

# **Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten**

**„Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VII“**

23 Abb., 5 Taf. (I—V)

Friedhelm Thiedig

**Anschrift:**

Dipl.-Geologe F. Thiedig  
Geologisches Staatsinstitut  
2 Hamburg 13,  
Von-Melle-Park 11

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	16. Bd.	1965	S. 5—70	Wien, Jänner 1966
-------------------------------	---------	------	---------	-------------------

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung (Summary und Résumé) . . . . .	7
Vorwort . . . . .	7
Einführung . . . . .	9
Zur Seriengliederung . . . . .	11
Beschreibung der Schichtglieder . . . . .	13
1. Magdalensberg-Serie . . . . .	13
2. Bischofberg-Serie . . . . .	14
3. Haimburg-Trixener-Marmore . . . . .	15
4. Wandelitzen-Serie . . . . .	17
5. Wieting-Serie . . . . .	23
6. Waitschacher-Serie . . . . .	26
7. Kräuping-Serie . . . . .	28
8. Pegmatite . . . . .	29
9. Tertiäre Bildungen . . . . .	30
10. Quartäre Bildungen . . . . .	31
Relikte des primären sedimentären und magmatischen Gefüges und die Lithofazies in den epizonalen Metamorphiten der Saualpe . . . . .	31
Zur Metamorphose . . . . .	34
T e k t o n i k . . . . .	35
a) Stil der Verformung . . . . .	35
b) Saualpen-Südrand-Flexur . . . . .	36
c) Bruchtektonik . . . . .	38
d) Gefügeanalyse . . . . .	40
e) Vererzungen . . . . .	43
Altersfragen . . . . .	44
a) Alter der Metamorphose . . . . .	44
b) Alter der Serien . . . . .	45
c) Alter der Bruchtektonik . . . . .	46
d) Zur Mächtigkeit der Gesamtfolge . . . . .	48
e) Zur Frage eines evtl. präsilurischen Alters unserer Serien . . . . .	49
Zur Frage eines Deckenbaues . . . . .	50
Literaturverzeichnis . . . . .	64

### Zusammenfassung

Am Südwest- und Südrand der Saualpe in Kärnten wurde ein anchi- bis mesometamorpher Kristallin-Komplex geologisch und petrographisch untersucht. Als Grundlage diente eine Neuaufnahme im Maßstab 1 : 10.000. Hierbei gelang die Gliederung in mehrere weit aushaltende „Leitschichten-Partien“, die im oberen Teil vorwiegend aus sandig-tonigen, im unteren mehr aus mergelig-kalkigen Ausgangsgesteinen mit z. T. bedeutenden Einlagerungen eines überwiegend intermediären Vulkanismus (Keratophyre) bestehen. Im Hangenden der vulkanisch beeinflussten Folge bilden die feinkristallinen dunklen und hellen Haimburg-Trixener-Marmore („Kalkschiefer“) eine hervorragende Leitschichten-Partie, die sich über eine Entfernung von etwa 40 km sicher verfolgen und stärkere fazielle Abwandlungen erkennen läßt. Bemerkenswert ist die flache Lagerung aller Schichtkomplexe und das — im Großen gesehen — parallele Verlaufen von s-Flächen und stofflichen Grenzen.

Die umstrittene Altersstellung der Haimburg-Trixener-Marmore am Südfuß der Saualpe konnte geklärt und ihre Zugehörigkeit zum Altpaläozoikum und Kristallin der Saualpe nachgewiesen werden.

In den Dünnschliffbeschreibungen werden Beispiele der Gefügeentwicklung und von Gefügerelikten (z. B. gradierte Schichtung, Sanidinumrisse in Kristalltuffen) gegeben.

Eine von H. BECK (1926—1929 und 1931) beschriebene und von TOLLMANN (1959 und 1963a) im Sinne seiner Deckenkonzeption angeführte Diaphthoritzzone existiert in dieser Form nicht. Die retrometamorphen Erscheinungen im Übergangsbereich Epi-Mesozone sind Vorgänge der ausklingenden variskischen Metamorphose. Anzeichen eines alpidischen Deckenbaues konnten in dem kartierten Gebiet nicht beobachtet werden.

Im tektonischen Teil erfolgt eine eingehende Darstellung der Saualpen-Südrand-Flexur und der jüngeren (tertiären) Bruchtektonik, insbesondere der Fortsetzung der bedeutenden meridionalen Görtschitztal-Störung südlich Brückl. Die Beziehung zwischen der älteren variskischen Deformation und der jüngeren alpidischen Bruchtektonik zeigt ein gefügekundlich untersuchtes Beispiel aus dem epizonalen Bereich östlich Brückl.

### Summary

Anchi-, epi- and mesometamorphic rocks were mapped (scale 1 : 10.000) and studied with geological and petrographical methods at the northeastern edge of the Klagenfurt basin in Carinthia. It was possible to divide the rocks into some characteristic sequences („Leitschichten-Partien“), which are traced over a large distance. The most important horizon is the fine grained Haimburg-Trixener-Marmor (dark marble schists and massive light marble). It could be identified for about 40 km with several changes in thickness.

The overlying beds are phyllites, originating from sand, silt and clay. The underlying beds are calcareous and marly schists with intercalated intermediary volcanic material (keratophyric).

The age of the „Haimburg-Trixener-Marmor“ — (triassic or palaeozoic) — has been disputed for a long time. They are intercalated in a normal sequence; the deformation fabric and the metamorphism is the same as in the metamorphic rocks of the Saualpe-mountains north of them, which are overlain by fossiliferous palaeozoic beds.

There is no agreement with the unmetamorphic fossiliferous fractured limestones and dolomites of the nearby Triassic.

In the mapped district we could not find indications of large alpidic nappes, as claimed by TOLLMANN (1959 and 1963a) and H. FLÜGEL (1960).

Remarkable for the whole series is the level bedding on a large scale and the concordance between primary bedding and the s-surface of the schistosity on the whole. The metamorphic fabric took place in the variscic (=hercynic) era, in the alpidic era only fractures occurred. The most important of them is the mineralized Görtschitztal-Störung, a meridional fracture; the throw of which is about one to four thousand meters.

The correlation between the older variscic and the younger alpidic deformation fabric is given in an example. In the description of thin sections examples of the development of the metamorphic fabric and some fabric relicts are given.

### Résumé

Au bord NE du bassin de Klagenfurt en Carinthie (Autriche) j' ai levé une carte géologique en échelle 1 : 10.000 d' une série de roches anchi-, epi- et mesométamorphiques et j' en ai fait des recherches géologiques et pétrographiques. Il était possible de poursuivre un marbre avec une épaisseur variable d' une série à phyllade sur une distance de 40 km.

Divers savants ont considéré ce marbre comme Trias et l' interprété comme membre de grandes nappes. Mais la suite stratigraphique des roches et la déformation tektonique et métamorphique font preuve de la relation avec le complex cristallin hercynien du Saualpe. Le temps de l' orogénèse alpine est caractérisé par un tectonique de dislocation avec des failles de quelques 1.000 m rejet vertical.

### Vorwort

Im nordöstlichen Klagenfurter Becken umkränzt eine Reihe von feinkristallinen Marmorvorkommen, wie Perlen auf einer Kette aufgereiht, die südlichen Ausläufer der Saualpe. Ihre seit Jahren umstrittene Altersstellung reizte schon lange zu einer Detailaufnahme dieses Gebietes.

