unserem Gebiet sind die Rehberger Amphibolite vorwiegend fein- bis mittelkörnig und zeigen nach der Arbeit von M. HÖDL (1985) folgende Zusammensetzung: Als Hauptgemengteile Amphibol (grün, Fe-Pargasit) und Plagioklas (Labrador). Nebengemengteile: Klinopyroxen, Zirkon, Erz, Titanit. Sekundäre Umwandlungen sind Chlorit und Epidot auf Kosten von Amphibol sowie Serizit auf Kosten von Plagioklas. Eine helle klinopyroxenreiche Lage besteht aus Salit, Labrador und daneben Amphibol, Skapolith, Quarz, Kalzit, Titanit und Apatit.

Abgesehen von der eben beschriebenen Kalksilikat-führenden Lage sind Pyroxenamphibolitbänder recht häufig im Rehberger Amphibolit, sie zeigen meist hellere Farbe. Als Besonderheit wurde östlich Nonnersdorf im Rehberger Amphibolit auch Fleckamphibolit beobachtet. Feine Feldspatflecken und porphyritische Struktur wurden auch nordwestlich Neu-siedl/Feldstein festgestellt. Granat ist im Rehberger Amphibolit eher selten zu beobachten.

Nach den geochemischen Untersuchungen M. HÖDL's zeigen die Rehberger Amphibolite eine Affinität des Ausgangsmaterials zu Ozeanböden-basalten tholeiitischer Zusammensetzung.

Häufige Orthogneislagen in Bänderamphibolit, 34

Außer durch seine typische Bänderung ist der Rehberger Amphibolit durch die Wechsellagerung mit hellem Orthogneis ausgezeichnet. Es handelt sich dabei um dm-Lagen bis m-Bänder von Aplitgneis und Augengneis.

Ein Aplitgneis zeigt u. d. M.: In einem feinkörnigen, granoblastischen Gemenge von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat liegen große Augen von xenomorphem, flauem etwas perthitischem Mikroklin. Biotit (braun) findet sich als feinverteilter Flitter. Etwas Muskowit und Serizit sind sekundär wie Chlorit.

Ein anderer etwas grobkörniger Granitgneis zeigt u. d. M. ein hypidiomorphes Gemenge von Alkalifeldspat (flau-schwach gegittert, etwas perthitisch), Plagioklas (Oligoklas) und Quarz. Der Mikroklin bildet auch vereinzelt xenomorphe Augen. Grobblättriger Muskowit als vorherrschender Glimmer ist häufig mit dunkelbraunem Biotit verwachsen. Linsen von Sillimanit werden von Muskowit aufgezehrt. Akzessorien: etwas Granat, Apatit, Erz. Etwas Serizit und Chlorit finden sich als sekundäre Umwandlungsprodukte.

Während helle Orthogneise granitischer Zusammensetzung in den verschiedensten Gebieten des Waldviertels mit dem Rehberger Amphibolit wechsellagern, fand sich ein Hornblende-Augengneis als Besonderheit im Weitental (Gesteinszug in südlicher Türkenleiten, welcher bei der Brücke P316 das Tal quert) und östlich Trandorf.

Dieses grünlich-weiß fleckig wirkende Gestein führt bis zu 2 cm große Feldspatagen.

U. d. M.: Saurer Plagioklas, Quarz, Alkalifeldspat und kräftig grüne Hornblende bilden ein größtenteils xenomorphes mittelkörniges Gemenge. Darinnen liegen augige Großindividuen von Mikroklin. Dieser ist flau, etwas perthitisch und nicht selten nach dem Karlsbader Gestein verzwilligt. Er enthält Plagioklas und Amphibol als Einschlüsse. Titanit bildet größere idiomorphe Kristalle. Apatit, Erz und Zirkon finden sich als Nebengemengteile. Das Parallelgefüge ist auch im Schriff deutlich entwickelt.

Granit- bis Granodioritgneis, 35

Im Gebiet Vogelbühel–Kulm schließen sich die Orthogneisbänke und -einschaltungen zu einem gewaltigen Körper zusammen, was in keinem anderen Rehberger Amphibolitvorkommen noch beobachtet wurde. In dieser recht homogenen Orthogneismasse finden sich nur sehr vereinzelt Lagen von Amphibolit und gefeldspatetem Paragneis. Die Aplit- und Granitgneise sind fein- bis grobkörnig und verhältnismäßig glimmerarm. Muskowit ist grobschuppiger und örtlich reichlich vorhanden, während der Biotit stets feinschuppig ist und nicht sehr in Erscheinung tritt. Nicht selten beobachtet man cm-große Linsen, die auf verwitterten Flächen als Knöpfe hervortreten. Es sind Sillimanit-Quarz-Hellglimmeraggregate, welche mit ihrer Längsachse in der Hauptschieferung, aber auch parallel zu transversalen Scherflächen orientiert sein können.

U. d. M.: Das Gefüge ist im wesentlichen granoblastisch, getragen von Quarz, Alkalifeldspat und saurem Plagioklas. Der etwas perthitische Mikroklin ist flau, kleine Körner gelegentlich deutlich gegittert. Muskowit bildet einzelne grobe Scheiter oder Skelettkristalle. Biotit ist rotbraun und bildet eher feinere Blättchen. Vereinzelt Sillimanit-Quarzlinsen setzen sich stark in Muskowit um. Nebengemengteile: Apatit, Erz. Sekundär sind Serizitisierung von Plagioklas und Chloritisierung von Biotit.

Es hat sich gezeigt, daß die hier behandelten Orthogneise auf Blatt 36 fast durchwegs granitische Zusammensetzung zeigen, granodioritische Typen eigentlich nur im unteren Kampthal auftreten (M. HÖDL, 1985).

Dieser Autor versuchte die Zuordnung der Orthogneise zu einem bestimmten plattentektonischen Bereich aufgrund geochemischer Eigenschaften. Die Granitgneise des Weitentalen zeigen demnach Affinität zu synorogenen Kollisionsgraniten, welche durch Krustenaufschmelzung bei Kontinent-Kontinent-Kollisionen entstehen. Es ist derzeit nicht verständlich, warum diese synorogenen Kollisionsgranite eine derart enge Bindung an tholeiitische Ozeanbödenbasalte aufweisen. Ich würde eher an alternierender basisch-sauren Vulkanismus denken.

Ultramafitit, meist Serpentin, 36

Ultramafitite finden sich im Waldviertel nur in der Gföhler Einheit. In dieser sind ferner drei Vergesellschaftungen festzustellen:

- mit dem Rehberger Amphibolit
- den Gföhler Gneis-Grenzen
- im Verband mit den großen Granulitkörpern.

Auf Blatt 36 finden sich zwei Vorkommen im Verband mit Rehberger Amphibolit. Nordwestlich von Eitenthal tritt ein kleinerer rundlicher Serpentinikörper am Kontakt Rehberger Amphibolit/Paragneis (+ Graphit-quarzitlagen) auf. Der weit größere Serpentinikörper vom Trastallberg reicht von Blatt 37 über die östliche Grenze unseres Blattes. Diese flach gelagerte Masse ist ebenfalls im Verband mit Rehberger Amphibolit. Die genannten Ultramafititvorkommen unseres Blattes liegen durchwegs als Serpentin vor. Eine winzige Scholle von Serpentin fand sich nordöstlich Mödelsdorf an der Liegendgrenze des Gföhler Gneis.

Die Serpentine sind dunkelgrüne, bröckelig-stückig zerfallende dichte Gesteine, deren Oberfläche bei der Verwitterung ausbleicht. Charakteristisch sind die zahlreichen, dunkel- bis hellgrün glänzenden Harnischflächen, die das Gestein durchsetzen. Serpentin zeigt weiters typische schwärzlich-bräunliche Verwitterungsböden, in welchen sich rostig-brau-

ne Bröckelchen von verwittertem Serpentin finden. Auch die Vegetation unterscheidet Serpentingebiete von ihrer Umgebung.

Genetisch wird man wegen ihrer Bindung an die Rehberger Amphibolite die Serpentine als Ophiolithe deuten. Typen mit reliktschem Pyrop, wie sie im Verband mit Granulit auftreten, wurden nicht beobachtet. Die Serpentine des Blattes 36 werden daher nicht als in die tiefe Kruste eingeschleppte Mantelpartien angesehen.

Gföhler Gneis, 21

Der Hauptkörper von Gföhler Gneis, welcher vom locus typicus über die Wachau bis Maria Taferl zu verfolgen ist, reicht noch etwas in die Südost-Ecke von Blatt 36.

Der lithologische Charakter des Gföhler Gneises ist recht typisch und über enorme Entfernungen unverändert, sodaß z. B. Vorkommen im nördlichen Waldviertel, in Mähren oder in Südböhmen unschwer als solche zu identifizieren sind. Innerhalb der einzelnen Gföhler Gneiskörper ist der Gesteinscharakter ebenfalls sehr einförmig. Im Kleinbereich wirken die klein- bis mittelkörnigen, lichtgrauen Gneise hingegen ausgesprochen unruhig: Der zeilig-linsige Wechsel im mm- bis cm-Bereich von quarzfeldspatreicheren und glimmerreicheren Gemengen, gelegentliche Feldspatagen und die häufige Kleinfältelung geben den Eindruck eines nebulitischen Migmatits. Aderige und schlierige Quarz-Feldspat-Mobilisate subparallel zur Schieferung verstärken noch diesen Eindruck. Der feinschuppige Biotit bildet keine zusammenhängenden Züge, weshalb das stets geschieferte Gestein grobstückig-blockig zerfällt. In steilem Gelände entwickeln sich wollsackähnliche Felstürme und einheitliche Wände (z. B. in der Wachau). Kleine Granatkörner und feinfilziger Sillimanit sind makroskopisch erkennbar und für den Gföhler Gneis typisch. In schlecht aufgeschlossenem Gelände verrät sich der Gföhler Gneis durch lichten gelblichen Grus, welcher auf den Quarz-Feldspatreichtum zurückgeht. Über dem Gföhler Gneis ist der Boden daher meist hell und sandig.

Der Normaltyp des Gföhler Gneises zeigt u. d. M. ein granoblastisches verzahntes Gemenge von Quarz und Feldspat. Es wechseln mittelkörnige und feinkörnigere Zeilen. Der Glimmer bildet isolierte Schüppchen oder Blättchengruppen, keine durchgehenden Lagen. Er ist eher an die feinkörnigen Partien gebunden. Alkalifeldspat ist im allgemeinen vorherrschender Feldspat. Er ist Mikro- bis Mesoperthit, flau bis deutlich gegittert. Der Plagioklas (Albit-Oligoklas) ist häufig als Antiperthit ausgebildet. Quarz ist undulös und xenomorph-verzahnt. Biotit (rotbraun) bildet unregelmäßige feine Schüppchen; er bevorzugt wie der feinfaserige Sillimanit und Granat die feinkörnigeren Lagen. Granat zeigt kleine, rundliche Körner, z. T. auch Atollform. Gelegentlich findet sich auch Disthen. Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Monazit, Orthit, Rutil, Titanit und Erz. Muskowit, Serizit und Chlorit sind verhältnismäßig seltene sekundäre Bildungen.

Die Zusammensetzung des Gföhler Gneises sowie sein Gefüge sprechen dafür, daß es sich um einen hybriden Granitgneis bzw. Migmatit handelt.

Bezüglich des Alters des Gföhler Gneises wird in Arbeitstagung der Geol. B.-A. (1977) bereits auf unveröffentlichte Datierungen von A. ARNOLD hingewiesen: ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 474 ± 23 m. a. (nach $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$: 491 ± 24 m. a.) und eine Mineralisochrone von 314 ± 7 m. a. (nach $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$: 325 ± 7 m. a.). Dies spricht für ein

kaledonisches Bildungsalter ähnlich dem der Granulite (A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT, 1973) und eine jüngere Metamorphose in variszischer Zeit. Nach O. VAN BREEMEN et al. (1982) ergäbe sich eine variszische Prägung eines älteren cadomisch gebildeten Gesteins. Derzeit sind die gegensätzlichen Altersdatierungen in der Böhmisches Masse voll in Diskussion.

Granulitlagen in Gföhler Gneis, 23

Im Gföhler Gneis finden sich gebietsweise cm- bis dm-dicke Bänder und Schlieren, seltener Bänder bis m-Mächtigkeit, von glimmerfreien bis -armen weißen Gneisen. Das fein- bis mittelkörnige Gestein enthält zahlreiche weinrote, xenomorphe Granatkörner.

U. d. M. zeigen diese glimmerarmen Lagen kräftige Tektonisierung, die sich in der Entwicklung von Plattenquarzen und Mörtelzonen ausdrückt. Die Minerale sind aber die des Gföhler Gneises: Orthoklasperthit, Oligoklas, Quarz, Granat, Disthen, Sillimanit, Biotit, Turmalin. Außerhalb unseres Blattes wurden diese granulitischen Gneise von G. FUCHS & H. G. SCHARBERT (1979, 32–34) genauer studiert, worauf hier verwiesen sei.

Diese granulitischen Gneise treten in den Gebieten auf, wo der Gföhler Gneiszug in seiner Mächtigkeit stark reduziert wird. Dies sind meist auch stärker durchbewegte Bereiche. Als tektonische Einschaltungen von Granulit oder reliktsche Schollen älteren Granulits im jüngeren Gföhler Gneis sind diese Lagen nicht zu erklären. Die Granulitendenz geht vielmehr auf lagenweise günstige Primärzusammensetzung (Glimmerarmut, niederer H₂O-Gehalt) zurück oder abweichende P/T-Bedingungen, worauf die im Gefüge erkennbare stärkere Tektonisierung hinweist. Es wird angenommen, daß die Regionalmetamorphose im Gföhler Gneis bereits nahe der Granulitfazies war, sodaß lokal etwas gesteigerte P/T-Bedingungen in stofflich geeigneten Lagen granulitische Gesteine entstehen ließen.

Auf Blatt 36 enthält der Gföhler Gneis nicht selten solche granulitischen Lagen, was in der Karte mittels Übersignatur 23 angedeutet wurde.

Moldanubischer Pluton samt Gangfolge

Weinsberger Granit; mit jüngерem Nachschub, 19

Die bisher behandelten Gesteinsarten des Grundgebirges sind in den Falten- und Deckenbau des Moldanubikums voll einbezogen. Eine Ausnahme sind bloß diejenigen leukokraten Granitoide (18), welche als diskordante Durchschläge auftreten. Der Weinsberger Granit ist ebenfalls jünger als der Bau der angrenzenden Gneisserien und wird nur an jungen, steilen Störungszonen deformiert. Der Weinsberger Granit baut den westlichsten Teil unseres Blattes auf und vertritt hier den Moldanubischen Pluton, diese ausgedehnte variszische Tiefenmasse. Sie ist aus verschiedenen, größtenteils granitischen Intrusionen zusammengesetzt, wobei der Weinsberger Granit deren südliche und südöstliche Teile aufbaut.

Der Weinsberger Granit fällt durch seinen Reichtum an grob- bis riesentafeligem Kalifeldspat auf. Diese eigengestaltigen Einsprenglinge sind häufig so dicht gelagert, daß die Grundmasse stark zurücktritt. Die Alka-

liefeldspate zeigen gelegentlich Anwachszone und enthalten orientierte, idiomorphe Plagioklase und Biotite, worin G. FRASL (1954) Hinweis auf magmatische Entstehung sieht. Nach G. KURAT (1965) setzt sich der Weinsberger Granit aus (Vol.-%) 33–38 % Mikroklin, 29–34 % Plagioklas (Oligoklas-Andesin), 19–22 % Quarz und 10–13 % Biotit zusammen; Akzessorien: Zirkon, Apatit, Magnetit. Chlorit, Muskowit, Klinozoisit, Titanit, Magnetkies und sehr selten Rutil und Karbonat sind nach KURAT sekundärer Entstehung. Die NIGGLI-Werte zeigen relativ kleines si (279–298), hohes k (0,52–0,55) und alk um 30.

G. KURAT (1965) vertritt wie bereits G. FRASL (1954) die Ansicht, daß der Weinsberger Granit in großer Tiefe (15–20 km) intrudiert und dort langsam auskristallisiert ist.

Das Gefüge ist teils massig-richtungslos, teils kommt in der Anordnung der Großfeldspäte flächiges Parallelgefüge zum Ausdruck. Die Schwärme parallel orientierter Einsprenglinge sprechen für Einströmungsgefüge und nicht für Schieferung. Klüftung ist im allgemeinen schlecht ausgebildet, abgesehen von Entlastungsklüften parallel der Tagesoberfläche (Talklüftung). Der Weinsberger Granit neigt daher zu grobblockigem Zerfall und der Bildung von Wollsäcken und Wackelsteinen. Er bildet massive, oft turmartige Felsbauten. Die Landschaft ist im Gebiet des Weinsberger Granits besonders hügelig, felsig und abwechslungsreich. Bei der Verwitterung zerfällt der Granit in grobkörnigen Grus, der sich durch die eckigen Feldspatstückchen von allen anderen Gesteinen abhebt.

Fremdgesteineinschlüsse sind sehr selten. Es handelt sich um Schiefergneisschollen von dm-Größe. Die meisten im Weinsberger Granit beobachteten Schollen von dm- bis m-Dimensionen gehören in den magmatischen Verband des Granits. Es sind feinkörnigere granodioritische bis granitische Gesteine mit vereinzelt Kalifeldspat-Großkristallen.

Eine feinkörnige granodioritische Scholle vom Kleinen Höllberg zeigt u. d. M. ein feinkörniges, hypidiomorphes Gemenge von idiomorphem, leistenförmigem Plagioklas, xenomorphem Quarz und untergeordnetem Mikroklin, braunem Biotit in schlecht begrenzten Einzelblättchen und Muskowit. In dieser Grundmasse schwimmen mehrere cm-große, etwas korrodierte Kalifeldspate, Oligoklase und Quarz. Letzterer zeigt Korrosionsschläuche gefüllt mit Plagioklas und Mikroklin. Akzessorien: Erz, Zirkon. Sekundäre Umsetzungen in Serizit.

Eine ca. 3 dm-große Scholle von mittelkörnigem Granit, die sich im normalen Weinsberger Granit im Bereich Hummelberg (nordwestlich Spielberg) fand, zeigt u. d. M. ein hypidiomorphes Gemenge von Oligoklas, scharf gegittertem, etwas perthitischem Mikroklin, Quarz und braunem Biotit. Dieser bildet unscharf begrenzte Scheiter; stellenweise ist Muskowitisierung von Biotit festzustellen; Nebengemengteile: idiomorpher Apatit, Zirkon, Erz. Das sicher aus Schmelzfluß entstandene Gestein enthält einzelne cm-große Linsen und Putzen von Schiefergneis.

Östlich von Grötschen (Nordwestecke des Blattes) fand sich eine 0,5 m große Scholle von mittelkörnigem Granit mit vereinzelt bis 7 cm langen Kalifeldspateinsprenglingen. Ein solcher Großkristall reicht auch aus dem umgebenden Weinsberger Granit in die Scholle hinein. Auch hier sind bis 5 cm lange Flatschen von Schiefergneis im mittelkörnigen Granit der Scholle zu beobachten.

Die Schiefergneisrelikte sind ein Hinweis darauf, daß die granitischen Schollen nicht Einschlüsse älterer Granite sind, sondern Hybridgesteine. Eingeschlossene Schiefergneise wurden offenbar aufgeschmolzen und

weitgehend verdaut. Dies hat allerdings zu lokal unterschiedlicher Ausbildung des Granits geführt. Die „Schollen“ sind daher als hybride Tropfen in der Weinsberger Granitschmelze zu verstehen, und nicht als eingeschlossene Festgesteine. Ähnliche Erfahrung machte der Autor im Weinsberger Granit des Mühlviertels (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 28–29).

