

Literatur:

- EBERS, Edith, 1939: Die Kultivierung der Buckelwiesen bei Mittenwald. Grüne Blätter für Naturschutz, 22: 104—110.
- 1957: Das Problem der Buckelwiesen. Natur und Volk, 87: 113—120.
- 1969: Die Buckelwiesen: nicht Eiszeit, sondern Gegenwart. Eiszeitalter und Gegenwart, 10: 105—112.
- KNAUER, J., 1943: Die Entstehung der Buckelwiesen, Mittlg. geogr. Ges. München, 34: 204—220.
- LUTZ, J. L., u. H. PAUL, 1947: Die Buckelwiesen bei Mittenwald. Arb. botan. Abt. bayer. Landesanstalt für Moorwirtschaft. Bayer. bot. Ges. 27: 1—41.
- LUTZ, J. L., 1957: Quartärgeologie und Landeskultur. Mittlg. Landkultur, Moor- und Torfwirtschaft, 5: 1—7.
- MORAWETZ, S., 1964: Zur Entstehung der Buckelwiesen, Zeitschr. f. Geomorphologie, Neue Folge 8: 60—63.
- PENCK, A., 1940/41: Die Buckelwiesen bei Mittenwald am Karwendel. Mittlg. geogr. Ges. München, 33: 3—8.
- PRIELHÄUSSER, G., 1957: Die Entstehung der Buckelwiesen bei Mittenwald. Bayer. landwirtschaftl. Jahrb. 34.
- RATHJENS, C., 1954: Das Schlernstadium und der Klimaablauf der Späteiszeit im nördlichen Alpenraum. Eiszeit und Gegenwart, 4/5: 181 bis 188.
- SCHÖNHALS, E., 1957: Späteiszeitliche Windablagerungen in den nördlichen Kalkalpen und die Entstehung der Buckelwiesen. Natur und Volk, 87: 317—328.
- STINI, J., 1940: Zur Frage der Entstehung der Buckelwiesen. Geologie und Bauwesen, 12: 90—91, Wien.

Anschrift des Verfassers.

Univ.-Prof. Dr. Sieghard MORAWETZ, Geographisches Institut Graz, Universitätsplatz 2, A—8010 Graz.

Zur Geologie des Gebietes nördlich von St. Veit a. d. Glan, Kärnten, und zur Tektonik des Krappfeldbeckens

(Mit 3 Profildarstellungen, davon 2 im Anhang, und zur in
Ausarbeitung stehenden Karte 1 : 25.000
Magdalensberg—Hochosterwitz)

Zusammenfassung

Eine geologische Kartierung des Grundgebietes in der Gegend nördlich von St. Veit a. d. Glan (Mittelkärnten) ließ erstmalig eine Seriengliederung der dort vorkommenden epimetamorphen Schiefer

mit Marmoren zu. Es konnte gezeigt werden, daß entgegen früheren Ansichten keine wesentlichen retroromorphen (diaphthoritischen) Bildungen vorhanden sind, sondern daß sich der ganze Gesteinsbestand auf eine progressiv-metamorphe, sandig-tonig und karbonatisch sedimentäre Abfolge mit einem sehr charakteristischen Komplex aus Trachyten bis Andesiten und deren Tuffen zurückführen läßt. Durch Vergleiche kam für die vulkanische Serie ein ordovizisch-silurisches Alter angenommen werden.

Eine Auflösung des Faltenbaues gelang nicht restlos, doch konnte wenigstens eine grundlegende Erkenntnis über diskordant zur Schieferungstektonik und zu den Isograden der Metamorphose durchlaufende stratigraphische Horizonte (Metatrachyte und Kalke) gewonnen werden. Es wurden auch Beispiele für die Abhängigkeit des tektonischen Verformungsstiles im Klein- und Großbereich von der Höhenlage im geologischen Profil oder dem Metamorphosegrad gebracht.

Ansonsten verhält sich die Tektonik ganz dem ostalpinen, altkristallinen Rahmen entsprechend. Auf eine variszische Metamorphoseprägung folgt eine alpidische, kataklastische Faltung und Bruchzerstückelung, wobei eine Anzahl von Randstörungen des Krappfeldeinbruchbeckens lokalisiert und ihr gebrochener Verlauf gezeigt wurden.

Am Ende steht eine Aufzählung der nutzbaren Gesteine und Erze des Gebietes.

1) Einleitung

Dieses eiszeitlich überformte Hügelland mit Rundhöckern, breiten Tälern und steilen Felsabbrüchen, die oft von Burgruinen gekrönt sind, und mit weiten fruchtbaren Hochflächenfluren, auf denen sich viele Dörfer ausbreiten, ist sehr lange ein Stiefkind der geologischen Erforschung geblieben. Nur wenige Arbeiten markieren die Fortschritte in der Erkenntnis (PETERS 1855, HÖFER 1894, H. BECK 1926, 1929, E. HABERFELNER 1939, BECK-MANNAGETTA 1959). Vielleicht mag eine der Ursachen dafür die phyllitische Metamorphose des dortigen Grundgebirges gewesen sein, das als gleichförmige Gurktaler Phyllite auf den geologischen Übersichtskarten ausgewiesen wird.

Nun wurde dieses Gebiet zunächst wegen dort vorkommenden Magnetitlagerstätten und später im Rahmen der Herausgabe des Blattes 1:25.000 Magdalensberg-Hochosterwitz des Verb. der Geol. und Bergb. Stud. 1969/70 neu aufgenommen und bearbeitet. Wirklich findet man in diesem Raume unter der quartären Bedeckung nur epimetamorphe Gesteine. Eine Ausnahme macht der tiefe Wimitztaleinschnitt, in dem auch mesozonale Gesteine an die Erdoberfläche kommen. Da diese Region nicht mehr auf dem Kartenblatt aufscheint, soll sie weiter nicht behandelt werden.

Die Internstrukturen der Gurktaler Phyllite haben dabei mit der Morphologie der Gegend kaum etwas zu tun. Solches erscheint allerdings im Altkristallin der Südostalpen um das Krappfeld, die Saualpe, die Seetaler Alpen, das Lavanttal, das Fohnsdorfer Becken, die Koralpe, die Stub- und Gleinalpe bis ins südoststeirische Becken sehr verbreitet.

Der Internbau des Gebietes bei St. Veit wird von einer intensiven Verfaltung beherrscht, die im Kleinbereich oft aus liegenden isoklinalen Falten und im Großbereich aus einer Scherfaltung mit einheitlich mehrweniger flachen S-Flächen besteht. Die Achsen dieser Falten streichen meist mit flachen Ostfallen zwischen NW-SE und W-E mit einer deutlichen Häufung in WNW-ESE, das den maximalen Achsenverteilungslagen im ganzen Kärntner und Muralpenkristallin entspricht (BECKMANNAGETTA, CLAR u. a., 1959 u. 1963). Daneben sind, wenn auch nur lokal, andere Faltungszonen mit Wellungsfaltungen in Zehnermeter- oder Knickfaltung in Decimeterbereichen mit anderen, meist etwa senkrecht zu den dominierenden Achsen liegenden Achsenrichtungen entwickelt. Eine derartige Verfaltung findet sich beispielsweise beim Magnetitquarzit-Bergbau Zwein, dessen Großbau von einer etwa horizontalen Synklinale mit NNE-Achse bestimmt wird. Intern im Kleinbereich bleibt aber auch hier die ältere und verstellte WNE-Achse der Fältelungsgefügeprägung erhalten.