Diese Arbeit entstand im Zusammenhang mit den Kartierungen des Saualpengebietes durch eine Arbeitsgemeinschaft der Geologischen Institute Clausthal, Tübingen, Wien und der Lagerstättenuntersuchung der Österr. Alpen Montangesellschaft Hüttenberg/Kärnten. Sie setzt meine Untersuchungen am Westrand der Saualpe fort (THIEDIG 1962) und schließt im Westen an die Kartierung RIEHL-HERWIRSCH (1965), im Osten an die von KLEINSCHMIDT (1965) an.



Für zahlreiche Anregungen, Diskussionen und gemeinsame Begehungen möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. SCHÖNENBERG, ferner den Herren Professoren A. PILGER, H. MEIXNER, E. CLAR und F. KAHLER, sowie Herrn Dr. W. FRITSCH, Herrn Dr. W. LODEMANN und vor allem meinem Freund Dipl.-Geol. N. WEISSENBACH sehr herzlich danken. Auch bei meinen Gebietsnachbarn G. RIEHL-HERWIRSCH, F. WURM und G. KLEINSCHMIDT bedanke ich mich für anregende Exkursionen und Hinweise in ihren Kartiergebieten. Dem WORDIANZ-Bauern möchte ich für die freundliche Aufnahme in seinem Hause meinen Dank sagen.

Viele der zahllosen Einzelbefunde wären ohne die sorgfältige Herstellung von über 500 Dünnschliffen durch Herrn KNOPF nicht zustande gekommen, von denen mir Herr W. WETZEL dankenswerterweise die hier abgebildeten Photos anfertigte. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft ermöglichte durch finanzielle Unterstützung den Aufenthalt in Kärnten, wofür ich mich ebenfalls bedanke.

### Einführung

Das Arbeitsgebiet umfaßt in einer 2—3 km breiten Zone von St. Walburgen im Görtschitztal über Brückl — Klein St. Veit — Trixen — Haimburg — Enzelsdorf bis Griffen Teile der südwestlichen und südlichen Saualpe. Die südliche Saualpe, die mit ihrem Mittelgebirgscharakter sehr an den Schwarzwald erinnert, liegt zwischen 500 und 1.200 m Höhe. Sie fällt an ihrem Südrand steil in das Klagenfurter Becken ab und wird durch zahlreiche tiefe und enge Täler stark zergliedert.

Aus dem tektonisch angelegten und eiszeitlich erodierten, z. T. auch wieder aufgeschotterten Klagenfurter Becken (um 500 m ü. NN) ragt, dem morphologischen Südrand der Saualpe vorgelagert, eine Reihe oft kegelförmiger und fast immer bewaldeter Felskuppen heraus, die sich von manchmal kaum einem Meter bis zu 300 m über das Niveau des Beckens erheben. Das zuletzt würmeiszeitlich geformte Gebiet ist morphologisch z. T. sehr unausgeglichen (Übersteilung der Hänge, abflußschwache Gebiete).

Die nördlichsten Hügel, von der Saualpe nur durch das eiszeitliche Gurktal (Klein St. Veiter-Rudener Rinne BOBEKs 1959) getrennt, bestehen zu einem großen Teil aus feinkristallinen Marmoren. Die erste altersmäßige Deutung dieser von KAHLER (1953) als „HAIMBURGER MARMORKETTE“ bezeichneten Vorkommen gab LIPOLD (1854), der sie für Karbon hielt. HÖFER (1894, S. 486) und REDLICH (1905) nahmen Silur bzw. präkarbones Alter an. Bei G. BECK von MANNAGETTA (1913, S. 678) findet sich der bisher älteste Hinweis auf ein triadisches Alter\*). KAHLER (1953)

\*) Er schreibt, daß die Kalkklippen der Trixener Schlösser aus „Virgnolia-Muschelkalk“ bestünden (gemeint ist sicher der Virgloria-Kalk des Rhätikons). Herrn Dr. P. BECK-MANNAGETTA, Wien, verdanke ich den Hinweis, daß sein Onkel, der sich als Botaniker „nicht in geologische Angelegenheiten eingemischt hat“, diese Behauptung aber sicher nur von CANAVAL oder SEELAND (oder HÖFER?) gehört haben kann.

glaubte in diesen Marmoren eine „leicht umgewandelte“ Verbindung der Trias der St. Pauler Berge und der des Krappfeldes zu sehen (vergl. Übersichtskarte, Tafel 1).

Diese Ansicht hatte P. BECK-MANNAGETTA (1952) zunächst übernommen, entschied sich aber nach eingehenderen Begehungen (1953 a, S. 144 u. 1954 S. 23) auf der Geologischen Übersichtskarte des Bezirkes Völkermarkt (1957 a) für höheres Altpaläozoikum (Devon), obwohl er sie als Liegendes der untersilurischen Magdalensberg-Serie (1954 S. 23) beschreibt. Auch KIESLINGER (1956, S. 177) hält bei einem Teil der Haimburg-Trixener-Marmore triadisches Alter für möglich.

H. FLÜGEL (1960) vermutet ebenfalls Trias in den Haimburg-Trixener-Marmoren, betont aber, daß sie infolge ihrer Lagerungsverhältnisse nicht die Verbindung zwischen Krappfeld und St. Pauler Trias sein könnten, sondern eine ähnliche tektonische Position einnehmen müßten, wie die am West- und Nordwestrand der Gurktaler Alpen mit Paläozoikum und metamorphen Gesteinen verschuppte Stangalm-Trias.

Auch TOLLMANN (1959, S. 21; 1963 a, S. 56) hält die dunklen Marmore des Lamprechtkogels und des Enzelsdorfer Steinbruchs für mögliche Trias, die seiner „Mittelostalpinen Decke“ angehören würde. Wo diese zwischengeschaltete „Mittelostalpine Trias“ fehlt, soll das Paläozoikum der „Oberostalpinen Decke“ unmittelbar auf dem Kristallin der „Mittelostalpinen Decke“ liegen, dabei sieht er in den von H. BECK (1926 S. 8, 1927 S. 33, 1928 S. 29, 1929 S. 31) und KIESLINGER (1926) beschriebenen „Diaphthoritzonen“ die Spuren seiner alpidischen Deckenbahnen.

Ausgehend von den Phyllitbereichen nördlich Klein St. Paul im Gört-schitztal (THIEDIG 1962) fand ich zwischen St. Walburgen — Brückl — Klein St. Veit vom Hangenden zum Liegenden:

phyllitische Tonschiefer  
graue Phyllite  
dunklen plattigen Marmor  
hellen massigen Marmor  
karbonatische Phyllite mit  
sauren bis intermediären Vulkaniten.

Bei der weiteren Kartierung zeigte sich, daß dieses Profil für die gesamte Epizone der Saualpe Gültigkeit besitzt und darüber hinaus gut mit Profilen der Gurktaler Alpen (z. B. FRITSCH 1957) vergleichbar ist. Die bisher problematische Stellung der isolierten Haimburg-Trixener-Marmore wurde durch ihre Eingliederung in zusammenhängende phyllitische Profile am Westrand der Saualpe geklärt. Alle isolierten Kogel am Südfuß der Saualpe lassen sich in dieses Profil einfügen. Sie gehören zum Saualpenkristallin und haben ein altpaläozoisches Alter.

Von besonderer Bedeutung für die Zusammengehörigkeit der einzelnen Marmorvorkommen und die Auflösung ihrer Tektonik war die Trennung der Marmore in einen dunklen und in einen helleren Typ, wobei die Grenze dunkler/heller Marmor einen hervorragenden Leithorizont ergab, der sich über ca. 40 km verfolgen läßt.