Mittels Übersignatur sind Bereiche ausgeschieden, welche als jüngerer Nachschub bezeichnet wurden. Es handelt sich um kleinere, manchmal stockartige Körper, welche vom umgebenden Weinsberger Granit nicht scharf abzutrennen sind. Sie fielen durch ihre Andersartigkeit auf: große Blöcke mit rundlicher, glatter Oberfläche, z. T. auch scharfkantigem Bruch, welche an die Feinkorngranitgruppe erinnern. Tatsächlich sind sie aber nur untergeordnet feinkörnig-aplitisch, meist mittel- bis grobkörnig. Die dichtgelagerten Großfeldspäte, die im Weinsberger Granit die kantig-unebene Oberfläche bedingen, fehlen hier. Es finden sich aber vereinzelte Großfeldspäte sowie Quarze von 1–2 cm Größe. Die Gesteine erinnern daher an Quarzporphyre. Auch größere Biotitblättchen sind unregelmäßig eingestreut. Ein gewisser Muskowitgehalt weist die Gesteine meist als Zweiglimmergranit aus. Manchmal ist auch feiner Turmalin zu beobachten.

U. d. M.: Hypidiomorphes Gemenge von scharfgegitertem Mikroklin, Oligoklas und stets rundlich-xenomorphem Quarz. Die Feldspäte zeigen Neigung zu leistenförmiger Gestalt. Biotit (braun) bildet einzelne größere Blättchen. Muskowit wächst in Büscheln und amöben- oder skelettartig entlang der Korngrenzen; Biotit und Kalifeldspat werden z. T. verdrängt. Serizit füllt stellenweise den Plagioklas. Akzessorien: Zirkon, Erz.

Die beschriebenen Granite bilden unregelmäßige Partien (m- bis Zehnermeter) und Gänge im Weinsberger Granit, wobei die Grenzen teils scharf, teils unscharf sind. Herauslösung von Großfeldspäten aus dem Weinsberger Granit ist manchmal zu beobachten, Bildung einer cm-dik-

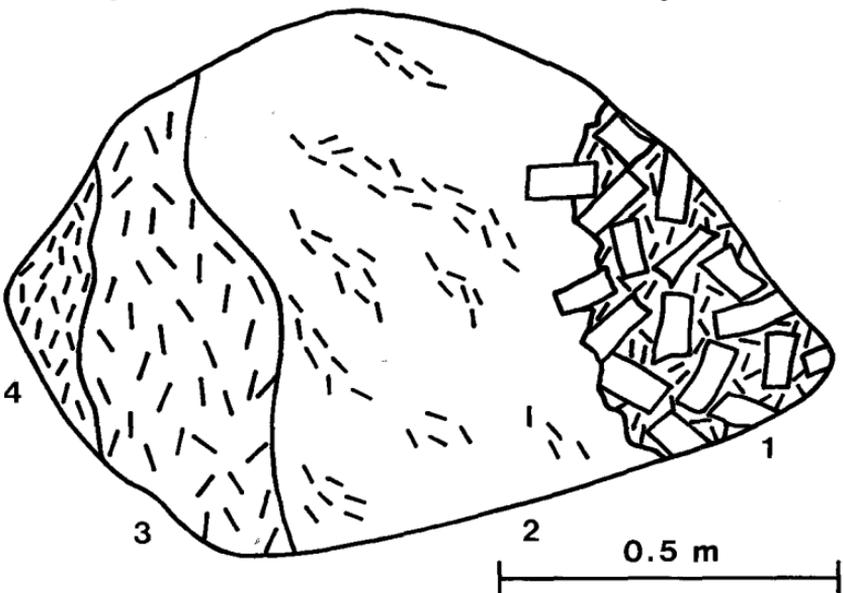


Abb. 1: Magmatische Bänderung, sichtbar in einem Granitblock bei Bromberg. 1 = normaler, grobkörniger Weinsberger Granit; 2 = Aplit mit biotitreichen Schlieren; 3 = grobkörniger, biotitreicher Granit; 4 = mittelkörniger, biotitreicher Granit.

ken aplitischen Schale um solche Feldspäte verrät Tendenz zu Kugelgranit. Abb. 1 zeigt in einem Block verschieden ausgebildete Zonen dieser Granite im Kontakt mit normalem Weinsberger Granit, was als magmatische Bänderung zu verstehen ist.

Genetisch könnten die hier besprochenen Granite als hybride Schmelzpartien im Weinsberger Schmelzkörpern erklärt werden – ähnlich wie die oben besprochenen kleinen Schollen. Ihr unruhig-inhomogener Charakter und die gelegentliche Vergesellschaftung mit sehr biotitreichem, grobkörnigem dioritischem Gestein mit vereinzelt großen Mikroklinen (z. B. Bromberg Ost und Nordwest) unterstützen diese Auffassung. Eine andere Möglichkeit ist, daß die Granite als Restschmelze in einer Spätphase den bereits größtenteils auskristallisierten Weinsberger Granit durchschlagen haben. Herausgelöste und übernommene Großfeldspäte und manche Kontakte legen diese Erklärung nahe. Ob Hybridbereiche oder etwas jüngerer Nachschub, es steht jedoch fest, daß es sich nicht um selbständige Granite handelt. Der genetische Zusammenhang mit dem Weinsberger Granit steht außer Zweifel.

Eine Verwandtschaft mit dem Plochwald-Granit (B. HAUNSCHMID, 1989) ist wahrscheinlich. Dieser volumsmäßig unbedeutende Granittyp des östlichen Mühlviertels wird von dem erwähnten Autor als Nachschub des Weinsberger Granits aufgefaßt.

Bezüglich des Alters des Weinsberger Granits sei auf eine kürzlich von S. SCHARBERT (1987) durchgeführte radiometrische Bestimmung aufmerksam gemacht, welche 349 ± 4 m. a. ergeben hat. Da dieser Alterswert etwas geringer ist als der des feldgeologisch eindeutig jüngeren Mauthausener Granits wird dieses Ergebnis von der Autorin selbst in Zweifel gezogen.

Granitgänge, 17

Unter dieser Signatur wurden feinkörnig-aplitische, mittelkörnige, meist Zweiglimmergranite sowie grobkörnige pegmatoide Granitgänge ausgeschieden. Nicht selten führen diese Granitoide Turmalin. Entscheidend für die Zuordnung war der diskordante Charakter der Gänge. Die mit dieser Signatur bezeichneten Gänge (dm- bis wenige m-mächtig) sind offensichtlich heterogener Entstehung:

- 1) Gänge nahe der Ostgrenze des Moldanubischen Plutons und um kleine Granitdurchschläge. Es wurden eigenartigerweise keine Gänge von Weinsberger Granit in den angrenzenden Paragneisen beobachtet. Gebietsweise gehäufte granitoide Gänge (s. o.) fanden sich aber im Bereich Edlesberg – Reitzendorf – Kaltenberg, nördlich Spielberg und Klein Nondorf. Es ist anzunehmen, daß sie Spätbildungen des Moldanubischen Plutons sind. Solche Granitgänge treten übrigens auch im Weinsberger Granit auf, manchmal in Zusammenhang mit den im vorhergehenden Kapitel behandelten „jüngeren Nachschüben“. Auch um die kleinen Granitdurchschläge von Gutenbrunn und Bernreith finden sich Schwärme von Granitgängen. Sie sind sicher auf diese kleinen Stöcke beziehbar. Vermutlich stehen auch diese in genetischem Zusammenhang mit dem Moldanubischen Pluton.
- 2) Gänge im Bereich heller Orthogneise und Kalksilikatgesteine. Es fiel auf, daß in granitischen Orthogneisen und in ihrer Umgebung granitoide Gänge gehäuft anzutreffen sind (helle Orthogneise der Monotonen Serie 28, Dobra-Gneis 25). Diese Gänge können nicht als Injektionen erklärt werden, welche von den Orthogneisen ausgegangen seien. Die

Gänge durchsetzen diskordant die Orthogneise selbst. Sie sind meist unverschiefert, während die Orthogneise kräftige Schieferung und Laminationen aufweisen. Ich erkläre die granitoiden Gänge als Mobilisationen bei der variszischen Regionalmetamorphose. Sie entstanden am leichtesten dort, wo Gesteine granitischer Zusammensetzung bereits vorhanden waren. Auch im Bereich von Kalksilikatfels treten solche Mobilisate gehäuft auf, sie sind teils diskordant, teils s-parallel eingeregelt, was in diesem Fall höheres Alter belegt.

Pegmatit, 16

In ihrem Auftreten verhalten sich die Pegmatite ähnlich den eben behandelten Granitgängen. Sie bevorzugen die leukokraten Gneise der Monotonen Serie, den Dobra-Gneis sowie die Nähe von Kalksilikatfels und Marmor. Die Pegmatite bilden Gänge bis wenige m Mächtigkeit und sind meist unverschiefert. Sie sind wohl ähnlicher Entstehung wie die in der 2. Gruppe oben besprochenen Granitgänge. Damit ist auch ihre einfache Zusammensetzung in Einklang und das Fehlen seltener Minerale. Die grobkörnigen Gänge bestehen im wesentlichen aus Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Muskowit, häufig Turmalin und gelegentlich Granat.

Lamprophyre, Gabbro, 15

Lamprophyre treten in Gängen auf, welche meist unverschiefert die angrenzenden Gesteine diskordant durchsetzen. Ihre Mächtigkeit ist stets gering und erreicht nur gelegentlich Werte um 5 m. In ihrem Auftreten sind die Lamprophyre recht unregelmäßig. Im Weinsberger Granit finden sich einige Gänge im Gebiet des Klafferbaches. In der Monotonen Serie treten Lamprophyrgänge in der Zone Edelreith – Münchreith – Mayerhofen – Gottsberg – Arndorf auf. Solche fanden sich auch bei Grub (nördlich Pöggstall). Lamprophyrgänge im Bereich des Dobra-Gneises von Muckendorf, bis in die Nordostecke des Blattes könnten eine Fortsetzung der oben angegebenen SSW–NNE-streichenden Gangzone der Monotonen Serie bilden. Gabbroide Gesteine, welche Olivin-Kersantiten sehr ähnlich sind, beschreibt F. BECKE (1883, 166–170) aus dem Gebiet zwischen Kottes und Ottenschlag – sie gehören der genannten Zone an. In der Bunten Serie finden sich Lamprophyrgänge gehäuft im Gebiet Großer Berg – Trandorf – Amstall – Eisenreith – Voitsau. Oft zeigen bloß die charakteristisch rundlich verwitternden Blöcke das Vorhandensein von Lamprophyren an. Soweit sich Gänge verfolgen lassen, bevorzugen sie eindeutig die SSW–NNE-Streichrichtung und zwar unabhängig vom Streichen des Nebengesteins. Im Raum Münchreith folgen die Gänge etwa dem Streichen der Paragneise, im Bereich der Querverfaltungen von Eisenreith – Mühldorf ist die Gangrichtung senkrecht zum Schichtstreichen der Marmorserie. Der Einfallswinkel der Gänge ist meist steil.

Die Ganggesteine erscheinen dunkel, blaugrau bis grüngrau und sind fein- bis mittelkörnig, selten grobkörnig. Nicht selten zeigen Partien unterschiedlicher Korngröße eine schollige Struktur an. Diese Schollen im cm- bis dm-Bereich haben rundliche Formen und sind als sukzessive Bildungen aus einer Schmelze zu verstehen. Das sperrig-ophitische Erstarrungsgefüge und größere Einsprenglingsminerale wie Plagioklase, Biotite und Hornblenden, sind bereits makroskopisch zu erkennen. Die Textur bedingt die große Härte und Zähigkeit der Lamprophyre.

Die Gesteine verwittern zu glatten, rundlichen Blöcken.

Einige Beispiele seien beschrieben, zunächst ein Kersantit aus dem südöstlichen Ostrong bei Edelreith: U. d. M.: Die feinkörnige Grundmasse besteht aus einem Gemenge von Plagioklasleisten (Albit-Oligoklas), Biotitfitter sowie etwas Mikroklin und Quarz. Die Einsprenglinge (bis 3 mm) sind idiomorphe, normal zonare Plagioklase (60–25 % An), dunkelbraune Biotite (+ Sagenit), idiomorphe Pyroxene und Pseudomorphosen von Serizit, Chlorit, Aktinolith und Biotit nach Pyroxen und Olivin (?). Als weiteres sekundäres Mineral findet sich Klinozoisit. Nebengemengteile sind Apatit und Erz.

Ein Kersantit aus Gottsberg zeigt u. d. M. idiomorphe Einsprenglinge (bis 4 mm) von zonarem Plagioklas (Labrador-Andesin), rotbraunem Biotit (\pm Sagenit) und Pyroxen. Letzterer ist vielfach in ein feines Aktinolithgemenge umgewandelt. Die Grundmasse besteht aus leistenförmigem Plagioklas, sehr feinen Biotitschüppchen, Quarz, Titanit, Serizit und Klinozoisit.

Ein Dioritporphyrit vom Graphitbergbau Weinberg bei Amstall zeigt ein ophitisches Gemenge von idiomorphem, farblosem Klinopyroxen, Oligoklas-Andesin, grünbrauner Hornblende, rotbraunem Biotit, Pseudomorphosen von Chlorit und Aktinolith nach Orthopyroxen (?) und größeren xenomorphen Körnern von Quarz. Plagioklas ist z. T. auch zwickelfüllend. Eine feinkörnigere Grundmasse ist nicht ausgebildet.

Auch ein Lamprophyr nordöstlich von Amstall zeigt keinen sehr ausgeprägten Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse. Letztere besteht aus meist leistenförmigem Plagioklas und Quarz. Etwas größere, idiomorphe Individuen sind rotbrauner Biotit, grüne Hornblende und gefüllte Plagioklase (Andesin-Labrador). Karbonat tritt zwickelfüllend auf. Chlorit-Aktinolithgemenge sind Pseudomorphosen nach Amphibol oder Pyroxen. Das Gestein zeigt starke sekundäre (autometamorphe) Umwandlungen in Aktinolith, Chlorit, Serizit, Epidot-Klinozoisit und Erz.

Es wurde beobachtet, daß mächtigere Gänge gleichkörniger und weniger porphyritisch ausgebildet sind. Der Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse wird damit verschwommen, und die Gefüge werden ähnlich denen von Gabbro. Ein Beispiel dafür ist ein Vorkommen östlich Muckendorf. Das mittel- bis grobkörnige Gestein zeigt u. d. M. ein isotropes Ophitgefüge, welches durch die sperrig angeordneten Plagioklasleisten getragen wird. Die idiomorphen Plagioklase haben Kerne von Labrador und Außensäume von Oligoklas. Die großen Körner von Klinopyroxen sind xenomorph vor allem gegenüber den Plagioklasen. Olivin bildet rundliche Körner und wird in Anthophyllitgemenge umgewandelt. Auch der Pyroxen ist von starker Uralitisierung betroffen und setzt sich in radialstrahlige Aggregate von blasser grünlicher bis bräunlicher Hornblende um. Biotit findet sich untergeordnet in unscharf begrenzten Blättchen meist neben Erzflecken.

Wegen obiger Erfahrung, daß Lamprophyre auch ausgesprochen gabbroid werden können, wurden auch Gabbros mit gleicher Farbe (15) eingetragen. Darunter befinden sich aber auch Gabbros, die genetisch sicher nichts mit den Lamprophyren zu tun haben. Ein Beispiel hierfür ist das von H. G. SCHARBERT (1954) beschriebene Vorkommen von Eisenreith. Gabbro findet sich dort in zwei Vorkommen an der Straße nach Ötzbach nordöstlich und östlich Tretelhof. Es tritt massiger, grobkörniger Gabbro auf, der von vereinzelter Scherzonen durchsetzt wird, gegen die Ränder aber bei zunehmender Schieferung in Amphibolit, z. T. Fleckamphibolit, übergeht.

Nach H. G. SCHARBERT zeigen die tafeligen bis leistenförmigen Plagioklase im Kern ca. 75 % An, in den Rändern ca. 54 % an. Diallag füllt die Räume zwischen den Feldspäten und ist weit weniger idiomorph. Er ist meist stark von Uralitisierung betroffen, Umwandlung in Gemenge von blaß bräunlich-grünlicher Hornblende. Es finden sich auch selten kleinere Körner von Orthopyroxen. Auffällig sind rundliche Pseudomorphosen nach Olivin. Sie bestehen im Zentrum aus feinkörnigem Gemenge von Anthophyllit mit etwas Magnetit. Diese Kerne umgibt ein Saum radialstrahlig angeordneter monokliner Hornblenden. Diese sind im Gegensatz zu den Uralitamphiboliten um die Diallage blaßbläulichgrün bis farblos. Am Rand dieser Pseudomorphosen finden sich nicht selten Granate. Erze sind in erster Linie Ilmenit – häufig mit Biotit verwachsen – ferner Magnetkies und Magnetit. Nebengemengteile sind Apatit und sehr selten grüner Spinell. Kleine Nester von Oligoklas, Quarz, Biotit, Anthophyllit, Magnetit und manchmal auch bräunlichgrüner Hornblende wurden nach den Hauptgemengteilen gebildet. In Zwickeln finden sich auch manchmal Quarz-Karbonatgemenge. Chlorit und Klinozoisit sind sekundärer Entstehung.

Mit dem Eisenreither Vorkommen ist wohl der bereits im Amphibolitkapitel beschriebene Gabbroamphibolit von Voirans vergleichbar.

Ein grobkörniger Gabbro mit ophitischer Textur fand sich auch nordöstlich von Gloden. Das Gestein tritt in großen Blöcken auf und ist somit nicht im Verband mit dem Nebengestein zu beobachten. Es ist daher offen, ob es sich um einen mächtigeren Gang oder einen Gabbrokern in Amphibolit handelt. In der Nachbarschaft wurde allerdings kein Amphibolit beobachtet.

U. d. M.: Große Plagioklasleisten tragen das Ophitgefüge. Sie sind zonar gebaut (70 % An im Kern, 53 % An in Hülle), ihre äußere Kristallform ist aber meist nicht gut ausgebildet. Einzelne kleine Granatkörner finden sich nur als Einschlüsse im Plagioklas. Die Feldspäte sind mit großen blaßbräunlich-grünen Hornblenden verwachsen, welche weitgehend in ein Hornblendepflaster zerfallen sind. Diese sekundäre Hornblende ist z. T. ebenfalls bräunlich, z. T. blaßgrünlich. Weiters finden sich strahlige Aggregate von farblosem Aktinolith. Biotit tritt nur sehr selten auf. Erz bildet z. T. größere Flecken. Außer den sekundären Hornblenden treten als Umsatzprodukte Klinozoisit, Titanit, Chlorit und Serizit auf.

Die Lamprophyre des südlichen Waldviertels wurden jüngst von R. M. HAMID in einer Diplomarbeit petrologisch untersucht. R. M. HAMID (1990) fand zwei Endglieder der Lamprophyrfamilie: Kersantite (Bi-Plag-Lamprophyre) und Spessartite (Hb-Plag-Lamprophyre) sowie Übergänge zwischen diesen. Semilamprophyre sind reicher an SiO₂ als die Lamprophyre, aber arm an MgO, CaO, Ni und Cr und stellen den Übergang von Lamprophyren zu Porphyriten dar. Die Lamprophyre sind SiO₂-gesättigt, reich an Mg, Ni, Cr, Sr, Rb und Ba; Nb, Ti und P sind hingegen abgereichert. Mineralogisch bestehen die lamprophyrischen Gesteine aus Fe-reichen Biotiten, primären hastingsitischen bzw. pargasitischen Hornblenden sowie sekundären Aktinolithen, Diopsiden und diopsidischen Augiten, Labrador bis Oligoklas, Alkalifeldspat, Chlorit, Quarz und Opaken. Weiters finden sich Pseudomorphosen nach Pyroxen und Olivin.