2) Der Altbestand

Über die Art der sedimentären und sonstigen Ausgangsmaterialien dieser phyllitischen Gesteine konnten erst die Arbeiten der letzten Jahre einige Klarheit bringen. Bis dahin wurden wohl die Phyllite bzw. Quarzphyllite als Abkömmling von tonig-sandigen Sedimenten erkannt, aber leider, wenigstens zum Teil, als rückschreitend metamorphe Glimmerschiefer und damit als Diaphthorite angesehen. Dazu gesellen sich charakteristische Feldspatschiefer bzw. Albitphyllite, die sich entsprechend als Gneismylonite oder Pegmatitmylonite bzw. Diaphthorite deuten lassen mußten. Bei den wenigen Grünschiefern blieb eine Ableitung von Mergel, Vulkaniten und Amphiboliten offen. Keine Abstammungsprobleme ergaben sich bei den Marmoren mit ihren Übergängen zu Kalkphylliten, da hier die Herleitung von Kalken bis tonigen Kalken immer selbstverständlich erschien und auch niemand auf den Gedanken kam, sie in die Trias einzustufen.

Reihenuntersuchungen von Dünnschliffen in Kombination mit den Geländebefunden ergaben aber, daß etwa in den Phylliten bis Quarzphylliten und Albitphylliten keine Reste nach entschieden stärker metamorphen Gesteinen oder Mineralien wie von Gneis, Glimmerschiefer oder anorthitreichen Plagioklasen, Granat und von grüner

Hornblende festzustellen waren, sondern fast nur Spuren einer ansteigenden Metamorphose. Graduell anders verhalten sich die Übergangsbereiche zwischen Epi- und Mesozone etwa im Wimitztalbodenbereich, wo öfters retrometamorphe Erscheinungen mit Umschlag von Amphibolit- in Grünschiefer- (Prasinit-) Fazies beobachtet wurden.

Sicher können an vereinzelt Stellen noch anscheinend erhaltene Kreuzschichtungen in Quarzphylliten am Gauerstall und in Kiesphylliten in der Grube Dreifaltigkeit auch auf tektonischem Weg erklärt werden. Aber gerade die an wenigen Stellen vorkommenden geringfügigen retrometamorphen Erscheinungen wie Chloritisierung von Biotit weisen darauf hin, daß auch dieser primär kleine Biotit der Phyllite, von BECK-MANNAGETTA (1959 S. 330) daher in Analogie — Muskovit zu Serizit — als Mikrobiotit bezeichnet, selbst eine metamorphe Neubildung darstellt. Der Biotit erscheint meist idiomorph und undeformiert im Gewebe aufgesproßt. Im Falle der Chloritisierung zeigt dann die Pseudomorphose und das benachbarte Gesteinsgefüge meistens auch Verquetschungen bzw. Deformationen.

Der nicht selten in den Phylliten vorkommende, doch fast immer nur mikroskopisch erkennbare farblose Granat ist hingegen nie chloritisiert, was aber vielleicht auf einen größeren Spessartingehalt zurückzuführen ist, denn derartige Granate sind in der Epizone (bei Grünschieferfazies) stabil. Auch letzteres zählt als weiteres Indiz für eine ansteigend metamorphe Bildung dieser epimetamorphen Gesteine.

Zur Beweisführung genügt das Erwähnte natürlich noch nicht. Dazu braucht man Relikte oder Palimpseste. Bekanntlich erweisen sich Reliktstudien in Meta-Pelit-Psamt-Gesteinen als sehr schwierig, in Abkömmlingen von Vulkaniten hingegen sind sie viel erfolgsversprechender und diese Erfahrung bestätigte sich auch in unserem Falle.

Die Untersuchung der Feldspatschiefer bzw. „Gneismylonite, Pegmatitdiaphthorite“ ließ nie Relikte nach solchen Gesteinen, sondern nur nach sauren Vulkaniten (FRITSCH 1961, HAJEK 1962, KLEIN-SCHMIDT & WURM 1966) mit einer großen Variationsbreite erkennen. Zwar gab es nur wenig ganz eindeutige Fälle, doch in der Gesamtheit liefern sie ein geschlossenes Bild einer vulkanischen Abfolge mit verschiedensten Erscheinungsformen wie: Lavaergüsse, Tuffe, Tuffite und vielleicht sogar einer spilitartigen Pillow-Lava (FRITSCH 1961), die allerdings in Analogie zu vulkanischen Bildungen am Christofberg (RIEHL-HERWIRCH, Diss., Wien, 1968) auch als tektonisch veränderte Großgeröllhorizonte gedeutet werden könnten.

Für die Gesamtgenese ist aber dieses Detailproblem unwesentlich, da es sich auf jeden Fall bei den Feldspatschiefern um ehemals oberflächenvulkanische marine Bildungen handelt. Als solche muß der ganze Feldspatschieferkomplex aufgefaßt werden, wobei subvulkanische Intrusionen natürlich nicht außer Acht bleiben dürfen.

Eindeutige Sills u. dgl. konnten zwar nicht nachgewiesen werden, doch ist dies bei der starken Tektonik nicht weiter verwunderlich.

Bei den Grüngesteinen fanden sich gleichfalls Reliktstrukturen nach Effusiven mit Pseudomorphosen von Hornblende nach Augit in einem stilpnomelanhaltigen grünlichen Prasinit vom Arzberg (FRITSCH 1961, S. 74). In diesem Fall dürfte es sich wahrscheinlich um einen mehr basischen Metatuff handeln. Im Saualpenkristallin wurden in gleichartigen Grünschiefern ganz eindeutige Relikte von Augit (THIEDIG, 1962), Lappilli (FRITSCH, 1964, S. 341) und Mandelausfüllungen (KLEINSCHMIDT, 1968) entdeckt. Zusammenfassend kann man sich also äußern, daß diese epimetamorphen-Schiefer in erstmaliger Metamorphose aus sandig bis tonigen Meeressedimenten mit Mergel- und Kalkeinlagerungen und mit einer vulkanischen Phase, die viel saure bis intermediäre und wenig basische Effusionsprodukte lieferte, entstanden sind.

Im Sinne STILLES würde es sich um einen synorogenen Magmatismus zur kaledonischen Gebirgsbildungsphase handeln. Einer Zeitepoche, die auch durch viele Granitintrusionen im ostalpinen Altkristallin (Silvretta, Öztaler Alpen) (Vortrag JÄGER 1963, PURTSCHELLER 1969) gekennzeichnet ist.

Dazu kommen an selteneren Einlagerungen helle und dunkle (graphitische) Quarzite, die vermutlich ehemalige Radiolarite und vulkanische Kieselsinter waren und Magnetit-, Eisenkieserze teils im kalkigen, die ersteren meist im kieseligen Milieu. Diese Erze dürften aller Wahrscheinlichkeit nach als sedimentäre Erzlager in der Art der Lahn-Dill-Roteisenerze (HENTSCHEL 1960) als vulkanisch extrusiv sedimentäre Lagerstätten entstanden sein (HEGEMANN 1958, HAJEK 1962, FRITSCH 1970). Damit passen sie sehr gut in den beschriebenen Sedimentationskomplex hinein und es ergeben sich deutliche Analogien zum außeralpinen Altpaläozoikum des hessischen Raumes und von Nordböhmen, also zu Sedimentationsbecken (Geosynklinalen) des späteren variszischen Orogens.