### Zur Seriengliederung

Es ist üblich, kristalline Abfolgen nach mineralogischen und lithologischen Gesichtspunkten zu gliedern. Schon in nichtmetamorphen fossilereen Schichten ist die zeitliche Parallelisierung lithologisch gleichartiger Sedimente in den meisten Fällen eine heikle Sache (z. B. Hochwipfelschichten in den Karnischen Alpen) und dies noch viel mehr in zusätzlich metamorph überprägten Gesteinen. Dennoch kann man karbonatische, quarzitishe u. a. Serien z. B. mit Marmor- und Vulkanit-Leithorizonten als lithostratigraphische Abfolgen ansehen. Im Gegensatz zu der früheren Vorstellung, daß die Tektonik in metamorphen Komplexen alle ursprünglichen Gesteinsverbände zerrissen hätte, ist die Kartierung von Leitschichtenpartien, die sich über größere Entfernungen verbinden lassen, zwar keine neue, aber noch nicht überall angewandte Möglichkeit, die kristallinen Gesteine lithostratigraphisch zu gliedern. In der Saualpe hat sich jedenfalls diese Methode bewährt (PILGER 1952 und FRITSCH, MEIXNER, PILGER und SCHÖNENBERG 1960).

Eine besonders gute Leitschichtenpartie stellen die Haimburg-Trixener-Marmore dar. Sie lassen sich über größere Entfernungen durch Hangend- und Liegendverhältnisse sicher identifizieren. Über die Lage der Zeitgrenzen kann natürlich keine Aussage gemacht werden, obwohl man in fossilbelegten Kalken häufiger als in anderen Gesteinen die Beobachtung macht, daß lithologische und biostratigraphische Grenzen parallel verlaufen.

Die Haimburg-Trixener-Marmore werden von Gesteinsfolgen über- bzw. unterlagert, die auf größere Entfernungen z. T. sehr deutliche lithofazielle Wechsel erkennen lassen. Daraus resultieren für die Benennung dieser Serien gewisse Schwierigkeiten.

In der Literatur findet man metamorphe Gesteinsserien nach folgenden Gesichtspunkten benannt:

- a) mineralogisch-petrographisch  
Beispiele: Chlorit-Albit-Biotit-Schiefer-Serie  
Disten-Flasergneis-Serie  
Eklogit-Serie  
Kalkphyllit-Serie  
Granat-Glimmerschiefer-Serie
- b) neutrale Lokalnamen oder Ziffern  
Beispiele: Brettstein-Serie  
Magdalensberg-Serie  
Wandelitzen-Serie  
I, II, IIIa, IIIb
- c) kombinierte Namen (petrogr. und Lokalnamen)  
Beispiele: Murauer Kalkphyllit-Serie  
Waitschacher Marmor-Serie  
Kräupinger Amphibolit-Serie.

Es versteht sich von selbst, daß der Ausdruck „Kalkphyllit-Serie“ oder „Eklogit-Serie“ einem Außenstehenden zunächst mehr sagt als ein Lokalname. Trotzdem wird diese Bezeichnung bei großräumiger Betrachtung,

wenn sich litho- oder mineralfazielle Veränderungen einstellen, den wirklichen Verhältnissen nicht mehr gerecht.

Behelfskonstruktionen wie „Serie der Graphitquarzite (Phyllite) bis phyllitischen (Granat) Glimmerschiefer bis Glimmerquarzite“ (HAJEK 1962, S. 3) sind auch keine idealen Lösungen. Da aus denselben Gründen kombinierte Namen unbrauchbar sind, muß man m. E. den Lokalnamen den Vorzug geben. Er kann fazielle und metamorphe Veränderungen einer Serie einschließen ohne die Zugehörigkeit zu verschleiern. Die Gliederung der mesozonalen Serien der Saualpe erfolgt hier nach den in FRITSCH, MEIXNER, PILGER und SCHÖNENBERG (1960), FRITSCH (1962) gegebenen Lokalnamen unter Fortfall der zusätzlich petrographischen Bezeichnungen. Für die weniger metamorphen Schichtglieder ergeben sich einige Änderungen, die — zusammen mit vergleichbaren Profilen anderer Bearbeiter epizonaler Serien in den Nachbargebieten — in Abb. 2 dargestellt sind.

Der Vorschlag BECK-MANNAGETTA (1959, S. 314 und 1963, S. 115), die von KAHLER so benannte *Magdalensberg*-Serie im Liegenden der silurisch-devonischen Kalk-Tonschieferfolge als Metadiabas-Serie (TURNER 1929, 1936, 1958b) zu bezeichnen, muß deshalb abgelehnt werden, weil TURNER (1955), ANGEL (1955) und BECK-MANNAGETTA (1959) sowohl gewöhnliche Diabase, als auch viel stärker metamorphe Diabasabkömmlinge (Grünschiefer) als „Metadiabase“ zusammenfassen. Das führt aber dann dazu, daß die Grüngesteine aus klar trennbaren Serien mit jeweils charakteristischen Unterschieden im Metamorphosegrad zu einer scheinbar einheitlichen „Metadiabas-Serie“ zusammengefaßt werden, wie dies BECK-MANNAGETTA (1959) und TURNER (1958 b) in den Gurktaler Alpen getan haben.

In der von KAHLER (1953) aufgestellten *Magdalensberg*-Serie liegen die Grüngesteine noch durchweg als gewöhnliche Diabase vor (TRÖGER 1935, S. 170).

Die vorwiegend pelitisch-psammitische Folge zwischen der *Magdalensberg*-Serie im Hangenden und den *Haimburg-Trixener-Marmoren* im Liegenden soll als *Bischofberg*-Serie zusammengefaßt werden. Sie schließt die „liegende Tonschieferabfolge“ der *Magdalensberg*-Serie KAHLERs (1953, S. 12) ein. In dieser Serie liegt der Übergang zwischen Anchi- und Epizone mit phyllitischen Tonschiefern, tonschiefrigen Phylliten und echten Phylliten.

Typlokalität ist der 800 m hohe *Bischofberg*, ca. 5 km südlich *Brückl*, an dessen Ostseite der Übergang zwischen Tonschiefern und Phylliten abgeschlossen ist.

Die *Haimburger Marmorkette* (KAHLER 1953) wird zum *Haimburg-Trixener-Marmor* erweitert, weil die feinkristallinen Marmore (Kalkschiefer) bei *Obertrixen* typisch, bei *Haimburg* aber nur spärlich ausgebildet sind.

Die karbonatreiche bis vulkanische Serie im Liegenden der *Haimburg-Trixener-Marmore* wurde nach dem gut aufgeschlossenen Gebiet der