Die untersuchten Ganggesteine gehören der Kalk-Alkalireihe an und zeigen Heteromorphismus, d. h. trotz verschiedener Mineralzusammensetzung der Lamprophyre-Endglieder ist ihre chemische Zusammensetzung etwa gleich. Die Spurenelementverhältnisse sprechen dafür, daß die

Ganggesteine Mischschmelzen entstammen. R. M. HAMID vermutet daher, daß es an variszischen Subduktionszonen zur Mischung sauren, aufgeschmolzenen Krustenmaterials und partiell aufgeschmolzenen, basischen Mantelmaterials kam. Die so entstandenen Schmelzen der Lamprophyre haben beim Aufstieg, wie Fremdkristalle von Quarz und Feldspat zeigen, Nebengesteine assimiliert. Dadurch wurden sie Al_2O_3 - und SiO_2 -reicher.

Kataklastischer Weinsberger Granit, Paragneis, 44

Nahe der Ostgrenze des Weinsberger Granites verläuft in ihm eine steile Störung, die weiter im Norden der Granitgrenze folgt. In gut aufgeschlossenen Bereichen, wie im Klafferbachtal, kann man beobachten, daß der Weinsberger Granit entlang der Störung stark zerschert wurde. In dem geschieferten Gestein sind die Kalifeldspatgroßkristalle zerbrochen, gelängt und bekommen Augenform. Die kataklastische Zone ist gut verfolgbar.

Im Grenzbereich Granit – Monotone Serie ist die Störungszone meist ausgeräumt und unter junger Bedeckung verborgen (z. B. östlich Traunstein). Bei Klein Nondorf, nahe der nördlichen Blattgrenze, ist die Kataklase in den Weinsberger Graniten und in den Paragneisen zu beobachten.

Verquarzte Scherzone, 45

Entlang der eben beschriebenen Kataklasezone stößt man immer wieder auf größere und kleinere linsige Körper von Quarz. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen m und etwa 150 m. Der weiße, durch Fe-Lösungen auch gelblich-bräunlich gefärbte Quarz zerbricht infolge der starken Zerklüftung in scharfkantige Stückchen. Er wird in einigen Steinbrüchen abgebaut und für den Güterweg- und Forststraßenbau verwendet. Es sind hier zu nennen der große weithin sichtbare Bruch im Weinsberger Wald über dem Klafferbachtal, der Bruch bei den Vd. Waldhäusern (nordwestlich Reitzendorf) und der Bruch NNW der Zwickelmühle (NNW Klein Göttritz).

4.2. Geologischer Bau

Das Kristallin auf Blatt Ottenschlag gehört zur Gänze dem Moldanubikum an. Es sind drei große Gesteinskomplexe zu unterscheiden, welche als Schubmassen übereinander liegen – die intra-moldanubischen Decken. Der Moldanubische Pluton hat bei seiner Intrusion den genannten Bau bereits vorgefunden. Die moldanubischen Schubmassen werden im Sinne von G. FUCHS (1971, 1976, 1986) und H. G. SCHARBERT & G. FUCHS (1981) besprochen und nicht nach den Gliederungsvorschlägen von A. TOLLMANN (1982, 1985) und O. THIELE (1984). Diese stehen mit meinen Kartierungsergebnissen nicht in Einklang und werden deshalb abgelehnt (G. FUCHS, 1986, 1989a, b im Druck).

Ostrong-Einheit

Sie ist die tiefste der intra-moldanubischen Einheiten und zeigt folgenden Bau: Der Ostrong stellt eine große Aufdomung dar (J. RIEDEL, 1930), ein Gewölbe, welches gegen Süden abtaucht. Dementsprechend fallen

die s-Flächen in der Westflanke des Bergrückens mittelsteil gegen SW, in der Ostflanke gegen SE ein. Die B-Achsen tauchen im gesamten Ostrong gegen SE ab. Die Verfaltung nach diesen Achsen ist meist sehr kräftig und in der Vergenz nicht einheitlich, es überwiegt aber WSW-Richtung (südwestlich Kaiserstein). Gelegentlich ist zu beobachten, daß die SE-Achsen um eine E- bis NE-Achse rotiert werden.

Auf der Hochebene östlich des Ostrongrückens schwenken die s-Flächen immer mehr in ESE-Fallen, nahe der Hangendgrenze der Monotonen Serie schließlich in E-Fallen ein. Die Form der Einschaltungen von lichtem Orthogneis – klobig südlich und nördlich von Laimbach, lang ausgedünnt im Hangendbereich der Monotonen Serie – widerspiegelt die weit stärkere tektonische Beanspruchung der Hangendteile der Monotonen Serie.

Nördlich der Laimbach-Pöggstaller Talfurche fallen die Gesteine generell gegen E bis SE. Die Faltenachsen tauchen gegen SSE ab. Dieser Trend hält bis zur nördlichen Blattgrenze an, nur die B-Achsen zeigen im Bereich südlich Sallingberg mehr SE- bis ESE-Fallen.

Die Bedingungen der Hauptmetamorphose der Gesteinsserien der Ostrong-Einheit wurde südlich unseres Gebietes von A. ZAYDAN & H. G. SCHARBERT (1983) mit 630°C/3 kb angegeben. Es ist anzunehmen, daß dies auch für unser Kartenblatt zutrifft, da keine Veränderung in der Gesteinsausbildung festzustellen ist. Diese Werte sind deutlich niedriger als die der überlagernden Drosendorfer Einheit, welche nach obigen Autoren 650°C/5 kb betragen, nach K. PETRAKAKIS (1986) und H. HÖGELSBERGER (1987, 1989) noch höher anzusetzen wären. Wie die Bewegungszone entlang der Grenze von Ostrong- und Drosendorfer Einheit belegt, ist diese Metamorphoseumkehr durch Überschiebung zustande gekommen. Das Gefüge der Gesteine und das Verschwinden des Antistress-Minerals Cordierit nahe dieser Grenzzone beweisen die gesteigerte Durchbewegung.

Drosendorfer Einheit

Der Gesteinsbestand dieser Einheit hebt sich durch seine Vielfalt auffällig von dem der Ostrong-Einheit ab. Da hier eine Schichtfolge festzustellen ist, läßt sich eine Fülle interner Faltenstrukturen ablesen. Zunächst sei jedoch die basale Grenze der Drosendorfer Einheit beschrieben: In Annäherung an die Grenzfläche ist von beiden Seiten her eine gesteigerte Durchbewegung zu beobachten, welche sich schließlich in der Ausbildung streng laminiertes Gesteine mit Augenstrukturen usw. ausdrückt. Die Grenzfläche selbst markiert ein 4 m bis wenige cm dünnes Granulitband. Der äußerst straff laminierte Granulit ist nicht als Scherling sondern als Tektonit zu betrachten. Er bezeugt den hohen Grad der Regionalmetamorphose während des Überschiebungsvorganges. Die Granulitlamelle ist zwar aus dem Gebiet der Loja (A. MATURA, 1984) bis in die Gegend nördlich Ottenschlag zu verfolgen, zeigt aber einige Unterbrechungen, wo die Grenze nur an der Durchbewegung der Gesteine zu erkennen ist. Der Tektonithorizont erreicht unser Blatt vom Süden im Bereich des Krotentales, von wo er in nördlicher Richtung östlich Pöggstall vorbei bis Armschlag zu verfolgen ist.

In Folge einer jüngeren tektonischen Komplikation ist die Überschiebung im Gebiet von Ottenschlag verdoppelt. Während die vom südlichen Blattrand bis Armschlag geradlinig nach Norden verlaufende Bewegungsfläche sich bei Armschlag in der Monotonen Serie verliert, zieht der öst-

lichere Tektonithorizont von Haiden östlich an Ottenschlag vorbei nach Nordosten weiter. Ein Keil Monotoner Serie trennt bei Ottenschlag Drosendorfer Einheit im Westen und Osten. Auffällig ist auch der Wechsel in der Streichrichtung der Grenze bei Ottenschlag. Diese Struktur ist als Verschuppung oder rechtssinnige Seitenverschiebung nach der Decken-tektonik zu verstehen.

Beim Hirtbüchel nordöstlich Ottenschlag fand sich das nördlichste Vorkommen des Granulitbandes (3 cm dünn). Weiter gegen Nordosten konnte kein weiterer Granulit an der Bewegungsbahn festgestellt werden.

In der Regel folgt unmittelbar über dem Bewegungshorizont das tiefste Schichtglied der Drosendorfer Einheit, der Dobra-Gneis. Im Bereich Mürfelndorf – Hinterberg tritt die Marmorserie an die Basis – eine Art Liegendflügel einer Großfalte. Etwas weiter nördlich entwickelt sich, wohl als Fortsetzung obiger Struktur eine Mulde der Marmorserie zwischen dem Hauptzug von Dobra-Gneis und einem geringmächtigen Basislappen desselben (Mandgupf-Westflanke). Die Synklinale setzt über Loibersdorf, westlich Muckendorf, Kirchschatz bis Bernhardshof fort.

Von Kirchschatz bis zur Nordostecke des Blattes entwickeln sich einige Mulden Bunter Serie im Hauptzug des Dobra-Gneises (z. B. Wetzfeld südöstlich von Kirchschatz, östlich Pleßberg, nördlich Singenreith – Voirans, Großreiprechts – Gloden, südöstlich Kornberg).

Im Gebiet von Streitwiesen (Weitental) taucht Dobra-Gneis als Kern einer bedeutenden Antiklinale empor. Der markante Kalksilikatfelszug ummantelt mit Paragneis gemeinsam den Dobra-Gneis. Die Antiklinale taucht gegen S gegen Jasenegg achsial ab. Auch im Norden taucht sie achsial sanft ab (westlich Schneeberg). Da die Gesteine generell gegen E einfallen, kommt dieser Faltenbau erst durch das umlaufende Streichen zum Ausdruck, welches sich bei flächenhafter Kartierung zu erkennen gibt. Allerdings ist das Einfallen im West-Flügel des Sattels steiler als im Ost-Flügel, was auf die Antiklinalnatur hinweist.

Über dieser Antiklinale folgt der marmorreiche Teil der Bunten Serie. Bei Hart am südlichen Blattrand stößt diese Marmorzone an diejenige von Mürfelndorf-Ost. Diese Konvergenz ist im Zusammenhang mit der abtauchenden Streitwiesener Antiklinale zu sehen.

Bei Mörenz zeigen einige kleinere Vorkommen von Granodioritgneis von Spitz einen Antiklinalkern an. Dieser wird von kalksilikatfelsreichen Zonen und den Marmoren ummantelt.

Rehberger Formation inmitten der Marmore bei Moos (nordöstlich vom Schuß) verrät eine Einmündung von Gföhler Einheit.

Die Granodioritgneise von Spitz im Bereich Raxendorf – Großer Berg markieren eine große Antiklinale. Wieder ziehen Kalksilikatfelse in auffälliger Weise um diesen Sattelnern herum (Feistritz – westlich Raxendorf – westlich Großer Berg – Trandorf – Ottenzahn – Eibetsberg). Besonders auffällig ist das Umschwenken des Kalksilikatfelszuges am Nordende der Antiklinale. Damit in Zusammenhang steht das Umbiegen der Gesteinszüge im Raum südlich Eisenreith. Die ESE-fallenden Schichten schwenken hier auf NE-Fallen um, entsprechend dem NE-Abtauchen der W-überschlagenen Antiklinale.

Eine weitere kleine Antiklinale ist südwestlich von Eisenreith durch Spitzer Granodioritgneis angedeutet. Eine größere Antiklinale von Dobra-Gneis bei Münichreith hat ähnliche Position. Zwischen dieser Antiklinale und der vom Großen Berg zieht die Marmorserie von Eisenreith gegen Südosten in den Raum Mühldorf. Die kompliziert verfaltete Marmorserie

bildet eine Einmuldung quer zur regionalen Streichrichtung. Die Faltenachsen tauchen in diesem Bereich gegen ESE bis E ab. Aus der Lage der s-Flächen wie aus den Großfalten des Spitzer Raumes ist abzulesen, daß die genannte Quereinmuldung gegen SW überschlagen ist.

Auch über Kottes hinaus ist die Marmorserie kräftigst durchbewegt, wie die Schlingenfalten von Voirans zeigen. Diese Struktur wurde nach SW-Achsen verformt. Bei Dankholz verläßt die Marmorserie unser Blatt. In einer seichten Muldenzone, die von Purk gegen NNE ins Große Kremstal streicht, treten Karbonatgesteine nur spärlich auf. Drei im wesentlichen aus Paragneis bestehende Mulden heben nördlich des Großen Kremstales aus (südwestlich und südlich von Geficht, und bei Kornberg). Verschiedene Antiklinallappen von Dobra-Gneis vereinen sich hier. Die Faltenachsen tauchen hier gegen SSE ab und das Schichtfallen ist generell E bis ESE gerichtet. Somit ist der gesamte beschriebene Großfaltenbau der Drosendorfer Einheit W- bzw. SW-gerichtet.

In der Südostecke von Blatt 36 bildet die Drosendorfer Einheit einen Streifen zwischen der Einmuldung von Gföhler Einheit im Weitental und dieser Einheit im Blatteck (siehe tektonische Skizze). Dieser Streifen entspricht einer NW-überschlagenen Antiklinale. Deren Kern bildet der Granodioritgneis von Spitz, welcher vom Typusgebiet in unser Blatt hereinstreicht und nördlich Payerstetten endet. Der mit Teillappen von Granodioritgneis verfaltete Liegendflügel ist ziemlich reduziert. Er ist von Loitzendorf über Eitenthal nach Payerstetten zu verfolgen. Der Hangendschenkel der Antiklinale ist voller entwickelt und reicht vom Hinterhauser Marmor-Kalksilikatfelszug bis unter den Rehberger Amphibolit von der Griebbrücke, mit welchem die Gföhler Einheit überlagert. Auffällig sind die verbreiteten Migmatisationen in der Bunten Serie. Die Gesteine fallen einheitlich mittelsteil gegen SE ein, die B-Achsen tauchen gegen SW ab.

Die Westflanke des Jauerlingstockes wird ebenfalls von Drosendorfer Einheit aufgebaut.

Gföhler Einheit

Während die Begrenzung von Ostrong- und Drosendorfer Einheit durch einen Bewegungshorizont deutlich gegeben ist, markiert die Basis der Gföhler Einheit keine eindeutige tektonische Fläche. Es wurde bereits erwähnt, daß die migmatischen Erscheinungen im Umfeld des Gföhler Gneises örtlich bis in die höheren Teile der Drosendorfer Einheit wirksam sind. Neuere petrologische Studien ergaben, daß zwischen der Drosendorfer Einheit und den angrenzenden Teilen der Gföhler Einheit kein Metamorphosesprung feststellbar ist (K. PETRAKAKIS, 1986; H. HÖGELSBERGER, 1987, 1989). Es erhebt sich somit die Frage, wieweit eine Abtrennung überhaupt sinnvoll ist.

Ausschlaggebend ist die Tatsache, daß mit der Gföhler Einheit eine Vergesellschaftung von Ortho- und Mischgesteinen, Mantelabkömmlingen wie den Ultrabasiten und der hochmetamorphen Granulitserie einer Sedimentserie – der Bunten Serie – auflagern. Dies ist als primäre Abfolge nicht zu verstehen. Wenn auch die Metamorphosewerte der Drosendorfer Einheit heute höher angegeben werden – A. ZAYDAN & H. G. SCHARBERT (1983) mit 650°C/5 kb, H. HÖGELSBERGER (1987, 1989) mit 700°C/5,5–7,5 kb und K. PETRAKAKIS (1986) mit sogar 700–770°C/7–9 kb – so bleibt der Metamorphosegrad der Granulitserie doch noch immer höher (>760°C/>11 kb, H. G. SCHARBERT & G. KURAT, 1974). Hätte die

Bunte Serie tatsächlich granulitfazielle Bedingungen mitgemacht, so verwundert es, daß stofflich geeignete Gesteine, wie Dobra-Gneis und Spitzer Granodioritgneis, nicht zu hellen Granuliten wurden. Außer in der Granulitlamelle an ihrer Basis ist in der Bunten Serie nirgends eine Granulitendenz festzustellen, wie sie in der Gföhler Einheit verbreitet ist (G. FUCHS & H. G. SCHARBERT, 1979). Auch wenn man argumentiert, daß unterschiedlicher P_{H_2O} bei sonst annähernd gleichen P/T-Bedingungen die verschiedene Ausbildung bewirkt hätte, bleibt die Frage unbeantwortet, warum gerade die höchsten Teile der beobachtbaren Folge am trockensten waren. Die heutige Abfolge ist ohne Mitwirken von Überschiebungstektonik nicht zu verstehen.

A. MATURA nimmt die Überschiebung seiner Gföhler Gneis-Granuliteinheit (A. MATURA, 1976) im Liegenden des mit dem Gföhler Gneis verbundenen Amphibolits an, weil er dort eine gesteigerte Durchbewegung feststellen konnte.

Ich trenne Drosendorfer und Gföhler Einheit nach unterschiedlichen Gesteinsvergesellschaftungen: Für erstere ist die Marmor-Graphitschiefererie typisch, letztere wird durch Rehberger Amphibolit, graphitquarzitführende, meist migmatische Paragneise, Gföhler Gneis, Granulitserie, Granulit und das Auftreten von Ultramafiten charakterisiert. Das Fehlen einer klaren Überschiebungsfläche und eines Metamorphosesprunges an der Basis erkläre ich mit der Annahme einer Vielzahl von Bewegungsflächen. Solche waren im Grenzbereich der oben angeführten unterschiedlichen Gesteinsvergesellschaftungen wirksam, aber auch innerhalb der Gföhler Einheit (z. B. der von A. MATURA angegebene Bewegungshorizont nahe dem Gföhler Gneis; an der Basis des Gföhler Gneises von Horn [G. FUCHS & H. G. SCHARBERT, 1979, S. 34]; im Bereich des Wolfshofer Syenitgneises zwischen Gföhler Gneis und Granulitserie [G. FUCHS, 1971, 1976]). Natürlich wird die unscharfe Abgrenzbarkeit auch verständlicher, wenn man wie ich die Einheiten hier in ihrem Wurzelbereich sieht.

Auf Blatt 36 findet sich die Gföhler Einheit im wesentlichen in drei Vorkommen:

- in der Synklinale des Weitental
- in der Synklinale des Trastallberges
- in der Südost-Ecke des Blattes.

Die Weitental-Mulde fiel bei der Kartierung auf durch die reich entwickelte Rehberger Amphibolitformation mit einem kleinen Serpentinittkörper, die Graphitquarzitlagen in den Paragneisen und das fast völlige Fehlen der sonst so verbreiteten Marmore. Die Mulde setzt im Eisschweif südöstlich von Pöbring ein, quert das Weitental nördlich von Eitenthal und erreicht im Gebiet Weiterndorf – Filsendorf – Haslarn – Neusiedl/Feldstein die größte Ausdehnung. Dabei ist gut zu verfolgen, wie die Rehberger Amphibolitzüge vom Muldenende divergieren und durch die interne Verfaltung an Zahl zunehmen. Das nördliche Ende der Synklinale ist ESE Trandorf, wo Rehberger Amphibolite von Kalksilikatfels der Drosendorfer Einheit umrahmt werden.

In den Flanken der Synklinale sind die Rehberger Amphibolite örtlich mit Karbonatgesteinen der Drosendorfer Einheit innig verfaltet (südlich Lohsdorf – Dölla, Kuffarn – Haslarn – südöstlich Nonnersdorf). Hier ist auch das kleine eingefaltete Vorkommen von Rehberger Amphibolit bei Moos (nordöstlich vom Schuß) inmitten der Marmore zu nennen.

Im Südwestende der Mulde herrschen S- bis SE-Achsen, im Bereich des Weitental gewinnen daneben auch SW-NE-Achsen an Bedeutung.

