

Exkursion: Petrologie des Kristallins der Koralpe

Haymo HERITSCH, Graz

Mit 1 Abbildung

Die Abb. bringt eine geologische Karte des Ausschnittes der Koralpe, in den die Exkursion führt. Die Karte ist dankenswerter Weise von H. W. FLÜGEL zur Verfügung gestellt.

Die Exkursionsroute führt von *Graz* über *Söding* und *Stainz* nach *Gams* zu einem Steinbruch der Firma Ing. Schenk: Plattengneis, Punkt 1. Von dort geht die Exkursion über *Frauental* auf der Straße nach *Freiland* in den *Wildbachgraben* zum Steinbruch Gupper: Marmor, mineralreicher Marmor, Dolomitmarmor, Kalksilikatschiefer, Pegmatit, Punkt 2. Über *Frauental*, *Deutschlandsberg*, *Schwaberg* und die *Kalbenwaldstraße* wird der Fundpunkt *Bärofen* aufgesucht: Gabbro mit Übergang zu Metagabbro, Punkt 3. Auf der Rückfahrt von diesem Exkursionspunkt zweigt die Exkursion von der *Kalbenwaldstraße* zum *Schmuckbauernwirt* ab und fährt weiter zur Felswand bei *Hohl*: Metagabbro und Eklogitamphibolit, Punkt 4. Nur wenige hundert Meter gegen Osten wird der Steinbruch *Fürpaß* aufgesucht: Zoisit- und Hornblendereicher Eklogitamphibolit, Kluft mit Plagioklas, Punkt 5.

Sämtliche Abbildungs- und Tabellenhinweise beziehen sich auf HERITSCH 1980 (Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 9—44, 13 Abb., 9 Tab., Graz 1980).

Haltepunkt 1: Steinbruch Schenk bei Gams;

Plattengneis

Der Steinbruch liegt am Nordrand des Ortes Gams und zeigt das Gestein und seine technische Verarbeitung. Die Gneise überhaupt und insbesondere der Plattengneis entsprechen in ihrer chemischen Zusammensetzung durchaus Tonschiefern (vgl. Tab. 1) Aus dem Mittel läßt sich für die Metamorphose der Koralpe ein Kalifeldspat-freier Plagioklasgneis berechnen; der bei dem Plattengneis auftretende Lagenbau führt jedoch zur Entwicklung dunkler Lagen mit Muskowit + Biotit + Granat + Disthen + Quarz und zur Entwicklung von hellen Lagen mit vorwiegend Kalifeldspat + sehr wenig Quarz, Muskowit und eventuell etwas Biotit und Granat. Daneben treten reine Quarzlagen und Lagen mit Plagioklas und sehr wenig Quarz auf (vgl. Tab. 2). Kalifeldspat und Disthen berühren sich nie. Verständlich wird das aus der Abb. 2 und aus dem Text hiezu. Damit handelt es sich um einen Lagenbau, in dem in jeder Lage in sich chemisches Gleichgewicht, zwischen den Lagen aber ein solches Gleichgewicht nicht herrscht, vgl. WINKLER 1976: 28ff.