Das Ganze ist ein Primärbestand, den man aus vielen altpaläozoischen Abfolgen des Ostalpenraumes, namentlich der Grauwackenzone (MOSTLER 1968) kennt und durch die charakteristischen Eisenerzlagerstätten deuten sich auch Beziehungen zum gesamteuropäischen Raume an.

3) Gesteinsgliederung:

Wie schon erwähnt, werden die morphologischen Tiefformen gewöhnlich von quartären Ablagerungen eingenommen, aus denen sich dann einerseits Rundhöcker und andererseits die breiten Hochflächenterrassen aus Grundgebirge erheben, das seltener auch in Bacheinschnitten wie in der Umgebung von St. Veit freigelegt werden kann.

An Alluvium sind eigentlich nur die Überschwemmungslehme bis -Sande in den tiefsten Talböden der Glan und Wimitz und die teils großen schotterig-sandigen Schwemmkegel der Seitenbäche in den Talböden sowie auf diluvialen Ebenheiten vorhanden. Auch gibt es einzelne Bereiche mit Hangschuttüberdeckung an den Steilflanken der Hochflächenabbrüche und im Norden um Kraig und bei den Kraiger Schlössern auch größere Berggrutschmassen. Die Auslösungsursache war Hangübersteilung durch Eis- oder Bacherrosion.

Das Diluvium bedeckt den größten Flächenanteil in dieser Gegend und es umfaßt eine große Anzahl von Ablagerungen aus Stauseen (Seeschluffe, Deltaschotter bis -Sande), Bächen (kreuzgeschichtete Sande bis Schotter) und Moränen (Stirn-, Seiten-, Grundmoränen). Trotz einer schon seit dem Würmeishochstand weit fortgeschrittenen neuerlichen Einschneidung der Gewässer in die rein glazialen Formen und der Aufschlußarmut dieser Lockergesteinsbereiche, sind doch praktisch alle Endmoränenwälle der verschiedenen Gletscherhaltstadien und der Eishöchststand an Hand von Seitenmoränenresten zu erkennen. Da es nicht geplant war, das Diluvium und die Eintiefungsabfolgen der postglazialen Gewässerläufe neu zu bearbeiten, sei auf die bestehende Literatur hingewiesen (PENCK u. BRÜCKNER 1909, H. BECK 1931, PASCHINGER 1937, KAHLER 1953, LICHTENBERGER 1959).

Auf der Karte wurden noch verfolgbare Moränenwälle und an guten Aufschlüssen erkennbare Gesteinsunterschiede eingetragen, So befand sich der Endmoränenwall des würmeiszeitlichen Gletschers nördlich Kraig fast beim heutigen Wimitzbachlauf in etwa 650 m Seehöhe und die Seitenmoränen steigen im Süden am Breitengrad von Kraig bereits 760 m hinauf. Am halben Weg südlich gegen St. Veit liegen die höchsten Seitenmoränenablagerungen in 820 und auf der Breite von St. Veit bereits in 880 m Seehöhe. Für die Geologische Karte 1:25.000 wurde das Quartär sehr eingehend von van HUSEN 1969/70 aufgenommen und damit wurden wesentliche Fortschritte über LICHTENBERGER hinaus erzielt.

Die Geröllgesellschaft der diluvialen Ablagerungen stellt ein weiteres wesentliches Merkmal für ihre Einordnung dar. So zeigen Lokal- und Wimitzerschotter sich in ihrer Herkunft aus eisfreien Gebieten deutlich an. Andererseits sieht man aus Geröllgemeinschaften mit Tauern-, Kreuzeck- und Nockgebietsgesteinen deutlich den Weg durch den Draueinzugsbereich. Dabei ist das lokale Auftreten von Geröllen aus dem Gaileinzugsgebiet auch aus den Karnischen Alpen von besonderem Interesse (siehe KAHLER 1953).

Aus der Tertiärzeit sind hier keine sichtbaren Ablagerungen, doch viele Vererbnungsflächen mit Bodenbildungen und Gesteinszersetzungen (FRITSCH u. MEIXNER 1968) sowie Einzelgerölle

(FRITSCH 1957) erhalten geblieben. Über das genaue Alter dieser Dinge ist nichts Konkretes bekannt, doch spricht vieles für Pliozän und Jungmiozän.

Merkliche Schichtverstellungen sind aus diesen jüngeren Ablagerungen bis auf von E. H. WEISS (1965) von nahen Stellen bei Taggenbrunn bereits beschriebene Setzungserscheinungen in den Stauseeablagerungen nicht zu erkennen. Nur bei den allerhöchsten vielleicht miozänen Flächenfluren machen sich tektonische Bewegungen an Störungszonen durch schwache Verkippung und Versetzung in unterschiedliche Höhenlagen anscheinend bemerkbar.

Dies wird im Grundgebirge ganz anders. Hier kann man einerseits Unterschiede nach der Gesteinsart und andererseits nach dem Metamorphosierungsgrad machen. Die ersteren wurden schon beim Primärbestand behandelt und lassen eine Seriengliederung in eine untere Quarzitische Phyllit-, eine Erzführende- und eine obere Graue Phyllitserie zu (FRITSCH 1957).

Hingegen ergibt sich aus dem Metamorphosegrad eine regionale Differenzierung. In der Tiefe des Wimitzgrabens befinden sich die stärkst (Meso-Epizone), auf den Höhen des Kraigerberges und um St. Veit etwas schwächer (mittlere Epizone) und um den Kriebel im Nordosten des Gebietes die wenigst metamorphen (obere Epizone) Gesteine. Eine Einzelscholle von Dolomit nahe dem Galgenkogel nördlich St. Veit scheint möglicherweise nur anchimetamorph zu sein. Doch ist bei Dolomit eine solche Metamorphosegradbestimmung ein schwieriges Problem, weil makroskopisch Unterschiede zwischen primären metamorphen Dolomiten und sekundären metasomatischen nicht immer gemacht werden können. Nur eine Messung der Korngefügeregelung, die hier wegen der Unbedeutenheit des Vorkommens unterlassen wurde, könnte möglicherweise eine Klärung bringen.

4) Die Lagerungsverhältnisse im Grundgebirge :

Oberflächlich betrachtet ist die Lagerung eigentlich nur in den stärker metamorphen tieferen Bereichen recht einfach (siehe Profil I). Hier herrscht eine recht flache durchschnittlich fast horizontale, im gesamten aber doch ganz leicht gegen SE einfallende S-Flächenschar vor, die normalerweise auch immer stoffkonkordant zu den verschiedenen Gesteinsarten verläuft. Zwar kann man bei genauen Aufschlußstudien immer wieder Diskordanzen und liegende Interfalten (siehe Einleitung) und auch etliche Quer- und sonstige Schichtverbiegungen in Hundertmeterbereichen bis 45° Einfallen feststellen. Doch ändert dies kaum den Gesamteindruck.