Von Filsendorf bis zum Nordende der Mulde pendeln die Achsen im Bereich ESE bis ENE, streichen also quer zum regionalen Verlauf der Synklinale. Östlich Heiligenblut bewirken Verfaltungen nach diesen Querachsen den komplizierten Verlauf der Gföhler Einheit-Basisgrenze: Granitgneis der Rehberger Formation streicht bis Heiligenblut hinab, während Graphitführende Paragneise der Bunten Serie bis Neusiedl emporlappen.

Die Fallrichtung der s-Flächen in der Mulde, SE im südlichen Teil, ESE bis E im nördlichen Teil, belegt ein WNW-Überschlagen der Synklinale. Die Faltungsphase, die diese Vergenz erzeugt hat, betrifft den gesamten Stapel der Drosendorfer und Gföhler Einheit. Sie ist somit jünger als die Überschiebung der genannten Einheiten.

Die Synklinale vom Trastallberg, bestehend aus söhligem Rehberger Amphibolit und Serpentin, reicht vom Osten her nur etwas auf unser Kartenblatt.

Die nach ENE-Achsen verformte Synklinale ist auf Blatt 37 gut entwickelt (A. MATURA, 1983). Sie stellt die steichende Fortsetzung der Weitenental-Mulde dar, die im Raume Trandorf – Ötzbach unterbrochen ist. Die Quereinmuldung dieses Bereiches hat offensichtlich die Gföhler Einheit nicht unter das heutige Erosionsniveau herabgebracht.

In der Gföhler Einheit der Südost-Blattecke folgen über der Marmorserie Rehberger Amphibolit, Paragneise mit Amphibolit, ein winziges Vorkommen von Serpentin (nordöstlich Mödelsdorf) und der Gföhler Gneis. Regional herrscht SE-Fallen der Schichtflächen und Verformung nach SW-Achsen.

Die bisherige Besprechung zeigt somit folgendes Bild: Eine Abfolge von drei durch unterschiedlichen Gesteinsbestand ausgezeichneten Schubmassen wurde gemeinsam in engen Großfaltenbau gelegt. Dieser zeigt eindeutige W-Vergenz. Überschaun wir unser Blatt, so erkennen wir, daß das herrschende N- bis NNE-Streichen erst knapp gegen den südlichen Blattrand gegen SW umschwenkt. Auffällig ist das Konvergieren der Gesteinszüge im Südostteil des Blattes. Es zeigt bereits die Reduktion der Drosendorfer und Gföhler Einheiten gegen die Donau zu.

Weiters augenfällig ist der Querfaltenbereich von Eisenreith – Mühlendorf.

Jünger ist wohl die eigenartige Verteilung von Ostrong- und Drosendorfer Einheit bei Ottenschlag, welche zur markanten Änderung der Streichrichtung des Dobra-Gneises führt. Eine rechtssinnige Seitenverschiebung oder eine Verschuppung wird angenommen.

Eine steile Störung durchsetzt den Weinsberger Granit und folgt im nördlichen Blatteil der Granitgrenze. Sie gehört zu dem System SSW–NNE-streichender Störungen im Bereich der südlichen Böhmisches Masse.

Entlang der Senke Münichreith – Laimbach am Ostfuß des Ostrong wird ein Bruch vermutet. Die lichten Orthogneise der gegenüberliegenden Talflanken passen nicht aneinander. Gleiches Material in der Festebene von Neukirchen und im Ostrong verrät, daß dieser eindrucksvolle Bergstock nach der Einebnung um etwa 300 m herausgehoben wurde.

4.3. Geologische Entwicklung

Im vorstehenden Kapitel wurde der Bau des Grundgebirges im Bereich des Kartenblattes 36 beschrieben. Um die Entwicklung darzustellen, ist

es notwendig, wenigstens kurz auf den Gesamtbau der Böhmisches Masse einzugehen.

Bereits um die Jahrhundertwende erkannte F.E. SUESS, daß das Moldanubikum in variszischer Zeit auf das Moravikum gegen E überschoben wurde. F.E. SUESS (1918) und L. KOBER (1938) sahen auch innerhalb des Moldanubikums weitere Decken. G. FUCHS (1971, 1976) unterscheidet im Waldviertel einen älteren, intra-moldanubischen, W-vergenten Deckenbau und den E-gerichteten, variszischen Überschiebungsbau. Dagegen wenden sich O. THIELE (1976a, b, 1984), A. TOLLMANN (1982, 1985) und Ph. MATTE et al. (1985), welche einheitlich E-vergenten Deckenbau variszischen Alters vertreten. A. MATURA (1976) anerkennt eine vorvariszische Gföhler Gneis-Granulitdecke über einem einheitlichen moldanubisch-moravischen Untergrund. G. FUCHS (1986, 1989a, b im Druck) gibt folgende Argumente für den von ihm vertretenen Standpunkt eines vorvariszischen Moldanubikums:

- 1) Die NE-SW-streichenden Zonen des Moldanubikums Südböhmens werden von dem NW-SE-verlaufenden Bavarikum (G. FUCHS, 1976) im rechten Winkel geschnitten. In dieser variszischen Zone wird der moldanubische Gesteinsbestand aufgelöst, umgewandelt, und die älteren Strukturen in die neue Richtung umgeregelt.
- 2) Im Waldviertel und in Mähren überschiebt das Moldanubikum das Moravikum an der gegen W abtauchenden „Moldanubischen Überschiebung“ (F. E. SUESS). Diese variszische Bewegungsfläche schneidet die E-fallenden internen Strukturen des Moldanubikums diskordant. Im Randbereich wird dabei das Moldanubikum umgefaltet und von rück-schreitender Metamorphose betroffen.
- 3) Die älteren Intrusiva des variszischen Moldanubischen Plutons – Weinsberger Granit und Diorite I – sind posttektonisch gegenüber dem moldanubischen Gneiskomplex. Im variszischen Bavarikum sind sie hingegen synorogen.
- 4) Entlang innermoldanubischer Bewegungsflächen bildeten sich Granulite als Tektonite. Dies zeigt, daß die Überschiebungen während hochgradiger Regionalmetamorphose, wohl unmittelbar nach der Bildung der großen Granulit- und Gföhler Gneismassen erfolgten. Diese Gesteine wurden als kaledonisch altersbestimmt (A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT, 1973, u. a.).
- 5) Der Wolfshofer Syenit wurde an innermoldanubischen Überschiebungen eingeschichtet, als er noch nicht in festem Zustand war. Er wurde kürzlich mit 430 ± 15 m. a. datiert (Prof. W. FRANK, Geol. Inst. Univ. Wien, freundl. Mitt.), woraus ein kaledonisches Alter der Überschiebung abzuleiten ist. Neuerdings äußerte W. FRANK den Verdacht, daß der Alterswert ein Mischalter sein könnte, und verweist auf variszische Altersdaten anderer Autoren (z. B. O. VAN BREEMEN et al., 1982). Die radiometrischen Alter sind derzeit in Diskussion.

Aus obigen Punkten ergibt sich nach G. FUCHS folgende Entwicklung: die cadomische Kruste wurde in kaledonischer Zeit an Subfluenzzonen (H. J. BEHR, 1978) reaktiviert, wobei der intra-moldanubische Deckenbau entstand. Das Moldanubikum als älterer Kern wurde variszisch im wesentlichen nur randlich überprägt. An seinen Rändern wurde es durch die mobilen variszischen Zonen unterschoben (Moravikum, Bavarikum, Saxothuringikum). Dies führte zu Anatexis und der Intrusion der variszischen Magmatite. Während die kaledonischen Subfluenzen zunächst die Unterkruste betroffen haben, erfaßte die variszische Gebirgsbildung auch die

Oberkruste. Das Orogen wuchs von seinen inneren, älteren Teilen nach außen durch die Angliederung neuer, äußerer Zonen. Das Störungsnetz der Böhmisches Masse wurde spätvariszisch angelegt und in alpidischer Zeit wiederbelebt.

Die im Mesozoikum und Tertiär geschaffene Einebnungsfläche wurde alpidisch generell gehoben, z. T. auch blockförmig, um unterschiedliche Beträge. Das Flußnetz der Donau begann sich nach der Hebung in die eingebnete südliche Böhmisches Masse einzuschneiden, wobei die heutige Landschaft entstand: sanft gewellte Hochflächen, gegen die Donau ein Bergland mit steiflankigen Tälern.

5. Molasse

Das Vorkommen von tertiären Sedimenten auf Blatt 36 Ottenschlag ist ausschließlich auf den Südteil des Kartenblattes beschränkt.

Das Hauptverbreitungsgebiet ist die schmale, auf Blatt 35 Königswiesen im Yspertal bei Altenmarkt beginnende und auf Blatt 36 Ottenschlag fortsetzende Rinne zwischen Laimbach – Pöggstall – Am Schuß – Heiligenblut – Raxendorf und Trandorf, die nach Osten auf Blatt 37 Mautern, im Tal des Spitzer Baches zwischen Mühldorf und Spitz, ihre Fortsetzung findet (L. WALDMANN, 1937, 1938, 1951a: S. 19, 1953, 1954, 1958: S. 24; J. RIEDEL, 1930: S. 290, 1952: S. 162; W. FUCHS, 1977: S. 234–235). Diese Sedimente wurden in dieser Rinne erstmals von M. MICHL (1912) beschrieben, als fluviatile Ablagerungen erkannt und als Entstehungszeit die „pontische Akkumulationsperiode“ vermutet, während die Ablagerungen bei Mühldorf bereits von J. CZJZEK (1849, 1853) dargestellt wurden.

Weitere kleinere Sedimentdecken findet man im Südosten des Kartenblattes im Raum Seiterndorf – Mörenz – Dölla, Pöbring – Hart – Aichau und Pömling – Mödelsdorf.

W. FUCHS unterscheidet auf Blatt 36 Ottenschlag Heiligenbluter Blockschotter, Streitwiesener Schotter, Ältere Melker Sande, Pielacher Tegel, Terrestrische Sande und Tone und die Verwitterungsdecke der Hochfläche. Mit Ausnahme der Verwitterungsdecke der Hochfläche werden von ihm alle tertiären Sedimente in das Oligozän (Untereger) gestellt. W. FUCHS stützt sich bei dieser stratigraphischen Einstufung nur auf oberflächliche lithologische Kriterien ohne biostratigraphische Datierung (W. FUCHS, 1976, 1977: S. 234–235).

In der Rinne Laimbach – Pöggstall – Trandorf zeigen die dort vorkommenden Sedimente eine intensive laterale Verzahnung. Es ist daher in dieser Rinne eine gleichzeitige Ablagerung aller dort vorkommenden Sedimente unbestritten. L. WALDMANN (1937, 1951a) gibt nach Bohrungen im Talboden eine Mächtigkeit von mindestens 15 m an. M. MICHL (1912: S. 220) vermutet eine ehemalige Gesamtmächtigkeit der Sedimente von mindestens 80 m.

W. FUCHS (1977: S. 234) sieht in dieser Rinne von Ost nach West einen kontinuierlichen Übergang der marin-brackischen Sedimente in rein terrestrische Ablagerungen des Yspertales. Lithologisch haben jedoch bereits die von W. FUCHS (1977: S. 234) als marine Ablagerungen bezeichneten Sande bei Trandorf einen fluviatilen Charakter und zeigen sehr deutliche Unterschiede zu den biostratigraphisch datierten, oligozänen, marinen Ablagerungen im südöstlichen Bereich des Blattes 36 Otten-

schlag und des daran anschließenden Blattes 54 Melk, sodaß eine Gleichstellung der Sedimente aus beiden Bereichen fraglich erscheint. Dies umso mehr, als die palynologische Untersuchung von Peliten aus der Rinne Laimbach – Trandorf (Ziegelei Haide, westlich von Laimbach; vgl. Kapitel Pielacher Tegel) durch I. DRAXLER (1989) ein deutlich jüngeres Alter (sicher jünger als Sarmat, wahrscheinlich Pont-Pliozän) ergab (vgl. M. MICHL, 1912; J. RIEDEL, 1930). Durch die laterale Verzahnung der Sedimente in dieser Rinne ist daher eine Altersgleichstellung aller dort vorkommenden Sedimente anzunehmen. Als Ablagerungsraum kann am ehesten ein fluviatil-limnischer Faziesbereich angenommen werden.

Für die Sedimente im Südostteil des Kartenblattes ist dagegen, schon allein wegen der lithologischen Übereinstimmung mit den fossilbelegten, oligozänen, marinen Ablagerungen im Raum Melk – Krems, die Einstufung ins Oberoligozän beizubehalten, wengleich die allgemeine Datierung ins Untereger durch die großräumigen Untersuchungen von P. HOCHULI (1978, 1983 und in R. ROETZEL et al, 1983) auch in Frage gestellt werden muß und zumindest für die Basisteile eventuell auch ein Alter Ruppel-Eger in Frage kommt. Diese Sedimente zeigen den kontinuierlichen Übergang von einer limnisch-terrestrischen bis brackischen Fazies der Pielacher Tegel zu einer rein marinen Litoralfazies der Melker Sande (R. ROETZEL et al., 1983).

Verwitterungsdecke der Hochfläche, meist Lehm mit Gesteinsgrus; schlecht aufgeschlossenes Gelände, 14

Die Signatur wurde für Bereiche verwendet, die den Bau des kristallinen Untergrundes nicht mehr erkennen lassen, aber auch keinen wohl definierten und charakteristischen Sedimentkörper bilden. Naturgemäß finden sich in dieser Gruppe heterogene Bildungen: Verlehmsdecken, Lehm durchsetzt mit Gesteinsfragmenten aus dem kristallinen Grundgebirge, stark durchmischter Kristallinschutt usw. Es handelt sich also um alte Verwitterungsdecken und stark aufgearbeitete und meist auch verdriftete Komponenten aus dem Kristallin. Dabei erfolgt eine Selektion der widerstandsfähigen Gesteine: Quarz, Quarzite, Kalksilikatgesteine, Aplite, Calcedon usw. treten gehäuft auf, während weichere Gesteine wie Schiefergneise verschwinden. Die Grundmasse ist lehmig und meist frei von feinem Gesteinsgrus, welcher sonst ein Hinweis auf die unmittelbar unterlagernden Kristallingesteine gibt. Die Signatur 14 wurde verwendet in dem flachen Gelände des Raumes Pöbring – Payerstetten, auf der Hochfläche Neukirchen – Kollnitz, für Hanglehme bei Tottendorf und für das sanfte Gelände des Gebiets Purk – Reichpolds, nordwestlich von Kottes.

Terrestrische Sande und Tone, 13

Im westlichen Ortsbereich von Pöggstall, bei Gerersdorf östlich von Pöggstall, in Würnsdorf, bei Gmaining nordwestlich von Haide und bei Stangles westlich von Haide werden auf der Karte von W. FUCHS „Terrestrische Sande und Tone“ ausgedehnt. Es handelt sich dabei um dunkelgraubraune stark sandig-tonige Silte oder gelbbraune stark siltige Grobsande bis Feinkiese, die immer einen hohen Anteil von stark verwitterten, eckigen Kristallinkomponenten führen. W. FUCHS (1977: S. 234) beschreibt über teils grusig zersetztem Grundgebirge bunte, siltig-tonige Feinsande mit Einlagerungen von grobkörnigem Kristallingrus und grün-graue oder weinrote, meist sehr sandige Tone aus dem Yspertal zwischen Altenmarkt und Gutenbach am westlich anschließenden Blatt 35

Königswiesen, die er ebenfalls zu dieser terrestrischen Fazies stellt. In der geologischen Karte von O. THIELE (1984) werden diese Sedimente als Tertiär von Ysper bezeichnet und ungegliedert ins Oberoligozän bis Miozän gestellt. Auf Blatt 36 Ottenschlag stehen diese limnisch-terrestrischen Sedimente, wie alle Ablagerungen der Rinne Laimbach – Trandorf, in intensiver lateraler Verzahnung mit den anderen Grob- und Feinsedimenten dieser Rinne und können durch die palynologische Datierung der Kohletone von Haide durch I. DRAXLER (1989) daher wahrscheinlich ebenfalls ins Jungtertiär gestellt werden.

Pielacher Tegel, 12

Ebenso wie die sandigen Ablagerungen müssen auch die pelitischen Sedimente der Rinne Laimbach – Trandorf und der Südabdachung zur Donau, die von W. FUCHS alle als Pielacher Tegel bezeichnet werden, aus lithologisch-faziellen und stratigraphischen Gründen getrennt betrachtet werden.

Um Trandorf und zwischen Laimbach und Pöggstall treten in enger lateraler Verzahnung mit sandigen (auf der Karte Ältere Melker Sande) und kiesigen (auf der Karte Streitwiesener Schotter) Sedimenten und den Heiligenbluter Blockschottern braungraue, blaugraue, ockergelbe bis rotbraune, sehr schlecht sortierte sandig-kiesige Pelite auf. Diese Silte bis Tone führen als Grobanteile eckige Quarze und lokale Kristallinkomponenten. Wechsellagerungen mit oft siltigen Sanden sind, wie z.B. südlich von Trandorf oder am östlichen Ortsausgang von Pöggstall (W. FUCHS, 1977: S. 234) häufig. L. WALDMANN (1937, 1953) beschreibt Vorkommen von Tachert bei Raxendorf, Zeining, Trandorf und Mühldorf.

Besondere Bedeutung für die stratigraphische Stellung dieser Pelite und durch die Verzahnung mit den anderen lithofaziellen Einheiten wahrscheinlich auch für das Alter der gesamten Sedimentfüllung der Rinne Altenmarkt – Laimbach – Pöggstall – Trandorf – Mühldorf – Spitz hat die alte Ziegelgrube Haide, westlich von Laimbach, an der Straße nach Altenmarkt (vgl. J. RIEDEL, 1952; W. FUCHS, 1977). In der ehemals 6 m bis 7 m tiefen Grube sind heute nur mehr im Ostteil die Sedimente aufgeschlossen. Es sind dies vorwiegend mittelgraue bis blaugraue, oft auch gelbbraune, stark siltig-sandige Tone mit eckigen Kristallinbruchstücken, die von schwarzgrauen, plastischen Kohletonen mit Feinsandlinsen und zahlreichen inkohlten Hölzern und kleinen Flözen unterbrochen werden. Die Hölzer wurden von E. HOFMANN (in J. RIEDEL, 1952: S. 162) als *Taxodium sequoianum* bestimmt. Das Hangende wird von rotbraunen, stark sandigen Tonen, mit bis zu 7 cm großen, eckigen Kristallinstücken gebildet.

W. FUCHS sieht in den Ablagerungen dieser Grube typische Vertreter der Pielacher Tegel mit einer Überleitung im Hangenden zu terrestrischen Sedimenten (W. FUCHS, 1977: S. 234).

Palynologische Untersuchungen der Kohletone aus der Tongrube Haide durch P. HOCHULI (1983) und I. DRAXLER (1989) lassen jedoch ein weit geringeres Alter dieser Ablagerungen erkennen. Während P. HOCHULI (1983) eine Einstufung ins höhere Miozän vermutet, tritt I. DRAXLER (1989) in ihrem Bericht aufgrund des Mikroflorenspektrums für ein Alter jünger als Sarmat, wahrscheinlich Pont-Pliozän ein.

Der organische Rückstand der Kohletone enthält in sehr hoher Konzentration und gutem Erhaltungszustand Pollen und Sporen. Die Mikroflora ist jedoch relativ formenarm.