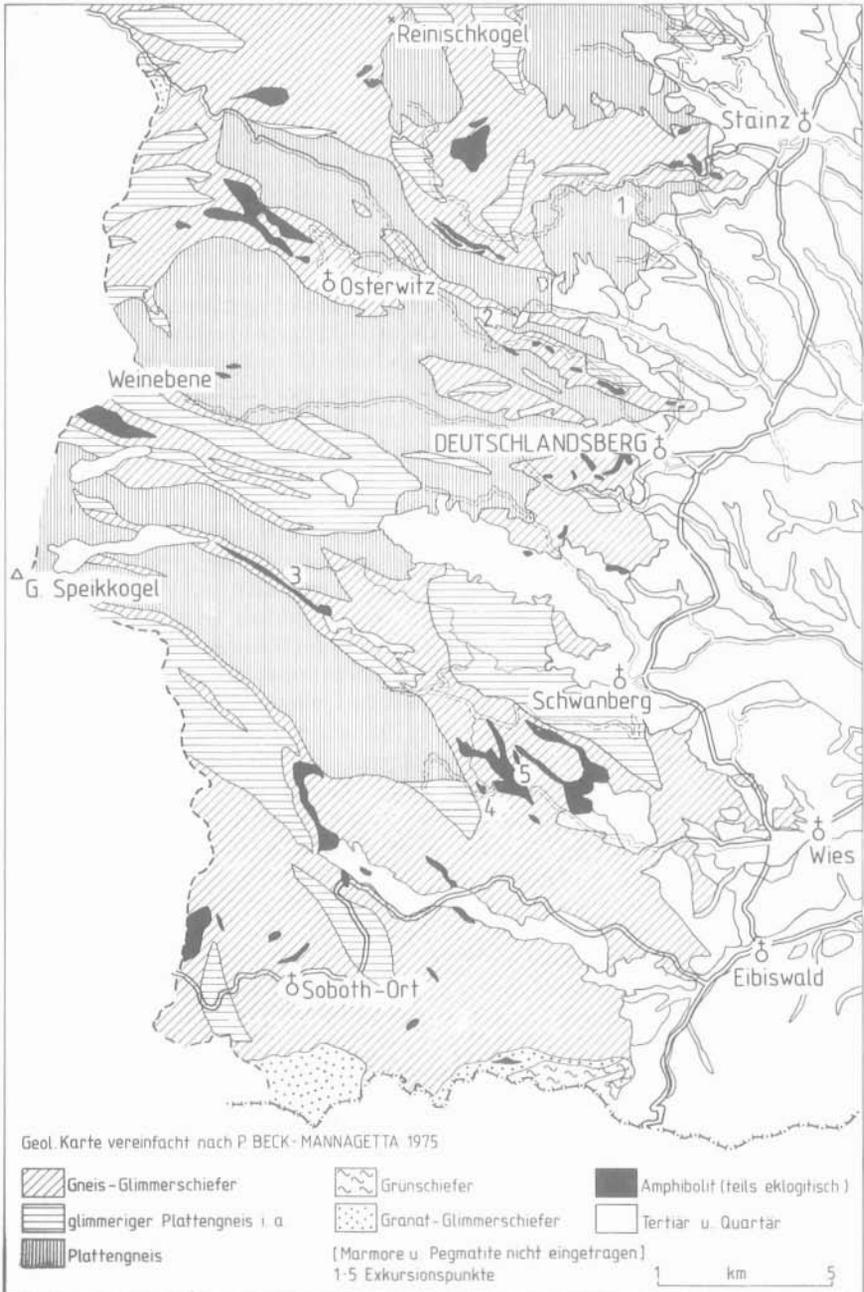
Die hellen Lagen entsprechen weder einer Injektion nach einer Anatexis, da ihre chemische Zusammensetzung weitab von der kotektischen Linie im Dreieck Q-Or-Ab liegt und bei Anatexis etwa 70 bis 75 Prozent des Gesteines aufgeschmolzen sein müßte, HERITSCH 1964, PLATEN & HÖLLER 1966.

Zu den Bildungsbedingungen ist Abb. 1, die die P-T-Abhängigkeit der Gleichgewichtskurven wichtiger Reaktionen in den Schieferngneisen darstellt, heranzuziehen. Die Tab. 4 enthält nicht nur diese Ergebnisse in Zusammenfassung, sondern auch das Ergebnis von Temperaturabschätzungen mit Hilfe des Granat-Biotit-Geothermometers. Weiterhin sind in Tab. 4 die Untersuchungen an einem Alkalifeldspatauge aus einer hellen Lage mit einbezogen: aus den Entmischungerscheinungen (kohärente und nicht-kohärente Lamellen, anomale Gitterkonstanten) wird auf eine Bildungstemperatur des ursprünglich einheitlichen Alkalifeldspates von knapp über 600°C geschlossen. Als Bildungstemperaturen werden nach Tab. 4 angenommen: 550°—600°C bei Drucken von mindestens 5 Kb, wobei höhere Drucke möglich sind.

