

Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralpenkristallins südlich von Soboth/Steiermark–Kärnten (Raum Hühnerkogel–Laaken)

Von Georg KLEINSCHMIDT und Ulrich RITTER

Mit 20 Abbildungen

ABSTRACT

The basement rocks of the southern Koralpe (Austria) consist of an upper „mica schist group“ and a lower „gneis group“. The largest part of the mica schist group contains a typical rock assemblage of marbles, characteristically deformed mica schists, serpentinites, and Mn-quartzites and can therefore be correlated to the „Plankogel Serie“ of the Saualpe.

Within the gneiss group „schiefer-gneisses“, which show no indications of postcrystalline deformation, are separated by blastomylonitic gneisses into an upper and a lower part. These often kyanite-bearing blastomylonitic gneisses are similar to kyanite-flaser gneisses from the Saualpe and to the „Plattengneise“ (platy laminated gneisses) of the central Koralpe.

Pre-Variscan medium grade/high pressure metamorphism is overprinted by Variscan low-medium grade/low pressure metamorphism.

Chloritization might have been caused by Alpine metamorphic influence. There is however no evidence of diaphthoresis due to Alpine overthrusting.

I. EINFÜHRUNG

Lage des Arbeitsgebietes

Das oberostalpine (sensu TOLLMANN 1963: mittelostalpine) Kristallin taucht ostwärts unter die vorwiegend tertiäre Sedimenthülle des pannonischen Beckens ab. Einer dieser östlichsten Kristallinkomplexe der Alpen ist die Koralpe, die Grenze zwischen Kärnten und der Steiermark bildend.

Dieser Kristallinblock zeigt nicht nur hinsichtlich seiner Morphologie (Nord–Süd-Erstreckung ca. 40 km; Ost–West ca. 20 km; Seehöhe ca.

2100 m; steile West-, flache Ostabdachung; im großen sanfte Formen, im Detail auch schroffe Zertalung), sondern auch geologisch-tektonisch und petrographisch große Ähnlichkeiten mit der westlich benachbarten, durch das Lavanttal getrennten Saualpe.

Die Saualpe ist in den vergangenen Jahren geologisch und petrographisch sehr genau untersucht worden (abschließende Zusammenfassung zahlreicher Einzelarbeiten: PILGER et al. 1975). Es lag daher nahe, insbesondere die gut entschleierte, schwächer metamorphe Bereiche der Saualpe, die lange Zeit als Diaphthoreszone galten, mit der Diaphthoritzone der Koralpe (KIESLINGER 1926) zu vergleichen. Dort setzte daher die Neuaufnahme der südlichen Koralpe (Blatt 207, St. Paul) an, unmittelbar nördlich der österreichisch-jugoslawischen Staatsgrenze, südlich der Ortschaft Soboth. Die hier vorgelegten Ergebnisse umfassen ein ca. 25 km² großes Gebiet beiderseits der Kärntner-Steirischen Landesgrenze; im Westen begrenzt vom Süden des Koralkopfhauptkammes (Koglereck-Hühnerkogel), im Süden vom Grenzkamm gegen Jugoslawien (Hühnerkogel-Laaken), im Nordwesten von der neuen Sobother Bundesstraße (B 69), im Nordosten und Osten vom Feistritzbach und dessen Zufluß im Laakengraben (siehe Nebenkarte auf Abb. 1).

Bisherige Arbeiten (Auswahl)

Aus dem Koralkopfkristallin liegt eine ganze Reihe ausgezeichneter Beobachtungen und Ergebnisse vor:

vor allem KIESLINGER (1926, 1927a, 1928a; mit älterer Literatur), H. BECK et al. (1929, geol. Karte 1:75.000),

zahlreiche Aufnahmeberichte von BECK-MANNAGETTA, die in zusammenfassende Darstellungen münden (z. B. 1954, 1958, mit Karte, 1970, 1975a, mit Karte),

sowie mehrere petrologische Arbeiten von H. HERITSCH und Mitarbeitern (vorwiegend Eklogit-Problematik, z. B. 1973).

Speziell unser Arbeitsgebiet betreffen lediglich die Arbeiten KIESLINGERS (1926–1928 cum lit.) und dessen Anteil an der Karte (Blatt Unterdrauburg) von H. BECK et al. (1929). Aus dem benachbarten jugoslawischen Metamorphikum (bes. Bachern) sind aus jüngerer Zeit die Arbeiten von Frau HINTERLECHNER-RAVNIK (1971, 1973) zu nennen.

Geologische Übersicht

Wie schon aus den genannten älteren Karten hervorgeht, besteht das Arbeitsgebiet fast ausschließlich aus regionalmetamorphen Gesteinen mittleren Metamorphosegrades, die man einer „Gneisgruppe“ (unten) und einer „Glimmerschiefergruppe“ (oben) zuordnen kann. Der Übergang zwischen beiden ist sehr unscharf. Auf Einzelheiten und genauere Unterschiede gehen wir später ein.

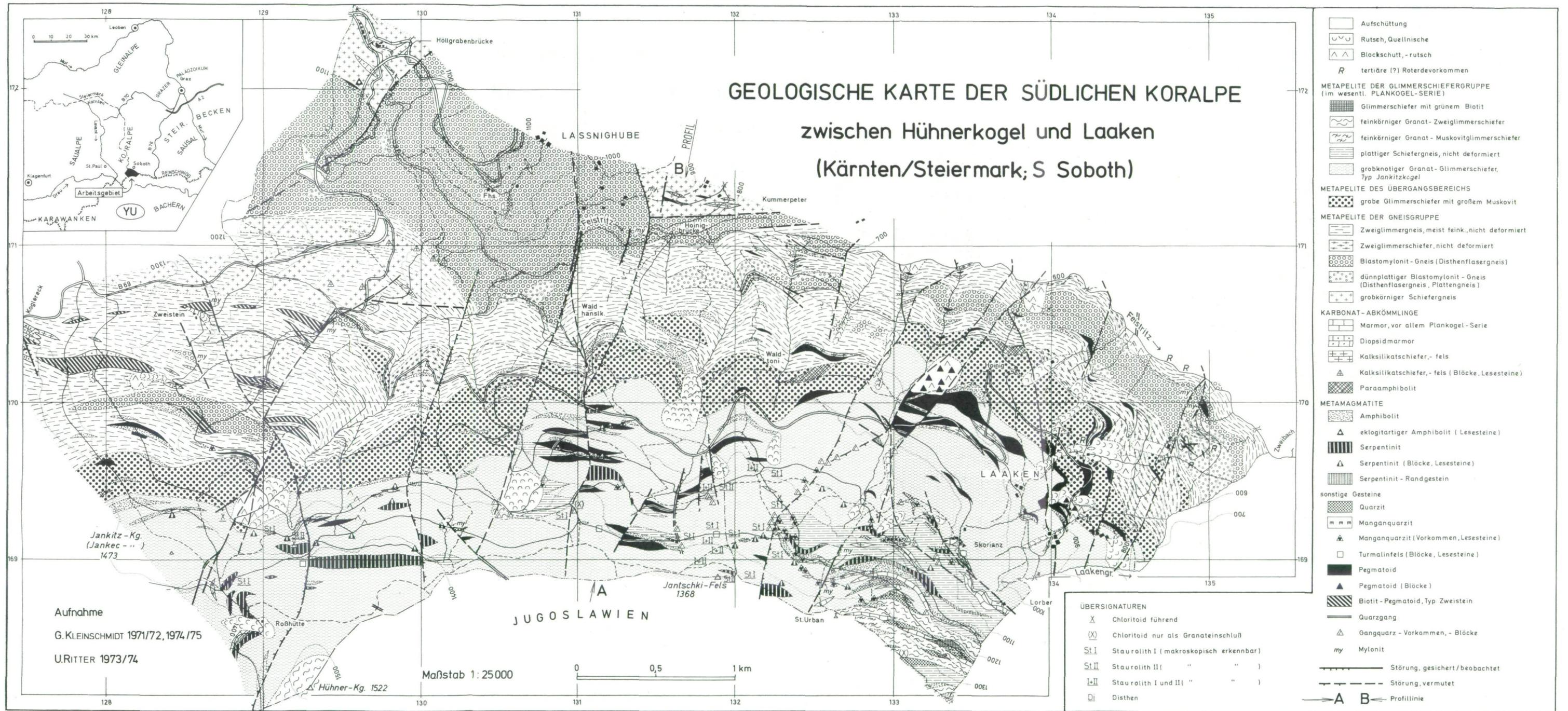


Abb. 1

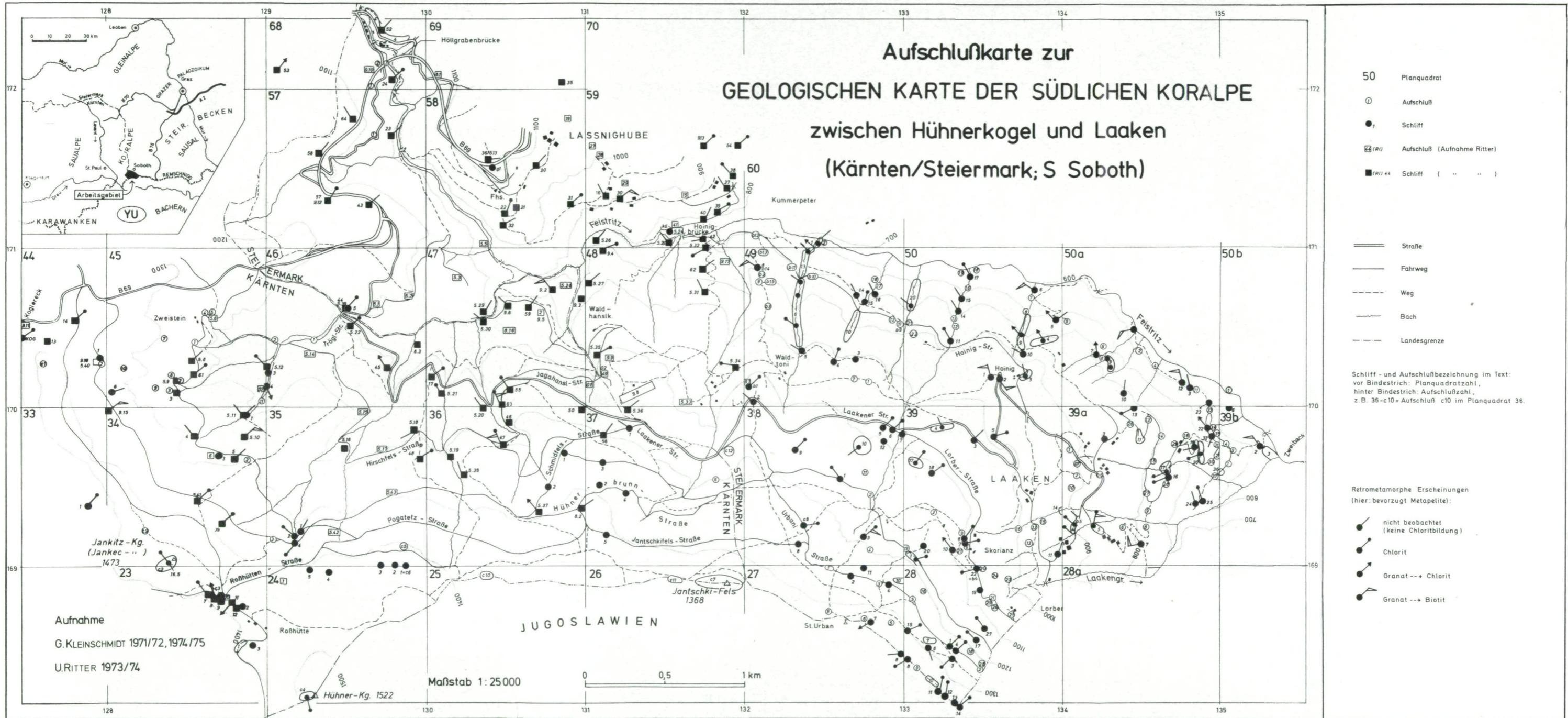


Abb. 2

Die Glimmerschiefergruppe besteht im wesentlichen aus der charakteristischen „Plankogelserie“, in der Glimmerschiefer dominieren. In ihrem Hangenden schließt eine Folge unterschiedlicher Glimmerschiefer an, die vermutlich weiteren (zwei?) Serien angehören.

Die Gneisgruppe läßt sich im Arbeitsgebiet provisorisch dreigliedern: in eine obere Schiefergneisserie mit vorherrschend Gneisen, die jedoch sehr glimmerschieferartig erscheinen; in eine grobglimmerigere untere Schiefergneisserie und dazwischen, teilweise sich mit beiden Schiefergneisserien verzahnend, die Gneise der Blastomylonitserie.

„Gneis“ wird hier aus praktischen Gründen im Sinne des Symposions (1962, FRITSCH et al. 1967) gebraucht, obwohl nur wenige unserer „Gneise“ ein gneisiges Gefüge (WENK 1963) aufweisen.

Mengenmäßig untergeordnet sind in diese Matrix aus Tonabkömmlingen Linsen oder Linsenzüge verschiedenster Edukte eingelagert: vor allem Marmore, Metabasite und Meta-Ultrabasite, aber auch Quarzite und Pegmatoide, wobei Materialwechsel und generelles „s“ meist flach nach Süden fallen.

Jüngere Ablagerungen sind flächenmäßig nicht unbedeutend. Wohl holozäne Bildungen finden sich in manchen Quellgebieten der Bäche (Abb. 1: Quellnischen und Rutsche). In das Pleistozän dürften die weit verbreiteten und praktisch nicht abgrenzbaren Solifluktionbereiche gehören. Nur wenn sie auffällig viel Blockwerk führen, sind sie besonders dargestellt. Allerdings ist eine Trennung von möglicherweise holozänen, leicht überwachsenen Blockhalden an Steilhängen nicht möglich gewesen. Diese z. T. mit Blöcken übersäten Solifluktionbereiche verschleiern die Kristallingeologie weithin in den schwächer geneigten Teilen des Gebietes über 900–1000 m, besonders im Süden und im Südwesten.

Roterdebildungen im Ostteil des Gebietes lassen erkennen, daß überdies mit tertiären Verwitterungsbildungen (vgl. THIEDIG 1970) zu rechnen ist.