	BECK-MANNAGETTA 1954	FRITSCH 1957	THURNER 1959	BECK-MANNAGETTA 1959 und 1960	FRITSCH et al. 1960 FRITSCH 19622	HAJEK 1962	ZADORLAKY-STETTNER 1961	STREHL 1962 THIEDIG 1962	WURM 1964 KLEINSCHMIDT 1964	THIEDIG 1964
ANCHIZONE	Metadiabas - Serie = (Magdalensbergserie)	Magdalensberg - S.	Grebenzenkalk Metadiabas - Serie	Metadiabas - Serie	U'Karbon - O'Dévon Magdalensberg - S.			Magdalensberg - S.	Magdalensberg - S	Altpaläozoikum Devon Magdalens- Silur- berg - Serie
		Graue Phyllite	Arkose - Schiefer Kohlenstoff - Phyllit					Graue - Phyllit - Serie		Bischofberg - Serie
EPIZONE	Haimburger Marmor Wandelitzen - Serie	Erzführende Serie	Murauer Kalk Murauer Kalkphyllit	Bergsteinkalk = Grebenzenkalk Murauer Kalkphyllit	Murauer Bänderkalk Murauer Kalkphyllit	Porphyrschiefer IVb Phyllite u.a. IVa Chlorit-Kalkphyllit Kalkglimmerschiefer III		Möselkalk - Marmor Karbonatische Phyllitserie	Haimburg - Trixener-M Wandelitzen - Serie (Tuffserie)	Haimburg - Trixener- Marmore Wandelitzen - Serie
	Phyllitische Glimmerschiefer - S.	Quarzitische Phyllitserie	Quarzphyllit und Kohlenstoff-Phyllit Phyllitische Glimmerschiefer	Quarzphyllit - Serie Phyllitische Glimmerschiefer "(Diaphthorite)"	Übergangs - Serie	Quarzphyllit Quarzitische phyll. Glimmerschiefer II	Gurktaler - Serie (phyllitische Glimmer- schiefer)	Quarzitische Phyllit Quarzitische-phyll- Glimmerschiefer	Übergangs - Serie	Wietinger - Serie
MESOZONE	Granat - Glimmer- schiefer - Serie	Granat - Glimmer- schiefer - Serie	Granat - Glimmer- schiefer - Serie	Granat - Glimmer- schiefer - Serie Marmor - Serie (Pegmatit)	Waitschacher-Marmor- Serie Kräupinger Amphibo- lit - Serie Zossener-Marmor-S. St. Martiner-Marmor-S. Plankogel - Serie Hüttenberger-Marmor Serie	Granat - Glimmer - schiefer - Serie I	oberer u. unterer Höllmarmor-Komplex Friesacher Komplex	Waitschacher-Marmor-S. Kräupinger Amphibio- bolit - Serie Zossener-Marmor - S. St. Martiner-Marmor-S. Plankogel - Serie	Waitschacher Serie Kräupinger Serie	Waitschacher Serie Kräupinger Serie Zossener Serie St. Martiner - Serie Plankogel - Serie

Versuch einer Gegenüberstellung anchi-, epi- und mesometamorpher Serien in Ost- und Mittelkärnten

Thiedig 1964

Abb. 2

Wandelitzen (3 km nördlich Völkermarkt) bereits 1954 von BECK-MANNA-GETTA als Wandelitzen - Serie bezeichnet. Das tiefste Glied der epizonalen Abfolge, eine vorwiegend quarzitische Phyllit-Serie mit Vulkaniten haben wir bisher als quarzitische Phyllit- und Übergangs-Serie (Grenzbereich Epi-Mesozone) beschrieben. Diesen Schichtenkomplex fasse ich nun in der Wietinger - Serie zusammen, da sie typisch im Gebiet östlich Wieting im Görtschitztal ausgebildet ist (THIEDIG 1962).

Die Waitschacher und Kräupinger - Serie, die westlich Hüttenberg typisch entwickelt sind, gehören in den oberen Bereich der Mesozone.

### Beschreibung der Schichtglieder

Von quartären und jungtertiären Ablagerungen abgesehen, kommen in dem von mir kartierten Gebiet nur metamorphe präoberkarbone Gesteine vor.

#### 1. Magdalensberg-Serie

Im Hangenden der Magdalensberg-Serie konnten aus Kalken stammende silurische bis oberdevonische Conodonten bei Eberstein - Klein St. Paul nachgewiesen werden (STREHL 1962, CLAR, FRITSCH, MEIXNER, PILGER und SCHÖNENBERG 1963).

Zwischen St. Walburgen und Brückl-Reinegg wird die westliche Talseite des Görtschitz- und Gurktales überwiegend aus rötlich-violetten und grünen Tuffen-Tuffiten mit Diabaseinschaltungen und Tonschiefern der Magdalensberg-Serie aufgebaut, (Kartierung G. RIEHL-HERWISCH, BECK H. (1931) „bunte Schiefer von Labegg“). Solche grünen und violetten Tuffschiefer treten zusammen mit milden grauen Tonschiefern und einem Diabas als hangendste Schichtglieder meines Profils südlich der Straße Brückl—Völkermarkt (Höhe 599 östl. Rammersdorf) in einem kleinen Vorkommen auf.

Der dunkelgrüne massige Diabas von Rammersdorf (Höhe 599) zeigt cm-große rundliche Epidot-Aggregate und kleine, makroskopisch gerade noch erkennbare helle weißlich-gelbe Feldspäte.

Unter dem Mikroskop: (im folgenden abgekürzt: u. d. M.)

Schliffe 3749 g, 3744 b, 3745. In einer Grundmasse aus feinkörnigem, z. T. grobblättrigen Chlorit (ca. 40%) bilden leistenförmige, 0,1—1 mm große Plagioklase (ca. 30%) ein ophitisches Gefüge. Dazwischen sind unregelmäßig verteilt mm-große Epidote (Pistazite, mit hellgelbgrünem bis zitronengelbem Pleochroismus, ca. 10%) und grobe oxyd. Fe- + Ti-Erze mit Leukoxenaggregaten (0,5—1 mm, ca. 15%). In randlichen Partien des Diabaskörpers ist die opake Erzsubstanz lagenweise angereichert, wodurch ein primäres Lagengefüge angedeutet wird. Die Plagioklase sind gefüllte Albite bis Oligialbite \*1), die randlich von Chlorit und Epidot angegriffen werden. Akzessorisch treten Kalzit (ca. 4%), Apatit und vereinzelt Zirkon auf.

\*1) Die meisten Plagioklase wurden nach der Methode der maximalen Auslöschung gemessen (ausgesuchte Schnittlagen senkrecht 010).

## 2. Bischofberg-Serie

Im Liegenden der vulkanischen Magdalensbergserie sind intensiv gefältete Tonschiefer bis phyllitische Tonschiefer, die z. T. stark sandig-quarzitisch werden und zum Liegenden hin allmählich in Phyllite übergehen, weit verbreitet. In diese überwiegend feinklastische Serie sind im Gebiet des Bischof- und Frankenberges in den hangenderen Teilen einzelne massige Diabase eingelagert. Im unteren Teil der Folge schalten sich auch grünliche und selten auch rötlich-violette tuffitische und auch graue karbonatische Partien ein. Graphitführende dunkle Phyllite bilden das Liegende\*). Bei Brückl (Fußweg zur neuen Siedlung oberhalb St. Johann am Brückl) enthält diese Abfolge 1 cm dicke Grauwackenlagen. Bei Aneter nördlich Brückl ist ein grünlicher, violettfleckiger Schiefer (Brockentuff), der sich auf die andere Talseite verfolgen läßt, eingelagert. Westlich Gut Tachenstein (östliches Kartenblatt, Höhe 573) kommt ebenfalls eine kleinere Einlagerung eines grünlichen, tuffitischen Schiefers vor. Nach Osten werden die phyllitischen Tonschiefer stärker sandig-quarzitisch. Die vulkanitische Beeinflussung tritt hier stark zurück. Die feinschichtigen Gesteine lassen die intensive Verfaltung besonders deutlich erkennen.

U. d. M.:

Die Tonschiefer bis phyllitischen Tonschiefer (Schliff 3098 b) (Abb. 3) bestehen aus einer sehr feinkörnigen Grundmasse von Serizit (bis 0,07 mm und Chlorit (max. 0,02 mm), in der vereinzelt Quarzkörner der Siltfraction liegen. Die enge Feinschichtung wird durch 0,2—1 mm dicke Siltlagen (Korngrößen des Quarzes max. 0,03 mm) in den Serizit-Chlorit-Schiefern hervorgerufen. In den grauen bis bräunlichen dunkleren Schiefen fallen die dünnen Grauwacken-, Siltstein- bis sandigen Quarzitlagen als hellere Bänder auf, die auch schwerer verwittern. Die Masse der rundlichen Quarze (50—60%) liegt meist als Einzelkörner in einer sehr feinkörnigen Grundmasse aus Serizit (max. 0,1 mm) und Chlorit. Sich berührende Quarzkörner sind schwach buchtig verzahnt und löschen undulös aus. Einzelne kaum getrübe Plagioklase erweisen sich als Oligoalbite. Opakes Erz und in einigen Schlifften auch feinkörnige graphitische Substanz bilden ein feingefaltetes Parallelgefüge mit transversaler Schieferung ab. Akzessorisch treten reichlich Apatit (bis 0,2 mm), Graphit und selten Zirkon auf.