Die Schicht- und Schieferungs-Lagerungs-Verhältnisse werden von unten nach oben scheinbar immer komplizierter. Der flachwellige Faltenbau mit dem stofflich meist konkordanten S-Flächen und mit nur

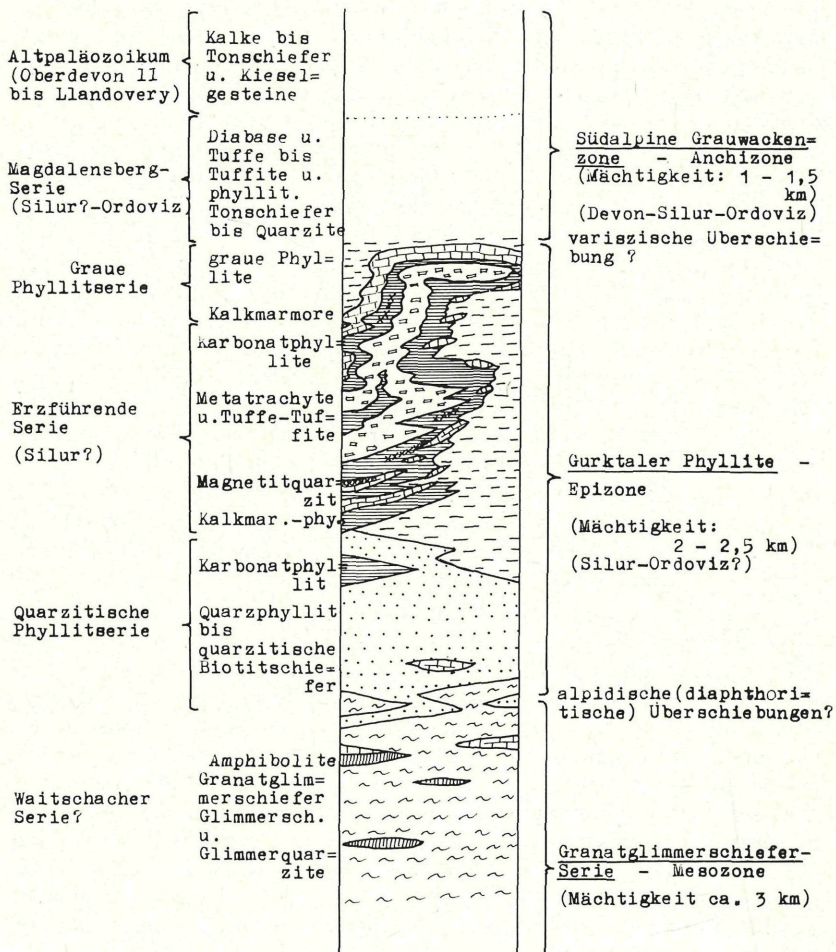
wenig erkennbaren Diskordanzen und Kreuzschieferungen und mit Umbiegungsstellen von liegenden Falten herrscht unten vor. Die liegenden Falten in Decimeter- bis Meterbereichen mit den parallelen Schenkeln zeigen zwar deutlich, daß der wahre Bau sehr kompliziert sein muß, doch wird man nicht mit der Notwendigkeit, ihn zurückzuwickeln, konfrontiert, da sich ohnehin recht klare Schichtfolgen auskartieren lassen. In den weniger metamorphen Gebirgstteilen des Kriebel macht sich nun eine durchgehende und sehr deutliche Diskordanz zwischen Schieferung und stofflichen Grenzen bemerkbar, die besonders schön im Steinbruch hinter der aufgelassenen Brauerei von Steinbrücken studiert werden kann. Während die S-Flächen mehr flach gegen Süd geneigt einfallen, weist die Schichtung der Wechsellagerung: Bänderkalke, Glimmermarmore und Kalkphyllite, eine deutliche Scherfältelung nach dem S und der Falten Spiegel ein seigeres bis steiles Nordfallen auf. Dieser tektonische Verformungsstil mit den gleichen Achsenverhältnissen wie sonst findet sich nun mehr-minder deutlich im ganzen Kriebelgebiet und ist überhaupt für die Verformung in der oberen Epizone der Saualpe des Kärntner Raumes (FRITSCH u. HAJEK 1965), der Grauwackenzone sowie des Rheinischen Schiefergebirges bezeichnend. Überall, wo von Transversalschieferung gesprochen wird, gibt es bei starken stofflichen Unterschieden solche Bilder.

In den reinen Metapeliten (Phylliten) geht die Deformation etwas weiter und man kann den Begriff Internfaltung im Sinne HERITSCH (1923) anwenden, weil feingefältete als Falten Spiegel steile Glimmerlagen von flacheren S-Flächen aufgelinst werden.

Mikroskopische Befunde zeigen nun deutlich, wie zwischen den rein transversal geschieferten Typen und den interngefalteten linsigen Phylliten bis zu solchen mit einem vorherrschenden S, die nur in gewissen größeren Linsen noch Reste einer Internfaltung oder Transversalschieferung enthalten, bis zu rein nach S geschieferten Gesteinen alle Übergänge bestehen. Es ist dabei so, daß diese Erscheinungen in allen Höhenlagen unserer Schichten überall auftreten, doch sind sie in ihrer maximalen Verbreitung streng auf bestimmte Zonen beschränkt und auch gesteinsmäßig kann man Unterschiede feststellen.

So haben die Phyllite (Tonschiefer) ihr Transversalschieferungsmaximum in der Anchizone, während Karbonate, Quarzite und Feldspatschiefer dieses Maximum in der oberen Epizone zeigen. Bei den Phylliten beginnt hier schon der Übergang zur Linsenbildung. In der unteren Epizone sind in den Phylliten nur mehr wenig Relikte von Internfalten u. dgl. zu finden, hingegen ist dieser Bereich für eine relative Häufigkeit von Faltungsumbiegungsstellen in den Karbonaten, Quarziten und Feldspatschiefern bezeichnend.

Diese Befunde geben einen ganz klaren Hinweis dafür, daß die einfachere und scheinbar leichter auflösbare Tektonik und Prostratigraphie der Tiefe in Wahrheit auf einer Verwischung und Verundeut-



Höhenmaßstab: 1 cm = 200 m

Schematische Profilsäule durch die kristallinen Gesteine des Raumes St. Veit a. d. Glan - Kraigerberg

lichung der komplizierten Strukturen in den höheren tektonischen Positionen beruht und daher eine Stratigraphie für solch tiefere Bereiche nicht aufzustellen ist. Eine Schichtfolge und Seriengliederung kommt hier nur als Kartierungshilfe oder als Pseudostratigraphie in Anwendung. Es kann daher in diesem Raum an keiner Stelle eine eindeutige Aussage über normale oder inverse Lagerung erfolgen.

Gleiches gilt auch für die übrigen Phyllitgebiete und daher haben alle Gliederungen (z. B. HAJEK 1962, KLEINSCHMIDT u. WURM 1966) und die Saualpengliederung (FRITSCH u. a. 1960) keine andere Bedeutung, als daß sie einen durch Tektonik gewonnenen Zustand und natürlich den Stoffbestand eines ehemaligen Sedimentationskomplexes festhalten.