Daraus geht hervor, daß die Aufschlußverhältnisse keineswegs gut sind. Felsbildungen sind praktisch nur in Kammlagen oder an den schroffen Taleinschnitten unterhalb ca. 900 m Seehöhe zu erwarten. Kontinuierliche Aufschlüsse lieferten nur die Bachrisse unterhalb 900 m sowie für kurze Zeit der Neubau der Bundesstraße 69. Die geologischen Grenzen sind außerhalb dieser Bereiche dementsprechend unsicher.

Arbeitsweise

Das Arbeitsgebiet wurde flächenhaft so genau wie möglich im Maßstab 1:10.000 kartiert (z. T. als Diplomarbeit: RITTER 1975). Interpolation war nur in einigen unbeherrschbaren Abschnitten des Feistritzgrabens notwendig. Die makroskopische petrographische Bestandsaufnahme wurde durch gut 300 Dünnschliffe überprüft (Prozentangaben im folgenden Text jeweils auf fünf auf- oder abgerundet).

Während der Aufnahmestätigkeit wurde eine Gliederung des Gesteinsinhalts in Serien¹⁾ an Stelle einer Stratigraphie durchgeführt und fortwährend verbessert. Mit dieser Gliederung ließen sich in Kombination mit Luftbildauswertung Bruchlinien, wo sie nicht direkt nachweisbar waren, aufspüren. Kartierung, kleintektonische Aufnahmen und Mikroskopie liefern so die Grundlage für weitere Untersuchungen.

II. DIE GESTEINSFOLGE DES KRISTALLINS

1. Die Glimmerschiefergruppe

Allgemeine und eindeutige Kennzeichen der Glimmerschiefergruppe gegenüber der Gneisgruppe sind, außer den unterschiedlichen Feldspatgehalten der namengebenden Hauptgesteine, nur schwer anzugeben. Am faßbarsten sind die Beobachtungen an den Marmoren der beiden Gruppen: Die unreinen Marmore der Glimmerschiefergruppe führen so gut wie keinen Diopsid bzw. Salit, dagegen ist er in den Marmoren der Gneisgruppe fast regelmäßiger und häufiger Gemengteil. Außerdem ist eine Korngrößenzunahme in Richtung Liegendes am ehesten bei den Marmoren ablesbar (Glimmerschiefergruppe: Kalzit-Ø im Mittel 0,6 mm; Gneisgruppe/untere Schiefergneisserie: Kalzit-Ø im Mittel 1 mm).

Chloritoid ist auf die Glimmerschiefergruppe beschränkt (nicht dagegen Staurolith und Disthen). Eklogitartige Gesteine fehlen in der Glimmerschiefergruppe; sie erscheinen erst im tiefsten Anteil des hier besprochenen Kristallins. Auffällige Granatführung und (postkristalliner) Durchbewegungsgrad sind keine Kriterien für die Gruppenzugehörigkeit, sondern Kennzeichen mancher Gesteine.

1.1. Gesteine höherer Serien

(im Hangenden der Plankogelserie)

Die Gesteine dieser Kategorie treten nur im äußersten Süden des Arbeitsgebietes auf: am Hühnerkogel und südlich von Laaken. Sie sind lediglich durch ihre Position im Hangenden der Plankogelserie (1.2.) charakterisierbar. Eine genauere Aufgliederung oder Zuordnung, z. B. zu entsprechenden Serien der Saaualpe (WEISSENBACH 1975a), ist wegen der geringen flächenmäßigen Verbreitung diesseits der Staatsgrenze nicht möglich.

¹⁾ Der Begriff „Serie“ wird hier entgegen den Vorschlägen von biostratigraphischer Seite (z. B. LUTIG 1970) für (pro-)stratigraphisch benutzbare Komplexe oder Einheiten im Kristallin bewußt weiter benutzt. Er ist in diesem Sinne alteingeführt und geradezu eine Arbeitsmethode im Kristallin, analog der Methode der Leitschichtenpartien PILGERS (1952).

1.1.1. Glimmerschiefer mit grünem Biotit.

Dieses Gestein erscheint, leicht verrutscht, lediglich im Südostzipfel des Gebietes (28-3, 28-4²⁾). Es glänzt grünlich-grau, ist feinkörnig und wellig-dünnschiefrig, erinnert stark an „phyllitische Glimmerschiefer“ der epizonalen Phyllitgruppe der südlichen Saualpe (KLEINSCHMIDT et al. 1975).

Gesteinszusammensetzung:

Schliff-Nr.	28-3	28-4
Quarz	55 %	40 %
Plagioklas	5 %	20 % (An = 25)
Muskovit	20 %	10 %
grüner Biotit	25 %	25 %

den Rest bilden:

Mg-Prochlorit und grüner Turmalin in beiden, Granat im ersteren, Erz und Apatit im letzteren Schliff.

Sämtliche Minerale sind undeformiert, nur wenige Muskovite sind leicht gebogen.

Auf Grund des Gesamteindrucks, aber vor allem auf Grund des grünen Biotits ist das Gestein fremd und gering metamorph (HALL 1941, KWAK 1968) gegenüber den anderen Metapeliten des Arbeitsgebietes. Lediglich der Anorthitgehalt der Plagioklase rechtfertigt es, dies Gestein in die Glimmerschiefergruppe zu stellen. Es dürfte aus einem seichteren Niveau als die umgebenden Gesteine stammen und hier postkristallin eingefaltet sein. Auf der Südabdachung der Koralpe („Kobansko“) erscheinen ebenfalls Glimmerschiefer mit grünem Biotit; sie führen dort allerdings Staurolith und können daher nicht völlig unserem Gestein entsprechen (HINTERLECHNER-RAVNIK 1973: 263).

1.1.2. Feinkörniger Granat-Zweiglimmerschiefer

Dieser Granat-Zweiglimmerschiefer bildet das Hauptgestein im Hangenden der Plankogelserie (1.2.). Der Zusatz „feinkörnig“ soll ihn nur relativ von den grobknotigen Glimmerschiefern der Plankogelserie (1.2.1) abgrenzen; verbogene Glimmer-xx erreichen durchaus Durchmesser von 2 mm, Granat ist trotz 5 mm Ø meist unauffällig.

Die Gesteine gleichen den Typen der „Oberen Granatglimmerschiefer“ der Saualpe (WEISSENBACH 1975a). Manche Partien sind allerdings petrographisch kaum von den Glimmerschiefern der Plankogelserie zu unterscheiden.

²⁾ Aufschluß- und Schliffbezeichnungen:

Zahl vor Bindestrich: Bezeichnung des Planquadrats (siehe Abb. 2), Zahl hinter Bindestrich: Bezeichnung des Aufschlusses/Planquadrat.

Schliff:	28-8	28-14
Quarz	30 %	25 %
Muskovit I, verbogen, Ø bis 1,5 mm	10 %	25 %
Serizit (in Haufen) und Muskovit II.	30 %	25 %
Biotit I, verbogen, Ø bis 1 mm, + II, Ø bis 0,2 mm	20 %	5-10 %
Granat, soweit erkennbar: (110)	10 %	5 %
Mg-Prochlorit (quer)	+	5 %
Staurolith, fein, in Flasern, in Serizit	+	5-10 %
Disthen, fein, in Flasern, in Serizit	+	+

Chloritoid als Granateinschluß im ersteren Schliff. Dazu gelegentlich Turmalin und Apatit.

U. d. M. bestätigt sich der makroskopische Befund: Es handelt sich praktisch um Blastomylonite, besonders gut kenntlich an den deformierten Glimmern der ersten Kristallisation.

1.1.3. Feinkörniger Granat-Muskovitglimmerschiefer

Gegenüber dem Granat-Zweiglimmerschiefer (1.1.2) ist diese Abart nahezu biotitfrei und quarzreicher. Das einzige Vorkommen östlich der Kirche St. Urban (27-7) enthält außerdem schmale quarzitisches und kalksilikatische (Hornblende!) Lagen.

Schliff 27-7c:

60 % ausgewalzter, undulöser und suturierter, in Subkörner zerlegter Quarz; 5 % Feldspat; 15 % großer deformierter Muskovit I; 5 % rekristallisierter Muskovit II; 5 % Serizithaufen; 10 % Granat; dazu wenig Biotit, verschiedene Chlorite (z. T. aus Granat), Staurolith und Turmalin.

1.1.4. Quarzit

Geringmächtige und kartenmäßig nicht darstellbare Lagen gewöhnlichen, hellen Quarzits sind im gesamten Arbeitsgebiet in unterschiedlicher Häufigkeit vertreten. Kartierbare Mächtigkeit und Häufigkeit erlangen sie aber nur im Hangenden der Plankogelserie (1.2.) und in deren höheren Abschnitten. Die weite Verbreitung quarzitischer Gesteine zwischen Jankitzkogel und Koglereck, wie KIESLINGER (H. BECK et al. 1929) sie angibt, kann nicht bestätigt werden.

Das Kristallisations-Deformations-Verhältnis entspricht dem der benachbarten Glimmerschiefer und Gneise.

Beispiel u. d. M. (Schliff 28-15): über 90 % mäßig verzählter, undulöser und in Subkörner zerlegter Quarz, 5 % Muskovit, dazu wenig Chlorit, Biotit, Granat, Turmalin und gerundeter Zirkon.

Die weiteren Einlagerungen im Hangenden der Plankogelserie (1.2.) sind unbedeutend und werden petrographisch dort besprochen, wo sie eine größere Verbreitung erlangen: plattige Schiefergneise und Marmore im Rahmen der Plankogelserie (1.2.2. und 1.2.4) und Amphibolite innerhalb der Gneisgruppe (3.1.5.). Kurz erwähnt sei hier lediglich eine Linse eines merkwürdigen, blastomylonitischen Biotitgneises unmittelbar an der Staatsgrenze (Ordinate 132). Makroskopisch ist er

im Unterschied zum umgebenden Glimmerschiefer von mm-großen Feldspäten hell gesprenkelt; großer Biotitreichtum läßt das Gestein dennoch dunkel erscheinen. Mikroskopisch erinnert dieser Gneis an die tieferen Blastomylonit-Gneise (3.2.); daher dieselbe Signatur.

Schliff 27-8b:

eckige, zerbrochene, z. T. verbogene Feldspäte, An 35, Ø 1 mm: (Feldspäte bilden keine von den s-Flächen umschlossenen Augen, keine Rekristallisationspolygonisation, z. T. Verdrängung durch Biotit. Die meisten Feldspäte sind verzwillingt - Albit- und/oder Periklingsetz. Unter den unverzwillingten Feldspäten könnte Mikroklin sein. Für K-Feldspat spricht, daß der Biotit den Feldspat z. T. verdrängt; welche Minerale sonst an dieser Reaktion beteiligt sind, ist nicht erkennbar.)	40 %
stark deformierte, große Biotite (I), Knickbänder, z. T. mit Sagenit, Ø bis 3 mm; Biotit (II), nicht deformiert, grünlich, Ø bis 0,5 mm	40 %
Muskovit, (I) = deformiert, (II) = undeformiert	5 %
Disthenfasern	5 %
auffällig viel grüner Turmalin	5 %
untergeordnet Granat (110), Quarz, zusammen:	5 %

1.2. Die Plankogelserie

Die 300 bis 400 m mächtige Plankogelserie umfaßt den gesamten Süden des Arbeitsgebietes auf ca. 1 km Nord-Süd-Breite zwischen Jankitz- und Hühnerkogel im Westen und der Ortschaft Laaken im Osten. Sie ist reich an auffallenden und sonst seltenen Gesteinen (besondere Glimmerschiefer, Serpentine, Manganquarzit) und daher im Glimmerschieferbereich der Muralpen die am besten und am leichtesten charakterisierbare Serie. Sie wurde benannt und definiert nach dem Plankogel bei Hüttenberg/Saualpe (FRITSCH 1962, CLAR et al. 1963), schon früher ausführlich beschrieben (ANGEL et al. 1953, CLAR & MEIXNER 1953) und kürzlich in der Koralpe vollständig nachgewiesen (KLEINSCHMIDT 1975).

Die eigenartige Gesteinsgemeinschaft setzt eine besondere und bisher nicht geklärte Genese der Plankogelserie voraus (Subduktionszone?: PILGER 1975: 144, dazu LOESCHKE 1974, 1975). Sie wird daher ein Schwerpunkt weiterer Untersuchungen sein.

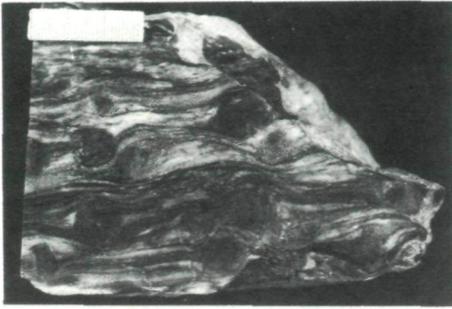
1.2.1. Grobknotiger Granat-Glimmerschiefer (Typ Jankitzkogel)

Grobknotiger Granat-Glimmerschiefer ist praktisch die Matrix der Plankogelserie. KIESLINGER (1926) beschreibt ihn als Typus „Jankec-(= Jankitz-)Kogel“ und gibt seine Verbreitung kaum zu weit an (H. BECK et al. 1929). Er gleicht völlig dem (Staurolith-)Granatglimmerschiefer vom Plankogel/Hüttenberg (CLAR & MEIXNER 1953, FRITSCH & MEIXNER 1964).

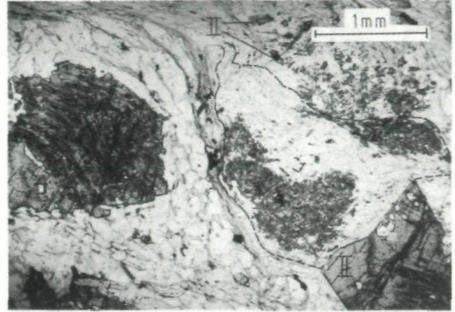
Wesentliches Merkmal sind die zahlreichen bis 3 cm, im Mittel 1 cm großen Granatblasten mit des öfteren erkennbaren Flächen (110) (Abb. 3). Es lassen sich weitere Typen makroskopisch auseinanderhalten, die lediglich der schlechten Aufschlußverhältnisse wegen nicht auskartierbar waren und z. T. durch Übersignaturen angegeben werden:

1. mit bis über cm-großen, schwarzen Staurolithen (I), wie Plankogel! (Abb. 4),
2. mit kleinerem, honigbraunem Staurolith (II), gelegentlich beide Staurolithe nebeneinander erkennbar (Schliff 35-4; Abb. 4),
3. Chloritoidführung, z. T. bis 2 mm groß; (auch am Plankogel),
4. Graustreifigkeit durch Graphitgehalt,
5. Quarzreichtum, in s-parallelen Gängchen und um die Granate herum angereichert, Härtlinge bildend (Schliff 38-5).