Zum Liegenden hin werden die Tonschiefer stärker phyllitisch und ebenflächiger. Sie gehen mit Rekurrenzen allmählich in Phyllite über. Im Dünnschliff kann man solche Übergänge recht gut verfolgen. Während bei den Tonschiefern (3744 d) das primäre sedimentäre Gefüge noch erhalten ist, lassen sich bei den Phylliten die alten Zusammenhänge nur noch selten erkennen (Abb. 4). Im Gegensatz zu den gefältelten und meist transversal geschieferten phyllitischen Tonschiefern zeigen die Phyllite starke Scherfaltung. Die phyllitischen Gesteine der unteren Bischofbergserie sind meist recht dünnplattige und rasch verwitternde Schiefer. Durch wechselnde Gehalte an Serizit, Quarz, Graphit, Chlorit und opaken Erzminerale kann man alle Übergänge von hellen, grauen und grünlichen bis zu dunklen, fast schwarzen Schiefen beobachten. Wulstige Bereiche mit Quarz-, Ankerit- und Chlorit--Mobilisaten sind häufig. Die Masse der meist grauen Phyllite sind nach dem Nomenklaturvorschlag des SYMPOSIUMS (1962) Serizit-

\*) Die Untersuchungen im Gebiet des Bischofberges sind noch nicht abgeschlossen; über die einzelnen Ergebnisse wird zu einem späteren Zeitpunkt berichtet.

Serizit-Quarz- und Quarzphyllite. Diese Phyllite im Hangenden der Haimburg-Trixener-Marmore sind im Raum östlich Brückl, nördlich Klein St. Veit, am Buchberg, bei Aich, südwestlich Bergstein (Dragonerfels), bei Gut Tachenstein und nördlich Enzelsdorf aufgeschlossen.

U. d. M.:

Schliff 3101 Grauer Phyllit: Hauptkomponenten sind Quarz und Serizit. Häufig ist ein feiner Wechsel von quarzreichen und serizitischen Lagen zu beobachten. In dem lagig-linsig zerscherten Gefüge bilden verbogene Serizite nur schwach rekristallisierte Faltenbögen ab. In stark buchtig verzahnten Kornpflastern haben die Quarze 0,02 bis 0,08 mm, die Serizite im Durchschnitt 0,05 max. 0,15 mm Länge. Die Quarze lösen durchweg undulös aus. Albit ist in wenigen Schlifften gesteinsbildend (bis zu 10%), in den dunklen Typen ist Graphit bis zu 20% in feinsten Verteilung (0,005 mm) angereichert und bildet ein intensiv gefaltetes und stark durchbewegtes Gefüge ab. Akzessorisch treten Apatit, reichlich Ti- und Fe-Erz, Rutil, Zirkon und Chlorit (0,05—0,1 mm) auf.

### 3. Haimburg-Trixener-Marmore

Das wichtigste Schichtglied in der epimetamorphen Abfolge stellen die Haimburg-Trixener-Marmore dar. Trotz stark schwankender Mächtigkeit läßt sich in allen Profilen rund um die westliche und südliche Saualpe eine charakteristische Abfolge von hangenden dunklen, bläulichen, plattigen und teils gebänderten, reinen bis phyllitischen Marmoren bis Kalkschiefern (Typ St. Lorenzen-Kapelle östlich Brückl, St. Lamprechtskogel, Trixener Schlösser, Steinbruch W Enzelsdorf) und liegend massigen, dickbankigen, weißlichen bis gelblichen, hellen Marmoren (Typ Dragonerfels, Steinkogel, Griffener Schloßberg) unterscheiden. Profile, die diese charakteristische Abfolge zeigen, sind vielfach aufgeschlossen:

Blatt West: von N gegen S östlich Laschitzer, in den Bachläufen bei Grünwaldner, Gabernig, unter der St. Lorenzen-Kapelle bei Jaxe, NW Trattenbauer, W Prosnig, E Reinegg, N Klein St. Veit, am SE-Hang des Buchbergs, unter der Ruine Waisenberg, bei Bergstein (Dragonerfels — Kathreinkogel); (Tafel 3)

Blatt Ost: Leukemühle (Steinkogel), SE Haimburg, W Stift Griffen. (Tafel 4)

Besonders in der Nähe von Störungen, manchmal aber auch in ungestörten Bereichen sind die hellen Marmore dolomitisch, sie verwittern gelblich-rostigbraun und sind häufig zellenartig durchlöchert. Es muß hier ausdrücklich betont werden, daß dunkler, plattiger Marmor („Kalkschiefer“) auch isoliert von dem eigentlichen Haimburg-Trixener-Marmor in den grauen Phylliten auftreten kann, ebenso als Einlagerung oder im Liegenden der hellen Marmore (Dragonerfels).

Auch heller Marmor kann besonders in den liegenden karbonatischen Phylliten der Wandelitzer-Serie allein und auch zusammen mit dunklem Marmor vorkommen. Erst das gemeinsame Auftreten mächtiger dunkler (oben) und heller (unten) Marmore, die von grauen Quarzphylliten überlagert und von karbonatreichen Phylliten und Grünschiefern mit Kerato-



phyren unterlagert werden, ist ein sicherer Hinweis für die Haimburg-Trixener-Marmore im Sinne einer „Leitschichtenpartie“.

Der dunkle, blaugraue, meist dünnplattige und oft gebänderte, feinkristalline Marmor mit phyllitischen Einlagerungen zeigt alle Übergänge zu karbonatischen Phylliten. Eine scharfe Abgrenzung ist schwierig und oft willkürlich. Östlich Brückl findet man im Hangenden des dunklen Marmors häufig geringmächtige graphitische Phyllite, die dann weiter im Hangenden in graue Phyllite übergehen. Dieser dunkle, plattige, etwas phyllitische Marmor wird in der Ostalpenliteratur häufig als „Kalkschiefer“ oder „Kalkphyllit“ beschrieben. Dabei wird dem dunklen Marmor oft ein relativ hoher Graphitgehalt nachgesagt. Bei der Aufbereitung der schwach metamorphen Marmore mit Monochloressigsäure (Conodontensuche) zeigte sich ein hoher Anteil an Pyrit. Auch unter dem Mikroskop ist in den meisten Fällen der Gehalt an opakem Erz größer als der Anteil an graphitischer Substanz. Zweifellos ist aber der ursprüngliche Gehalt an organischer Substanz die Ursache für die Dunkelfärbung.