HERITSCH 1978d nimmt an, daß der Lagenbau schon sedimentär angelegt ist (vgl. Tab. 3). Zur Unterstützung dieser Ansicht weist HERITSCH 1980a auf einen feingeschichteten Tuffit aus dem Grazer Paläozoikum hin, der bei Berechnung auf die Koralpenmetamorphose einen analogen Lagenbau ergibt, wobei sich die Analogie auf den Mineralbestand und feine Schichtung bzw. Schieferung, jedoch nicht auf die Entstehung des Edukts bezieht. Bei der Metamorphose kommt es innerhalb der Lagen zu Sammelkristallisation (z. B. große Alkalifeldspat- und Plagioklasaugen, bis zu pegmatoiden Entwicklungen in den hellen Lagen der Plattengneise oder große Andalusitkristalle in den späteren Disthenparamorphoseschiefern). Zweifellos werden nun auch solche Feldspatauge in den Plattengneisen tektonisch ausgewalzt. Von den Accessorien ist Graphit und Pyrit schon lange bekannt, HERITSCH & HÖLLER 1963, Magnetkies ist von PACHER 1977 festgestellt worden.

FRANK et al. 1979 geben bekannt, daß Quarz im Plattengneis bei guter Homogenität über helle und dunkle Lagen die Regelung eines a-Tektomites im Sinne von SANDER zeigt, wobei die kristallographischen Z-Achsen des Quarzes normal zur Lineation stehen und die Einregelung nach den Prismenflächen erfolgt ist. Nach denselben Autoren ist das Alter der Plattengneistektonik 256 ± 35 Mill. Jahre und es erfolgte im Kleinbereich keine alpidische Homogenisierung. Jedoch bestimmen KANTOR & FLÜGEL 1964 für Muskowit aus einem zweifellos hydrothermal bedingten Kluftbeleg im Steinbruch Mauthnereck ein Alter von 115 Mill. Jahren und für Muskowit aus Marmor des Sauerbrunngrabens bei Stainz ein Alter von 94 Mill. Jahren. Diese Werte könnten vielleicht mit einer jüngeren Erwärmung, die aber keine durchgreifende Homogenisierung erreichte, in Einklang gebracht werden.

Der Plattengneis wurde schon im vorigen Jahrhundert intensiv technisch dadurch verwertet, daß seine Textur es zuläßt, größere Platten von mehreren Quadratmetern durch Abschremmen zu gewinnen, die z. B. als Balkonplatten oder Platten zur Pflasterung von Gehsteigen sehr viel in Graz verwendet wurden. Die Erfahrung hat gezeigt, daß die Haltbarkeit beachtlich ist und durchaus 100 Jahre überschreiten kann. Heute werden kleine Platten vor allem zum Aufmauern in der Gartenarchitektur, für Einfassungen für gemauerte Pfeiler bei Toreinfahrten oder auch in der Architektur und Innenarchitektur zum Verkleiden und Verblenden und für Stufen verwendet. Im Freien ist der wechselnde Eisensulfidgehalt ein Nachteil, da durch die Verwitterung die graue Farbe des frischen Gesteines nicht haltbar ist und braunes Eisenhydroxid neben Schwefelsäure entsteht.



2. Steinbruch Gupper bei Deutschlandsberg

Marmor

Von Frauental bei Deutschlandsberg führt die Straße aufwärts in den Wildbachgraben und steigt im Nordhang, in dem im unteren Teil der Steinbruch Gupper liegt, nach Freiland auf. Zwischen der Talsohle und dem Steinbruch stehen mehrfach Plattengneise in der üblichen lagigen Ausbildung an (vgl. auch BECK-MANNAGETTA 1975).

Die Steinbruchwand schließt eine Marmor-Kalksilikatschiefer-Linse in einer Wand von etwa 40 m Länge mit einer maximalen Höhe von 30 Metern auf.