Nach I. DRAXLER (1989) enthalten die Kohletone:

<i>Picea</i>	3 %
<i>Abies</i>	2 %
<i>Pinus</i> UG. <i>Haploxylon</i>	16 %
<i>Pinus</i> UG. <i>Diploxylon</i>	18 %
<i>Alnus</i> 4-porige Form	11 %
5-porige Form	14 %
6-porige Form	1 %
<i>Carya</i>	4 %
<i>Pterocarya</i>	< 1 %
<i>Fagus</i>	< 1 %
<i>Larix</i>	< 1 %
Ericaceae	< 1 %
trilete Farnsporen	< 1 %
Poaceae	22 %
Taxodiaceae	2 %
<i>Tsuga</i>	3 %
<i>Sciadopitys</i>	2 %

Die sogenannten Tertiärelemente sind in geringer Formenvielfalt und niedrigen Prozentsätzen vertreten. Bemerkenswert ist der hohe Prozentsatz an Poaceae (Gräser). Es könnte sich um Vertreter der lokalen Vegetation eines Feuchtstandortes (Schilf ?) handeln, womit der hohe Anteil an Erlenpollen im Einklang stehen würde. Es wäre aber auch möglich, daß das relativ häufige Auftreten von Poaceae ein Hinweis für aufgelockerte Gehölzbestände ist.

Durch die intensive laterale Verzahnung dieser Pelite in der Rinne Altenmarkt – Pöggstall – Trandorf – Spitz ergibt sich auch für die damit in enger Verbindung stehenden Grobsedimente (Blockschotter, Schotter, Sande) in dieser Rinne ein wahrscheinlich jungtertiäres Alter dieses limnisch-fluviatilen Sedimentationsbereiches.

Sicher oligozänes Alter haben dagegen die mit den Melker Sanden gemeinsam vorkommenden Pelite im Raum Hart – Pöbring (vgl. L. WALDMANN, 1951b) und Pömling, die mit den limnisch-terrestrischen Pielacher Tegeln der Melk Formation (R. ROETZEL et al., 1983) verglichen werden können.

600 m südwestlich von Pöbring, an dem von Hart nach NE führenden Fahrweg, stehen in einer heute aufgelassenen Tongrube der Firma Rath (Krummnußbaum) gelbbraune bis gelbgraue, sehr schlecht sortierte und stark siltige Tone mit intern gradierten, dm-mächtigen, grobsandig-siltigen Einschaltungen an. Nach R. GROISS (1980) besteht die Sandfraktion vorwiegend aus eckigen Quarzen. In der Schwermineralfraktion überwiegen opake Gemengteile und Disthen, zu denen noch Rutil, Turmalin, Granat und Zirkon hinzutreten. R. GROISS (1980) vermutet als Ausgangsgestein Gföhler Gneis und Granulit, was in Einklang mit den Schwermineraluntersuchungen aus dem Raum Krems-Wieselburg steht (R. ROETZEL et al., 1983; R. ROETZEL & H. KURZWEIL, 1986).

Die ca. 100 m nordöstlich von dieser Tongrube 1983 abgeteufte Bohrung HA-1/83 (AUSTROMINERAL, 1984) traf unter einer 2,6 m mächtigen Lehmüberlagerung 4,15 m Ton und darunter eine 12,85 m mächtige, intensive Wechsellagerung von Sand- und Silthorizonten und geringmächtigen Tonlagen an, bevor bei 19,6 m das stark verwitterte Kristallin erreicht wurde. Direkt über dem Kristallin tritt ein ca. 30 cm mächtiger Li-

gnithorizont auf, der zum Hangenden in eine Sand-Silt-Ton-Abfolge mit reichlich inkohlttem Material übergeht.

Weitere kleine Tonvorkommen befinden sich südlich und nordöstlich von Pömling, im Liegenden der Melker Sande.

Profil der Bohrung Hart (HA-1/83)		(AUSTROMINERAL, 1984)
0,00 – 0,20	Humus	
– 1,50	Lehm, braun, siltig-sandig	
– 2,20	Ton, grünbraun-graubraun, siltig, karbonatfrei	
– 4,00	Ton, bunt, z.T. siltige Lagen, fett, karbonatfrei	
– 4,10	Ton, bunt, stark siltig, feinsandig	
– 4,30	Silt, hellgrau-braun, feinsandig	
– 5,20	Feinsand, grau-graubraun (Fe-reich), siltig-tonig	
– 5,80	Ton, bunt, fett, leicht feinsandig, karbonatfrei	
– 6,00	Silt-Ton, bunt, karbonatfrei	
– 6,75	Ton, bunt, z.T. stark siltig, feinsandig, karbonatfrei	
– 7,30	Silt-Feinsand, leicht tonig, hellgrau-graubraun	
– 7,95	Feinsand, hellbraun-graubraun, z.T. stark tonig	
– 8,90	Silt-Feinsand, hellbraun, siltig-tonig	
– 9,00	Silt-Feinsand, grau-graubraun, Mittelkieskomponenten	
– 10,00	Silt, grau-graubraun, z.T. Fe-reich, tonig	
– 12,00	Feinsand, hellbraun, siltig, z.T. tonig	
– 12,80	Silt, hellbraun-braun, z.T. tonig	
– 14,10	Feinsand, hellgrau-mittelgrau, z.T. siltig	
– 15,20	Ton, mittelgrau-dunkelgrau, stark siltig, stückig brechend, karbonatfrei	
– 17,15	Feinsand, hellgrau-mittelgrau, siltig	
– 17,25	Silt-Feinsand, schwarz, stark kohlig, tonig	
– 17,60	Ton, mittelgrau, fett, stückig brechend, z.T. siltig, karbonatfrei	
– 18,50	Feinsand-Silt, grau-schwarz, z.T. tonig, kohlige Lagen	
– 18,70	Ton, mittelgrau, kohlig, stark siltig, karbonatfrei	
– 19,30	Feinsand, dunkelgrau, Mittelkies-Grobkieslagen (Kristallinkomponenten), kohlige Lagen	
– 19,60	Kohle, schwarz-schwarzbraun	
– 19,80	Kristallin (Schiefergneis), stark verwittert, grau, Quarzlagen	

Ältere Melker Sande, 11

W.FUCHS bezeichnet als Ältere Melker Sande sowohl Sande in der Rinne zwischen Laimbach – Pöggstall und Heiligenblut – Wegscheid, als auch auf der Südabdachung zur Donau im Raum Pömling – Mödelsdorf. Die Sedimente in den beiden Verbreitungsgebieten unterscheiden sich jedoch nicht nur lithologisch-faziell sondern wahrscheinlich auch stratigraphisch voneinander und sollten daher auch getrennt betrachtet werden (vgl. Kapitel Pielacher Tegel).

Vorkommen von Sanden in der Rinne Laimbach – Trandorf, die von W.FUCHS mit den Melker Sanden parallelisiert werden, befinden sich nordöstlich von Trandorf, NNE Feistritz und südwestlich von Würnsdorf. Nordöstlich von Trandorf eröffnet eine Sandgrube westlich von Wegscheid unter ca. 2 m Blockschotter 8 m bis 9 m meist intensiv schrägschichtete Mittelsande (Abb. 3). Die gelbbraunen bis gelbgrauen, mäßig bis schlecht sortierten, feldspatreichen Quarzsande führen häufig Pelit-

klasten in Horizonten und als Rinnenbodenbeläge. In den intern trogförmig schräggeschichteten, 50 cm bis 80 cm mächtigen Sets sind oft Feinkiesanreicherungen aus Quarz und Kristallin im Bottomset-Bereich zu erkennen. Selten tritt ebenflächige Schichtung auf. Weit schlechter sortiert und kiesreicher sind die in der Sandgrube südwestlich von Würnsdorf aufgeschlossenen Sande. Die stark siltigen, rotbraunen Mittelsande sind durch ihren hohen Anteil an gut gerundeten Quarzkiesen bereits sehr ähnlich den Streitwiesener Schottern. Auch L. WALDMANN (1953) beschreibt nicht seltene Wechsellagerungen von Sanden und Schottern. Insgesamt lassen die Sedimentstrukturen, der Sedimentaufbau und der großräumige, rasche laterale Wechsel mit anderen Sedimenttypen für die Sande in der Rinne Laimbach – Trandorf eine fluviatile Fazies vermuten. Anzeichen für marin-brackisches Milieu, wie es W. FUCHS (1977: S. 234) zu erkennen glaubt, können in den Sanden nicht gefunden werden. Durch die palynologische Datierung der mit den Sanden eng in Verbindung stehenden Pelite ins Jungtertiär durch I. DRAXLER (1989) (vgl. Kapitel Pielacher Tegel) muß auch für die Sande in der Rinne Laimbach – Trandorf ein derartiges Alter angenommen werden. Es ist daher die Bezeichnung „Ältere Melker Sande“ in diesem Raum nicht mehr zulässig.

Lithologisch deutlich anders sind dagegen die im SE des Kartenblattes zwischen Pömling und Mödelsdorf auftretenden Sande. In der Sandgrube Pömling sind unter Schotter ca. 2 m gut sortierte, gelbbraune, resche, undeutlich ebenflächig geschichtete Mittelsande mit geringen Grobsand-Feinkiesanteilen aufgeschlossen, die im Hangenden von einer Wechselfolge von feinkiesigen Grobsanden und grobsandigen Mittelsanden überlagert werden. Dieser 2 m mächtige, gelbgraue bis gelborange Hangenteil ist etwas siltreicher, stark verwühlt und teilweise intern ebenflächig flach schräggeschichtet. Zu diesen Sanden gehören wahrscheinlich auch die von L. WALDMANN (1951c) beschriebenen, kaolinhaltigen Quarzsande vom Pfarramt Pöbring. Dieser Sedimenttyp läßt sich im Gegensatz zu den Sanden bei Würnsdorf und Wegscheid eindeutig mit dem Typ der marinen Melker Sande vergleichen. Die Bezeichnung „Älterer Melker Sand“ sollte jedoch auch hier vermieden werden und durch Melker Sande ersetzt werden, da W. FUCHS nur lithologische Kriterien für diese Einstufung heranzieht, und diese nicht für eine Chronostratigraphie verwendet werden können (vgl. R. ROETZEL et al., 1983: S. 177).

Streitwiesener Schotter, 10

Als Streitwiesener Schotter werden auf der geologischen Karte von W. FUCHS mindestens zwei lithologisch unterschiedliche Grobsedimentkomplexe zusammengefaßt.

Der erste Komplex besteht aus gut gerundeten Grob- bis Feinkiesen von meist 1 cm bis 5 cm Durchmesser in einer gelbbraunen bis gelborangen, lockeren Mittel- bis Grobsandmatrix. In den Kiesen überwiegen Quarze und quarzreiche Gesteine, zu denen Granitgneise, Tonmergel und rote Sandsteine (?Buntsandstein) hinzutreten, die ein Schüttung von alpinem Material vermuten lassen. L. WALDMANN (1951a: S. 19) beschreibt Flysch- und Kalkalpengerölle zwischen Zogelsdorf und Walkersdorf. Gelegentlich treten lateral auskeilende, teils intern schräggeschichtete Mittelsandlinsen innerhalb der Schotter auf. Auch die Schotter können intern Schrägschichtung innerhalb 60 cm bis 80 cm mächtiger Sets zeigen. Diese Sedimente treten, teilweise terrassenartig, gemeinsam mit Sanden und Peliten, ausschließlich im Bereich der Rinne Laimbach-Trandorf auf

und setzen sich nach Osten auf Blatt 37 Mautern im Raum Mühldorf – Spitz fort (vgl. L. WALDMANN, 1937, 1938, 1953, 1954; W. FUCHS, 1979; A. MATURA, 1983, 1989). Faziell handelt es sich wahrscheinlich um fluviatile Rinnensedimente. Größere Vorkommen dieser Schotter in dieser Rinne finden sich nordöstlich von Trandorf, zwischen Walkersdorf und Feistritz, östlich Mollendorf, zwischen Streitwiesen und Rafles und im östlichen Ortsbereich von Pöggstall. Östlich Mollendorf wurde auf der Karte das Vorkommen von Streitwiesener Schotter wahrscheinlich irrtümlich bis zur Lehmgrube „Am Schuß“ dargestellt, da in dieser alten Ziegelgrube die Schotter gemeinsam mit Blockschotter erst unter 10 m Lehm angetroffen wurden und diese Lehmdecke gegen Westen und Süden weit verbreitet ist. Wie bereits im Kapitel der Heiligenbluter Blockschotter beschrieben, finden sich gut gerundete Quarzkiese auch immer wieder innerhalb der Blockschotter lagenweise oder einzeln in der Matrix eingeschaltet oder es treten, wie z.B. in einem Bauaufschluß in Pöggstall, bis 40 cm mächtige Kristallinschuttlinen innerhalb der gut gerundeten Streitwiesener Schotter auf, sodaß eine eindeutige Trennung zwischen Streitwiesener Schotter und Heiligenbluter Blockschotter oft nicht möglich ist.

Lithologisch deutlich anders ausgebildet sind dagegen die auf der Hochfläche im Raum Seiterndorf – Mörenz – Dölla zwischen 420 m und 520 m SH verbreiteten Schotter. Die dort vorwiegend auf Feldern als dichte Schotterstreu vorkommenden Grobsedimente sind deutlich größer, schlechter sortiert, schlechter gerundet und quarzreicher als die, in der Rinne Laimbach – Trandorf anstehenden Schotter. Die Fein- bis Grobkiese mit Durchmesser von meist 2 cm bis 5 cm, vereinzelt bis 10 cm besitzen fast immer eine rotbraune Oberfläche. Die meist eckigen bis kantengerundeten, teilweise aber auch gut gerundeten Schotter stecken in einer sehr schlecht sortierten tonig-siltig-sandigen, gelbbraun-gelborange-gelbgrau fleckigen Matrix. Auf den Feldern westlich von Lohsdorf sind als Komponenten auch verhärtete rotbraune Quarzsandstein- und Quarzbrekzienstücke zu finden. Innerhalb des Schottervorkommens im Raum Seiterndorf – Mörenz – Dölla scheinen mindestens zwei, ungefähr NE–SW-streichende Niveaus ausgebildet zu sein, und zwar ein tieferes Niveau zwischen 420 m und 440 m SH im Raum Mörenz – Lohsdorf – Dölla und ein höheres Niveau um 500 m SH zwischen Spielerkreuz – Seiterndorf – Weinberg. Die höheren Schotter sind in ihrem höchsten Vorkommen, E des Spielerkreuzes um 520 m SH etwas sandiger, besser sortiert und feinkörniger ausgebildet als die unterhalb anstehenden Sedimente. Über das Alter der Schotter auf dieser Hochfläche kann keine Aussage gemacht werden. Die Einstufung in das Untereger durch W. FUCHS erscheint jedoch aus den bereits oben angeführten Gründen sehr gewagt.

Heiligenbluter Blockschotter, 9

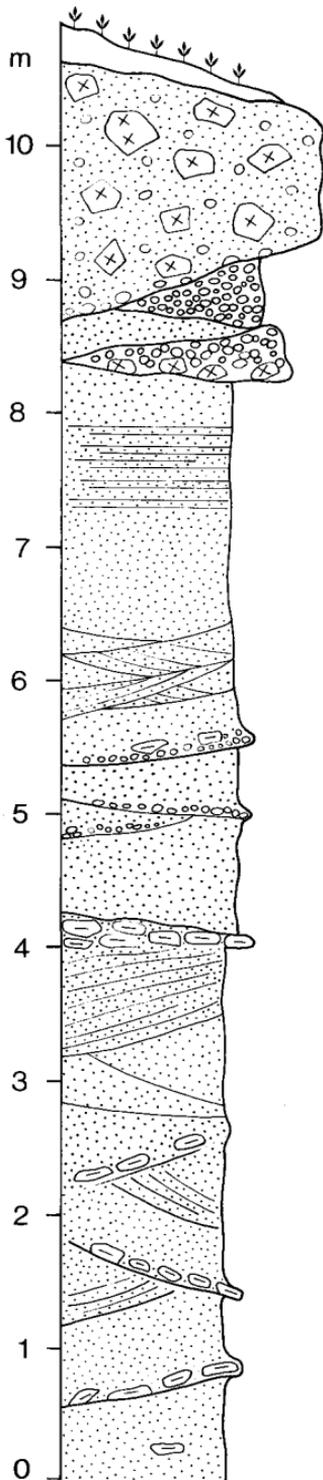
Als Heiligenbluter Blockschotter werden von W. FUCHS lokale Kristallinblockmassen mit chaotischem Gefüge bezeichnet.

Die Kristallinblöcke von meist 10 cm bis 2 m Durchmesser liegen in einer siltig-sandigen aber auch kiesigen, gelbbraunen bis gelbgrauen Matrix und sind matrixgestützt. Vereinzelt, wie z.B. in einem Graben westlich von Wegscheid tritt konglomeratische Verfestigung auf. Während die ausschließlich aus Kristallinmaterial der Böhmisches Masse bestehenden Grobkomponenten durchwegs eckig bis kantengerundet sind, kommen in

der Matrix neben den schlecht gerundeten Kristallinanteilen auch öfters gut gerundete Schotter vor. Die Zusammensetzung der Grobkomponenten ist immer abhängig vom Kristallin des unmittelbaren Hinterlandes. So treten in den Aufschlüssen nordöstlich von Trandorf ausschließlich Paragneis, Quarzit, Amphibolit, Graphit- und Tremolitmarmor, Sillimanitgneis, biotitreiche Schiefergneise, Kalksilikatgesteine und Karbonatquarzit aus der umgebenden Drosendorfer Einheit auf. Dagegen führen die Heiligenbluter Blockschotter bei Feistritz Orthogneise, Fleckamphibolit und Paragneise, wobei die Orthogneise sicher aus dem Granit- bis Gra-



Abb. 2: Heiligenbluter Blockschotter am Zauchabach, NNE Heiligenblut.



Kristallinblöcke (eckig)
und Quarzkies (gut gerundet)
in Silt-Sand-Matrix, weißgrau, matrixgestützt

Grob-Feinkies, grobsandig, quarzreich,
und
Mittelsand, grobsandig bis Grobsand, feinkiesig,
gelbbraun, in lateral auskeilenden Körpern
Basis mit Kristallinblöcken

Mittelsand, grobsandig, gelbgrau,
in cm-Bereich ebenflächige Schichtung

Mittelsand, grobsandig, gelbgrau, trogförmige
Schrägschichtung, Sets 20–50 cm, intern schräg-
geschichtet
als Bottomset Quarz- und Kristallingerölle, Pelit-
klasten

Pelitklasten-Horizont

Mittelsand, gelbbraun-gelbgrau, trogförmige
Schrägschichtung, Sets 50–80 cm, intern schräg-
geschichtet, Pelitklasten

Abb. 3: Säulenprofil der Sandgrube Wegscheid,
NE Trandorf. Schräggeschichtete, fluviatile Sande,
überlagert von Heiligenbluter Blockschotter.

nodioritgneis der Gföhler Einheit im SE stammen. Blöcke aus Kalksilikatfels der Drosendorfer Einheit bis 3 m Durchmesser überwiegen in den Blockschottern von Streitwiesen, in denen außerdem noch Paragneise, sowie Granitgneis und Amphibolit aus dem Dobragneis auftreten.

Das größte zusammenhängende Vorkommen von Heiligenbluter Blockschotter findet sich an der östlichen Bachseite des Zauchabaches, NNE Heiligenblut, E Feistritz (Abb. 2). Weitere kleinere, auf der Karte ausgeschiedene Vorkommen befinden sich nördlich von Ottenberg und nördlich der Ruine Streitwiesen an der Straße nach Rafles. Auch in der jetzt aufgelassenen Lehmgrube „Am Schuß“ konnten während des Abbaues von W. FUCHS unter 10 m Lehm an der Basis neben Schotter Kristallinblöcke bis 0,5 m Durchmesser gefunden werden.

Da die Heiligenbluter Blockschotter wahrscheinlich durch murenartige Einschüttungen von lokalem Material in ein fluviatiles System (Streitwiesener Schotter) entstanden, ist es oft schwer, die Blockschotter vom Streitwiesener Schotter zu trennen.