5) Alterfragen und Pseudostratigraphie

Zwar fanden sich in der südlichen Saualpe in bestimmten Gesteinen der Phyllitserie in Kalkphylliten noch erhaltene Crinoidenstiellglieder, die eine wahrscheinliche Alterseinstufung an die Silur-Devon-Wende ergaben (KLEINSCHMIDT 1966). Wenn diese richtig wäre, so müßte die Epizone eine tektonisch tiefer geschaltete Wiederholung der stratigraphisch schon ganz gut aufgelösten Anchizone sein. Auch die Gesteinsabfolgen würden sich ganz gut parallelisieren lassen (CLAR u. a. 1963), wenn es nicht auch einige Ausnahmen durch Gesteine gäbe, die nur in einer Folge auftreten und somit der Epi- oder Anchizone einen einmaligen Charakterzug erteilen. Eine solche Ausnahme ist der Feldspat- oder Porphy-(Keratophyr-)Schieferhorizont, der tatsächlich nur einmal in einer bestimmten Zone mit wenig 100 m Mächtigkeit, doch hier fast überall vorkommt. Auch in der oberen Anchizone (= Magdalensbergserie) sind saure Vulkanite bekannt, doch handelt es sich hierbei um Porphyroide bzw. Quarzporphyre. Dies ist ein Unterschied, der nicht durch eine Metamorphose hervorgerufen werden kann. Trotzdem bleibt die Vorstellung, daß Anchi- und Epizone eine tektonische Wiederholung nur mit eben etwas anderer Fazies seien, sehr akzeptabel. Auch die Vorstellung, den Porphyrschiefer ins tiefere Silur (wie den Porphyroid) und den tieferen basischen Vulkanismus in Analogie ins Ordovizium zu versetzen (MOSTLER 1968, S. 114 ff.), ist recht plausibel. Die Marmore würden dann, inverse Lagerung vorausgesetzt, den Silur-Devonkalken entsprechen.

Der Dolomit vom Galgenkogel würde auch sehr gut zum Silur-Devon passen und es wäre wahrscheinlich, daß er in die anchimorphe Abfolge über der Magdalensbergserie gehört.

6) Die Gesteine des Kriebel:

Hier liegt eine, wie schon erwähnt, weniger metamorphe (obere Epizone) transversal-schergfaltete Serie von steil einfallenden Mar-

moren des Bänderkalktypus (Schöckelkalk) bis Kalkphyllite, bis graue Phyllite und Kohlenstoffphyllite mit Eisenkies-(Kupferkies-)Vererzungen und einer sehr mächtigen Porphyrschieferabfolge vor. Der geringste Metamorphose- und Tektonisierungsunterschied gegenüber den Gesteinen des Kraigerberges ist bei den Porphyrschiefern zu bemerken. Man kann zwar am Kriebel gar nicht klar Hangendes und Liegendes unterscheiden, doch gleicht die Abfolge insofern der vom Kraigerberg, als sich zwischen Feldspatschiefer- und Marmorserie graue Phyllite mit Eisensulfid vererzten dunklen Phylliten bis Quarzphylliten und Karbonatphylliten zwischenschalten.

Da bisher nur ein porphyrschieferführender Horizont bekannt geworden ist, so bleibt nur der Schluß übrig, auch den Kriebelporphyrschiefer zur gleichen stratigraphischen Einheit zu rechnen. Freilich muß dieser dazu aus dem stärker metamorphen unteren Teil der Kraiger Bergfolge in einen höheren weniger metamorphen hinaufwechseln, wie dies in unserem Fall mit der ganzen erzführenden Serie zu geschehen scheint (siehe Profil I).

7) Metamorphosediskordanz:

In der Art des Endes der sogenannten erzführenden Serie gegen Nordosten unterm Kolbenbergücken nordwestlich von Kraig konnte der Schlüssel für die Erklärung dieser Erscheinung gefunden werden. Hier keilt nämlich unter mehrfacher Ausfingering auf relativ engem Raum (200 bis 600 m) die gesamte erzführende Serie mit den Feldspatschiefern und Marmoren trotz durchgehender flacher S-Flächenlagerung aus, um grauen und Quarzphylliten Platz zu machen. Vorboten für dieses sind im Liegenden sich einschiebende graue Phyllite nördlich der Linie Kraigersee-Sonntagsberg.

Wäre dieses Auskeilen ein primäres (sedimentäres), müßte mit dem völligen Ende dieser Serie in nordöstlicher Richtung gerechnet werden. Doch ist dies nicht der Fall, da gerade nordöstlich bis östlich von Kraig die erzführende Serie mit sehr vielen Porphyrgesteinen reichlich vertreten ist, doch dem Metamorphosegrad nach höher eingestuft werden müßte.

Auf dem beigegebenen Profil I wurde der Versuch gemacht, diese Verhältnisse darzustellen. Die Auskeilzone des Kolbenberges ist dabei als durch die S-Flächentektonik gescherfaltete Steilstellungszone der primären Schichtung zu verstehen, wobei es erst wieder in viel höheren und weniger metamorphen Bereichen über dem Kriebelniveau zu einer neuerlichen Angleichung von Schichtung und Schieferung kommt.

In dieser Gegend ist es damit erstmals gelungen, stratigraphische Einheiten quer zu den Isograden der Metamorphose zu verfolgen und die Schieferung als ein zur Metamorphose etwa konkordantes Element zu bestätigen (siehe CLAR u. a. 1965).

8) Zur Abfolge der Tektonik:

In kristallinen Schiefen hat die Hauptkristallisation gewöhnlich eine so durchgreifende Wirkung, daß kaum ältere tektonische Strukturen erhalten bleiben. So ist es auch in unserem Gebiet sehr schwierig und unsicher, noch ältere tektonische Elemente als die bereits erwähnte rekristallisierte Hauptverfaltung, die sich von mikroskopischen bis in km-Bereiche mit meist flach in Richtung ESE einfallenden Faltenachsen und Linearen auswirkt, aufzuspüren.

Doch gab es bei der Untersuchung der Magnetitlager zwei diskordante metamorph kristallisierte abrupte Erzlagerungen (FRITSCH 1970), die nur als präkristalline Störungen erklärt werden konnten und dazu Streichrichtungen zeigen, die mit den Hauptachsen nichts zu tun haben, nämlich NW-SE/90° und WSW-ENE/60°N.

Ein anderes Problem besteht bei dem „Pillowlaven“-Steinbruch bei St. Veit (Kote 555). Die „Pillows“ zeigen deutlich die Hauptachse mit normaler WNW-Richtung in Form der Linearenaufrprägung. Ihre eigene Längsachse liegt aber flach in Richtung NE einfallend. Sollte es sich um echte Pillows handeln, so würde die letztere Achse die Senkrechte auf die Bewegungsrichtung des Lavastromes darstellen. Sind es jedoch verdrückte und gelängte Gerölle (siehe S. 3), so wäre damit eine ältere strukturprägende Achsenrichtung nachgewiesen, was früher schon im Saualpenbereich in den Disthenflasergneisen gelungen ist. Auch südöstlich von Kraig, am Westfuß des Kriebel, konnte diese NE-Achsenrichtung in dm-Bereich-Falten mit völliger Rekristallisation in Feldspatschiefern entdeckt werden.