Im linken Teil des Steinbruches sind noch Reste eines Pegmatites, der dem Abbau zum Opfer gefallen ist, zu erkennen. Hier sind an seltenen Mineralien zu finden bzw. sind zu finden gewesen: Spodumen (bis über 1 dm Durchmesser), Beryll, Granat, Turmalin, Laumontit, Vivianit, Siderit, Pyrit, Arsenkies (HÖLLER 1959), Zinnstein, Ilmenorutil (d. h. Nb- und Ta-hältiger Rutil) und Columbit (POSTL & GOLOB, 1979).

Der Abbau gilt dem sehr schön rein weißen Marmor des Zentrums. Im linken Teil des Steinbruches stehen Kalksilikatschiefer an, die in wechselnder Menge Diopsid, Mikroklin mit optisch sichtbarer Andeutung einer Gitterung, wenig Quarz, ein Mineral der Zoisitgruppe, Biotit und etwas Karbonat enthalten. Diese Kalksilikatschiefer gehen in mineralreichen Marmor mit Quarz, einem Mineral der Zoisitgruppe und Biotit über. Dann folgt im Zentrum der wesentlich Calcitmarmor, dessen Calcit etwa 2 Mol% $MgCO_3$ enthält und der fast frei von anderen Mineralien ist. Gegen die rechte Begrenzung des Steinbruches wiederholt sich symmetrisch diese Serie, d. h. auf den Calcitmarmor folgt eine Zone von mineralreichem Marmor. Von diesem stammen die Quarze mit Reaktionssäumen von Diopsid und Tremolit, Reaktionen zeigend, die, wie in Abb. 10 (isobar invarianter Punkt II) ausgewertet, nicht bei hohem Partialdruck von CO_2 abgelaufen sein können; weiterhin erscheinen noch Phlogopit und Biotit und auch Zoisit. Noch weiter nach rechts folgen Kalksilikatschiefer mit wechselnd bis sehr wenig Calcit und ebenfalls in wechselnder Menge Diopsid, Tremolit, Mikroklin, Zoisit, Biotit.

Im zentralen Bereich kommt der besonders interessante Dolomitmarmor vor, dessen exakte Lage aber trotz vielfacher Besuche des Steinbruches in der Wand nie eindeutig festgelegt werden konnte. Der Dolomitmarmor enthält koexistierend Dolomit (49 Mol% $MgCO_3$) und Calcit (5,5—6 Mol% $MgCO_3$), entsprechend etwa 530—650°C, ferner Olivin (89—90% Fo), oft in Serpentin umgesetzt, braunen, im Dünnschliff hellgelben Klinohumit, Phlogopit, farblosen Pennin bis Klinochlor und Diopsid. Eine Auswertung der möglichen Reaktionen nach Abb. 10 und 11 läßt auf einen metamorphen Ablauf unter geringem Partialdruck X_{CO_2} kleiner als 0,1 schließen.

3. Bären bei Schwanberg

Gabbro und Umwandlung in Metagabbro

Entsprechende Gesteine wurden zuerst vom Blockfeld Gressenberg bei Schwanberg bearbeitet (z. B. HERITSCH 1973). Das bis jetzt einzig anstehende Vorkommen ist von BECK-MANNAGETTA 1977 von der Lokalität Bären, ebenfalls nahe Schwanberg bekannt gemacht worden. Man erreicht das Vorkommen auf der Straße (Kalbenwaldstraße) von Schwanberg zur Gregormichl Alm; diese Straße führt am Südhang des Tales der schwarzen Sulm (vgl. ÖSTERREICHISCHE KARTE 1 : 50.000 Blatt 189 Deutschlandsberg); der Name Bären ist in der entsprechenden Karte 1 : 25.000

eingetragen. Der Gabbro bis Metagabbro ist in einer Erstreckung von etwa 80 Metern Länge aufgeschlossen und ragt etwa 25 Meter hoch auf. Eine Blockhalde zieht sich weit nach Norden den Hang hinunter bis in den Goslitzbach, BECK-MANNAGETTA 1977 meint aber, daß das Blockfeld von Gressenberg sich nicht direkt von den Vorkommen Bärenfenne wegen des geringen Höhenunterschiedes ableiten läßt.