So finden sich in mehreren, auf der Karte als Streitwiesener Schotter ausgeschiedenen Bereichen oft mächtige Einschaltungen von lokalem Kristallinmaterial, wie z.B. in einem Seitengraben des Spitzer Baches westlich von Wegscheid oder in Bauaufschlüssen im Ortsbereich von Pöggstall. Weitere kleinere, auf der Karte nicht dargestellte Vorkommen von Heiligenbluter Blockschotter stehen z.B. im Hangenden der Sandgrube westlich von Wegscheid (Abb. 3), am Tobelbach nördlich von Trandorf, an der Straße westlich von Ottenberg und an der Straße von Moos nach Zehentegg an.

Nach L. WALDMANN (1953: S. 19) liegt auch Trandorf großteils auf derartigen Blockschichten, die in einer Brunnengrabung, an der Straße am Ostende des Ortes, innerhalb mehr als 10 m mächtiger Sande, unter einer 5 m mächtigen Lößlehmdecke angetroffen wurden. Weiters konnte L. WALDMANN (1953, 1954, 1955) diese Blockschichten am östlich anschließenden Kartenblatt 37 Mautern, im Raum Mühldorf – Vießling – Zornberg – Oberndorf – Povat weit verbreitet finden. Möglicherweise gehören auch die auf Blatt 37 Mautern ausgeschiedene Rutschmasse bei Wösendorf und das Gföhler Gneis-Blockwerk bei Weißenkirchen (A. MATURA, 1983; A. MATURA & H. HEINZ, 1989), die dort von W. FUCHS altersmäßig in das Prä-Eger gestellt werden, sowohl stratigraphisch als auch faziell zum Heiligenbluter Blockschotter.

6. Junge Bedeckung

Schotter der Terrasse nördlich Mauer (Terrassensockel 180 m über Donau; Oberpliozän), 8

Um Pömling tritt ein Schotterkörper auf, welchen W. FUCHS nach seiner Kenntnis des Melker Raumes mit der Terrasse nördlich Mauer (Terrassensockel 180 m über Donau) korreliert hat. In der derzeit aufgeschlossenen Sand-Schottergrube in Pömling liegen über den Melker Sanden in einem deutlichen Erosionsrelief bis 4 m mächtige, gut gerundete Schotter von meist 1–5 cm Korngröße. Das sehr bunte Schotterspektrum zeigt sehr viel Kristallin, daneben noch Quarz, Quarzit, Sandstein, Serpentin und Kalkmergelgerölle. An der Basis fallen zahlreiche Tongerölle bis

20 cm Durchmesser und die sehr tonreiche Matrix auf, die gegen das Hangende zunehmend sandiger wird.

Löß (meist Würm) und Lehm (Würm und älter), 7

Löß ist ein äolisches Sediment und findet sich daher besonders an den Leehängen vormaliger Windrichtungen. Der feinkörnige, gelbliche Löß ist ungeschichtet und zeigt mit der Bildung senkrechter, mehrere m hoher Wände großes Standvermögen. Wegen dieser Eigenschaft haben die Einheimischen vielfach Weinkeller und andere Vorratsräume im Löß angelegt.

Löß kann sich auch verschwemmt und resedimentiert finden. Er ist dann meist geschichtet und mit Gesteinsstücken durchsetzt.

Lehm, meist ocker gefärbt, öfter auch mit Kristallinschutt gemengt, bildet ausgedehnte Hangverkleidungen in der Laimbach-Pöggstall-Talfurche, der Heiligenblut-Trandorfer Senke und in dem flach hügeligen Gelände von Mödelsdorf. Eine mächtige, auf der Karte nicht ausgeschiedene Lehmdecke, liegt im Bereich der Lehmgrube „Am Schuß“, in der bis zu 10 m mächtige, rotbraune Lehme mit Kristallinkomponenten die Streitwiesener Schotter und Heiligenbluter Blockschotter (vgl. diese Kapitel) bedecken.

Am Fuß hoher Hänge werden die Lehmlagerungen meist von grobem Kristallinschutt überstreut (z. B. Fuß des Ostrong – Pöggstall).

Schwemmkegel, 6

Es wurden nur große Schwemmkegel ausgeschieden, wie sie sich in der Talfurche bei Laimbach gebildet haben, wo Seitenbäche einmünden.

Hangschutt, 5

Lange, steile Hänge, wie sie im Jauerling- und Ostrong-Gebiet zu finden sind, bildeten an ihrem Fuß oder in eingetieften Gräben größere Schuttanhäufungen, Blockströme usw. Im Bereich der Fastebene finden sich Blockströme auch im flachen Gelände (z. B. westlich Scheib, Schmatzau-Kirchschlag).

Lehmig-sandig-schotterige Ablagerungen lokaler Gerinne (Postglazial bis Jungpleistozän), 4

Die Signatur bezeichnet die Talfüllungen (Alluvionen) der Flüsse und Bäche. Außerdem wurde sie für die Sedimente flacher Senken verwendet, soweit diese nicht als Vernässungen ausgeschieden wurden.

Rutschung, 3

In den jungen Sedimenten der weiten Talfüllung westlich von Laimbach kam es örtlich zu Rutschungen.

Vernässung, lokal Moor, 2

In den Teilen des Kartenblattes, wo die Altlandfläche verhältnismäßig gut erhalten geblieben ist, finden sich weite Senken und weitgespannte Täler. Sie sind von sumpfigen Wiesen und Wäldern bedeckt, die bei der Kartierung keinen Aufschluß über das darunterliegende Grundgebirge geben. Die größten Flächen finden wir im Quellgebiet der Großen und Kleinen Krems, wo sich auch das bekannte Spielberger Moor befindet. Hier wird auch Torf gewonnen. Durch diese Torfgewinnung ist das Moor weitgehend denaturiert. I. DRAXLER (in Arbeitstagung der Geol. B.-A., 1977)

gibt an, daß das Moornwachstum zu Beginn des Präboreals um ca. 10.200 J. v. h. einsetzte. Die Vegetationsentwicklung des Postglazials ermöglicht mit Hilfe mehrerer ¹⁴C-Daten eine Gliederung des Torfprofils in folgende lokale Pollenzonen:

Der jüngere Abschnitt des Profils fehlt.

7 Tannen-Buchen-Fichten-Phase	2500- ? J. v. h.
6 Buchen-Fichten-Tannen-Phase	4000-2500 J. v. h.
5 Fichten-Eichenmischwald (EMW)-Phase	5200-4000 J. v. h.
4 Hasel-EMW-Fichten-Phase	6500-5200 J. v. h.
3 Kiefern-Birken-EMW-Phase	7400-6500 J. v. h.
2 Kiefern-Birken-Phase	8000-7400 J. v. h.

Die pollenanalytische Bearbeitung des Spielberger Moores wurde durch P. PESCHKE (1972) durchgeführt.

Auch südlich des Weitentales finden sich ausgedehnte Vernässungen im Raume Neukirchen – Münichreith – dem flachen Vorland des Ostrong. Die Münichreith–Laimbach-Senke dürfte einer Störungszone folgen.

Abraumhalde, 1

Im Zuge des Graphitbergbaues entstanden Halden tauben Materials am Weinberg (NNW Trandorf) und südwestlich von Straßreith (nördlich Pöggstall). Auch im westlichen Teil von Gutenbrunn hat der Mensch beträchtliche Gesteinsumlagerungen vorgenommen, wohl im Zusammenhang mit früherer Glasindustrie.

7. Nutzbare Gesteine und mineralische Rohstoffe

Die folgenden Angaben sind großteils den Berichten der Geol. B.-A. (Heft 3, Rohstoffpotential Südliches Waldviertel – Dunkelsteinerwald NC 9a, b, 1982, J. ALBER) entnommen. In dieser Arbeit sind weitere und eingehendere Daten zu finden.

Massenrohstoffe

In den **Marmor**-Steinbrüchen Schmolz bei Kottes, Renz südlich Eisenreith und Malaschowsky bei Raxendorf wird Material für Splitt- und Schottererzeugung gewonnen. Im Steinbruch der Habsburg-Lothringen Gutsverwaltung im Weinsberger Wald südwestlich von Gutenbrunn wird heute Schotter und Füllmaterial für den Straßenbau gewonnen. Es handelt sich um verschieferten Weinsberger **Granit**- und **Quarz**-Bildungen an einer steilen Störungszone. Früher diente das Material der Glasfabrik Gutenbrunn und als Zuschlagstoff für die Eisenerzeugung (Alpine Donawitz).

Bei Grafenschlag wird **Paragneis** für die Schottererzeugung abgebaut, bei Traunstein Granitgrus für den Straßenbau, bei Kottes Ost Paragneis und Marmor für Straßenbau, in Amstall Südost Marmor für den Flußbau sowie in der Kraxnerklippe bei Weiten Marmor für Splitt und Naturstein.

Die in der Rinne Laimbach – Trandorf verbreiteten **Sande** und **Schotter** wurden vereinzelt für Baumaterialgewinnung genutzt. Die Sandgrube westlich von Wegscheid und die Sand-Schottergrube südwestlich von Würnsdorf sind jedoch heute außer Betrieb (J. ALBER, 1987).

Die Sand-Schottergrube von Pömling, am Südost-Rand des Kartenblattes, ist periodisch in Betrieb (J. ALBER, 1987). Die in dieser Grube als Putz- und Bausande abgebauten Melker Sande sind eventuell auch als hochwertige Quarzsande verwendbar.

Ein bekanntes Vorkommen von hochwertigen **Tonen** auf Blatt 36 Otenschlag befindet sich im Raum Hart – Pöbring, am Südende des Kartenblattes (J. HÖNIG, 1983). Die geoelektrische Tiefensondierung nordöstlich von Hart zeigt einen raschen lateralen und vertikalen Wechsel von Sanden und Tonen und damit nur kleine unzusammenhängende Tonlagerstätten (AUSTROMINERAL, 1984), die im Umkreis der heute aufgelassenen Grube der Firma Rath in mehreren kleinen Tagbauen bereits teilweise abgebaut wurden (K. LECHNER, 1946, 1949; R. GROISS, 1980).

Die Tone aus der Bohrung HA-1/83 (Bohrprofil vgl. Kapitel Pielacher Tegel) haben einen relativ hohen Fe_2O_3 -Gehalt, gleichzeitig aber auch einen hohen Kaolinitanteil. Der Anteil $< 0,06$ mm beträgt 86 %, der Anteil $< 0,002$ mm ist 47 %. Die Pelite sind mit einem Segerkegel SK 16/17 feuerfest, brennen rotbraun und eignen sich für die Herstellung von Ziegel und Klinker (AUSTROMINERAL, 1984; vgl. dazu K. LECHNER, 1949, 1951). Das Vorkommen ist jedoch wegen seines geringen Potentials unbedeutend (J. ALBER, 1987).

Tabelle 1: Chemische Zusammensetzung von Rohtonen im Raum Hart – Pöbring (in Masse %). AUSTROMINERAL (1982, 1984).

	Probe Nr. HA-124 (Grube Rath)	Probe Nr. HA-1/1 (Bohrung)
SiO_2	57,11 %	50,23 %
Al_2O_3	24,08 %	25,03 %
TiO_2	0,95 %	1,40 %
Fe_2O_3	5,21 %	10,00 %
MgO	0,57 %	—
CaO	0,19 %	0,24 %
Na_2O	0,08 %	0,74 %
K_2O	1,64 %	1,52 %
S	$< 0,01$ %	—
GV	9,19 %	11,39 %
Summe	99,03 %	100,55 %

Tabelle 2: Mineralogische Zusammensetzung von Rohtonen im Raum Hart – Pöbring (in Masse %). AUSTROMINERAL (1982, 1984).

	Probe Nr. HA-124 (Grube Rath)	Probe Nr. HA-1/1 (Bohrung)
Quarz	25,7 %	18,6 %
Kaolinit	41,4 %	56,2 %
Illite	—	5,8 %
Montmorillonit	19,4 %	Spuren
Alkalifeldspat	13,1 %	10,2 %
Hämatit	—	9,2 %
Summe	99,6 %	100,0 %

In einer Untersuchung über die Verwendbarkeit der Tone zur Tonerde-Erzeugung (G. MALECKI et al., 1975) wurden die Tone von Hart als kaum geeignet eingestuft.

Industrieminerale

Hier spielen die **Graphitvorkommen** der Bunten Serie eine wichtige Rolle und gaben vielenorts Anlaß für kleinere Bergbaue vom 18. bis ins frühe 20. Jhd. In der Mitte unseres Jahrhunderts, als Graphit als Hochofenzuschlag gefragt wurde, gab es erneut intensiven Abbau, vor allem im Tagbau (H. HOLZER, 1961, 1963, 1964; H. HOLZER & E. J. ZIRKL, 1962; H. HOLZER & P. WIEDEN, 1966; E. J. ZIRKL, 1961). Folgende aktive oder stillgelegte Bergbaue und Ausbisse sind zu nennen: Trandorf (Grubenfelder Weinberg, Weinbergwald-Neu, Eichenwald), Voitsau und Dankholz bei Kottes, Mühldorf, Nasting, Schneeberg bei Eisenreith, Doppl, Pöbring, Oberndorf, Seiterndorf, Weiten, StraBreith, Kirchschat, Heiligenblut, Eisenreith Nord und Südost, Merkengerst, bei der Bannholzmühle, Purk u. a.

Außer den bereits erwähnten Berichten der Geol. B.-A. existiert eine Beurteilung von Graphitvorkommen im Waldviertel (Projekt NA 29) durch die Fa. FREN (S. POLEGEG et al., 1987).

Vermiculit findet Verwendung in der Baustoffindustrie zur Herstellung von Isolationsstoffen und Leichtbaustoffen, als hochporöser Trägerstoff zur Bodenverbesserung in der Landwirtschaft und für Spezialzwecke (Öl- und Fett-Absorber, Packmaterial usw.). Diese Verwendung geht auf die große Blähfähigkeit des Minerals bei Erhitzen zurück. Wirtschaftlich interessante Vermiculit-Vorkommen sind meist an Ultramafitite gebunden. Beim Faschinghof wurden im ausgedehnten Serpentinikörper vom Trastallberg Vermiculit und Amphibolasbest beobachtet.

Ein **Pegmatitvorkommen** für die eventuelle Gewinnung von Quarz und Feldspat ist nördlich Scheib (Gem. Kirchschat) bekannt, aber außer Betrieb. Allgemein mit dem Pegmatit-Potential des Waldviertels befaßt sich eine Studie von S. POLEGEG (1984).

Auf das in Abbau befindliche Quarzvorkommen südwestlich Gutenbrunn wurde schon im Kapitel „Massenrohstoffe“ hingewiesen.

Erze

Brauneisenerz ist aus dem Bereich Voitsau – Dankholz, Kottes und Mollenburg bei Weiten bekannt. Die kleinen Vorkommen sind derzeit unbauwürdig. Genetisch handelt es sich meist um Hutbildungen über Graphitlagern.

Im Zuge der **Scheelit**prospektion, welche in den letzten Jahren in Kalksilikatfels auf Blatt 20 Gföhl fündig geworden ist (A. BERAN et al., 1985a), wurden entsprechende Gesteinszüge auch auf unserem Blatt untersucht. Es fand sich aber nur ein einziges unbedeutendes Vorkommen bei Streitwiesen (Wietzen) (R. GÖD, 1989, S. 151).

Die Tatsache, daß die Böhmisches Masse im österreichischen Anteil ausgesprochen arm an Erzen ist, dürfte durch das tiefe Abtragungsniveau zu erklären sein. Eventuelle Lagerstätten im Dach der variszischen Plutonite sind hier bereits erodiert.

Für Mineraliensammler sei abschließend der Hinweis auf einige Sammelwerke von Fundstellen gegeben: F. SILBERHUBER (1925), A. SIGMUND (1937) und S. HUBER & P. HUBER (1977).

8. Geophysikalische Untersuchungen

H. HEINZ

Das Blatt 36 Ottenschlag wurde im Zuge der aeromagnetischen Vermessung des österreichischen Bundesgebiets (1978–1982) befliegen. Wie alle Blätter der zentralen und westlichen Böhmisches Masse wurde es – abhängig von den topographischen Verhältnissen – generell aus einer Flughöhe von 1400 m (über Normalnull) vermessen.

Die Tafel 2 gibt die Isoanomalienkarte der Totalintensität (ΔT) des Mühl- und Waldviertels wieder; die Umrandung markiert die Umriss des Kartenblattes 36. Details zur Befliegung, Auswertung, Meßtechnik etc. sind der Arbeit von R. GUTDEUTSCH & W. SEIBERL (1987) zu entnehmen.

Bestimmende Elemente des magnetischen Musters des Kartenblattes sind (vgl. Abb. 4)

- eine Isolinienschar mit ausgeprägtem NNE–SSW-Trend an seinem Nordwest-Rand;
- eine E–W gestreckte Anomalie mit einer Amplitude von +16 nT mit ihrem Maximum zwischen den Ortschaften Ottenschlag und Pöggstall;
- der Nordteil einer Struktur mit ähnlicher Amplitude (+14 nT) im S/SSE von Pöggstall und
- die Ausläufer einer, in das Kartenblatt vom Nordosten hereinreichenden, nordost–südwest gestreckten Anomalie mit etwas geringerer Amplitude (+10 nT).

Die Isolinienschar im Nordwest-Teil des Blattes 36 Ottenschlag markiert einen Teil der auch aus der Magnetik gut erfaßbaren Grenze Moldanubischer Pluton/Metamorphite des Moldanubikums. Wie aus der Tafel 2 ersichtlich ist, ist das magnetische Muster des zentralen Teiles der Böhmisches Masse im österreichischen Bundesgebiet durch eine strukturelle Zweiteilung gekennzeichnet. Der Pluton ist durch einen ruhigen Verlauf der Isolinien charakterisiert, der nur stellenweise von anomalen Strukturen unterbrochen wird (die Gründe hierfür liegen in Anreicherungen ferromagnetischer Phasen an Kontaktzonen [cf. H. HEINZ & W. SEIBERL, 1989]). Einen deutlichen Kontrast dazu bildet das magnetische Muster über dem von Metamorphiten beherrschten Gebiet im Osten. Hier dominieren zahlreiche, sich zum Teil gegenseitig überlagernde Einzelanomalien unterschiedlicher Wellenlängen und Amplituden.

Die Anomalie im Zentrum des Kartenblattes, deren E–W-Streichen lediglich aus der Abb. 4 deutlich wird, koinzidiert mit Querverfaltungen, die bis in den Raum von Spitz reichen. In diesem Querverfaltenbereich tauchen die Antiklinalen vom Großen Berg bei Raxendorf und südlich Kottes ab, in deren Kernen Granodioritgneis von Spitz bzw. Dobra-Gneis auftreten; in der E–W-gerichteten Depressionszone dazwischen liegen Marmorzüge. Diese Strukturen und der Einfluß der Querverfaltung auf die tektonische Höhenlage der Granit- bzw. Granodioritgneise kann durchaus als Ursache dieser Anomalie angesehen werden. Es ist bekannt, daß die Suszeptibilitäten dieser Gesteine wohl relativ gering sind (um 0,0004 SI), aber die Magnetisierungskontraste trotzdem ausreichen, realistische Modelle zu berechnen (vgl. W. SEIBERL & H. HEINZ, 1989). Nach der Methode der Halbwertsbreite (F. BENDER, 1985) ist für die Tiefe der Anomaliequelle ein Wert zwischen 1,8 und 2,2 km (unter GOK*), nach Substraktion der Meßflughöhe) anzunehmen.