U. d. M.: (Straßenaufschluß W Jaxe)

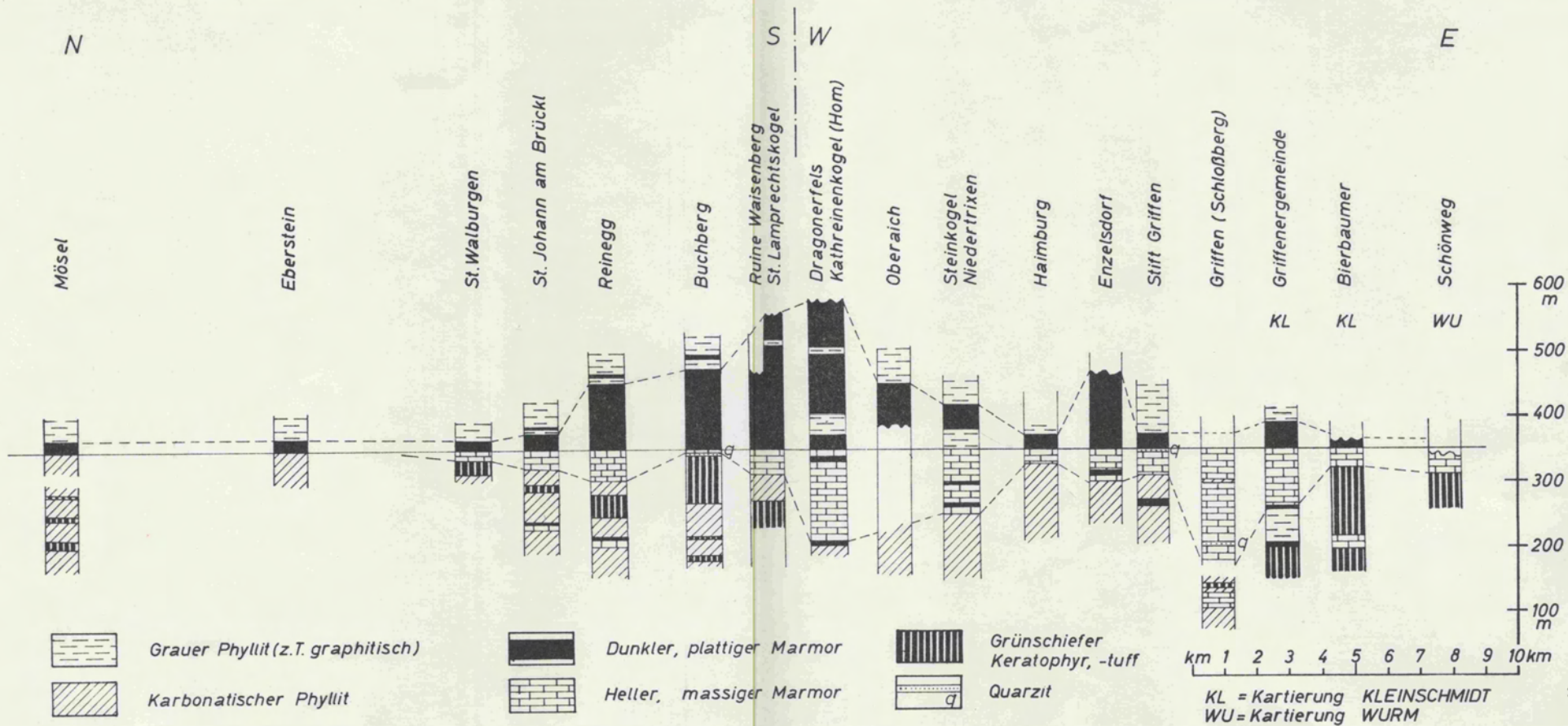
Dunkler Marmor, Schliff 3105: Es bilden etwa gleichkörnige  $\phi$  0,1 bis 0,15, max. 0,4 mm große, mit winzigen Mikrolithen gefüllte Kalzitkristalle und Serizit-Muskowit-Aggregate (bis 0,5 mm, Einzelglimmer bis 0,04 mm) mit feinem graphitischem Pigment und Erzkörner (größere Pyritwürfel mit Limoniträndern, Ti-Erz) ein feingefältetes Parallelgefüge ab. Die meist rundlichen, undulös auslöschenden Quarze ( $\phi$  0,05 bis 0,1, max. 0,2 mm) und die rundlichen, häufig unverzwillingten Albite sind unregelmäßig verteilte Einzelkörner; bei Berührung sind sie schwach buchtig verzahnt. Der Anteil an „Verunreinigungen“ wie Erz, Quarz, Feldspat und Glimmer beträgt ca. 5 bis 10%. Die gute Spaltbarkeit (plattige Absonderung) der dunklen Marmore beruht wohl z. T. auf dem orientiert eingelagerten Glimmer.

Eine Probe (Schliff 3771) aus dem dunklen Marmor bei Oberaich 1 km E von Dragonerfels, zeigt die primäre feine Wechsellagerung von phyllitischen und kalkigem Material besonders deutlich:

U. d. M.:

Es wechseln ziemlich reine Kalzitlagen mit Glimmer-Quarz-Feldspat-reichen Lagen. Es ist eine deutliche Korngrößenregelung erkennbar: gradierte Schichtung im cm-Bereich (Abb. 6). Der Schliff ist senkrecht B orientiert (B = 65/20 SW). Die Glimmer sind gut eingeregelt und zeichnen ein feingefältetes Gefüge nach. Der Fremdgehalt in den Quarz-Feldspat-Glimmer-reichen Lagen hat einen Anteil von etwa 50%. In der unteren Lage nimmt die Korngröße von Quarz und Feldspat von max. 0,2 mm auf 0,07—0,12 mm und die Zahl der eingestreuten Glimmer und Quarze von unten nach oben ab. In der oberen Lage wiederholt sich diese Erscheinung. Mit einem scharfen Schnitt setzt die neue quarz- und glimmerreiche Schicht ein. Die Korngrößen von Quarz und Feldspat nehmen von max. 0,5 auf max. 0,25 ab, die Größe der Glimmer und Kalzite bleibt über den ganzen Schliff konstant (max. 0,1 mm).

Besonders in den stärker mit Quarz und Glimmer verunreinigten Marmoren lassen sich einzelne stofflich charakteristische feine Lagen über größere Bereiche im Aufschluß verfolgen. Dies ist ein wichtiger Hinweis für die primäre „bänderige“ Einlagerung. Daneben gibt es auch eine hell-dunkel-Bänderung, die durch Umkristallisation bei tektonischer Zerschering ent-



Faziesprofil der hellen und dunkleren Haimburg - Trixener Marmore

standen ist (CLAR 1926). Bei den meisten dunklen Bändermarmoren liegt eine primäre, stoffliche Bänderung vor.

Die hellen, grauweißen bis gelblichen Marmore (Typ Dragonerfels) sind massig, selten auch plattig mit Muskowit-Serizit-Häuten auf den s-Flächen ausgebildet. An stark angewitterten Bruchflächen ist fast immer eine schwache Streifung (bis Schichtung) erkennbar, die parallel zur Einregelung der Muskowite verläuft.

U. d. M.:

Schliff 3103, Jaxe-Ofen

Zwischen ziemlich gleichkörnigen Kalzitkörnern (0,035 mm) bilden bis 0,4 mm große Muskowite ein deutliches Parallelgefüge ab, das durch die bevorzugte Orientierung der Gleitwillingslamellen der Kalzite noch unterstrichen wird. Die hellen Marmore sind gegenüber den dunklen Marmoren sehr arm an Verunreinigungen. Außer einigen Glimmerschuppen fand ich z. B. im Schliff 3103 (Jaxeofen) lediglich 7 runde Quarzkörner (0,1—0,5 mm). Vereinzelt kommen auch kleine Nester eines schwach gelblichgrünen Chlorits (3650) vor.

Die dunklen und hellen Marmore am Südfuß der Saualpe schwanken in ihrer Mächtigkeit, von wenigen Metern bis über 200 m. Sie lassen sich über ca. 40 km von Mösel im Görtschitztal (THIEDIG 1962) über Eberstein — (STREHL 1962) St. Walburgen — Brückl — Buchberg — Trixen — Steinkogel — Haimburg — Griffen — Bierbaumer (KLEINSCHMIDT 1965) — bis Schönweg (WURM 1965) verfolgen, d. h. entlang der ganzen W- u. S-Seite der Saualpe (Abb. 17).