Der in wenigen Zentimetern erfolgende Übergang vom Gabbro (basischer Plagioklas, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Koronabildungen mit Spinell) zu Metagabbro (Granat, Na-hältiger Diopsid, Disthen, Zoisit) (vgl. Tab. 6), ist ein wesentlicher Faktor in der Beurteilung der Metamorphose in der Koralpe. Gabbro und Metagabbro haben dieselbe chemische Zusammensetzung, so daß die Umwandlung bei kleinsträumiger Diffusion im Millimeter- bis Zentimeterbereich isochemisch abläuft und eben chemische Unterschiede zur Erklärung für die beiden verschiedenen Gesteine ausscheiden (vgl. Tab. 7). Druck- und Temperaturunterschiede können wegen der Kleinräumigkeit nicht die Ursache für einen solchen Übergang sein. Weiter zeigt der erhalten gebliebene Gabbro, daß die, bei der Koralpenmetamorphose herrschenden Druck- und Temperaturverhältnisse nicht im Stande sind, durch trockene Reaktionen den Gabbro etwa zu einem Eklogit oder eklogitähnlichen Gestein umzuformen. Erst Wasserzutritt ermöglicht, entweder als Katalysator oder durch Eintritt in die Reaktionen die Umformung zu Metagabbro und weiterhin zu Hornblende-führendem Metagabbro (vgl. Tab. 7, Abb. 4—8 und besonders Abb. 9). Damit entsprechen die Metamorphosenbedingungen dem Übergang von der Granulitfazies zur Eklogitfazies, d. h. transitional nach YODER & TILLEY 1962: 513 und sind mit 500—600°C und 6—8 Kb (höhere Drucke sind möglich) anzusetzen.

Von einem mechanischen Standpunkt aus ist auch zu verstehen, daß die kompakte Masse eines Gabbrokörpers der, leicht einer Durchbewegung zu unterwerfenden und genügend Wasser führenden, Schiefermasse als starrer Körper gegenüber steht, so daß die ursprüngliche Erstarrungstextur des Gabbros erhalten blieb und nur diffus eindringendes Wasser die Reaktionen in Gang brachte. Gelegentlich ist zu sehen, daß von, jetzt wesentlich mit Quarz erfüllten, Gängen aus das Wasser in den Gabbrokörper eingedrungen ist.

4. Hohl bei Wies

Metagabbro und Eklogitamphibolit

Dieses Vorkommen liegt in der Gemeinde Wiefresen, etwa 9 km westlich von Wernersdorf an der Straße Wies—Wernersdorf—St. Katharina in der Wiel. Es bildet einen auffälligen Felsturm mit dem höchsten Punkt an der Kote 820, ÖSTERREICHISCHE KARTE 1 : 50.000 Blatt 206 Eibiswald, und fällt in einer steilen Felswand (etwa 60 m) gegen Süden ab. Die offenbar anstehende kompakte Gesteinsmasse ist in Schiefergneisen bis Glimmerschiefern eingeschaltet. Ein Blockfeld, teilweise mit Blöcken von mehreren Metern Durchmesser, folgt dem Bodenrelief und zieht sich den Hang nach Süden und Südwesten mehr als 100 Meter tief herab, während die Ausdehnung nach Osten geringer ist.

Das Vorkommen Hohl ist deshalb bemerkenswert, weil hier Metagabbro und Eklogitamphibolit im direkten Kontakt stehen und dadurch anzeigen, daß die beiden Gesteine durch dieselbe Metamorphose geprägt worden sind. Der Fuß der Felswand wird nämlich von Eklogitamphibolit gebildet und der Übergang dieses Gesteins in Metagabbro ist in der Felswand in einer Höhe von etwa 15 bis 20 Metern (WITTMANN) gegeben. Der Übergang kann aber auch an der Westseite im Gehänge beobachtet werden. Erhalten gebliebener Gabbro ist bis jetzt nicht gefunden worden.