*) Geländeoberkante

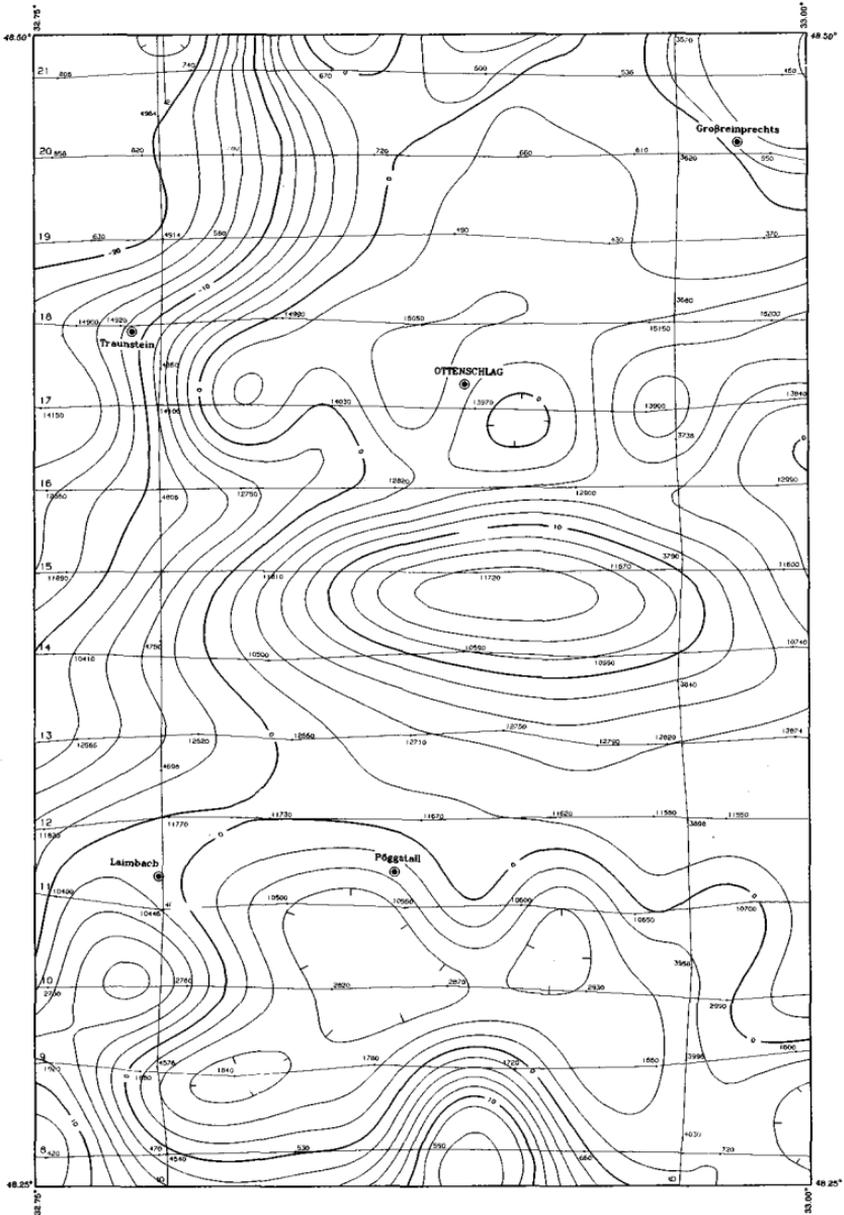


Abb. 4: Isolinien der Totalintensität des Blattes 36 Ottenschlag. Kleinste Isolinienabstände 2 nT; Striche weisen zum magnetischen Minimum; Regionalfeldkorrekturen (IGRF, 1977.7): 2,67 nT/km in Richtung Nord, 0,74 nT/km in Richtung Ost; Mittlere magnetische Inklination: 64,2°; Mittlere magnetische Deklination: 0,1°; Mittlere Totalintensität: 47.500 nT; Linien der Meßprofile mit Kennzahlen.

Eine weitere Analyse der Isolinientrends im Bereich südlich von Ottenschlag ergibt einen Zusammenhang mit der deutlichen Aufspaltung des Dobra-Gneiszuges in einen nach Norden verfolgbaren Sporn und in einen nach NNE streichenden Hauptzug. Ursache dieser Zweiteilung ist entweder eine Verschiebung von Ostrong- und Drosendorfer Einheit oder eine Horizontalseitenverschiebung. Diese Struktur (die ein Abknicken des Dobra-Gneis-Hauptzuges zur Folge hat) und der oben genannte Querschnittsbereich könnten in Zusammenhang stehen und auf in der Tiefe wirksame Lineamente zurückzuführen sein, die sich im Isolinientrend manifestieren.

Die Amphibolite im Gefolge der Dobra-Gneise, die zu den Paragneisen im allgemeinen einen deutlichen Magnetisierungs-kontrast aufweisen, sind als Ursache für die Strukturen am südlichen Blattrand anzusehen. Hier zieht die – in ihrer Mächtigkeit reduzierte – Bunte Serie um das Südende des aus Gneisen der Monotonen Serie gebildeten Ostrongdomes herum. Es handelt sich wohl um zwei relativ seicht liegende, aber die GOK nicht erreichende Dobra-Gneis-Linsen (etwa –100 bis –200 m). Vor der südlichen Blattgrenze keilt der Dobra-Gneis-Hauptzug nämlich aus, und linsige Körper in der streichenden Fortsetzung im Liegenden der Marmorserie von Artstetten wären somit durchaus denkbar.

Auch die nur teilweise im Kartenblatt liegende Struktur im Nordosten wird durch Dobra-Gneise bzw. mit ihnen verknüpfte Gesteine verursacht. Sie koinzidiert gut mit dem Dobra-Gneis-Hauptzug, der in der Nordost-Ecke des Blattes Ottenschlag NNE streicht, im Blatt Gföhl in eine N-S-Richtung gelenkt wird und schließlich nach NNW umschwenkt (vgl. Tafel 2). Der Magnetisierungs-kontrast ist hier allerdings wesentlich höher als im Falle der komplexen Struktur SSE Pöggstall.

Schließlich soll noch auf die bodengeophysikalischen Untersuchungen im Raum Kirchschatz, Sandriegel, Schneeberg und Kottes hingewiesen werden. Diese Tätigkeiten wurden im Hinblick auf die Graphithöflichkeit in gewissen Abschnitten der Bunten Serie durchgeführt. Bei der Untersuchung des Vorkommens am Sandriegel kamen drei Meßmethoden (SP, IP, VES) zum Einsatz, in den anderen Gebieten lediglich die Eigenpotentialmethode (SP). Es konnten dabei mehrere unterschiedliche Graphittypen unterschieden und deren Vergesellschaftung mit Marmoren geophysikalisch kartiert werden (vgl. H. HEINZ, J. MEYER & W. SEIBERL, 1984; J. MEYER in: J. ALBER, 1987).

9. Empfehlenswerte Exkursionen

Wegen der Entfernungen zwischen den einzelnen Aufschlüssen und den nicht sehr dicht verkehrenden Autobussen empfiehlt es sich, Exkursionen mit privatem Fahrzeug zu unternehmen. Kürzere Fußwanderungen weg von der Hauptstraße geben Gelegenheit, die Gesteinsfolgen im Gelände in Aufschlüssen unterschiedlicher Qualität kennen zu lernen.

Kristallines Grundgebirge im Bereich Weintal

In dem von der Donau her stärker zerschnittenen Kristallinebiet findet man naturgemäß die besten Aufschlußverhältnisse. Entlang des Weintales kann man sämtliche Gesteinsserien vom Hangenden des Gföhler Gneises hinab bis in die tiefsten Teile der Monotonen Serie und noch den

Weinsberger Granit studieren. Das unterste Weidental, welches die tektonisch höchsten Bereiche erschließt, wird hier ebenfalls beschrieben, obwohl es schon außerhalb des Blattes 36 liegt. Dieser Teil wurde von A. MATURA (1984) bearbeitet: Der Taleingang mit dem Burghügel **Weitenegg** besteht aus Pyroxenamphiboliten, welche das Hangende des Gföhler Gneises bilden. Letzterer setzt beim Bahnübergang ein. Nahe seiner Hangendgrenze, beim Holzlagerplatz rechts von der Straße findet sich in ihm eine Serpentinitscholle mit Resten von Pyrop.

Nördlich der **Johanneskapelle** ist im Gföhler Gneis unscharf abgegrenzt Pyroxengranulit aufgeschlossen (Haltepkt. 37, Arbeitstagung Geol. B.-A., 1977).

Gegenüber der **Fabrik Geyer** sind an der Straße Wandaufschlüsse von Gföhler Gneis mit hellen granulitischen Lagen.

Knapp vor der **Grießbrücke** quert man den Rehberger Amphibolit und gelangt damit von der Gföhler in die Drosendorfer Einheit.

In den Kurven vor **Eitenthal** sind Hinterhauser Marmor und Kalksilikatfels sowie Spitzer Granodioritgneis aufgeschlossen. Letzterer reicht bis Eitenthal (Haltepkt. 38, Arbeitstagung Geol. B.A., 1977).

1a) Eine Wanderung entlang der **Straße Eitenthal-Mörenz** quert die Einmündung von Gföhler Einheit mit Serpentin, Rehberger Amphibolit und Paragneis mit Graphitquarzitlagen. Vor Mörenz gelangt man wieder in die Bunte Serie (Drosendorfer Einheit) und im Ort in einen Antiklinalkern von Spitzer Granodioritgneis. Der Rückmarsch kann am Rücken nördlich des Mörenzgrabens vorgenommen werden.

Auch das Hauptprofil quert nördlich Eitenthal die Mulde von Gföhler Einheit und gelangt vor Weiten in die Marmore der Bunten Serie.

1b) Ein Abstecher entlang der kleinen **Straße nach Weiterndorf** führt in den Granitgneis der Rehberger Formation.

Das Weidentalprofil quert im Raume **Streitwiesen** die Großantiklinale mit Kern von Dobra-Gneis. Dieser Gneis ist in einem westlicheren Zug im kleinen Bruch der Straßenmeisterei aufgeschlossen. Bald danach kann man den Weitenbach zu Fuß über eine Brücke queren und zum Fuß der West-Flanke des Mandlgupf wandern. Hier ist das Profil Monotone Serie – Granulitlamelle – Dobra-Gneis – Bunte Serie hervorragend aufgeschlossen (Haltepkt. 39, Arbeitstagung Geol. B.-A., 1977). Man steht hier an der tektonischen Grenze von Drosendorfer und Ostrong-Einheit.

Die Monotone Serie ist im **Hölltal** nördlich Würnsdorf in zahlreichen Aufschlüssen zu studieren (z. B. Haltepkt. 40, Arbeitstagung Geol. B.-A., 1977).

1c) Auf der landschaftlich schönen Wanderung von **Laimbach** auf den **Peilstein** lernt man ebenfalls die stark verfalteten Paragneise der Monotonen Serie kennen. Ein Abstieg über den **Katzenstein** zum **Wirtshaus Neue Welt** im Gsteinert führt durch die hellen Orthogneise. Diese sind auch im Gebiet von **Gottsberg** in Blöcken aufgeschlossen.

Eine Weiterfahrt im Haupttal zum **Klafferbach** zeigt schließlich den Weinsberger Granit und die steile Störungszone.

Kristallines Grundgebirge im Raum Traunstein

Die Störungszone im Weinsberger Granit ist in „Sandgruben“ bei den **Vd. Waldhäusern** (nordwestlich Martinsberg) aufgeschlossen.

Bei **Spielberg**, wo obige Störung der Grenze Monotone Serie – Weinsberger Granit folgt, liegt das Spielberger Moor, welches von quartärgeologischem Interesse ist (Haltepkt. 41, Arbeitstagung Geol. B.-A., 1977).

Im Ortsbereich von **Traunstein** lernt man die Granitlandschaft mit Felstürmen und Wackelsteinen von Weinsberger Granit kennen. WSW bzw. nordwestlich von Traunstein sind jüngere Nachschübe im Weinsberger Granit erreichbar.

Kristallines Grundgebirge im Raum Eisenreith – Kottes

Wenn man aus der Wachau von **Spitz über Mühldorf nach Eisenreith** fährt, lernt man die Bunte Serie in einem quer zum Regionalstreichen wild verfalteten Bereich kennen. Marmore und Kalksilikatgesteine sind in zahlreichen Brüchen zu beobachten. Es sei auf den Gabbro östlich vom **Tretelhof** hingewiesen. Graphit, Marmor, Paragneise und Lamprophyre sind im **Bergbaubereich Amstall – Weinberg** zu studieren. Wenn man von den Marmorbrüchen von Eisenreith gegen Süden blickt, erkennt man den morphologisch hervortretenden Kalksilikatfelszug in der Flanke des Großen Berges. Dieser Zug biegt wie die gesamte Marmorserie scharf gegen Südosten ab.

Fährt man von Eisenreith über **Münichreith** nach **Kottes**, quert man Marmor und Kalksilikatfels (Edelbühel) und eine Antiklinale von Dobra-Gneis.

Östlich Kottes bei **Bernhards** gibt es einige Marmorbrüche und Quarzit. Der Rehberger Amphibolit und Serpentin vom **Trastallberg** (Gföhler Einheit) sind von hier leicht erreichbar. Interessant ist auch das **Graphitbergbau-Gebiet Voitsau – Dankholz** mit der Schlingentektonik im Kalksilikatfelszug.

Tertiär

Von Spitz durch das Tal des Spitzer Baches über Mühldorf erreicht man die mit fluviatilen, wahrscheinlich jungtertiären Sedimenten gefüllte Rinne zwischen Trandorf und Laimbach. Noch auf Blatt 37 Mautern, bei **Ötz westlich von Mühldorf** befindet sich der beste Aufschluß in Streitwiesener Schotter an einem Wegaufschluß, ca. 200 m westlich von Ötz. Von dort gelangt man auf der Straße nach Trandorf zur **Sandgrube von Wegscheid**, die ca 350 m westlich von der Straßenabzweigung nach Amstall, unmittelbar nördlich der Straße am Waldrand liegt und fluviatile Sande (Ältere Melker Sande nach W. FUCHS), überlagert von Heiligenbluter Blockschotter zeigt. Ebenfalls sehr eindrucksvoll ist ein Aufschluß in einem Graben ca. 300 m westlich von dieser Sandgrube, wo eine konglomeratisch verfestigte Mischfazies von Heiligenbluter Blockschotter und Streitwiesener Schotter ansteht. Von dort fährt man über Trandorf, durch die mit Löß-Lehm bedeckte Senke von Raxendorf, nach **Feistritz**. Dort befindet sich ein sehenswerter Aufschluß mit Heiligenbluter Blockschotter ca. 100 m nordöstlich des Friedhofes von Feistritz, an der östlichen Bachseite des Zauchabaches. Am nächsten Aufschlußpunkt, in der aufgelassenen **Lehmgrube „Am Schuß“**, stehen mächtige, rotbraune, quartäre Lehme an, die über, heute nicht mehr aufgeschlossenen, Heiligenbluter Blockschotter und Streitwiesener Schotter liegen. Unmittelbar nördlich der **Ruine Streitwiesen**, an der Straße nach Rafles, befindet

sich nochmals ein guter Aufschluß im Heiligenbluter Blockschotter, wo riesige, matrixgestützte Kristallinblöcke aufgeschlossen sind. Der nächste Exkursionspunkt befindet sich ca. 400 m südwestlich von **Würnsdorf**, an der Straße zum Friedhof, wo in einer aufgelassenen Sandgrube sehr schlecht sortierte, kiesreiche Sande (Ältere Melker Sande nach W. FUCHS) anstehen, die bereits große Ähnlichkeit mit den Streitwiesener Schottern haben. Von Würnsdorf erreicht man über Laimbach, auf der Straße nach Altenmarkt, die alte **Ziegelei von Haide**, die ca. 2 km westlich von Laimbach, direkt südlich der Straße liegt. Hier sind siltige Tone, Kohletone und kleine Flöze mit zahlreichen inkohlten Holzresten zu sehen, die von W. FUCHS als Pielacher Tegel bezeichnet werden, aufgrund der pollenanalytischen Untersuchungen von I. DRAXLER (1989) jedoch sicher ins Jungtertiär (Pont-Pliozän) gestellt werden müssen. Die von W. FUCHS als „Terrestrische Sande und Tone“ bezeichneten Sedimente sind am besten am westlich anschließenden Kartenblatt 35 Königswiesen zu studieren. Den Aufschluß mit pelitreichen Grobsanden über Kristallin im Straßeneinschnitt, 200 m nördlich von **Stangles** erreicht man von der Ziegelei Haide über Kammerbach, wo man gegen Norden von der Hauptstraße abzweigt. Vom Yspertal gelangt man über Laimbach, Neukirchen am Ost- und Schwarza in den Südostbereich des Blattes 36 Ottenschlag, wo die faziellen Unterschiede zwischen den Sedimenten in der Rinne Laimbach – Trandorf und auf der Südabdachung zur Donau in einigen Aufschlüssen gezeigt werden können. 600 m südwestlich von **Pöbring**, an dem von Hart nach Nordosten führenden Fahrweg, sind in einer aufgelassenen Tongrube der Firma Rath oligozäne Pielacher Tegel aufgeschlossen. In **Pömling**, das man über Eitenthal und Fahnsdorf erreicht, sind in einer kleinen Sandgrube typische Melker Sande zu sehen, die in dieser Grube von Schotter der Terrasse nördlich von Mauer (Terrassensockel 180 m über Donau) überlagert werden.

Literatur

- ALBER, J.: Rohstoffpotential südliches Waldviertel – Dunkelsteinerwald. – Berichte der Geol. B.-A., H. 3, Proj. NC 9a, b/1982, 186 S., Wien 1987.
- Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977 – Waldviertel. – 110 S., Wien (Geol. B.-A.) 1977.
- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., 53, 61–78, Zürich 1973.
- AUSTROMINERAL: Hochwertige Tone am SE-Rand der Böhmisches Masse, NÖ. Detailerkundung zur Unterstützung raumplanerischer Maßnahmen (Projektzahl NA 3/d/81) 1981. – Unveröff. Bericht, V+171 S., 7 Anlagen, Wien 1982.
- AUSTROMINERAL: Hochwertige Tone am SE-Rand der Böhmisches Masse, NÖ. Detailerkundung zur Unterstützung raumplanerischer Maßnahmen (Projektzahl NA 3/d/82) 1982. – Unveröff. Bericht, V+162 S., 18 Anlagen, Wien 1984a.
- AUSTROMINERAL: Arbeitsbericht 1983, Erfassung und Beurteilung des Rohstoffpotentials im nördlichen Waldviertel (Proj. NC 9c/1983), 80 S., Wien 1984b.
- BECKE, F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 4, 189–264, 285–408, Wien 1882.
- BECKE, F.: Eruptivgesteine aus der Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 5, 147–173, Wien 1883.
- BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINHOLD, F. & GÖRGEY, R.: Das niederösterreichische Waldviertel. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., 32, 1–62, Wien 1913.