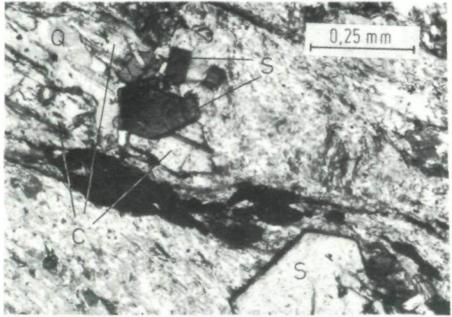
-
- Abb. 3: Grobknotiger Glimmerschiefer der Plankogelserie („Typ Jankitzkogel“), Aufschluß 24-Ri1. Große Granate von Quarz-Glimmer-Gefüge umflossen (Quarz = hell).
- Abb. 4: Grobknotiger Glimmerschiefer der Plankogelserie („Typ Jankitzkogel“), Schliff 38-c8/1: Staurolith I mit gefältelem graphitischem si: Mitte links und rechte untere Ecke; Staurolith II, klar, idiomorph: rechts unten um Staurolith I und kleiner Mitte oben („II“); Disthenfasern in Serizithülle: etwa Mitte rechts (nachgezogen). 1 Nicol.
- Abb. 5: Grobknotiger Glimmerschiefer der Plankogelserie („Typ Jankitzkogel“), Schliff 35-2: Chloritoid und Staurolith im Gleichgewicht: C = Chloritoid (Zwillingsstreifung), S = Staurolith II (idiomorphe Querschnitte), Q = Quarz, sonst vor allem Serizit/Muskovit + Erz. Nicols x.
- Abb. 6: Marmor der Plankogelserie, Aufschluß 28-19 (zwischen Lorber und Skoranz, Laaken-Oberdorf): Bänderung und liegende Isoklinalfalten.
- Abb. 7: Pegmatoid-Boudins in Marmor der Plankogelserie, isoklinale Falten. Aufschluß 28-21, b. Lorber.
- Abb. 8: Marmor der Plankogelserie, Schliff 28-19a: Kalzit-xx, z. T. stark verzwillingt („Knickbänder“), z. T. leicht verbogen (links unten, Mitte). 1 Nicol.
- Abb. 9: Marmor der Plankogelserie, Schliff Re 15 (Rothwein): Deformationserscheinungen: Druckzwillinge/Knickbänder (unten), Verbiegung der Zwillingslamellen (oben), starke Deformation führt schließlich zur Rekristallisation (kleinere xx vor allem Mitte), Nicols x.
- Abb. 10: Meta-Ultrabazit der Plankogelserie, Schliff 23-3: Etwa Mitte: Olivin (Forsterit, hohes Relief), z. T. Serpentinisierung (Maschenstruktur), Mitte rechts: Grammatit (strahlig), sonst vorwiegend Serpentin + Erz (opak). Nicols x.
-



3



4



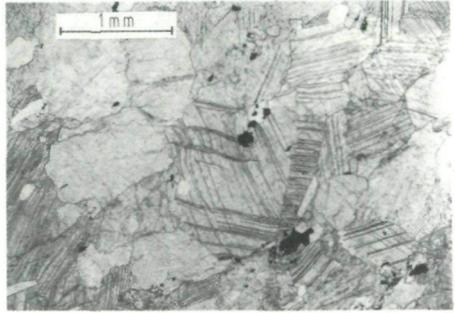
5



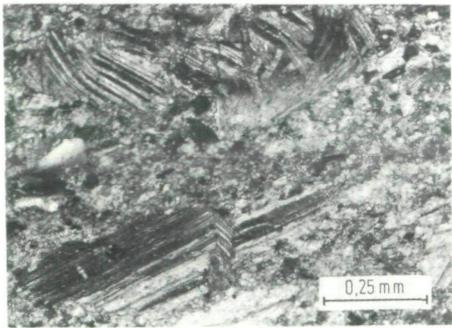
6



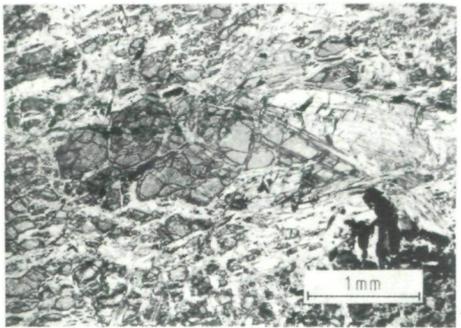
7



8



9



10

Schliff:	Plankogel	38-c8/1	35-4	38-5
	(Hüttenberg)	%	%	(Normaltyp) %
Quarz	15	35	20	45
Muskovit I, deformierte, größere xx	10	15	30	20
Serizit (Häufen, aus Staurolith und/oder Disthen, rekrist. zu Muskovit II)	40	10	40	10
Biotit	—	—	—	+
Granat (oft mind. 2 Generationen, z. T. an 1 x, z. T. in Form verschiedener xx)	5	5	5	10
Staurolith I (bis cm-groß, zerbrochen, teils zersetzt, mit graphitischem si)	15	25	5	—
Staurolith II (mm-groß und kleiner, klar, auch in Flasern)	5	5		
Chloritoid (frei und in Granat)	—	+	+	—
Disthen (in Flasern, auch ± verbogene Einzel-xx: I/II?)	5	+	—	10
Chlorit (meist Mg, meist aus Staur., auch aus Granat)	5	5	+	+
Opaksubstanz	+			+

Biotit fehlt im Unterschied zu den hangenden Glimmerschiefern fast vollständig. Die Kristallisations-Deformations-Verhältnisse sind ähnlich kompliziert wie dort, und das Gestein muß ebenfalls als Blastomylonit bezeichnet werden. Postkristallin deformiert und zum Teil rekristallisiert sind: Muskovit (I), Staurolith (I), Granat, Disthen. Chloritoid bildet sich teilweise direkt auf Kosten von Staurolith (I), teils aber auch erst nach dessen Zerfall zu Serizit (+Chlorit), z. T. gleichzeitig und im Gleichgewicht mit Staurolith (II) (Schliffe 35-4, 35-8; Abb. 5). Die Bildung von Staurolith (II) mag z. T. auch etwas später als die Chloritoidbildung einsetzen (Schliff 34-RiJ9).

Chloritbildung auf Kosten von Granat kommt vor, ist aber im Vergleich zur Bildung auf Kosten von Staurolith und vielleicht auch Biotit selten (z. B. nördlich der Roßhütte). Disthenführung ist in den tieferen Partien offenbar verstärkt (z. B. 38-5, Jankitzkogel).

1.2.2. Plattiger Schiefergneis (postkristallin nicht deformiert)

Der plattige Schiefergneis innerhalb der Plankogelserie ist ein unscheinbares, schmutzig-graues Gestein, das vor allem im Bereich von Laaken (Oberdorf) einigermaßen verbreitet ist. Auch in der hangenden Serie tritt dieser Gesteinstyp dort auf. Da das Gestein keine Klippen bildet, sondern eher zur Verwitterung neigt als die übrigen Gesteine der Plankogelserie, ist nicht auszuschließen, daß seine Verbreitung im Westen des Gebietes bedeutender ist, als auf der Karte angegeben ist.

Der plattige Zerfall des Gesteins ist bedingt durch die relativ engständige und ebene Art der Schieferung, was wiederum durch

Fein- und Gleichkörnigkeit (Granat bis 2 mm Ø, Glimmer bis 1 mm Ø) begründet ist.

Eine völlige Entsprechung scheint dieser Schiefergneis am Plankogel/Saualpe nicht zu besitzen. Etwa vergleichbar ist ein Biotitschiefer, der aber genau so in unserem Gebiet seltener anzutreffen ist (z. B. in 39a-4).

Daß es sich um einen Gneis handelt, ist erst u. d. M. zu erkennen (Schliffe 36-Ri5.37 und 38-3): 40-50 % Quarz, gut 20 % unverzwillingter Feldspat (in anderen Schliffen sehr viel mehr, aber auch gelegentlich weniger), 20-30 % Muskovit, z. T. Serizit, 10 % Biotit; dazu untergeordnet Granat, Chlorit, Turmalin und akzessorisch Zirkon.

Im Gegensatz zum Hauptgestein der Plankogelserie ist dieser Schiefergneis postkristallin weitgehend undeformiert.

1.2.3. Manganquarzit

Der Nachweis des Manganquarzits lieferte im Verein mit den bereits bekannten Gesteinen das Hauptargument für die Existenz der Plankogelserie in der südlichen Koralpe (KLEINSCHMIDT 1975). Im Arbeitsgebiet wurde er fast ausschließlich in mehr oder weniger stark hangabwärts gewanderten Lesesteinen gefunden. Lediglich nördlich St. Urban scheint er praktisch aus dem Anstehenden herauszuwittern (Häufung der Fundstücke). Auch auf der Kärntner Seite des Arbeitsgebietes konnte er inzwischen in etlichen Stücken nachgewiesen werden.

Offenbar ist er in unserem Arbeitsgebiet auf den höheren Anteil der Plankogelserie beschränkt, was für die Saualpe nicht zutrifft.

Petrographisch besteht er nach KLEINSCHMIDT (1975; Einzelheiten siehe dort) aus meist scharf gegeneinander abgegrenzten, quarz- bzw. granatreichen (Almandin-Spessartin) mm-starken Lagen, und zwar durchschnittlich aus 60 % Quarz und 36 % Mangangranat. Dazu kommen Chlorit, opakes Erz und sehr wahrscheinlich dannemoritische Amphibole.

Neuerdings wurden in der Koralpe Mangananreicherungen auch außerhalb der Plankogelserie in einem wesentlich tieferen Quarzitniveau bei der Weinebene und westwärts davon gefunden (MEIXNER 1975 bzw. BECK-MANNAGETTA 1975b). Abgesehen von der Position im Kristallprofil spricht hier das Fehlen von Ultrabasiten gegen eine Parallelisierung mit der Plankogelserie. Hauptmanganträger sind auch dort zunächst kleine spessartinhaltige Granate, die innerhalb des Quarzits gelbe oder rosa Lagen und Aggregate bilden. Hinzu kommen wie in der südlichen Koralpe optisch positive, u. d. M. farblose Amphibole (= Dannemorit?). Von den auffälligen Manganmineralen der Plankogelserie/Saualpe, Rhodonit und Pyroxmangit (KORITNIG 1972), wurde an der Weinebene nur Rhodonit nachgewiesen (MEIXNER 1975); in unserem Arbeitsgebiet konnten wir diese Minerale bisher nicht auffinden.

1.2.4. Marmor

Marmorlinsen und -linsenzüge sind vor allem in den oberen Teil der Plankogelserie eingestreut, so im Westen südwestlich der Roßhütte (23-1)

und vor allem im Osten in und oberhalb von Laaken, wo zwischen den Gehöften Lorber und Skoriansz sogar ein Steinbruch bestand (28–19). Im Osten sind die Marmorzüge regelmäßig mit Amphiboliten und Quarziten verknüpft, mehrfach übereinandergeschaltet und reichen bis in die hangende Serie hinauf.

Im tieferen Anteil der Plankogelserie sind Marmore seltener und kleiner (z. B. 35–Ri5.43).

Die mittelkörnigen Marmore (\varnothing bis 2 mm, im Mittel 0,6 mm) sind meist hell, oft grau/weiß etwa im cm-Bereich durch lagenweise verstärkt auftretende Sulfidbeimengungen (Kupferkies, Pyrit) gebändert (Abb. 6). Diese Bänderung ist, wie man in größeren Aufschlüssen erkennen kann (23–1, 28–19 = Abb. 6), in liegende Falten gelegt.

Als weiteres Merkmal sind die meisten unserer Marmore der Plankogelserie mit kleinen Pegmatoid-Boudins gespickt (Abb. 7). Das ist am *locus typicus* der Plankogelserie weniger oft zu beobachten; andererseits sind die Marmore dort mächtiger und häufiger. KIESLINGER (1926: 14) hat diese Boudins als Gerölle eines tieferen Kristallins aufgefaßt, die Marmore selbst als „eingefaltete (paläozoische?) Kalke“ (1926, 1927b, H. BECK et al. 1929). Das trifft in diesem Sinne für das Arbeitsgebiet (genauso wie für die Plankogelserie bei Hüttenberg) nicht zu, und auch ostwärts erscheinen innerhalb der Plankogelserie die gleichen Marmore, oft durch Pegmatoidverunreinigt, immer wieder, besonders gut aufgeschlossen auf jugoslawischem Gebiet (im Feistritzgraben, Arbeitsgebiet P. MIOČ und A. HINTERLECHNER-RAVNIK), aber dann auch wieder auf der steirischen Seite im südlichsten Rothwein.

Anders erscheint erst der Marmor im Steinbruch westlich von St. Lorenzen ob Eibiswald: zwar gleichen einige Partien darin durchaus unserem Plankogelmarmor, doch ist das ganze Vorkommen dort so stark tektonisiert, daß Teile davon wie ein relativ feinkörniger, dunkler Kalk erscheinen. Überdies enthält dieser Marmor tatsächlich Gerölle (KIESLINGER 1926: 12 f.), deren sedimentogener oder tektonogener Charakter erst noch zu klären ist. Jedenfalls ist auch dieses Karbonatvorkommen Bestandteil der Plankogelserie, wie die Begleitgesteine (u. a. Manganquarzit) beweisen (KLEINSCHMIDT 1975).

Schliffe 28–1a und 28–19a:

90–95 % Kalzit, bis 5 % Quarz, Rest: Zoisit, Hellglimmer, Sulfid.

In anderen Schliffen unreinerer, kleinerer Marmore sind außerdem Phlogopit (39–1, 39–1a), brauner Turmalin (39–1), Mg-Chlorit und Grammatit (39–1a), Talk (28–b4) und Titanit (28–1b) enthalten. Im Schliff 28–22III (mit nur 50 % Kalzit eigentlich kein Marmor, sondern eher ein Kalksilikatgestein) erscheint der einzige Diopsid innerhalb der Plankogelserie unseres Gebietes. Die Kalzit-xx sind fast stets verzwillingt und mehr oder weniger deutlich miteinander verzahnt. Eine Ausnahme sieht man im Schliff 28–b4 mit granoblastisch-polygonalen und nur selten verzwillingten Kalzit-xx. In einigen Schliffen weisen die Kalzite zusätzliche Deformationskennzeichen auf (Verbiegungen der Zwillingslamellen, Knickbänder, Zweiachsigkeit; Abb. 8, 9).