Der Omphazit des Eklogitamphibolites hat bei $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca}) = 0,39$ erwartungsgemäß die Raumgruppe $P2/n$ entsprechend einer Temperatur unter 600°C , WALITZI & WALTER 1980, während der Na-hältige Diopsid des Metagabbros wegen des geringen Na-Gehaltes diese Raumgruppe nicht zeigen kann. Ausführliche Bearbeitung von Gestein und Mineralien dieses Fundpunktes mit chemischen Analysen physikalischen und Röntgenstrahlendaten zuletzt bei HERITSCH 1973.

Zur Genese kann angenommen werden, daß der zentrale Metagabbro (Na-hältiger Diopsid, Granat, Zoisit, Disthen, Quarz, vgl. Tab. 6) durch wasserdefizitäre Metamorphose, der randliche, dem zutretenden Wasser besser zugängliche Teil, (Basis der Felswand) unter genügendem Wasserzutritt zu Eklogitamphibolit (Granat, Omphazit, Hornblende, Zoisit, Quarz vgl. Tab. 6) metamorph umgebildet worden ist. Bei aller Gleichheit im Magmatyp sind aber offenbar die Eklogitamphibolite um einige Zehntel Prozent Na_2O -reicher als Gabbro und Metagabbro, HERITSCH 1973, RICHTER 1973.

Über die Beziehungen von Metamorphose und Wasserzufuhr orientieren die Abbildungen 5—8, über die Druck- und Temperaturverhältnisse ($500\text{—}600^\circ\text{C}$ und $6\text{—}8\text{ Kb}$, höhere Drucke sind möglich) bei der Metamorphose gibt Abb. 9 Aufschluß.

5. Steinbruch Fürpaß bei Wies

Eklogitamphibolit

Der Steinbruch Fürpaß liegt nur wenige hundert Meter östlich vom Fundpunkt Hohl. Das hier auftretende Gestein ist gegenüber dem Vorkommen Hohl ein sehr Hornblende- und Zoisit-reicher Typ des in der Koralpe weit verbreiteten (Gabbro und Metagabbro treten mengenmäßig stark zurück) Eklogitamphibolites (vgl. Tab. 5). Aus den Abb. 6—8 ist zu entnehmen, daß diese spezielle Ausbildung durch reichlichen Wasserzutritt während der Metamorphose zustande kommt. Außer einer Gesteinsanalyse liegen chemische Analysen von Granat ($\text{Alm}_{41}\text{Pyr}_{31}\text{Gross}_{21}\text{And}_5\text{Spess}_2$) und von Hornblende, die nach LEAKE 1978 zwischen Tschermakitischer und Edenitischer Hornblende steht, vor. Omphazit ist häufig in Symplektit umgewandelt; nach WALITZI & WALTER 1980 ist $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca}) = 0,33$, d. h. unter der Grenze von $0,34$ und liefert daher die Raumgruppe C_2/c .

Im linken hinteren Teil des Steinbruches ist eine quergreifende Kluft aufgeschlossen, die im wesentlichen Oligoklas (Kristalle mit mehreren Zentimetern Durchmesser, ohne entwickelte Kristallgestalt) führt; gelegentlich kommt auch ein brauner Epidot in Stengeln von mehreren Zentimetern Länge vor. Solche Klüfte können in Eklogitamphiboliten auch eine, vom Standpunkt des Sammlers, schöne Mineralführung aufweisen, wie z. B. die von ALKER 1975 beschriebene Kluft von Burgegg (Schwemmhäusl) bei Deutschlandsberg mit Albit, Chlorit, Ilmenit, Anatas, Rutil, Titanit, Axinit, Calcit, Prehnit, Zoisit, Turmalin und Quarzkristallen bis zu 80 cm Länge.

Literatur: Siehe HERITSCH, H.: Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 41, 9—44, Graz 1980.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Haymo HERITSCH, Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz, Österreich.