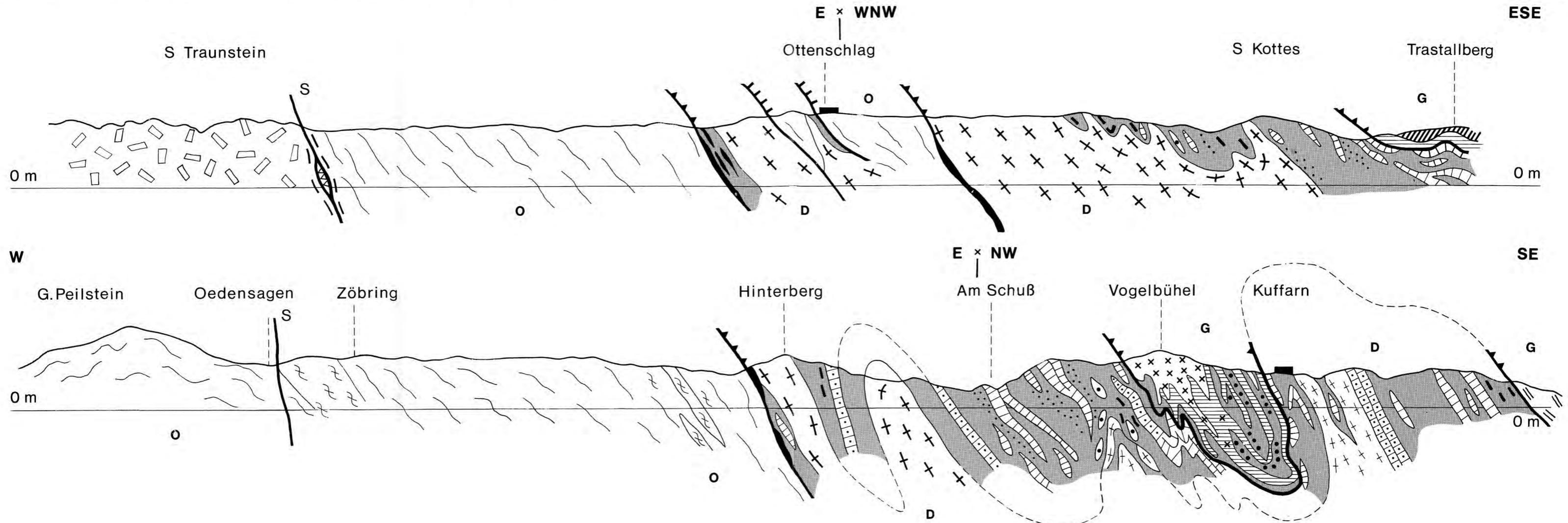
- BEHR, H. J.: Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. – Z. dt. Geol. Ges., **129**, 283–318, Hannover 1978.
- BENDER, F.: Angewandte Geowissenschaften. – 2., 766 S., Stuttgart (Enke) 1985.
- BERAN, A., GÖD, R., GÖTZINGER, M. & ZEMANN, J.: A scheelite mineralization in calc-silicate rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Austria. – Mineral. Deposita, **20**, 16–22, Berlin – Heidelberg (Springer) 1985a.
- BERAN, A., FISCHER, R. & PICHLHÖFER, R.: Zur Mineralogie der Graphitlagerstätten des Moldanubikums in Österreich. – Fortschr. Min., **63**, Beih. 1, Wien 1985b.
- CZJZEK, J.: Geognostische Karte der Umgebung von Krems und vom Manhartsberg. – Wien 1849.
- CZJZEK, J.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Krems und vom Manhartsberg. – Sitzber. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl., Beil. **7**, 77 S., Wien 1853.
- DESHPANDE, G. G. & ÖZPEKER, I.: Petrology and Structure of the Spitzer Gneiss from Dobra Area in the Bohemian Massif of Austria (Abstract). – Verh. Geol. B.-A., S. A77, Wien 1965.
- DRAXLER, I.: Ziegelei bei Kammerbach (Bl. Ottenschlag). – Interner Bericht Geol. B.-A., 1 S., Wien 1989.
- EXNER, Ch.: Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). – Jb. Geol. B.-A., **96**, 217–252, Wien 1953.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrranite, Porphyrranitgneise und Augengneise Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **97**, 71–132, Wien 1954.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N. Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 424–440, Wien 1971.
- FUCHS, G.: Geologische Aufnahmsberichte, Bl. Ottenschlag (36) für die Jahre 1974–1983. – Verh. Geol. B.-A., Wien, 1975–1982, Jb. Geol. B.-A., Wien 1983–1984.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 45–61, Wien 1976.
- FUCHS, G.: Die Querstrukturen des Waldviertler Moldanubikums in neuer Sicht. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 225–228, Wien 1980.
- FUCHS, G.: Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., **129/1**, 41–49, Wien 1986.
- FUCHS, G.: The Southern Bohemian Massif – its Structure and Evolution. – Prag 1989a (in Druck).
- FUCHS, G.: The Moldanubicum – an old Nucleus in the Hercynian Mountain Ranges of Central Europe. – 1989b (in Druck).
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Die Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 1–43, Wien 1976.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H. G.: Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, 29–49, Wien 1979.
- FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – 96 S., Wien (Geol. B.-A.) 1968.
- FUCHS, W.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 37, Mautern (Wachau). – Verh. Geol. B.-A., **1976/1**, A76–A77, Wien 1976.
- FUCHS, W.: Einige Beiträge zur Tertiär- und Quartärstratigraphie Ober- und Niederösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., **1977/3**, 231–241, Wien 1977.
- FUCHS, W.: Bericht 1978 über geologische Begehungen im Tertiär und Quartär auf Blatt 37, Mautern (Wachau). – Verh. Geol. B.-A., **1979/1**, A74, Wien 1979.
- GÖD, R.: A Contribution to the Mineral Potential of the Southern Bohemian Massif (Austria). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **11**, 147–153, Wien 1989.
- GROSS, R.: Kristallines Grundgebirge und tertiäre Verwitterung im Raume von Artstetten (N. Ö., südl. Böhmisches Masse). – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 132 S., Wien 1980.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W.: Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. – Proj. Ber., 32 S., Inst. f. Met. u. Geophys. Univ. Wien, Wien 1987.

- HAMID, R. M.: Petrographische und geochemische Untersuchungen der Lamprophyrganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. – Dipl.-Arb., Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 122 S., Wien 1990.
- HAUNSCHEID, B.: Das Granitgebiet um Plochwald zwischen Sandl und Windhaag im nordöstlichen Oberösterreich: Mit besonderer Berücksichtigung des dortigen Plochwald Granit-Typs und des Pseudokinzigits. – Dipl.-Arb. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 171 S., Salzburg 1989.
- HEINZ, H., MEYER, J. & SEIBERL, W.: Aufsuchung von Graphitvorkommen mittels aktiver und passiver elektrischer Methoden im Bereich der „Bunten Serie“ (Waldviertel, Niederösterreich). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **5**, 35–39, Wien 1984.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W.: An aerogeophysical research program for mineral deposits in Austria (especially in the Bohemian Massif). – Terra abstr., **1**, S. 47, Oxford (Blackwell Scientif. Publ.) 1989.
- HOCHULI, P.: Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Unter miozän der Zentralen und Westlichen Paratethys. – Beitr. Paläont. Österr., **4**, 1–132, Wien 1978.
- HOCHULI, P.: Biostratigraphie und Paläoökologie palynologischer Proben aus dem Tertiär Österreichs, in Zusammenhang mit der Untersuchung von kohlehöfziger Fazies in N. Ö. – Unveröff. Bericht, 16 S., Zürich 1983.
- HÖDL, M.: Petrologie und Geochemie des Rehberger Amphibolites im niederösterreichischen Moldanubikum. – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, Wien 1985.
- HÖGELSBERGER, H.: Petrologie der Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie (Niederösterreichisches Moldanubikum). – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, Wien 1987.
- HÖGELSBERGER, H.: Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie – Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen. – Jb. Geol. B.-A., **132/1**, 213–230, Wien 1989.
- HÖNIG, J.: Hochwertige Tone am Südostrand der Böhmisches Masse (Niederösterreich). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **3**, 43–46, Wien 1983.
- HOLZER, H.: Geologische Beobachtungen an niederösterreichischen Graphitlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., **1961**, 90–98, Wien 1961.
- HOLZER, H.: Über einige weitere niederösterreichische Graphitlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., **1963**, 79–91, Wien 1963.
- HOLZER, H.: Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 360–371, Wien 1964.
- HOLZER, H. & WIEDEN, P.: Über Halloysit aus der Graphitlagerstätte Wegscheid bei Mühlendorf (Niederösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, 47–52, Wien 1966.
- HOLZER, H. & ZIRKL, E. J.: Weitere Mitteilungen über niederösterreichische Graphitlagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 316–330, Wien 1962.
- HUBER, S. & HUBER, P.: Mineralfundstellen, **8** (OÖ, NÖ, Bgl.). – 270 S., Wien 1977.
- KHAFFAGY, M.: The Genesis of the Dobra and Krumau Complexes of the Kamp Valley in the Lower Austrian Waldviertel. – Jb. Geol. B.-A., Sonderb. **17**, 139–170, Wien 1971 a.
- KHAFFAGY, M.: Zur Geochemie der Spitzer Gneise und der Paragesteinsserie des Kamptales, Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A., Sonderb. **17**, 171–192, Wien 1971 b.
- KOBER, L.: Der Geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien (Springer) 1938.
- KÖHLER, A.: Petrographisch-geologische Beobachtungen im südwestlichen Waldviertel. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **61**, 48–50, Wien 1924.
- KÖHLER, A.: Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **39/3–4**, 125–203, Wien 1928.
- KÖHLER, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. 1. Teil: Die petrographischen Verhältnisse. – Fortschr. Min. Krist. Petr., **25**, 253–316, Berlin 1941.
- KÖBL, L.: Bericht über petrographisch-geologische Studien im westlichen Teil des niederösterreichischen Waldviertels. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **61**, 50–53, Wien 1924.

- KÖLBL, L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **38**, 508–540, Wien 1925.
- KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 3 F., **9**, 202–227, Wien 1965.
- KUSCHNIG, G.: Geochemie und Petrologie der Amphibolite der Bunten Serie. – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, Wien 1986.
- LECHNER, K.: Bericht über die Begehung von Tonvorkommen in der Umgebung von Klein-Pöchlarn, Nied.Öst. – Unveröff. Bericht Lagerst.archiv Geol. B.-A., 3 S., Wien 1946.
- LECHNER, K.: Tonvorkommen bei Harth, Bez. Melk, N.Oest. – Unveröff. Bericht Lagerst.archiv Geol. B.-A., 1 S., Wien 1949.
- LECHNER, K.: Bericht (1949) über lagerstättenkundliche Aufnahmen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1950–51/1**, 86–89, Wien 1951.
- LIPOLD, V. M.: Die kristallinen Schiefer- und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich nördlich der Donau. – *Jb. Geol. R.-A.*, **3/3**, 35–54, Wien 1852.
- MALECKI, G., PIRKL, H. & SCHERMANN, O.: Erkundung heimischer Rohstoffe als Basis für eine Tonerde-Erzeugung. – Unveröff. Bericht Geol. B.-A., 8 S., 4 Beil., Wien 1975.
- MARCHET, A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **36**, 170–211, 229–320, Wien 1924.
- MARCHET, A.: Über Hornblendens aus dem niederösterreichischen Waldviertel. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **38**, 494–507, Wien 1925.
- MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete. II. Teil: Der Gesteinschemismus. – *Fortschr. Min. Krist. Petr.*, **25**, 317–366, Berlin 1941.
- MATTE, Ph., MALUSKI, H. & ECHTLER, H.: Cisaillements ductiles varisques vers l'Est-Sud Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohême, Autriche). Données microtectoniques et radiométriques ³⁹Ar/⁴⁰Ar. – *C. R. Acad. Sc. t.*, **301**, Ser. II, 10, 721–726, Paris 1985.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 63–74, Wien 1976.
- MATURA, A.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 37 Mautern. – Wien (Geol. B.-A.) 1983.
- MATURA, A. in: FUCHS, W. & GRILL, R.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 38 Krems. – Wien (Geol. B.-A.) 1984a.
- MATURA, A.: Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/1**, 13–27, Wien 1984b.
- MATURA, A. & HEINZ, H.: Erläuterungen zu Blatt 37 Mautern. – 65 S., Wien (Geol. B.-A.) 1989.
- MICHL, M.: Bericht über die Exkursion ins Waldviertel (1912). – *Geogr. Jahresber. Österr.*, **10**, 216–225, Wien 1912.
- PESCHKE, P.: Pollenanalytische Untersuchungen im Waldviertel Niederösterreichs. – *Flora*, **161**, 256–284, Jena 1972.
- PETRAKAKIS, K.: Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **35**, 243–259, Wien 1986.
- POLEGEG, S.: Pegmatitvorkommen im Waldviertel. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **5**, 121–124, Wien 1984.
- POLEGEG, S., HÜBEL, G., JAHN, E.: Beurteilung von Graphitvorkommen im Waldviertel. – *Endbericht Projekt NA 29/87*, 24 S., Leoben (FREN) 1987.
- RIEDEL, J.: Der geologische Bau des Gebietes zwischen dem Ostrong und der Granitgrenze im niederösterreichischen Waldviertel. – *Min. Petrogr. Mitt. N. F.*, **40/3–4**, 235–293, Leipzig 1930.
- RIEDEL, J.: Neue Mineral- und Gesteinsfunde im Ostronggebiet (N.-Ö.). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1952/3**, 159–163, Wien 1952.
- ROETZEL, R., HOCHULI, P. & STEININGER, F.: Die Faziesentwicklung des Oligozäns in der Molassezone zwischen Krems und Wieselburg (Niederösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126/1**, 129–179, Wien 1983.

- ROETZEL, R. & KURZWEIL, H.: Die Schwerminerale in niederösterreichischen Quarzsanden und ihre wirtschaftliche Bedeutung. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 199–216, Wien 1986.
- SCHARBERT, H. G.: Der Gabbro von Eisenreith im niederösterreichischen Waldviertel. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **5**, N. F., H. 1–2, 37–47, Wien 1954.
- SCHARBERT, H. G.: Zur Optik der Plagioklase in den Fleckamphiboliten von Spitz a. d. Donau, N. Ö. – N. Jb. Miner. Mh., **7**, 159–164, Stuttgart 1959.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums (I. Teil). – N. Jb. Miner. Abh., **100**, 59–86, Stuttgart 1963.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums (II. und III. Teil). – N. Jb. Miner. Abh., **101**, 27–66, 210–231, Stuttgart 1964.
- SCHARBERT, H. G. & FUCHS, G. mit Beiträgen von ZEMANN, J. & GÖTZINGER, M.: Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs. – DMG-ÖMG-Tagung 1981, Exkursion E7, Fortschr. Miner., **59**, Beih. 2, 129–152, Stuttgart 1981.
- SCHARBERT, H. G. & KURAT, G.: Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **21**, 3. F., 110–134, Wien 1974.
- SCHARBERT, S.: Radiometrische Alterswerte. – In: Der Geologische Aufbau Österreichs (ed. Geol. B.-A.), Wien (Springer) 1980.
- SCHARBERT, S.: Rb-Sr-Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubikums in Österreich. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **132**, 21–37, Wien 1987.
- SCHUMANN, H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **40**, 73–187, Leipzig 1930.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H.: Interpretationsmethoden in der Magnetik anhand von Beispielen aus der Böhmisches Masse. – Proj.-Ber. S. 4710 (Präalpidische Kruste). – 1989 (1990), im Druck.
- SIGMUND, A.: Die Minerale Niederösterreichs. – 2 Aufl., 247 S., Wien – Leipzig (Deuticke) 1937.
- SILBERHUBER, F.: Von den steinernen Schätzen des Waldviertels. – In: STEPAN, E. (Hrsg.): Waldviertel. 1. Band, Naturwissenschaftliches, 175 S., Wien 1925.
- SUCESS, F. E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. – In: C. DIENER et al.: Bau und Bild Österreichs, 1–322, Wien (Tempisky-Freytag) 1903.
- SUCESS, F. E.: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. – Verh. Geol. R.-A., 395–412, Wien 1908.
- SUCESS, F. E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. – Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Denkschr., **88**, 541–631, Wien 1912.
- SUCESS, F. E.: Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **11**, 71–128, Wien 1918.
- THIELE, O.: Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederrösterreichischen Waldviertel? – Jb. Geol. B.-A., **119**, 75–81, Wien 1976a.
- THIELE, O.: Zur Tektonik des Waldviertels in Niederösterreich (Südliche Böhmisches Masse). – Nova Acta Leopoldina N. F., Nr. 224, **45**, 67–82, Leipzig 1976b.
- THIELE, O.: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126/4**, 513–523, Wien 1984a.
- THIELE, O.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 35 Königswiesen. – Wien (Geol. B.-A.) 1984b.
- TOLLMANN, A.: Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. – Geotekt. Forsch., **64**, 91 S., Stuttgart 1982.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band II. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D. R., DUDEK, A., MISAŘ, Z., POVONDRA, P. & VRÁNA, S.: Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – Transact. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sc., **73**, 89–108, Edinburgh 1982.
- WALDMANN, L.: Über Begehungen im Raume der Blätter Freistadt, Zwettl und Ottenschlag. – Verh. Geol. B.-A., **1937/5–6**, 143–147, Wien 1937.

- WALDMANN, L.: Über weitere Begehungen im Raume der Kartenblätter Zwettl-Weitra, Ottenschlag und Ybbs. – Verh. Geol. B.-A., **1938/3–4**, 115–119, Wien 1938.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. – In: SCHAFFER, F. X. (Hrsg.): Geologie von Österreich. – 2. Aufl., XVI+810 S., Wien (Deuticke) 1951a.
- WALDMANN, L.: Bericht (1949) über das Grundgebirge im Grenzbereich der Kartenblätter Ybbs (4754) und Ottenschlag (4654). – Verh. Geol. B.-A., **1950–51/1**, 123–126, Wien 1951b.
- WALDMANN, L.: Bericht (1949) über praktisch-geologische Untersuchungen im Grundgebirge des Grenzbereiches der Kartenblätter Ybbs (4754) und Ottenschlag (4654). – Verh. Geol. B.-A., **1950–51/1**, 126, Wien 1951c.
- WALDMANN, L.: Bericht über die Aufnahmen im Raume der Blätter Krems (4655/1,3) und Ottenschlag (4654/2,4). – Verh. Geol. B.-A., **1953/1**, 17–20, Wien 1953.
- WALDMANN, L.: Bericht über Aufnahmen auf den Blättern Spitz (37) und Ottenschlag (38) für das Jahr 1953. – Verh. Geol. B.-A., **1954/1**, 80–83, Wien 1954.
- WALDMANN, L.: Bericht über Aufnahmen auf den Blättern Spitz (37) und Ottenschlag (38) für das Jahr 1954. – Verh. Geol. B.-A., **1955/1**, 77–81, Wien 1955.
- WALDMANN, L.: Berichte 1955 bis 1958 über Aufnahmen auf den Blättern Spitz (37) und Ottenschlag (36). – Verh. Geol. B.-A., Wien 1956–1959.
- WALDMANN, L.: Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., Sonderh. E, 1–26, Wien 1958.
- ZAYDAN, A. & SCHARBERT, H. G.: Petrologie und Geochemie moldanubischer metamorpher Serien im Raume Persenbeug (südwestliches Waldviertel). – Jb. Geol. B.A., **126/1**, 181–199, Wien 1983.
- ZELEZNY, F.: Ergänzungen zur Mineralführung der Graphitlagerstätte Amstall, Weinberg, Niederösterreich. – Mitt. Österr. Min. Ges., **130**, 27–28, Wien 1985.
- ZIRKL, E. J.: Vorläufiger Bericht über die mineralogischen Untersuchungen einiger Graphitvorkommen aus dem niederösterreichischen Waldviertel. – Verh. Geol. B.-A., **1961**, 99–101, Wien 1961.



- | | | | | | | | |
|--|---------------------------------------|--|------------------------------------------------|--|-------------------------------------------------|--|------------------------------|
| | Weinsberger Granit | | Granodioritgneis von Spitz | | Quarzit | | Gföhler Gneis |
| | Paragneis der Monotonen Serie | | Paragneis der Drosendorfer und Gföhler Einheit | | Rehberger Amphibolit | | Vorvariszische Überschiebung |
| | Helle Orthogneise der Monotonen Serie | | Amphibolit | | Granitgneis im Verband mit Rehberger Amphibolit | | Verschuppung |
| | Granulitlamelle, granulitische Gneise | | Marmor (± Graphitgesteine) | | Paragneis mit Graphitquarzit | | Störung mit Quarzlinsen |
| | Dobra-Gneis | | Kalksilikatfels | | Serpentinit | | Ostrong-Einheit |
| | | | | | | | Drosendorfer Einheit |
| | | | | | | | Gföhler Einheit |

Ausschnitt aus der
Aeromagnetischen Karte
der Republik Österreich 1 : 200.000

Flughorizont 1400 m über NN

Das Blatt 36 Ottenschlag ist hervorgehoben.

Werte in nT. Minimazonen sind gerastert. Die
Dreiecke weisen i n die relativen Minima.