1.2.5. Kalksilikatgesteine

Die Kalksilikatgesteine der Plankogel- wie auch der anderen Serien sind im Gelände nur schwer von plattigen Glimmerschiefern oder Gneisen zu unterscheiden, gelegentlich sind sie durch Karbonatführung (Löcherigkeit!) oder unregelmäßig krustenartige Lagen von Hessonit (28–22) kenntlich. Bei Hornblendeführung gehen sie in Paraamphibolite über (siehe unten: 2.2.).

Die unscheinbaren Gesteine bilden keine ausgedehnten Vorkommen. Naturgemäß sind sie häufig den Marmoren im Streichen oder stratigraphisch benachbart. In der Plankogelserie sind sie daher im Laakener Raum am verbreitetsten.

Beispiele:

	Kalk- silikat- schiefer (glimmer- quarzit- artig)	Kalk- silikat- fels (mit Hessonit)
Schliff	39–5	28–22VI
Quarz	60 %	15 %
Feldspat (unverzwillingt, polygonal)	—	50 %
Biotit	5 %	—
(Klino-)Zoisit	35 %	10 %
Granat (wohl Hessonit)	+	5 %
Tschermakit	—	15 %
Titanit	—	5 %
Chlorit	—	+

1.2.6. Serpentinitt und Serpentinitt-Randgesteine

Meta-Ultrabasite (im wesentlichen Serpentinite und ihre Randgesteine) sind neben den Manganquarziten und typischen Glimmerschiefern das dritte Leitgestein für die Plankogelserie (CLAR & MEIXNER 1953, CLAR et al. 1963). Auch im Koralmblock sind Serpentinite und Verwandte auf die Plankogelserie beschränkt. Lediglich in der „Wolfsberger Serie“ erscheinen ähnliche Gesteine (KIESLINGER 1928a: 478, BECK-MANNAGETTA 1951, 1958), allerdings nach PILGER & WEISSENBACH (1965) innerhalb eines Fensters aus fremdem Kristallin.

Aus unserem Arbeitsgebiet sind Meta-Ultrabasite schon von KIESLINGER (1926) beschrieben worden. Da eine eingehendere Untersuchung im Gange ist, sollen hier nur die notwendigsten Fakten mitgeteilt werden.

Die typisch ausgebildeten Serpentinite (zäh, dunkel-schwarzgrün, weißliche oder ockerfarbene Verwitterungsrinde) enthalten außer den Serpentinmineralen Olivin (Forsterit; Schliffe: 23–3, 24–4; Abb. 10), Anthophyllit (24–4), Karbonat (wohl Magnesit: 24–4, 27–11), Bronzit (24–1, 37–2), Mg-Chlorit, Talk (24–4) und auf Klüften und s-Flächen das grüne Ni-Mg-Arseniat Cabrerit (frdl. Mitt. Prof. MEIXNER, Salzburg; vgl. MEIXNER 1950) (27–11, 38–8).

Die Randgesteine sind Aktinolithite und Aktinolith-Talk-Schiefer mit bis 5 cm langen Aktinolith-Strahlen sowie Mg-Chlorit-Schiefer, die wie graue, verfälschte Phyllite aussehen. Hierher gestellt werden vorläufig auch isolierte Blöcke eines grünen, magnetitreichen Chloritschiefers (38–12).

In unserem Gebiet konnten über 20 Ultrabasit-Linsen von ein paar Meter bis zu 1 km Länge (nördlich des Hühnerkogels) nachgewiesen werden. Diese Vorkommen setzen sich nach Osten fort: auf jugoslawischer Seite im Feistritzgraben am erwähnten Marmorzug, im südlichsten Rothwein oberhalb des Gehöftes Prapertnig bis in die Gegend von St. Lorenzen ob Eibiswald. Die Fortsetzung nach Westen ist durch KIESLINGER (1926) bekannt und wird im Rahmen einer Diplomarbeit von H. P. DEUTER, Hamburg, zur Zeit genauer erfaßt.

1.2.7. Pegmatoid

Zahlreiche, z. T. recht ausgedehnte Turmalin-Muskovit-Pegmatoidkörper durchschwärmen die Plankogelserie bevorzugt in ihrem unteren Abschnitt und den Übergangsbereich zur Gneisgruppe. Häufungen mit Mächtigkeiten über 20 m finden sich im östlichen und mittleren Teil des Gebietes. Hier gibt es außer Blockschutt auch gute Aufschlüsse (39–14, 39a–4). Sie zeigen, daß die Pegmatoide trotz postkristalliner Zerschieferung und Verfaltung besonders im Kern ihre Grobkörnigkeit bewahrt haben: Es finden sich angebrochene Turmaline von 3 cm Ø, Muskovite mit Knickbändern von 5 cm Ø, Mikrokline bis 7 cm Ø, natürlich Quarz und Plagioklase, dazu spärlich Granat. Gelegentlich ist schriftgranitische Quarz-Feldspat-Verwachsung zu beobachten.

Schörl mit Endflächen ist selten, wird aber in bis 5 cm großen Exemplaren gefunden (Slg. Zollwachtmstr. MADLEČNIK, Soboth). In der pegmatoidreichen Zone südlich der Waldhanslkeusche wurde das Bruchstück eines größeren Beryllkristalls gefunden. Abmessungen: Höhe // c ca. 5 cm, Durchmesser 5,3 cm, 6–8 mm blaßgrüne, trübe Rinde, blaugrüner, in klaren Partien dunklerer Kern; erhalten sind Prismenflächen. Der Fund ergänzt die bekannten Vorkommen aus der nördlichen (BECK-MANNAGETTA 1971; Pack: KRAJICEK 1956, KREBERNIK 1959) und der mittleren Koralpe (HOLLER 1959, MEIXNER 1966) und ist serienmäßig vielleicht dem Fundort St. Leonhard/Saualpe vergleichbar (MEIXNER 1952).

Ein etwas anderer Pegmatoid ist in der oberen Schiefergneisserie verbreitet (siehe dort: 3.1.6.).

Anhang: Unabhängig von Pegmatoiden wurden des öfteren Turmalinfelsblöcke aus den Glimmerschiefern Typ Jankitzkogel gefunden (siehe Abb. 1), die praktisch ausschließlich aus schwarzem, u. d. M. olivbraunem Schörl bestehen.

Zur Beschreibung der Quarzite und der Amphibolite der Plankogelserie vgl. Kap. 1.1.4. bzw. 3.1.5.

2. Der Übergangsbereich

2.1. Grobe Glimmerschiefer mit großem Muskovit

Zwischen Glimmerschiefer- und Gneisgruppe schiebt sich ein einige hundert Meter breites, grob etwa 100 m mächtiges Band einer Übergangszone, die sich einer Zuordnung im Gelände wie auch u. d. M. entzieht: Die Tonabkömmlinge haben einerseits viele Merkmale der Glimmerschiefer Typ Jankitzkogel, andererseits gehen sie fließend in die Gesteine der Gneisgruppe über (Feldspatgehalt!).

Gegenüber den hangenden Glimmerschiefern treten Granate sehr zurück, gegenüber dem Liegenden zeichnen sie sich durch ihr grobes Gefüge aus, was sich vor allem in den fast immer deformierten Muskoviten von etwa 0,5 cm Größe äußert. Feldspatreichere Partien neigen außerdem zu grusiger Verwitterung.

Außer Quarz, meist deformierten, sehr großen Muskoviten (I) und kleineren, rekristallisierten Muskoviten (II) sind geringe Mengen von Biotit, Granat und realtiv grobe Disthenfasern obligatorisch (siehe Abb. 11). Dazu treten häufig Feldspat und Turmalin, auch Einzel-xx von Disthen sowie gelegentlich Staurolith.

Als Beispiele: Schliff:	50-1/2	50-3
Quarz, mäßig verzahnt	40 %	40 %
Feldspat, z. T. polygonisiert	—	15 %
Muskovit I	25 %	25 %
Muskovit II	25 %	10 %
Biotit	5 %	10 %
Granat	5 %	+
grobe Disthenfasern	+	+
Turmalin	+	—

2.2. Paraamphibolit

Paraamphibolite sind in einigen Linsen im Übergangsbereich unter der Plankogelserie (33-1, Umgebung „Waldtoni“ und 50-10), aber auch in der unteren Schiefergneisserie (nördlich der Hoinigbrücke) eingestreut. Da von diesen Gesteinen bis jetzt keine chemischen Analysen vorliegen, ist die Bezeichnung als Paragestein nur vorläufig. Die Gesteine unterscheiden sich aber deutlich von den gewöhnlichen Amphiboliten (3.1.5.). Im Gelände erscheinen sie löcherig, was z. T. auf einen gewissen Karbonatgehalt zurückgeht. Charakteristisch sind außerdem Nester und krustenartige, bis > cm-dicke Lagen von fleischrosa Granat, wohl Hessonit. Nach den Untersuchungen von RIVALENTI (1970) sind Granat-amphibolite mit einem Wechsel von Granat- und Hornblende-Feldspat-Lagen am ehesten als Paragesteine anzusprechen.

U. d. M. sind die Gesteine außerordentlich reich an (Klino-)Zoisit, nach ANGEL (1924: 250) ebenfalls ein Paramerkmal. Die Granate (Hessonite) zeigen z. T. wie in den anderen Kalksilikatgesteinen unseres Gebietes eine auffallend amöboide Gestalt.

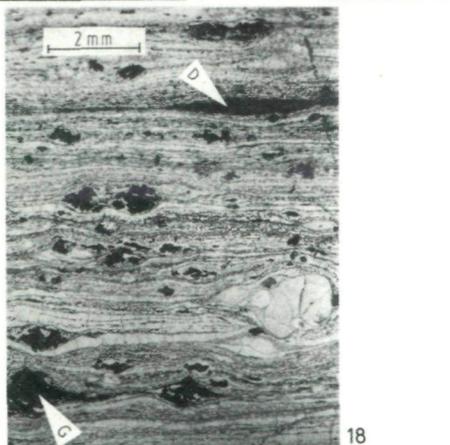
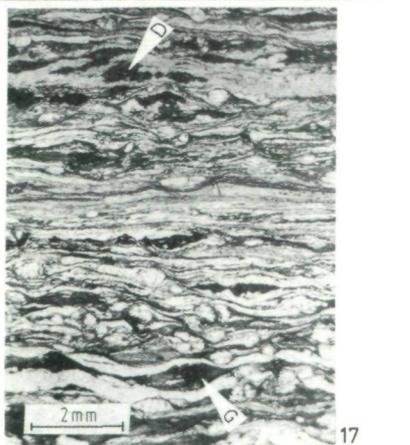
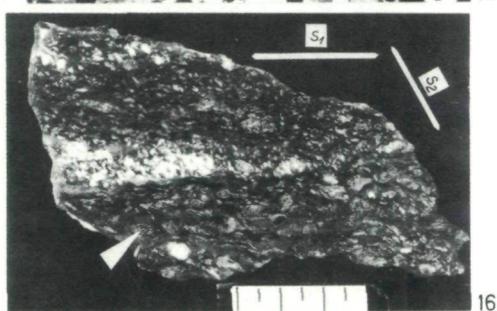
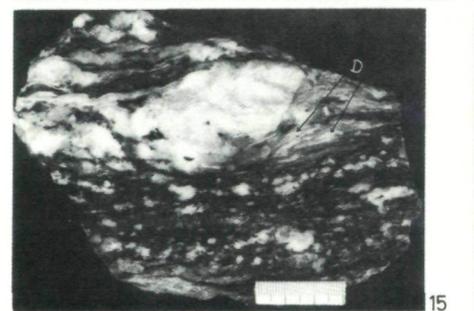
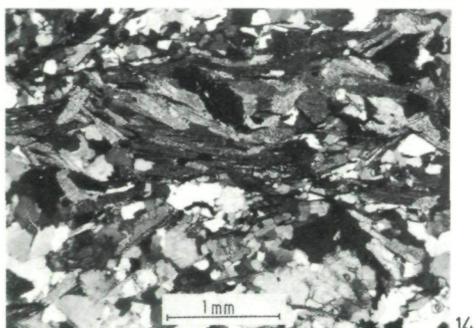
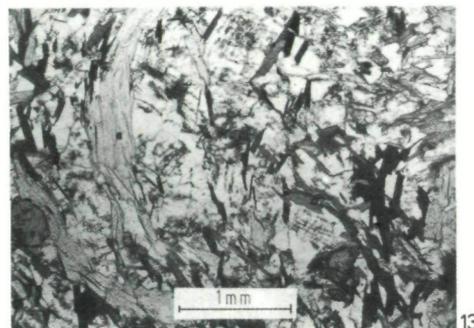
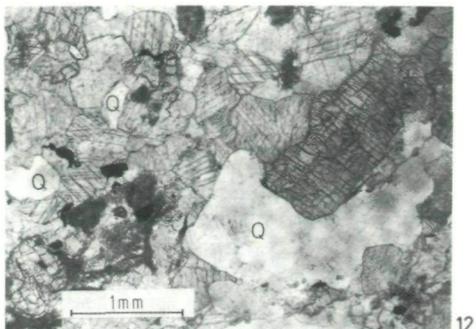
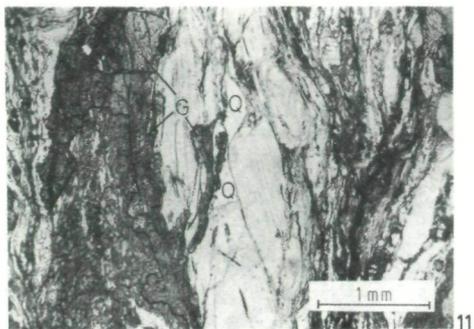
Beispiel (Schliff 33-1): 25 % Quarz, 25 % Hornblende (etwa Tschermakit), 20 % Granat (Hessonit?; unregelmäßige Lagen kleiner xx), 30 % (Klino-)Zoisit, dazu etwas Chlorit und Titanit.