Die fazielle Ausbildung wird in einem folgenden Abschnitt näher beschrieben. Die Zweiteilung der Marmore in einen „Bänderkalk-Kalkphyllit“ (= dunkler, plattiger Marmor) und in einen „Bänderkalk-Marmor, Typus Bergstein“ (= heller, massiger Marmor) wurde bereits von BECK-MANNA-GETTA (1957 a) erkannt, aber nicht konsequent durchgeführt. In der Geologischen Karte der Umgebung von Klagenfurt 1 : 50 000 (KAHLER 1962) sind die beiden Marmore auch teilweise getrennt worden.

#### 4. Wandelitzen-Serie

Im Liegenden der Haimburg-Trixener Marmore folgt im Gebiet der südwestlichen und südlichen Saualpe eine sehr wechselhaft zusammengesetzte Serie aus karbonatreichen Phylliten, Marmoren und meist grünlich-hellen bis weißen Feldspatschiefern. Es treten vor allem Gesteine auf mit stark schwankendem Gehalt an Chlorit, Karbonat (Kalzit bis Eisendolomit), Feldspat, Epidot, Quarz, Serizit-Muskowit und Fe + Ti-Erzen, die akzessorisch von Turmalin, Apatit und vereinzelt auch von grünem Biotit begleitet werden. Der starke Wechsel im Gesteinsbestand ist vor allem durch einen kräftigen Vulkanismus verursacht, der vorwiegend intermediäre Produkte lieferte. Ein Teil der karbonatischen Komponenten könnte auch klastischen Ursprungs sein.

Die stark schwankende Mächtigkeit beträgt im Durchschnitt etwa 500 m. Das Fehlen von guten Leithorizonten im Liegenden erschwert besonders bei faziellen Abwandlungen eine genaue Abgrenzung der Serien und damit auch die Angabe von Mächtigkeiten.

Im Gebiete östlich von Brückl sind in allen Bacrissen im Liegenden des hellen Haimburg-Trixener Marmors karbonatische Phyllite aufgeschlossen. Besonders gut kann man den Wechsel von karbonatischen Phylliten, Marmoreinlagerungen und Vulkanitenabkömmlingen im Michaelergraben und in der Wandelitzen selbst beobachten. Nach Osten ändern sich die faziellen Verhältnisse. Im Raum Attendorf—Haimburg—Stift Griffen—Kleindörfel herrschen graue karbonatische Phyllite bis Marmore (im Gegensatz zu den rostigbraunen im Westen) mit sehr charakteristischen Phyllitflatschen vor. Noch weiter östlich, im Gebiet zwischen Griffen und St. Andrä i. L. (KLEIN-SCHMIDT 1965 und WURM 1965) nimmt der Anteil vulkanischer Produkte in der Wandelitzen-Serie auf Kosten des karbonatischen Anteils stark zu.

### **Abkömmlinge des sauren bis intermediären Vulkanismus:**

#### **a) Chlorit-Albit-Schiefer**

In allen Profilen östlich Brückl und am Buchberg kommen helle, ziemlich massige, dickbankige, manchmal auch etwas flatschige Grünschiefer vor, die im Querbruch weiß bis gelblich und rostig gefleckt sind.

U. d. M.:

Schliffe 3133, 3111, 3202b. Schmieddorfer Graben (Abb. 12 und 13)

Die meist rundlichen 0,1—1,3 mm, im Durchschnitt 0,25—0,5 mm großen gefüllten Albite liegen isoliert in einer feinkörnigen Grundmasse aus Chlorit und selten gefüllten, unverwilligten Albiten. Kalzit und Serizit existieren sowohl als Füllung in den Plagioklasen als auch außerhalb in unregelmäßiger Verteilung. Bei den Feldspäten ist eine schwache Korngrößensortierung im Dünnschliffbereich erkennbar. Das ganze Gestein zeigt eine erstaunlich geringe Beanspruchung. Lediglich Scherflächen durchsetzen es im Abstand von mehreren Millimetern. An solchen Scherflächen sind auch die sonst rundlichen Plagioklase zerbrochen. Bereiche mit Serizit-Muskowit sind verbogen und löschend undulös aus. Manche der großen Plagioklase (über 1 mm groß) haben ein feines Pigment, das parallel zur Albitverzwillingung angereichert ist. Die Plagioklase zeigen randlich Korrossionsbuchten.

Einige Plagioklase haben eine schmale einschlußfreie Randzone. Der An-Gehalt der nach dem Albitgesetz verzwillingten Plagioklase schwankt nach den verschiedenen Methoden auf dem U-Tisch übereinstimmend zwischen 0 und 5% Anorthit, es handelt sich also um Albite. Da sich die Fülle in Plagioklasen auf einen einschlußfreien Plagioklas mit höherem An-Gehalt anrechnen läßt (ANGEL 1930), haben die heute als Albite vorliegenden Plagioklase vermutlich einen höheren An-Gehalt besessen. Die durchschnittlich 0,07 mm langen Chlorite haben einen kräftigen Pleochroismus von fast farblos-hellgelbgrün zu dunkelgrün. Es handelt sich um einen Prochlorit mit anomalen violettstichigen und schmutzig olivbraunen Interferenzfarben. In manchen Schliften sind auch Orthochlorite (Pennin) mit anomal blauen Interferenzfarben und einem schwachen grünlichen Pleochroismus enthalten. Titanit und Rutilkerne in flockigen Leukoxenaggregaten treten in manchen Schliften gesteinsbildend auf (Schliff 3833 mit 3,44 Gew. % TiO<sub>2</sub>\*). Akzessorisch sind vor allem Apatit und Turmalin, sowie z. T. limonitisierter Pyrit und anderes oxyd. Fe-Erz vertreten.

Auffallend ist der Mangel an Quarz. In einigen Schliften tritt Quarz ganz vereinzelt als größeres Kornaggregat auf, er stellt hier offensichtlich ein eingewandertes Mobilisat dar.

\*) Herrn Dr. P. K. HÖRMANN, Freiburg, verdanke ich einige chemische Analysen von Phylliten und vulkanischen Abkömmlingen, deren vollständige Ergebnisse an anderer Stelle bekannt gemacht werden sollen.

Diese Chlorit-Albit-Schiefer sind epimetamorph veränderte Kristalltuffe mit einem intermediären Chemismus. Der Chlorit und die Fe- und Ti-Erze sind vermutlich aus einer glasig-aschigen Grundmasse entstanden. Reste primärer Augite oder Biotite konnte ich in diesem Typ nicht finden. In Schliffen mit hohem Karbonatanteil (z.T. klastischen Ursprungs?) beobachtet man häufig eine feine Wechsellagerung von reinem Karbonat mit Chlorit-Albit-Lagen, solche Typen sind vermutlich Tuffite (Abb. 11).

Mit solchen Gesteinen vergesellschaftet sind

### b) Serizit-Albit-Schiefer

Im Profil des Grünwaldner-Baches NE Brückl fand ich direkt unter dem weißen Marmor einen hellen, weißen, rostfleckigen Schiefer mit mm-großen „Feldspatagen“. Unter dem Mikroskop erweisen sich diese großen Feldspäte als ehemalige Kalifeldspäte (Sanidine). Dem Mineralbestand, Gefüge und dem äußeren Erscheinungsbild nach gleichen diese Gesteine den von FRITSCH (1961) vom Sonntagsberg bei St. Veit beschriebenen Keratophyren. Die auffällige Quarzarmut spricht für ehemalige trachytische = keratophyrische Tuffe und Laven.