Die normal gleichfalls rekristalline Hauptverfaltung mit der Hauptkristallisation und Hauptgefügeprägung muß in Anlehnung an andere Erkenntnisse aus dem Mittelkärntner Raum variszisches und vermutlich interkarbonisches Alter besitzen. Diese Achse variiert gebietsweise etwas im Streichen und Fallen. Bei den Streichrichtungsänderungen scheint es sich um primäre Inhomogenitäten zu handeln, wogegen die Fallrichtungsänderungen sich ohne weiters in einen Zusammenhang mit der jüngeren Bruchschollentektonik bringen lassen und somit ursprünglich ein etwa horizontaler Linearbau vorhanden gewesen sein müßte.

Die mit dieser Achse gebildeten, meist liegenden Falten in m- bis 10 m-Bereichen der unteren Epizone und auch die Scherfaltung der oberen Epizone haben, soweit dies zu erkennen ist, viel öfter S- als N-Vergenz (siehe Profil I und Säulenprofil). Dies stimmt mit den Beobachtung aus der südlichen Saualpe (KLEINSCHMIDT und WURM 1966, S. 132 ff.) gut überein.

Teilweise auch unter vollständiger Rekristallisation wird die Hauptachse von jüngeren NNE-SSW-Achsen überprägt. Diese dürfen als B'-Achsen gelten und zum variszischen Zyklus gehören.

Geringfügige Diaphthoreseerscheinungen in den Biotitphylliten scheinen gleichfalls zu einer EW-Achse zu gehören und es ist fraglich, ob sich hier Schlußphasen der variszischen Orogenese oder vielleicht bereits alpidische etwa S-parallele Bewegungen oder beides bemerkbar machen. Auch die in anderen Gebieten beobachtete Großschuppen tektonik (HAJEK 1962, BECK-MANNAGETTA 1959) dürfte daran anzuschließen sein. Gleiches gilt für weitwellige Verbiegungen in 10 m bis 100 m-Bereichen mit NNE-Achse (z. B. Zwein-Magnetitlagerstätte).

Bei den kataklastischen Verbiegungen hingegen (meist mit NNW- bis NNE-Achsen, seltener mit EW und anderen Achsen) und dem regionalen Großwellungsbau (Flatnitzer Knickungsstreifen nach BECK-MANNAGETTA 1960) sind die Zusammenhänge mit der sicher alpidischen Bruchschollentektonik eklatant. Manchmal kann man den Übergang solch kataklastischer Falten in Brüche in Aufschlüssen gut sehen. Die Haupttrichtungen der Störungen und Brüche verlaufen etwa NNE (ac), N-NNW und NW-WNW (hol). Gleichzeitig sind diese Richtungen parallel zu besonders starken Störungen oder Lineamenten der näheren Umgebung. Nur die Glantalstörung, die in NE-Richtung nahe dem Wimitzunterlauf ins Krappfeld weiter streicht und eine Parallelstörung zum Zollfeldverwurf (HÖFER 1894, KAHLER 1957) darstellt, hat einen Verlauf, der nur im Südteil des Arbeitsgebietes an wenigen Nebenstörungen zu finden war. Der Versetzungsbetrag an der Glantalstörung beträgt größenordnungsmäßig 1000 m, bei abgesunkenem Ostflügel und damit gehört sie bereits zu den großen Störungen (2. Ordnung). Auch streicht die Zone mit diesem größten Versetzungsbetrag keineswegs immer in NE-Richtung, sondern folgt zwischen St. Veit und Galgenkogel einer NNE-(=ac) Richtung.

Andere größere Störungen, die diesen Kartenteil berühren und gleichfalls etliche 100 m abgesetzte Ostschollen aufweisen, sind die Kraiger (3. Ordnung, NNE bis NNW) und die Breitensteinstörung (2. Ordnung, NE-SW). Letztere entspricht im Verlauf auf dem Kartenblatt ganz der Richtung und dem Bewegungssinn der auffälligen Gurker (BECK-MANNAGETTA 1960) und der Predel-Störung (FRITSCH 1957). Kleiner Störungen und Brüche (4., 5. Ordnung) gibt es in immer größerer Zahl. Sie sind für den morphologischen Aufbau dieser Gegend sehr, jedoch kaum mehr für den geologischen, wesentlich.

Dieser Störungsschollenbau ist eines der auffälligsten Merkmale des gesamten Mittelkärntner Raumes und auf ihm beruht die Hochflächen- und Becken-Landschaftsentwicklung, die sich auch in den geologischen Gegebenheiten, wie jüngere Gesteine in den Becken, ältere (tiefere) auf den Höhenrücken, wiederspiegelt (siehe Profil II). Die Anlage besonders großer Störungen muß schon sehr alt, nämlich ober-

kretazisch sein, da die flyschartige Oberkreidesedimentation auf starke Reliefunterschiede hinweist und auch die Faltenumbiegungen und Faltenachsenverbiegung sozusagen einen flexurartigen Beginn der Brüche andeuten. Dieses Merkmal sowie die Erscheinung, daß normalerweise die Störungen, wenn auch mehr steil, so doch zur abgesunkenen Scholle hin einfallen, zeigen eindeutig den Charakter dieser Bruchschollenzerstückelung als Dehnungsbeanspruchung an. Eine Pressungsbeanspruchung, die bei der ostalpinen Überschiebung zu erwarten gewesen war, müßte daher älter sein und dürfte in bewährter Weise der Austrischen Phase zuzuordnen sein.

Im Alt- und im älteren Jungtertiär erfolgten die hauptsächlichsten Bewegungen und die wesentliche Ausgestaltung der Bruchsysteme, von denen sich besonders die NNW gerichteten durch lang anhaltende Bewegungen auszeichnen.

9) Nutzbare Gesteine:

Zuletzt noch Einiges über Steine und Erze, die eine ökonomische Verwendung fanden. Insbesondere der Zug der *Marmore*, der viele mächtige Lager von der Art der bekannten Pörschacher Marmore enthält, wurde und wird in etlichen Steinbrüchen mindestens seit der Römerzeit als Baustein, Kunststein, für Kalkbrand und Schotter gewonnen. Nach KIESLINGER (1956) führt er die Bezeichnung *St. Veiter Marmor*. Der größte Steinbruch, der sogenannte Autobahnsteinbruch, befindet sich am Osthang des Seebichels.

Weiters wurden nach mündlicher Überlieferung, ohne daß die Gewinnstätten wiedergefunden werden konnten, in plattigen Phylliten, nahe der Kraiger Schlösser, *Dachschiefer* hergestellt.

Wahrscheinlich auch schon seit dem Mittelalter beschürften Bergleute *Blei-Zink-Silber-Erze* mit karbonatischen Gangarten vom Typus „*Meiselding*“ in den Marmoren und Kalkphylliten des Kulm (CANAVAL 1901), am Arzberg, Sonntagsberg und am Südfuß des Kriebel, nördlich vom Pörlinghof. Diese Vererzung sieht wie eine schichtige (S-parallele) Impregnationsvererzung von Bleiglanz, brauner Zinkblende mit Eisenkarbonaten (Ankerit-Braunspat) und wenig Quarz als Gangart aus. Sie befindet sich in bestimmten oft glimmerreichen Lagen in mehreren Niveaus des *St. Veiter Marmorzuges* und weist für frühere Verhältnisse bauwürdige Lager nur um kleine Störungen herum auf. Nach Ansicht von Prof. O. M. FRIEDRICH (1968, S. 75) handelt es sich dabei, wie bei den Lagerstätten von *Meiselding* und *Metnitz* um Gangvererzungen mit schichtigen Erweiterungen an Schuppen Grenzen in den Marmorkörpern, wobei ein synorogen alpidisches bzw. Kreide-Tertiär-Wende Alter angenommen wird.