Zu den anderen selteneren Einlagerungen im Übergangsbereich siehe: andere Kalksilikatgesteine: Kap. 1.2.5., Pegmatoide: Kap. 1.2.7., gewöhnlicher Amphibolit: Kap. 3.1.5.

3. Die Gneisgruppe

Die Gesteine der Gneisgruppe bauen den bei weitem größten Teil der Koralpe auf (vgl. BECK-MANNAGETTA 1953, 1958, 1970, 1975a). Nur deren höchster Anteil ist in unserem Arbeitsgebiet vertreten. Er ist von KIESLINGER (H. BECK et al. 1929) unter „diaphthoritische Glimmerschiefer (Injektionsglimmerschiefer)“, von BECK-MANNAGETTA unter „venoide Gneis-Glimmerschiefer“ eingereiht. Darin drücken sich bereits die Schwierigkeiten der Gesteinsansprache in diesem Abschnitt aus. Insbesondere die Hauptgesteine der oberen Schiefergneisserie pendeln in ihrer Zusammensetzung zwischen Glimmerschiefern und Gneisen und sind im

-
- Abb. 11: Grober Glimmerschiefer des Übergangsbereichs, Schliff 49-b1. Mitte (hell): große, postkristallin deformierte Muskovitschiefer (I), G = Granat, Q = Quarz, links unten: Disthenflaser, mit Glimmer durchsetzt (Grenze gegen Granat nachgezogen), rechts, feinkörniger Bereich: Quarz, Biotit, Muskovit, Feldspat. 1 Nicol.
- Abb. 12: Diopsidmarmor der oberen Schiefergneisserie, Schliff 45-Ri3/505. Salit (hohes Relief, Spaltbarkeit: großes Korn rechts + linke untere Ecke) neben Kalzit (Zwillingslamellen). Q = Quarz, oberer Rand und links unten: Zoisitaggregate. 1 Nicol.
- Abb. 13: Zweiglimmergneis der oberen Schiefergneisserie, Schliff 47-Ri9.3.1. Undeformierte Glimmerschiefer, dunkel = Biotit, hell = Muskovit, Rest fast ausschließlich leicht getrüberter Feldspat, unten links und rechts zwei kleine Granate. 1 Nicol. Vgl. Abb. 14.
- Abb. 14: Grobkörniger Schiefergneis der unteren Schiefergneisserie, Schliff 59-Ri38. Quarz, Feldspat, Glimmerschiefer, Mitte oben ein Granat. Nicols x. Vgl. Abb. 13.
- Abb. 15: Anschliff von Blastomylonit-Gneis, Aufschluß 57-Ri9.12, mit deutlichen Feldspatäugen. D = Disthenflasern.
- Abb. 16: Anschliff von Blastomylonit-Gneis, Aufschluß 59-Ri16. s₁ = erste Schieferung, s₂ = zweite Schieferung, die erste überprägend. Weiß = Feldspat, unruhig grau (z. B. Pfeil) = Disthenflasern.
- Abb. 17: Dünnpaltiger Blastomylonit-Gneis, Schliff 39a-19a. Feldspatäugen (hell), Granat mit Biotit im Druckschatten, z. B. Pfeil „G“, Disthenflasern in Serizit, z. B. Pfeil „D“. Nicols // . Vgl. Abb. 18.
- Abb. 18: Stainzer Plattengneis, Schliff quer zur Lineation. Oben rechts: Disthenflaser („D“), unten rechts: Feldspatäuge (hell), dunkle „Augen“: Granat + Erz + Biotit (z. B. „G“); feinkörnig: Quarz, Feldspat, Biotit. Nicols // . Vgl. Abb. 17.
-



Gelände nur unsicher zuzuordnen. Die Masse dieser Gesteine hat sich als Gneise herausgestellt, und abgesehen vom Übergangsbereich (Kap. 2.) ist die Abtrennung von der Glimmerschiefergruppe (im wesentlichen Plankogelserie) leicht; schließlich bestehen Unterschiede in der Art der Einlagerungen (Marmore, Pegmatoide; vgl. Kap. II, 1.); die Zuordnung auch der oberen Schiefergneisserie zur Gneisgruppe ist daher gerechtfertigt. Abgrenzungsschwierigkeiten innerhalb der Schiefergneisgruppe (diagonale Signaturstreifen im Nordwesten des Arbeitsgebietes, Abb. 1) ergeben sich aus mangelhaften Aufschlußverhältnissen.

Die Aufgliederung der Gneisgruppe in Serien ist im Gelände wegen der großen stofflichen Eintönigkeit nur mit Hilfe von sekundären Gefügemerkmalen möglich gewesen: obere und untere Schiefergneisserie unterscheiden sich leicht in der Korngröße und Orientierung ihrer Glimmer, sind aber im übrigen postkristallin nicht deformiert, während die etwa dazwischengeschaltete Serie der Blastomylonite deutliche Zeichen einer kräftigen postkristallinen Deformation zeigte. Das ist auch im Gelände kartierbar. Da aber diese Abgrenzung nach mikrotektonischen Kriterien nicht mit Stoff- oder Metamorphosegrenzen parallel verlaufen muß, ergibt sich eine gewisse Verfingerung der Serien (Südostteil der Karte, Abb. 1). Großzügigere Serienabgrenzungen und -zusammenhänge sind erst nach Kartierung wesentlich größerer Areale möglich.

Eine Kartierung mit Hilfe derartiger Kriterien ist zweifellos ungünstig zur Analyse der Stratigraphie und metamorphen Geschichte. Daher hatten wir zunächst versucht, stofflich, d. h. praktisch nach dem Edukt zu gliedern, z. B. die Biotitführung zu kartieren. Wie RITTER (1975) zeigen konnte, erwies sich das als undurchführbar, da die Mineralzusammensetzung der Gneise nur in engen Grenzen diffus über das Gebiet verteilt schwankt. Eine derartige Kartendarstellung wäre sinnlos gewesen. Daher kamen wir zwangsläufig zu der Gliederung nach reinen Gefügemerkmalen, wie sie von WEISSENBACH (1963, 1965) im tieferen Saualpenkristallin erfolgreich angewandt wurde.

Die Gliederung der Gneisgruppe unseres Gebietes in

obere Schiefergneisserie, Blastomylonit-Serie, untere Schiefergneisserie

könnte daher dem Abschnitt

Zone der injizierten Glimmerschiefer, obere Disthenflaser-Gneiszone (D I), Zone der Disthen-Staurolith-Schiefergneise (Sg I) (WEISSENBACH 1975a) des Saualpenprofils entsprechen.

3.1. Obere Schiefergneisserie

Zusätzliches Merkmal der Serie ist besonders im Westabschnitt die Einschaltung kleinerer typischer Marmorkörper (3.1.3.) und gewisser Pegmatoide (3.1.6.). Amphibolite (3.1.5.) treten besonders im obersten Teil der Serie auf.

3.1.1. Zweiglimmergneis, meist feinkörnig, nicht (postkristallin) deformiert

Die weitgehend ebenen bis schwach welligen s-Flächen dieses Gesteins sind mit undeformierten Hellglimmerschuppen bedeckt und wirken daher hell. Der Feldspatgehalt wird im Gelände unterschätzt. Granat und Biotit sind recht unauffällig und bedingen die dunkelgraue Färbung im Querbruch. „Feinkörnig“ sind diese Gesteine nur geländemäßig im Unterschied zu den tieferen Schiefergneisen (3.3.1.).

U. d. M. (vgl. auch Abb. 13):

Schliff:	35-Ri5.16	39b-6	47-Ri9.3
Quarz, kaum undulös	20 %	45 %	15 %
Plagioklas, An ~ 25	40 %	25 %	30 %
Muskovit, nicht deformiert	10 %	15 %	15 %
Biotit, nicht deformiert	25 %	15 %	30 %
Granat	5 %	+	10 %

Turmalin nur im ersten Schliff, Chloritspuren nur im zweiten, Erz im ersten und zweiten Schliff.

In anderen Schliffen wurde selten beobachtet: Zoisit, Zirkon; Disthen (Flaser) nur in einem Fall. Gerade in diesem Gestein läßt sich häufig der Übergang Granat → Biotit nachweisen (siehe unten).

3.1.2. Zweiglimmerschiefer, (postkristallin) nicht deformiert

Im Gelände ist der Zweiglimmerschiefer fast nicht vom Zweiglimmergneis (3.1.1.) zu unterscheiden. Es ist deshalb möglich, daß in Bereichen mit geringer Schliffdichte etwas mehr Glimmerschiefer eingeschaltet ist als auf der Karte angegeben. Hauptverbreitungsgebiet ist der Osten des Gebietes, wo dieser postkristallin nicht deformierte Glimmerschiefer vielleicht einen Teil des deformierten Glimmerschiefers (Übergangsbereich/2.1.) vertritt.

Beispiel (Schliff 50-6):

55 % Quarz, 10 % Feldspat, 15 % Muskovit, 15 % Biotit (z. T. aus Granat), 5 % Granat, dazu wenig (Klino-)Zoisit und Apatit. In anderen Schliffen außerdem Disthen in Einzelkristallen und Flasern sowie Staurolith.

3.1.3. Diopsidmarmor

Linsen von Diopsidmarmor sind insbesondere für den westlichen Teil der oberen Schiefergneisserie charakteristisch. Eine Bänderung oder Lagigkeit im cm- bis 5-cm-Bereich des blaugrauen, auch weißen Gesteins ist angedeutet. Die einzelnen Kalzitkristalle erreichen nicht selten 2 mm Durchmesser. Bei fast allen Aufschlüssen fallen bis mehrere Zentimeter große dunkelgrüne Blasten der Diopsidreihe – Einkristalle und Aggregate – auf. Nach Farbe und Lichtbrechung handelt es sich um Salit.

Das größte Vorkommen des Arbeitsgebietes war am Koglereck beim Straßenausbau 1971/72 gut aufgeschlossen und zeigte die intensive Verfärbung des Marmors und seine Verquickung mit Kalksilikatfelsen, Pegma-

toiden und Gneisen. Hinzu kommen hier junge Störungen, Klüfte und Spalten. Dieser Punkt lieferte daher schon früher bemerkenswerte Minerale:

Im Gestein Skapolith (MEIXNER 1955), auf Spalten die Zeolithe Heulandit, Laumontit (MEIXNER 1958, 1974) und Desmin (SEIFERT 1962) sowie Klinozoisit (SEIFERT 1962).

Zu ergänzen sind tafelige, z. T. durchsichtige Kalzitkristalle bis fast 10 cm Größe.

U. d. M. (vgl. Abb. 12) ergab sich folgender Mineralbestand (Schliff 45-Ri3/505): 65 % Kalzit, 10–15 % Salit, 10–15 % Zoisit, Rest etwa zu gleichen Teilen Titanit, Feldspat und Quarz; wenig Biotit.

3.1.4. Kalksilikatgesteine

Die Diopsidmarmore werden meist von Kalksilikatgesteinen ummantelt oder im Streichen vertreten. Außer ähnlichen Typen wie in der Plankogelserie (siehe 1.2.5.) sind es hier vielfach rostig verwitternde, dunkel-blaugraue, schwere, sulfidreiche Feldspat-Kalksilikat-Felse (Koglereck; 46–4), wie sie von v. KAMP & WEISSENBACH (1961) als Bytownitfelse aus der Saualpe beschrieben wurden.

U. d. M. (Beispiel Schliff 46–4): 50 % Labradorit (Bytownit konnte nicht festgestellt werden, ist aber vielleicht das Edukt des Labradorits gewesen, da viel Zoisit an die Feldspäte gebunden ist), 24 % Quarz, 10 % Diopsid (z. T. Übergang zu Hornblende), 10 % Zoisitnadeln, 5 % sulfidisches Erz (Pyrit), außerdem etwas Biotit und Titanitkörner.

3.1.5. Amphibolit

Amphibolit-(Linsen-)Züge häufen sich in zwei Streifen des Gebietes: 1. im oberen Teil und im Hangenden der Plankogelserie (z. B. südlich der Roßhütte – nördlich des Jantschkifels – nördlich und östlich von St. Urban), 2. im tiefsten Teil der Plankogelserie, dem Übergangsbereich und vor allem im höchsten Teil der oberen Schiefergneisserie. Hier häufen sie sich besonders im Westen (nördlich des Jankitzkogels – südlich und südöstlich der Waldhanslkeusche – beim Hoinig – Laaken/Unterdorf).

Sie seien hier gemeinsam besprochen, da sich keine kartierbaren Unterschiede der verschiedenen Vorkommen ergaben. U. d. M. sind allerdings erhebliche Schwankungen im Gefüge (feinlagig bis massig), in der Granatführung, im Hornblende-Pleochroismus (meist verschiedene Grüntöne) und im Chloritisierungsgrad festzustellen.

Beispiele u. d. M.: Schliff:	34–Ri4 (obere Schiefergneisserie)	38–6 (untere Plankogelserie)
Hornblende	50 % (olivgrün/grün Z = grün)	45 % (Kern hellbraun, außen hellgrüner Pleochroismus)
(Klino-)Zoisit	30 %	25 %
Feldspat, meist unverzwillingt	10 %	30 %
Granat, klein (110)	+	–
Pyroxen	5 %	–

Biotit, Chlorit und Rutil nur im zweiten Schliff, Erz, Apatit und Titanit nur im ersten.

Über den Ortho- oder Paracharakter der Gesteine lassen sich kaum bestimmte Aussagen machen. Überträgt man die Ergebnisse aus der Saualpe, so haben wir es vorwiegend mit Orthogesteinen zu tun (LODE-MANN 1970); in einem Fall spricht das feine si von Granaten (Schichtung oder Schieferung eines feinkörnigen Edukts) eher für Paraamphibolit (58-Ri32).

3.1.6. Biotit-Pegmatoid, Typ Zweistein

Der Pegmatoidtyp „Zwestein“ der oberen Schiefergneisserie ist im wesentlichen auf das Gebiet um das namensgebende Gehöft beschränkt. Kleine Vorkommen liegen auch weiter ostwärts. Folgende Merkmale erlauben eine Unterscheidung von den „gewöhnlichen“ Muskovit-Turmalin-Pegmatoiden (1.2.7.):

1. meistens starke Verschieferung.

2. Biotitführung: In verschieferten Partien zeigen Biotithaufen, die aus größeren Biotitkristallen hervorgegangen sind, deutlich eine Streckung // B an (44-2); in unverschieferten Kernpartien, die wie die sonstigen Pegmatoide orientierte Quarz/Feldspatverwachungen und große Mikroklinkristalle (bis 18 cm Ø) zeigen, weisen die Biotite ein eigenartiges Längenwachstum der Basisfläche auf, so daß das Gestein unregelmäßig orientierte und verteilte, bis 5 cm lange Biotitlineale enthält.

3. Muskovitgehalt sehr zurücktretend; Turmalin selten.

Gute Aufschlüsse: Koglereck (teils vermauert), 44-2, 46-4.

3.2. Blastomylonit-Serie

Vom Hauptgestein dieser Serie, dem Blastomylonit-Gneis (3.2.1.), läßt sich ein dünnplattiger Typ (3.2.2.) abtrennen, aber in der Karte nicht abgrenzen. Im östlichen wie im geschlosseneren nördlichen Verbreitungsgebiet der Gesteinsserie sind des öfteren Schiefergneise, Marmor-schmitzen, Kalksilikatgesteine, Metabasite und Quarzite eingeschaltet (siehe 3.2.3.). Blastomylonit-Gneis-Partien, deren laterale Fortsetzung bei geringer Mächtigkeit nicht auszuschließen ist, sind andererseits innerhalb der oberen Schiefergneisserie anzutreffen (nördlich des Jankitzkogels, südlich und östlich Zweistein).

„Blastomylonit“ wird hier im Sinne SANDERS (1912) (vgl. auch MURAWSKI 1969, cum lit.) verstanden. Diese Definitionen decken sich weitgehend mit der von HIGGINS (1971). Allerdings sehen wir mit SANDER die Korngröße nicht als Kriterium an (HIGGINS: „generally smaller than about 0,5 mm“). Außerdem ist nach SANDER (siehe auch MURAWSKI cum lit.) die (oder eine) Blastese (Rekristallisation) zweifellos später als die Durchbewegung beendet.

3.2.1. Blastomylonit-Gneis

Der Normaltypus des Gesteins zeigt unebene s-Flächen; aus der feinen, durch Biotit dunklen und violettstichigen Matrix heben sich helle,

mehr oder weniger ausgeschwänzte Feldspataugen und -augenzüge besonders deutlich ab (Abb. 15).

Die Biotite sind überwiegend sehr feinkörnig, auf den s-Flächen sind nur einzelne deformierte von über 1 mm Ø zu erkennen. Die Feldspataugen können über 5 cm Durchmesser erreichen. Hinzu kommen fast immer Disthenfasern, die erst im Anschliff deutlicher werden. Herausgewitterte erreichen z. B. östlich des Forsthauses Staudacher (Karte: „Fhs.“) 5 cm im Durchmesser. Im Querbruch ist ab und zu eine zweite Schieferung angedeutet (Abb. 16).

U. d. M. erkennt man das blastomylonitische Gesteinsgefüge: Die Feldspataugen – teils Plagioklas, teils Mikroklin – liegen als Porphyroklasten mit oft undeformiertem Kern vor. Meist sind sie undulös oder fleckig auslöschend, verbogen oder zerbrochen. Um die Porphyroklasten legt sich ein Rekristallisationshof kleinerer polygonaler Feldspatblasten. Die Disthenfasern sind meist umgeben von Serizitsäumen (Muskovit II). Demgegenüber ist Muskovit I stark verbogen, ebenso wie Biotit I. Undeformiert ist der kleinere Biotit II (0,1 mm Ø), der in erster Linie das s-Flächen-Gefüge als Rekristallisit abbildet. Quarz, in Lagen angereichert, löscht oft undulös aus und ist mehr oder weniger suturiert.

Beispiele: Schliff:	50–5	58–Ri36/1301
Quarz	10 %	20 %
Feldspat (Plagioklas-, Mikroklin- augen, Rekristallisit)	40 %	20 %
Muskovit I	< 5 %	5 %
Muskovit II	10 %	15 %
Biotit I	10 %	5 %
Biotit II	20 %	10 %
Disthen (Flasern)	5 %	10 %
Granat	< 5 %	15 %

Dazu kommen gelegentlich Turmalin und Chlorit.

Das Gestein dürfte damit, wie der folgende Typ, völlig den Disthenflasergneisen der Saualpe (v. KAMP & WEISSENBACH 1961, WEISSENBACH 1963, 1965) entsprechen.

3.2.2. Dünnplattiger Blastomylonit-Gneis

Große Ähnlichkeit und fließende Übergänge zum vorigen Gestein besitzt der dünnplattige Blastomylonit-Gneis. Die s-Flächen sind hier eben, das Gestein danach dünnplattig teilbar, die Korngröße insbesondere der Augen ist geringer (unter 1 cm Ø).

Zusammensetzung (nach Schliff 39a–19a + b):

30–35 % Quarz, stark suturiert, 20–25 % Feldspat (Plagioklas- und Mikroklinaugen, Rekristallisit), 15 % Muskovit (I + II), 5 % Biotit I, 20 % Biotit II; Rest: Granat, Disthenfasern, Turmalin, idiomorpher Apatit, Staurolith (in Flaser). In anderen Schliffen auch Chlorit, Zirkon; Myrmekit.

Die s-Flächen, besonders durch Biotit II betont, umschmiegen Feldspataugen, Disthenfasern und gelängte Granataggregate (Abb. 17). Daher erinnern diese plattigen Blastomylonite nicht nur an ähnliche Disthenflasergneise der Saualpe, sondern sehr an den sogenannten (Stainzer) Plattengneis (ANGEL 1924, KIESLINGER 1928a) bzw. die etwas weiter

gefaßten „glimmrigen Plattengneise“ (BECK-MANNAGETTA 1975a) (siehe Abb. 18).

Die Genese unserer Blastomylonite und des Plattengneises dürfte sehr ähnlich sein. Anatexis hat nach v. PLATEN & HÖLLER (1967) dabei keine Rolle gespielt. Vielmehr sollen sich zunächst knapp unter der Grenze der Schmelzbildung Augengneise gebildet haben. Die folgende Blastomylonitisierung habe daraus die Plattengneise (bzw. unsere Blastomylonite) erzeugt. Da es aber nachweislich Übergänge zwischen unseren Blastomylonit-Gneisen (über den Normaltyp bis zu plattengneisähnlichen) und Pegmatoiden gibt (50a-9), müssen sich die Pegmatoide bzw. einige von ihnen nach Art der Augengneise, d. h. blastisch, gebildet haben – oder die Blastomylonite der Koralpe (inkl. Plattengneis s. str.) sind etwas verschiedenartig entstanden.

3.2.3. Einlagerungen der Blastomylonit-Serie

Unter den geringmächtigen Einlagerungen der Blastomylonit-Serie – andere Gneistypen (3.1.1. und 3.3.1.), Marmorbänder (3.3.3.), Kalksilikatgesteine und Metabasite – ist ein besonderer Quarzittyp südlich des Forsthauses Staudacher hervorzuheben (58-Ri21). Das helle, feinkörnige und feinstreifige Gestein entpuppt sich u. d. M. als Wechsel aus 0,5–1 mm mächtigen Quarzit- und max. 1 mm mächtigen Disthenlagen.

Gesteinszusammensetzung: 70 % Quarz, 30 % Disthen, wenig Feldspat.

Nördlich des Forsthauses Staudacher ist an der Straßenböschung der B 69 ein kleiner Querpegmatit aufgeschlossen. Der 10–15 cm mächtige Gang durchschlägt mit 120/40 SW (\cong h01) den Blastomylonit-Gneis. Die Hauptbestandteile, Feldspäte und Muskovite, sind nur schwach verbogen, und ihre Korngrößen nehmen in Richtung Salband deutlich ab. Zum Zeitpunkt der „Intrusion“ muß also bereits ein Temperaturunterschied zum Nebengestein bestanden haben und die Gefügeprägung des Blastomylonits im wesentlichen abgeschlossen gewesen sein.

3.3. Untere Schiefergneisserie

Die untere Schiefergneisserie berührt das Gebiet im Norden um die neue Höllgrabenbrücke und nördlich der Hoinigbrücke. Typusgestein ist ein grobkörniger Schiefergneis (3.3.1.), in den eklogitartige Amphibolite (3.3.2.), Marmore (3.3.3.), Kalksilikatgesteine und Pegmatoide eingeschaltet sind.

3.3.1. Grobkörniger Schiefergneis

Dieser Gesteinstyp ist durch seine relative Grobkörnigkeit gegenüber den höheren Gneisen ausgezeichnet. Er ist vor allem in bezug auf die Glimmer postkristallin nicht deformiert (Abb. 14). Die Glimmer (\varnothing z. T. > 5 mm) markieren nicht nur die s-Flächen, sondern sind auch quer gesproßt und verleihen dem Gestein dadurch ein struppiges Gefüge.

Normalerweise sind cm- bis dm-mächtige, oft eng verfaltete Quarz-Feldspat-Mobilisate eingeschaltet.

Beispiele u. d. M.: Schliff:	59-Ri9.13	68-Ri52/101
Quarz	35 %	25 %
Feldspat (An ~ 30)	20 %	30 %
Muskovit	25 %	30 %
Biotit	10 %	5 %
Granat (z. T. mit si)	5 %	10 %
Staurolith (Einzel-xx)	5 %	
Disthen (Einzel-xx) und Chlorit	+	

Das Gestein entspricht den Schiefergneisen der Saualpe (WEISSENBACH 1963, 1965, 1975a).

3.3.2. Eklogitartiger Amphibolit

Eklogitartiger Amphibolit kommt in Lesesteinen am Nordrand des Gebietes vor. Nur wenig oberhalb dürfte das Anstehende zu suchen sein (um 68-Ri53). Makroskopisch erscheint das Gestein eklogitisch, u. d. M. erweist es sich jedoch als Amphibolit:

Schliff 68-Ri53/501: 36 % Hornblende (grüner Pleochroismus), 20 % Granat (rundliche xx, ca. 1 mm Ø), 10 % Quarz, 15 % Feldspat, 20 % Zoisit, etwas Titanit.

3.3.3. Marmor

Die grobkörnigen Schiefergneise enthalten westlich der Höllgrabenbrücke schmale Marmorbänder von z. T. < 1 dm Mächtigkeit (68-1; 68-Ri 9.10). Sie sind sehr grobkörnig (Ø > 5 mm, Mittel u. d. M. 1 mm) und führen wie andere Marmore der Gneisgruppe Diopsid bzw. Salit. Außerdem enthalten sie hellgrüne, fast 1 cm große Muskovittafeln, die Quarz und Graphit einschließen. Die Grünfärbung könnte durch Spuren von Chrom hervorgerufen sein (freundliche Mitteilung von Prof. MEIXNER, Salzburg).

Weitere unreine Marmorlinsen treten in dieser Serie beim Gehöft Kummerpeter auf.

Die übrigen Einlagerungen der Serie (Kalksilikatgesteine, Pegmatoid) gleichen den entsprechenden Gesteinen der anderen Serien.

III. ZUR METAMORPHOSE UND EINENGUNGSTEKTONIK

1. Metamorphose

Die Geschichte der Metamorphose(n), die zu den heute vorliegenden Produkten führte, ist äußerst kompliziert. Weitere gezielte Untersuchungen sind zur Analyse der gesamten Vorgänge und Bedingungen nötig. Hier können nur die wichtigsten Probleme angerissen werden.

Als gesichert kann gelten, daß der Metamorphoseablauf in Kor- und Saualpe sehr ähnlich, wenn nicht gleich gewesen ist. Die folgenden Metamorphoseereignisse der Saualpe lassen sich daher auf die Korpalpe sinngemäß übertragen:

1. variskische Metamorphose in der Phyllitgruppe der Saualpe (KLEINSCHMIDT & NEUGEBAUER 1975, KLEINSCHMIDT et al. 1976),

2. prävariskische Metamorphose mit variskischer Überprägung in den tieferen Serien der Saualpe (KLEINSCHMIDT et al. 1976).

Die Unterscheidung dieser beiden Ereignisse beruht in erster Linie darauf, daß sich in der Phyllitgruppe der Saualpe mit Hilfe von b_0 -Werten der Hellglimmer (entsprechend SASSI 1972) der Typ der Metamorphose als Niedrigdruckmetamorphose nachweisen läßt (KLEINSCHMIDT et al. 1976). Die Eklogite der Gneisgruppe zeigen dagegen den Hochdruckcharakter der Metamorphose in den tieferen Serien der Saualpe an.

Überträgt man diese Ergebnisse auf die Korpalpe, dann haben wir es in unserem Arbeitsgebiet in Glimmerschiefer- wie Gneisgruppe mit Polymetamorphose zu tun, und zwar mit mindestens einer prävariskischen Metamorphose und einer variskischen Überprägung. Zu der prävariskischen Metamorphose paßten Rb-Sr-Altersbestimmungen aus dem benachbarten Gleinalmkristallin durch FRANK (1975), die u. a. mit 500 ± 45 Ma ein kaledonisches Gesamtgesteinsalter ergeben haben.

Prävariskische Bildungen wären in der Korpalpe vor allem: die Eklogite, der Augengneis als unmittelbares Plattengneisedukt nach v. PLATEN & HÖLLER (1967), der Staurolith I der Glimmerschiefer und Gneise.

Die PT-Bedingungen für die prävariskische Metamorphose lassen sich daraus wie folgt ablesen:

Eklogite:

(300–)500–550(–600) °C 8–10 kb (H. HERITSCH 1973)

460–640 °C 5–8, 5 kb (RICHTER 1973)

Plattengneis (d. h. dessen Edukt Augengneis):

550–645 °C 8–10 kb (v. PLATEN & HÖLLER 1967)

Staurolith (hier Staurolith I):

530–700 °C (HOSCHEK 1967, 1969,

weitgehend RICHARDSON 1968,
druckunabhängig MIYASHIRO 1973).

Danach wäre die prävariskische Hochdruckmetamorphose für die oben angegebenen Gesteine ebenso wie für die unseres Arbeitsgebietes als mittelgradig (WINKLER 1974) (\cong Amphibolitfazies) einzustufen.