Die extrusiv-sedimentären und metamorphen *Magnetit-Hämatit-Quarzite* mit den kiesigen Begleiterzen von *Zwein* wur-

den im 19. Jh. bis 1908 mit Unterbrechungen abgebaut und zu verschiedenen Hüttenwerken wie Prävali und Heft (mündliche Mitteilung) verfrachtet (FRITSCH 1970 mit Lit.).

Am Kriebel beschürfte man vor mehr als 100 Jahren dunkle Phyllite mit limonitisierten Magnetkieseinlagen von wahrscheinlich extrusiv sedimentär metamorpher Genese, weil sie vermutlich auch Kupferminerale führten.

Heute sind die diluvialen Ablagerungen wirtschaftlich am bedeutungsvollsten und vornehmlich die Deltaschotter bis -Sande der Eisrandseen finden als Bau- und Straßenmaterial reichlichen Absatz.

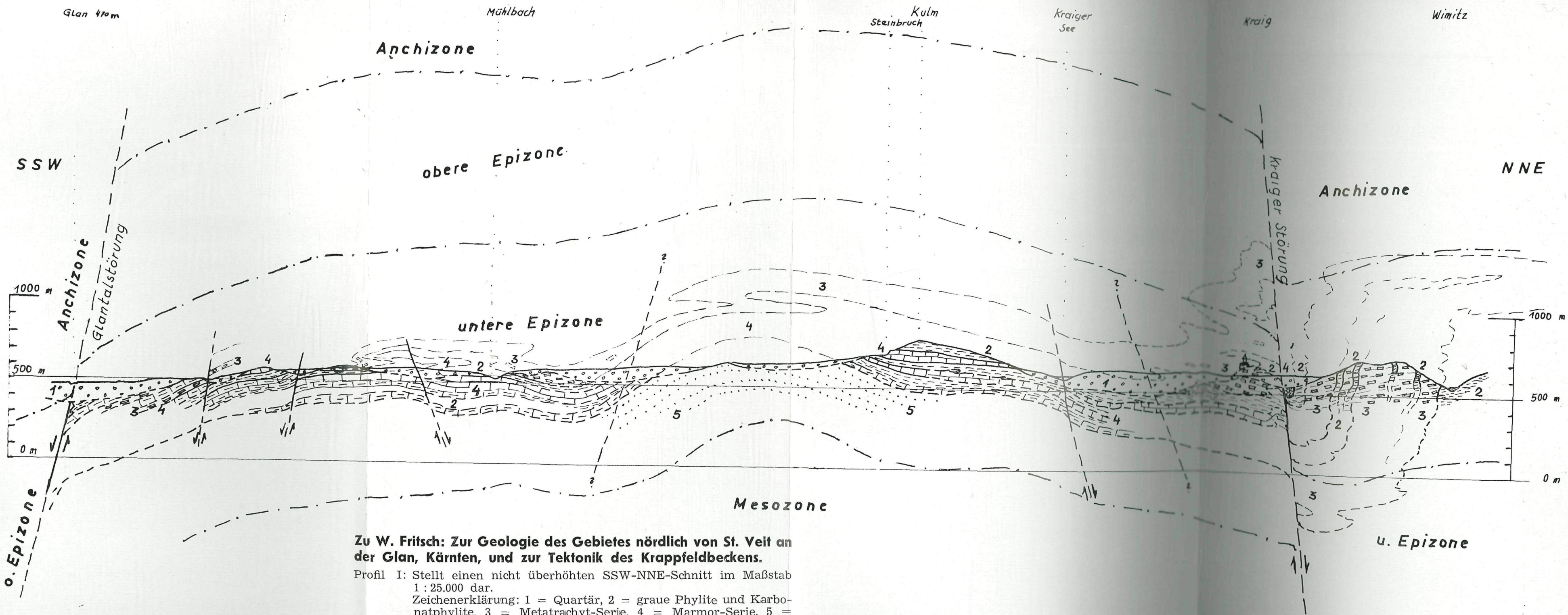
Schrifttum:

- BECK, H.: Aufnahmebericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253). — Verh. geol. Bundesanst. Nr. 1, 7-9, Wien 1926.
- Aufnahmebericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253) und Blatt Unterdrauburg (5354). — Verh. geol. Bundesanst. Nr. 1, 28-36, Wien 1928.
- Aufnahmebericht über die Blätter Hüttenberg-Eberstein, Unterdrauburg, Völkermarkt und Gurktal. — Verh. geol. Bundesanst. Nr. 1, 30-33, Wien 1929.
- Geologische Spezialkarte von Österreich, Blatt Hüttenberg-Eberstein, 1:75 000. — Verl. geol. Bundesanst., Wien 1931.
- BECK-MANAGETTA, P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen, — Jb. geol. Bundesanst. 102, 313-352, Wien 1959.
- Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin. International Geological Congress, XXI Session, Norden, 1960, Part XIII., 418-430, Kopenhagen 1960.
- CANAVAL R.: Das Erzvorkommen am Kulmberg bei St. Veit a. d. Glan, Carinthia II, 91., 192-199, Klagenfurt 1901.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. und SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), VI. — Carinthia II, 73 (153), 23-51, Klagenfurt 1963.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Verzerrung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. — Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, 8., 136 S., Leoben 1968.
- FRITSCH, W.: Aufnahmebericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a. d. Glan, Kärnten. — Der Karinthin, 34/35, 211-217, Knappenberg 1957.
- Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit a. d. Glan in Kärnten. — Geologie, 10, 67-80, Berlin 1961.
- Exkursionsführer III/6, Mittelkärnten. Das Kristallin der Saualpe und die Oberkreide (Eozän) des Krappfeldes. — Mitt. der Geol. Ges. in Wien, 57/1, 331-351, Wien 1964.
- FRITSCH, W. u. HAJEK, H.: Zur Geologie des Gerlitzentockes in Kärnten. — Carinthia II, 75., (155.), 6-28, Klagenfurt 1965.
- FRITSCH, W. u. MEIXNER, H.: Verwitterungsminerale (Phosphate, Silikate, usw.) von Zwein-Sonntagsberg bei St. Veit a. d. Glan, Kärnten. — Der Karinthin, 58., 22-36, Knappenberg 1968.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. u. SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I. — Carinthia II, 70 (150), H. 1, 7-28, Klagenfurt 1960.