Zur variskischen Niedrigdruckmetamorphose gehörte wie in der Saualpe die retrometamorphe Bildung von Chloritoid aus Staurolith I in der Glimmerschiefergruppe (KLEINSCHMIDT et al. 1976). In der Saualpe wurde wie in der Korpalpe das gleichzeitige Wachstum von Chloritoid und

Staurolith II beobachtet (Abb. 5). Daraus ergibt sich, daß die variskische Überprägung im Süden der Koralpe im Bereich der Plankogelserie die Temperatur, bei der Chloritoid und Staurolith im Gleichgewicht koexistieren, erreicht hätte. Dieses schmale Temperaturfeld liegt um 550° (HOSCHEK 1967, 1969), bildet die Grenzzone zwischen schwachem und mittlerem Metamorphosegrad (WINKLER 1974) und muß in Richtung steigenden Metamorphosegrades (d. h. in unserem Gebiet nach „unten“ bzw. Norden bzw. Gneisgruppe?) überschritten worden sein.

Die Aluminiumsilikate und der Diopsid (bzw. Salit) lassen sich aber noch nicht befriedigend in dieses Schema einpassen.

Al_2SiO_5 liegt in unserem Gebiet (wie auch überwiegend im gesamten Kor- und Saualpenkristallin sonst) in Form von Disthenfasern vor. In der zentralen Koralpe ist schon seit langem die Umwandlung Andalusit → Disthenparamorphosen bzw. -fasern bekannt (KIESLINGER 1927c, MEIXNER 1931, CZERMAK 1938). In der Saualpe konnte sogar frischer Andalusit als Ausgangsmaterial nachgewiesen werden (MEIXNER 1953). Disthenfasern (als Disthen II) können sich aber ebenso gut aus einem Disthen I (Einkristalle) bilden (indirekter Nachweis Plankogel/Saualpe: FRITSCH & MEIXNER 1964, Disthen I in der Glimmerschiefergruppe der Saualpe direkt: KLEINSCHMIDT 1970). Vom Plankogel/Hüttenberg wird außerdem Disthen III angegeben (FRITSCH & MEIXNER 1964), der aber bei uns bisher nicht nachweisbar ist.

Im tieferen Saualpenkristallin hat nach WEISSENBACH (1965) eine Rückumwandlung in Andalusit stattgefunden (Andalusit I → Disthenparamorphosen → Andalusit II). Schließlich gelang NEUGEBAUER (1970) der Nachweis von Sillimanit in der Glimmerschiefergruppe der Saualpe.

Möglicherweise ist nur Disthen I, mit dessen Existenz man in unserem Gebiet wie am Plankogel rechnen muß, prävariskisch entstanden, während sich die meisten anderen Al_2SiO_5 -Bildungen und -Umbildungen vielleicht variskisch (d. h. bei relativ niedrigen Drucken) um den Tripelpunkt der Al_2SiO_5 -Modifikationen herum abgespielt haben (nach HOLDAWAY 1971: ~4kb; vgl. KLEINSCHMIDT et al. 1976).

Der Diopsid bzw. Salit (in der Paragenese Diopsid bzw. Salit + Kalzit, Abb. 12) unserer Diopsidmarmore und Kalksilikatgesteine scheint weitgehend dem Diopsid des „Kristallisationszyklus II“ der Saualpe (WEISSENBACH 1975b) zu entsprechen. Die stark druckabhängige Isograde Diopsid + Kalzit zeigt nach WINKLER (1970) eine Metamorphose von relativ geringem Druck an (maximal etwa 5 kb), solange die Anatexis nicht erreicht wird. Daher könnte die prävariskische Hochdruckmetamorphose mit ihrer Eklogitbildung als „Kristallisationszyklus III“ im Sinne WEISSENBACHS (1975b) jene Niedrigdruckmetamorphose überlagern – vorausgesetzt, daß die Koexistenz Diopsid/Kalzit nicht variskischen Alters ist.

In der unregelmäßig verteilten Neubildung von Chlorit (Abb. 2)

könnte eine weitere Metamorphose stecken. Die Chloritbildung ist aber sehr unterschiedlich:

1. in der Art der Chlorite (Mg- bzw. Fe-betont),
2. in der Art des Auftretens:
 - a) in Serpentiniten und in Serpentinrandgesteinen,
 - b) ohne Durchbewegungsspuren aus Granat und/oder Biotit und/oder anderen Mineralen hervorgehend,
 - c) Bildung im Zusammenhang mit verschiedenartigen Scherflächen oder Klüften.

Der Reaktion Granat \rightarrow Chlorit könnte als etwas höhergradige Reaktion Granat \rightarrow Biotit entsprechen, was sich allerdings aus der geologischen Verteilung nicht ohne weiteres ablesen läßt (Abb. 2). Immerhin mag diese und auch die Chloritbildung entlang von Bewegungsflächen (z. T.?) alpidisch sein. Für eine alpidische Temperaturerhöhung sprechen K-Ar-Datierungen an Gesteinen aus der südlichen Koralpe von 115 Ma (Muskovit vom Mauthner Eck, KANTOR & H. FLÜGEL 1964) und 106 Ma (Schiefer-Xenolith im Basalt von Kollnitz, LIPPOLT et al. 1975).

Es sei betont, daß diese mögliche alpidische Überprägung nicht identisch ist mit KIESLINGERS Diaphthoresezone im Süden der Koralpe (1926). KIESLINGER (1926) definierte diese Diaphthoresezone mit einer Reihe von Umwandlungen, die sicher uneinheitlich nach Bildungszeit und -bedingungen sind (z. B. Staurolith \rightarrow Chloritoid neben Biotit \rightarrow Chlorit), außerdem mit Kataklyse. Es zeigt sich aber gerade, daß im Bereich dieser „Diaphthoresezone“ und darüber hinaus mehrere (u. a. variskische) Überprägungen vorliegen und daß es sich bei der Chloritisierung um eine oder verschiedene „Diaphthoresen“ nur in dem Sinne handelt, daß hier eine schwächere Metamorphose mit unterbrochenem Gleichgewichtswechsel (ANGEL 1969) überprägend wirkte.

Eine derartige Diaphthorese oder Retrometamorphose impliziert jedoch keine intensive Durchbewegung oder gar Schub- oder Deckenbahnen, sondern lediglich ein entsprechendes wirksames PT-Feld und H₂O-Zufuhr, was naturgemäß durch Scher- oder Klüftflächenanlage begünstigt wird.

Die letzte kräftige Durchbewegung unseres Gebietes dürfte die Blastomylonit-Gneise, d. h. auch die Plattengneise, sowie die Glimmerschieferserie mikrotektonisch geprägt haben. Diese Überprägung halten wir aber für variskisch und nicht für alpidisch. Wir sehen daher vorerst keinen plausiblen Grund dafür, daß es sich bei den postkristallin undeformierten Schiefergneisen unseres Gebietes um besonders stark deformierte und darum besonders stark rekristallisierte Gesteine handelt, die Deformation der Blastomylonite (Disthenflasergneise) andererseits vergleichsweise schwächer gewesen sei und zu einer geringeren Rekristallisation geführt habe, wie WEISSENBACH (1963, 1965) das für die entsprechenden Saualpengesteine postuliert.

Von einer geschlossenen Diaphthoritzone vor allem im Sinne einer Deckenbahn (KIESLINGER 1926, TOLLMANN 1963) kann für unser Gebiet ebensowenig die Rede sein wie für die Plankogelserie am locus typicus.

Es soll dagegen nicht geleugnet werden, daß in der ostwärtigen Fortsetzung (besonders Remschnigg und Poßruck) Diaphthorite und Ultramylonite Produkte einer kräftigen alpidischen Tektogenese sind (BAUER 1965, WINKLER-HERMADEN 1933). Die Zusammenhänge zu unserem Arbeitsgebiet bedürfen noch der Klärung.

2. Einengungstektonik

Der geologische Schnitt (Abb. 19) täuscht einfache Lagerungsverhältnisse vor. Sämtliche Gesteine sind natürlich intensivst tektonisch beansprucht, und zwar – wie aus den Gesteinsbeschreibungen hervorgeht – teils prä- oder syn-, teils postkristalin.

Das Interferenzbild, das sich durch die Überlagerung mehrerer Metamorphosen und wohl auch mehrerer Tektogenesen ergibt, ist noch nicht genügend aufgelöst. Wir können vorerst nur einige Mosaiksteinchen für ein Gesamtbild liefern.

Die Einengungstektonik äußert sich in Faltung, Schieferung und Streckung, die sich zu Schuppenbau, Zerlinsung und (in unserem Gebiet nicht nachweisbar) Deckenbau steigern.

Schieferungsflächen („s-Flächen“) (Abb. 20), sind das prägen- de tektonische Element. Sie sind nicht trennbar von der präexistente Schichtung. Jedenfalls laufen s-Flächen und Materialgrenzen praktisch immer parallel.

Zwei s-Flächen-Scharen, sich spitzwinklig schneidend, sind des öfteren mehr oder weniger deutlich in Aufschluß und Dünnschliff zu erkennen. In den meisten Fällen läßt es sich nicht ausschließen, daß es sich dabei um ein zweischariges, konjugiertes Flächenpaar handelt. Eine

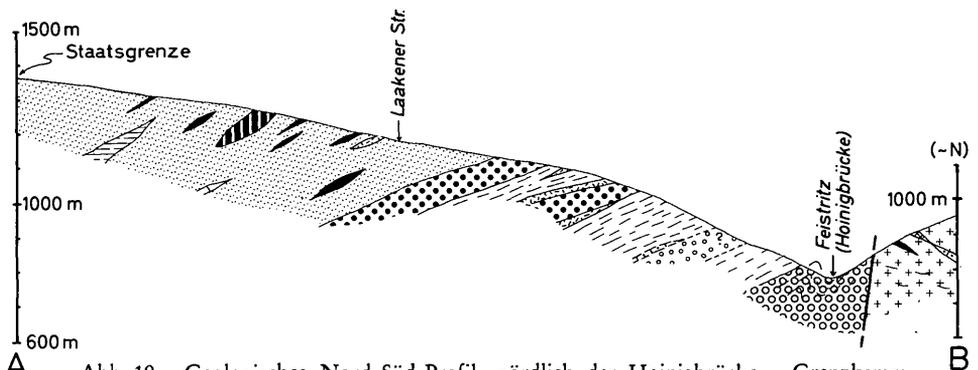


Abb. 19: Geologisches Nord-Süd-Profil: nördlich der Hoinigbrücke – Grenzkamm westlich des Jantschkifels. Genaue Lage und Legende siehe Karte, Abb. 1.

„zweite“ Schieferung wurde aber ebenfalls ab und zu beobachtet, wobei das jüngere „s“ das ältere bald stark überprägt (49–14), bald schwach (Abb. 16). Es ist unwahrscheinlich, daß diese überprägende Schieferung als einheitliche zweite einer einheitlichen ersten Schieferung gegenübersteht.

Falten verschiedener Größenordnung (mm bis 10er m) und verschiedenen Typs sind vielfach beobachtbar. Isoklinale, oft liegende Falten sind typisch für die Marmore (Abb. 6) und lassen sich auch ab und zu in Quarziten nachweisen (50a–9S). Offene Falten sind vor allem in der Gneisgruppe verbreitet (Blastomylonit-Gneis: 57–58, 59–42, 60–1,2; Marmor + Pegmatoid: 44–1,2, 46–4). Diese offenen Falten gehören einer (oder mehreren?) jüngeren Faltengeneration(en) an, denn sie verfallen die Schieferung und kleinere Isoklinalfalten, können dabei z. T. von einer eigenen Schieferung begleitet sein (57–58).

Wiederfaltung ist aber auch sonst zu beobachten, ohne daß wir sie bisher einer oder mehreren bestimmten Faltungsvorgängen zuordnen könnten. Wiedergefaltete Quarzgängchen (27–8, 45–9) zeigen sogar drei Deformationen an, wenn wir sie entsprechend VOLL (1960) als Indiz für die erste Schieferung auffassen.

Ein prä- bis synkristalliner Schuppenbau, etwa analog dem der Phyllitgruppe der südlichen Saualpe (KLEINSCHMIDT & NEUGEBAUER 1975), dürfte in der mehrfachen Wiederholung von Marmor, Amphibolit und Quarzit im Südostteil des Gebietes (südlich von Laaken) vorliegen. Freilich ist hier das Alter nicht als variskisch nachweisbar.

Alle linearen Elemente (B-Achsen, δ - und β -Lineare) ergeben ein für verschiedene Teilbereiche etwa gleiches Richtungsmaximum von 90–110° (Abb. 20), was völlig den Werten aus dem Saualpenkristallin entspricht (z. B. WEISSENBACH 1965: 23–25). Soweit die Streckung klar anzusprechen ist, verläuft sie parallel zu dieser Richtung.

Untergeordnet ist aber durchaus auch die Nord-Süd-Richtung vertreten, z. B. ist die Lage der offenen Blastomylonit-Falte (57–58): B = 2/10 N.

IV. ZUR BRUCHTEKTONIK

Aus der Aufnahme ergibt sich ein junges Störungsnetz mit drei Hauptstörungsrichtungen:

1. 10 bis 30°, sehr oft ostabschiebend,
2. 130 bis 160°,
3. Ost–West.

Die erste spiegelt sich besonders gut im Kluftnetz wider. Die zweite läuft etwa parallel zur Lavantaler Störungszone (KIESLINGER 1928b).

Während sich die ersten beiden Richtungen oft nachweisen lassen, teils aufgeschlossen, teils durch Quarzgänge markiert, teils sich eindeutig

aus der Kartierung ergebend, ist die dritte Richtung nur gelegentlich nachweisbar; es mag ihr eine größere Bedeutung zukommen. Eine Fortsetzung der Balaton- oder Raablinie (z. B. WEIN 1973), wie sie BAUER (1965) in den Diaphthoriten und Myloniten des Remschnigg und des Poßruck sieht, ist jedoch in unserem Gebiet auch nur andeutungsweise nicht zu erkennen.

Die Klüfte sind teilweise im Zusammenhang mit dem Störungsnetz zu sehen (s. oben). Kleintektonische Untersuchungen zeigen jedoch, daß die Symmetrieverhältnisse von Klüften in einzelnen Aufschlüssen sich gut der B-Richtung 110° zuordnen lassen, was auf eine alte Anlage im Zusammenhang mit der Faltung schließen läßt. Überdies ergibt die Rückformung von Nord-Süd-Falten eine Verminderung der Streuung von Kluftpolen und von Lineationen auf s-Flächen. D. h. Lineationen und s-Flächen wurden wie die Klüfte bzw. ein Teil von ihnen durch die Nord-Süd-Falten verstellt, die sich auch damit als relativ jünger in unserem Gebiet zu erkennen geben.

V. ZUSAMMENFASSUNG

Der Gesteinsinhalt des Gebietes südlich von Soboth (Koralpe) gliedert sich in eine Glimmerschiefergruppe (oben) und eine Gneisgruppe (unten). Der größte Teil der Glimmerschiefergruppe entspricht mit Marmoren, typischen postkristallin deformierten Glimmerschiefern, Serpentiniten und Mn-Quarziten der Plankogelserie der Saualpe. In der Gneisgruppe ist eine obere von einer unteren Schiefergneisserie, vorwiegend aus postkristallin undeformierten Schiefergneisen mit eingeschalteten Diopsidmarmoren, durch eine Blastomylonit-Serie getrennt. Die Blastomylonit-Gneise zeigen Deformations- und Rekrystallisationserscheinungen und gleichen Disthenflasergneisen (besonders Saualpe) und Plattengneisen (Koralpe).

Die Metamorphose ist in erster Linie prävariskisch (mittelgradig, Hochdruck) mit variskischer Überprägung (schwach/mittelgradig, Niedrigdruck). Vielleicht kommt noch eine alpidische Chloritisierung hinzu. Eine Diaphthoresezone als Indiz für eine alpidische Deckenbahn ist im kartierten Raum nicht nachweisbar.

DANKSAGUNG

Für mannigfache Unterstützung haben wir der Geologischen Bundesanstalt, Wien, der Forstverwaltung STAUDACHER in Soboth (Oberförster NIEDEREDER) und der Zollwache Soboth zu danken. Vergleichsbegehungen ermöglichten uns in dankenswerter Weise Herr Dr. P. BECK-MANNAGETTA, Wien, Frau Dipl.-Ing. A. HINTERLECHNER-RAVNIK und Herr Dipl.-Ing. P. MIÖC, beide Laibach. Für wertvolle Hinweise und kritische Durchsicht danken wir sehr Herrn Prof. Dr. F. KAHLER, Klagenfurt, und Herrn Prof. Dr. H. MEIXNER, Salzburg, für Literaturhinweise und Diskussionen Herrn Prof. Dr. H. FLÜGEL, Graz, und Herrn Prof. Dr. P. PAULITSCH, für die Anfertigung der Fotos Frau M. DUKAT und für die Mitarbeit an den Zeichnungen Herrn W. WETTENGL, alle Darmstadt.

VI. SCHRIFTTUM

- ANGEL, F. (1924): Gesteine der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, B, 60:302 S.
– (1965): Retrograde Metamorphose und Diaphthorese. – N. Jb. Miner. Abh. 102:123–176.
- ANGEL, F., CLAR, E., & MEIXNER, H. (1953): Führungstext zur Petrographischen Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg, Kärnten. – Karinthin 24:289–296.
- BAUER, F. (1965): Bericht über die Aufnahme von Profilen im Poßruck und Remschnigg, Blatt Arnfels (207) und in der südlichen Koralpe, Blatt Eibiswald (206). – Verh. geol. Bundesanst. 1965:A16–A19.
- BECK, H., KIESLINGER, A., TELLER, F., & WINKLER, A. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Unterdrauburg (5354). – Wien (Geol. Bundesanst.).
- BECK-MANNAGETTA, P. (1951): Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. – Jb. geol. Bundesanst. 94/2:127–157.
– (1954): Über den Bau der Koralpe. – Fortschr. Miner. 32(Jg. 1953):88–89.
– (1958): Der geologische Aufbau. – (In:) Planungsatlas Lavanttal, Bd. I:22–28, Bd. II:Kt. 7, Klagenfurt.
– (1970): Über den geologischen Aufbau der Koralpe. – Verh. geol. Bundesanst. 1970/3:491–496.
– (1971): Bericht 1970 über Aufnahmen auf Blatt Wolfsberg (188) und Deutschlandsberg (189). – Verh. geol. Bundesanst. 1971:A24–A27.
– (1975a): Der geologische Aufbau des steirischen Anteils der Koralpe. – Ber. wasserwirtsch. Rahmenplanung 31:8–41, 1 Kt. 1:50.000, Graz.
– (1975b): Blatt 188, Wolfsberg. Geologische Aufnahme. – Verh. geol. Bundesanst. 1975:A116–A118.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., & SCHONENBERG, R. (1963): Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. – Carinthia II, 73/153:23–51.
- CLAR, E., & MEIXNER, H. (1953): Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. – Carinthia II, 63/143:67–92.
- CZERMAK, F. (1938): Neue Funde von Paramorphosen nach Andalusit im Gebiet der Koralpe, Steiermark und Kärnten. – Zbl. Miner. Geol. Paläont. A, 1938:47–58.
- FRANK, W. (1975): Bericht über geochronologische Arbeiten. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25). 2. Ber., 1974:3–5.
- FRITSCH, W. (1962): Von der „Anchi-“ zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. – Geol. Rdsch. 52:202–210.
- FRITSCH, W., & MEIXNER, H. (1964): Ergänzungen zu F. ANGEL – E. CLAR – H. MEIXNER: Führungstext zur Petrographischen Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg, Kärnten. – Karinthin 51:90–96.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., & WIESENER, H. (1967): Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. – N. Jb. Miner. Mh. 1967:364–376.
- HALL, A. J. (1941): The relation between colour and chemical composition in the biotites. – Amer. Miner. 26:29–33.
- HERITSCH, H. (1973): Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogit amphibolit und Metagabbro, erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt. 19:213–271.
- HIGGINS, M. W. (1971): Cataclastic rocks. – Geol. Surv. prof. Pap. 687:97 S.
- HINTERLECHNER-RAVNİK, A. (1971): Pohorske metamorfne kamenine. – Geologija 14:187–226, Ljubljana.
– (1973): Pohorske metamorfne kamenine II. – Geologija 16:245–264, Ljubljana.
- HOLDWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. – Amer. J. Sci. 271:97–131.
- HOLLER, H. (1959): Ein Spodumen-Beryll-Pegmatit und ein mineralreicher Marmor im Wildbachgraben bei Deutschlandsberg. – Miner. Mitt.-Bl. Joanneum 1959/1:19.

- HOSCHEK, G. (1967): Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. – *Contr. Miner. Petrol* 14:123–167.
- (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. – *Contr. Miner. Petrol.* 22:208–232.
- KAMP, H. von, & WEISSENBACH, N. (1961): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) II. Das Gebiet zwischen Erzberg, Hohenwart und Geyerkogel. – *Carinthia* II, 71/151:5–40.
- KANTOR, J., & FLUGEL, H. (1964): Altersbestimmungen an Gesteinen des steirischen Kristallins. – *Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, 1964/10:225–226.
- KIESLINGER, A. (1926, 1927a, 1928a): Geologie und Petrographie der Koralpe, I–IX. – *Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I*, 135:1–42; 479–497; 136:79–94; 95–104; 137:101–111; 123–142; 401–454; 455–480; 491–532.
- (1927b): Aufnahmebericht über das kristalline Gebiet auf Blatt Unterdrauburg (5354). – *Verh. geol. Bundesanst.* 1926:13–14.
- (1927c): Paramorphosen von Disthen nach Andalusit. – *Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl. Abt. I*, 136:71–78.
- (1928b): Die Lavanttaler Störungszone. – *Jb. geol. Bundesanst.* 78:499–528.
- KLEINSCHMIDT, G. (1970): Ein besonderes Vorkommen von dunkelgrauen Disthenkristallen im Saualpenkristallin. – *Karinthin* 62:144–152.
- (1975): Die „Plankogelserie“ in der südlichen Koralpe unter besonderer Berücksichtigung von Manganquarziten. – *Verh. geol. Bundesanst.* 1974:351–362.
- KLEINSCHMIDT, G., & NEUGEBAUER, J. (1975): Die variskische Überschiebungstektonik in der Phyllitgruppe der Saualpe (Ostalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1975:541–552.
- KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J., & SCHÖNENBERG, R. (1975): Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. – *Clausthaler geol. Abh., Sonderbd.* 1:11–44.
- KLEINSCHMIDT, G., SASSI, F. P., & ZANFERRARI, A. (1976): A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* (in Druck).
- KORITNIG, S. (1972): Pyroxmangit von Dürnstein/Steiermark und der Saualpe/Ktn. – *Karinthin* 66:268–273.
- KRAJICEK, E. (1956): Ein neues Beryllvorkommen von der Pack. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, Sonderbd.* 1956:133–138.
- KREBERNIK, R. (1959): Über ein Beryllvorkommen im Bezirk Voitsberg. – *Miner. Mitt.-Bl. Joanneum* 1952/2:30–31.
- KWAK, T. A. P. (1968): Ti in biotite and muscovites as an indicator of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. – *Geochim. cosmochim. Acta* 32:1222–1229.
- LIPPOLT, J., BARANYI, I., & TODT, W. (1975): Das Kalium-Argon-Alter des Basaltes vom Lavant-Tal in Kärnten. – *Aufschluß* 26:238–242.
- LODEMANN, C. K. W. (1970): Geochemie der Metamorphose im Saualpen-Kristallin (Ost-kärnten). – *N. Jb. Miner. Abh.* 112:188–218.
- LOESCHKE, J. (1974): Spurenelementdaten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. – *Nachr. dt. geol. Ges.* 11:32.
- (1975): Spurenelementdaten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. – *Geol. Rdsch.* 64:62–74.
- LÜTTIG, G. (1970): Sprachlich-nomenklatorische Anregungen zur Unterscheidung von deutschsprachlichen Begriffen der Litho- und Ortho-Stratigraphie. – *Newsl. Stratigr.* 1/1:53–58.
- MEIXNER, H. (1931): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen. III. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark* 68:146–156.
- (1950): Über Cabrerit. – *N. Jb. Miner. Mh.* 1950:169–174.
- (1952): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen XII. – *Carinthia* II, 62/142(1):27–46.

- (m. Einf. v. E. CLAR) (1953): Klassische und neuere Mineralvorkommen im Eklogitbereich der Saualpe. - Carinthia II, 63/143(2):132-139.
- (1955): Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen XIV. - Carinthia II, 65/145:10-25; - (1958): XVI. 68/148:91-109; - (1966): XXI. 76/156:97-108; - (1974): XXIV. 83/163(1973):101-139; - (1975): XXV. 85/165:13-36.
- MIYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. - 492 S., London (Allen & Unwin).
- MURAWSKI, H. (1969): Blastomylonit. - (In:) Dt. Handwörterb. Tektonik, 2. Lfg.
- NEUGEBAUER, J. (1970): Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). - Geotekt. Forsch. 35:23-93.
- PILGER, A. (1952): Zur Gliederung und Kartierung der Siegener Schichten I, II. - Geol. Jb. 66(1950):703-721.
- (1975): Die zeitlich-tektonische Entwicklung des Saualpenkristallins. - Clausthaler geol. Abh., Sonderbd. 1:143-154.
- PILGER, A., SCHÖNENBERG, R., WEISSENBACH, N. (Herausgeber) (1975): Geologie der Saualpe. - Clausthaler geol. Abh., Sonderbd. 1:232 S.
- PILGER, A., & WEISSENBACH, N. (1965): Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen. - Verh. geol. Bundesanst., Sonderh. G:191-198 und Z. dt. geol. Ges. 116/2:447-454.
- PLATEN, H. von, & HÖLLER, H. (1966): Experimentelle Anatexis des Stainzer Plattengneises von der Koralpe, Steiermark, bei 2, 4, 7 und 10 kb H₂O-Druck. - N. Jb. Miner. Abh. 106:106-130.
- RICHARDSON, S. W. (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. - J. Petrol. 9:468-488.
- RICHTER, W. (1973): Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. - Tschermaks miner. petrogr. Mitt. 19:1-50.
- RITTER, U. (1975): Untersuchungen zur Petrographie, Tektonik und Metamorphose im Kristallin der südlichen Koralpe/Österreich. - Diplomarb. TH Darmstadt (unveröff.), 95 S.
- RIVALENTI, G. (1970): Genetical problems of banded amphibolites in the Frederikshåb district, South West Greenland. - Atti Soc. Tosc. Sci. natur. Mem. Ser. A 77:342-357.
- SANDER, B. (1912): Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. - Jb. k. k. geol. Reichsanst. 62:219-288.
- SASSI, F. P. (1972): The petrological and geological significance of the b₀ values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. - Tschermaks miner. petrogr. Mitt. 18:105-113.
- SEIFERT, K. F. (1962): Desmin und Klinozoisit vom Koglerock (Magdalensbergstraße) bei Lavamünd, Kärnten. - Karinthin 47:260-268.
- Symposium (1962): Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. - N. Jb. Miner. Mh. 1962:163-172.
- THIEDIG, F. (1970): Verbreitung, Ausbildung und stratigraphische Einstufung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten (Österreich). - Mitt. geol. paläont. Inst. Univ. Hamburg 39:97-116.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. - 256 S., Wien (Deuticke).
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics. - Liverpool & Manchester geol. J. 2:503-567.
- WEIN, G. (1973): Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. - Jb. geol. Bundesanst. 116:85-101.
- WEISSENBACH, N. (1963): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), V. Zur Seriengliederung und Mineralisationsabfolge des Kristallins im Gipfelgebiet der Saualpe. - Carinthia II, 73/153:5-23.
- (1965): Geologie und Petrographie der eklogitführenden hochkristallinen Serien im zentralen Teil der Saualpe, Kärnten. - Diss. Bergakad. Clausthal, 205 S.
- (m. Beitr. v. A. PILGER) (1975a): Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins der Saualpe. - Clausthaler geol. Abh., Sonderbd. 1:61-114.

- (1975b): Kristallisation, Deformation und Polymetamorphose im Saualpenkristallin. – Clausthaler geol. Abh., Sonderbd. 1:131–141.
- WENK, E. (1963): Zur Definition von Schiefer und Gneis. – N. Jb. Miner. Mh. 1963:97–107.
- WINKLER, H. G. F. (1970): Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage and classification based on isograds in common rocks. – N. Jb. Miner. Mh. 1970:189–248.
- (1974): Petrogenesis of metamorphic rocks. – 3. Ed., 320 S., Berlin/Heidelberg/New York (Springer).
- WINKLER-HERMADEN, A. (1933): Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßruckgebirges in Südsteiermark. – Jb. geol. Bundesanst. 83:19–72.

Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. Georg KLEINSCHMIDT, Geol.-Paläont. Inst. der TH, Schnittspahnstraße 9, D-6100 Darmstadt; Dipl.-Geol. Ulrich RITTER, University of Cape Town, Department of Geology, PRU, Rondebosch 7700, South Africa.