- HABERFELNER, E.: Das Paläozoikum von Althofen am Krappfeld in Kärnten. — Zbl. Min. B, 1936, 395-408, Stuttgart 1936.
- HAJEK, H.: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes N Feistritz-Pulst im Glantal. Kärnten. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 55, 1-40, Wien 1962.
- HEGEMANN, F.: Über extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen. — Z. Metallhüttenwesen und Erzbergbau XI, 11, 209-217 (1958).
- HENTSCHEL, H.: Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typ. — Freiburger Forschungshefte C 79, 82-105, Freiberg 1960.
- HERITSCH, F.: Grundlagen der alpinen Tektonik. — Borntraeger, Berlin 1923.
- HÖFER, H.: Die geologischen Verhältnisse der St.-Pauler Berge in Kärnten. — S. B. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Classe, 103, 467 bis 487, Wien 1894.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Carinthia II, 16. Sonderheft, 77 S., Klagenfurt 1953.
- Die Verwurfshöhe der Zollfeldstörung HÖFERs nördlich von Klagenfurt. — Carinthia II, 67, (147.), 36-39, Klagenfurt 1957.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. — Carinthia II, 17. Sonderheft, 348 S., Klagenfurt 1956.
- KLEINSCHMIDT, G.: Krinoiden aus dem epizonalen Kristallin der Saualpe/Kärnten. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1966, 707-716, Stuttgart 1966.
- Der geologische Aufbau der südlichen Saualpe in Kärnten im Grenzbereich von Phyllit- und Glimmerschiefergruppe. — Diss. der Eberhard-Karls-Universität zu Tübingen 1968, 151 S.
- KLEINSCHMIDT, G. u. WURM, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), X. Paläozoikum und epizonale Serien zwischen St. Andrä im Lavanttal und Griffen. — Carinthia II, 76 (156), 108-140, Klagenfurt 1966.
- LICHTENBERGER, E.: Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld. — Mitt. d. Geogr. Ges. Wien, 101., 37-62, Wien 1959.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18., 89-150, Wien 1968.
- PASCHINGER, V.: Landeskunde von Kärnten. — 344 S., Klagenfurt 1937.
- PENCK, A. u. BRÜCKNER E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — 3., 1062 bis 1118, Leipzig 1909.
- PURTSCHELLER, P.: Petrographische Untersuchungen an Aluminosilikatgesteinen des Öztaler-Stubai-Alt-kristallins. — Tschermarks Miner. Petrogr. Mitt., 13, 35-54, Wien 1969.
- THIEDIG, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), III. Die Phyllit- und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St. Paul. — Carinthia II, 72 (152), 21-45, Klagenfurt 1962.
- WEISS, E. H.: Zur Entstehung von Bruchstrukturen in glazialen Sand-Kies-Ablagerungen. — Carinthia II, 75 (155), 55-63, Klagenfurt 1965.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Wolfgang FRITSCH, 9376, Knappenberg

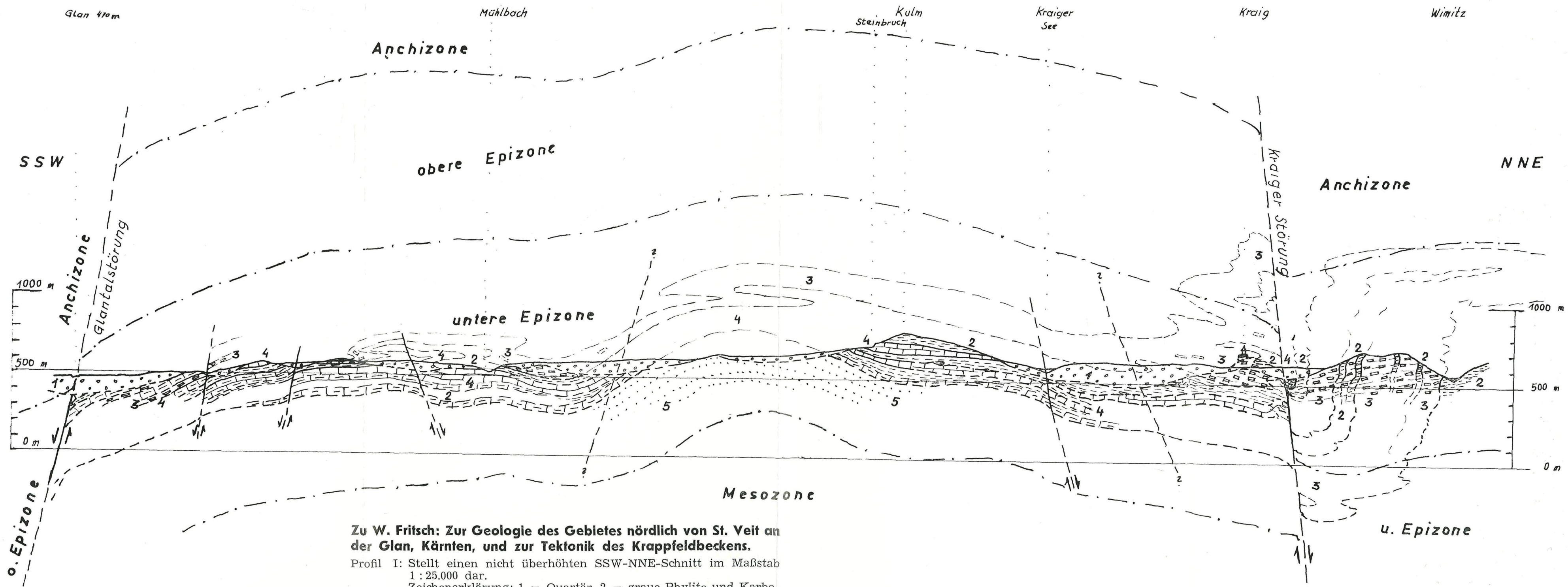


Zu W. Fritsch: Zur Geologie des Gebietes nördlich von St. Veit an der Glan, Kärnten, und zur Tektonik des Krappfeldbeckens.

Profil I: Stellt einen nicht überhöhten SSW-NNE-Schnitt im Maßstab 1:25.000 dar.

Zeichenerklärung: 1 = Quartär, 2 = graue Phylite und Karbonatphylite, 3 = Metatrachyt-Serie, 4 = Marmor-Serie, 5 = Quarzphyllite.

Man sieht deutlich viele steilere Störungen mit ihrem Relativbewegungssinn, eine flache Groß- und eine Internfaltung, sowie die Diskordanz zwischen S-Flächen und Schieferung in der Nordscholle und eine große Scherfaltungszone um die Kraiger Störung. Der Metamorphosierungsgrad der Gesteine wird durch die Strich-Punkt-Linien angezeigt.



Zu W. Fritsch: Zur Geologie des Gebietes nördlich von St. Veit an der Glan, Kärnten, und zur Tektonik des Krappfeldbeckens.

Profil I: Stellt einen nicht überhöhten SSW-NNE-Schnitt im Maßstab 1:25.000 dar.

Zeichenerklärung: 1 = Quartär, 2 = graue Phyllite und Karbonatphyllite, 3 = Metatrachyt-Serie, 4 = Marmor-Serie, 5 = Quarzphyllite.

Man sieht deutlich viele steilere Störungen mit ihrem Relativbewegungssinn, eine flache Groß- und eine Internfaltung, sowie die Diskordanz zwischen S-Flächen und Schieferung in der Nordscholle und eine große Scherfaltungszone um die Kraiger Störung. Der Metamorphosierungsgrad der Gesteine wird durch die Strich-Punkt-Linien angezeigt.