U. d. M.:

Schliff 3048: In einem mittelkörnigen (0,08—0,1 mm) verzahnten Kornpflaster, das größtenteils aus unverzwilligten Plagioklasen und Quarzen besteht, liegen bis zu 6 mm lange, z. T. zerbrochene Feldspäte. Die großen einsprenglingsartigen Feldspäte zeigen einen leistenförmigen Querschnitt, der meist parallel zur Schichtung eingeregelt ist und eine deutliche Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz erkennen läßt (Abb. 9). Einige wenige Schnitte zeigen die typischen idiomorphen Sanadin-Umriss des seitlichen Pinakoids (010) (Abb. 8). Unter gekreuzten Nicols löschen die einzelnen „Karlsbader“-Individuen nicht einheitlich aus, sondern erscheinen in einer schachbrettartigen Felderung (Abb. 9) wie Perthite. Es fehlen aber die für Perthite notwendigen Lichtbrechungsunterschiede. U-Tisch-Messungen ergaben für die einzelnen kleinen Felder einen An-Gehalt zwischen An<sub>0</sub> und An<sub>7</sub>. Diese mosaikartig zusammengesetzten „Schachbrettalbite“ sind typisch für Albit-Pseudomorphosen nach Kalifeldspat. Eine normale Albit-verzwilligung ist an diesen großen Feldspäten nicht zu beobachten.

Die Feldspat-Quarz-reichen Lagen mit den großen Schachbrettalbiten wechseln mit feinkörnigen Muskowit-Serizit-reichen (0,1—0,15 mm) Lagen und bilden ein deutliches Parallelgefüge. Die meisten großen Feldspäte sind ebenfalls parallel zu diesem Gefüge eingeregelt und geben damit einen Hinweis auf die Tuff-Tuffit-Herkunft dieser Gesteine. Auffallend ist der Mangel an dunklen Gemengteilen und der geringe Anteil an Quarz.

Kalifeldspatreite, wie sie FRITSCH (1961) und HAJEK (1962) aus gleichen Gesteinen in ähnlicher Position aus den Gurktaler Alpen bei St. Veit und Feistritz-Pulst beschreiben, konnte ich nur in einem Fall (3895 st) im unteren Michaelergraben in Form von sehr flau auslöschendem Mikroklin beobachten. Auffallend ist auch der hohe Anteil an Kalium in diesen Gesteinen: in dem Keratophyrtuff beim Grünwaldner 3,44 Gew. % K<sub>2</sub>O (3048), in einem Chlorit-Albit-Schiefer NE Hapatnik 3,86 Gew. % K<sub>2</sub>O (Analysen 1.10, 11 siehe Fußnote S. 16).

In einem anderen Vorkommen (3860, Güterweg vom Michaelergraben zum Sagernig-Bauern) sind fächerförmig divergierende Feldspataggregate zu beobachten (Abb. 10). Ähnliche fächerförmige divergierende, nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligte Sanidine bildet TRÖGER in FREUND (1955) als skelettartige Sanidinkristalle aus einem Sanidinit vom Vesuv ab. WURM (1964) und KLEIN-SCHMIDT (1964) fanden in der SE-Saualpe gleiche Typen, in denen die fächerförmigen Feldspataggregate eine Fließstruktur abbilden.

Die kataklastischen Erscheinungen an den vereinzelt Scherflächen und gewisse Ähnlichkeiten mit hochmetamorphen Gesteinen der Koralpe veranlaßten vermutlich BECK-MANNAGETTA (1952, 1956, 1957 a u. b, 1959 u. 1960) zu der Bezeichnung „Gneismylonite“, die er als eine „tektonische Gesteinsmischung aus Gneisen mit kataklastischem Mineralbestand“ (1957) erklärt. Es soll sich dabei z. T. um tektonische Quetschlinge handeln, die an Störungen aus dem tiefen Untergrund aufgeschleppt wurden (BECK-MANNAGETTA 1959 S. 327 und 1964 S. 324).

Gegen eine solche Erklärung sprechen:

- 1.) der normale sedimentäre Verband innerhalb der Abfolgen und die stets gleiche stratigraphische Position im Liegenden der Haimburg-Trixener-Marmore,
- 2.) das gut erhaltene vulkanische Gefüge: Lava mit Fließgefüge, Brocken- und Kristalltuffe mit idiomorphen Sanidinmrisen (Schachbrettalbite),
- 3.) der auffällige Mangel an Quarz,
- 4.) die geringe tektonische Beanspruchung dieser Gesteine in der oberen Wandelitzen-Serie,
- 5.) die Größe der Plagioklase (über 1 mm) fällt aus dem normalen Korngrößenbereich der begleitenden phyllitischen Gesteine heraus (vergl. Abb. 18, Feld 2).

In einer kürzlich veröffentlichten Arbeit erscheint es BECK-MANNAGETTA (1963) selbst zweifelhaft, diese Gesteine im Raum der südlichen Saualpe weiterhin als „Gneismylonite“ zu bezeichnen.

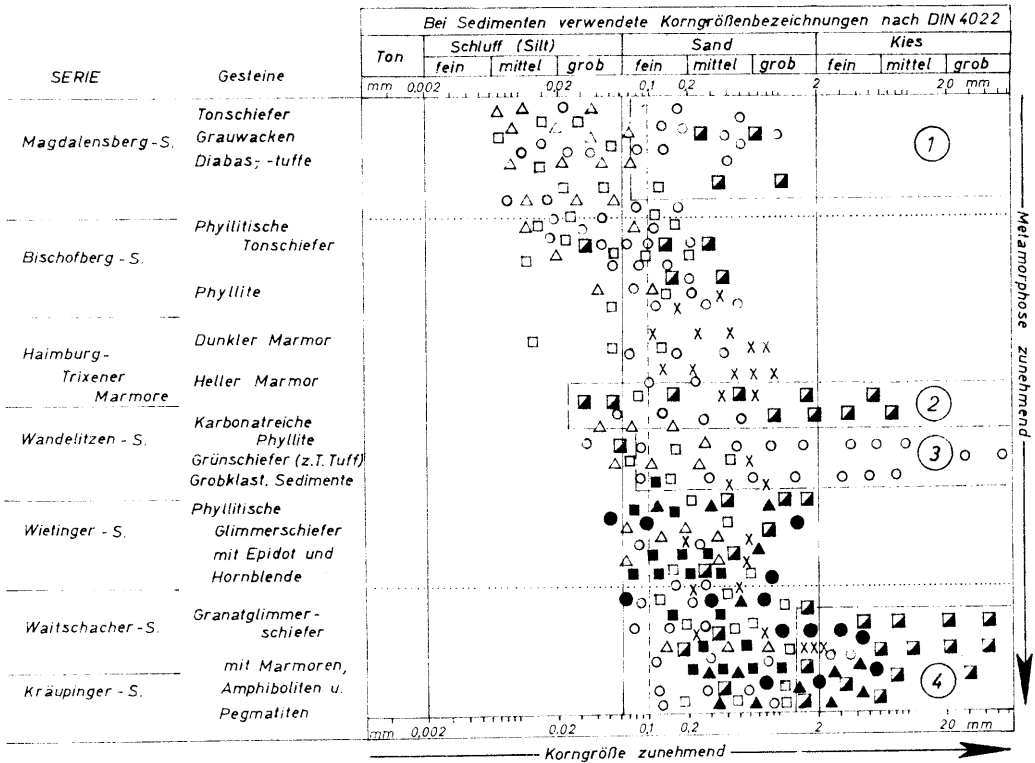
### c) Abkömmlinge klastischer Gesteine

Im Bereich E Brückl, wo vor allem die obere Wandelitzenserie abgeschlossen ist, lassen sich die relativ leicht verwitternden *Karbo-nat-phyllite* durch ihre rostbraune Verwitterungsfarbe gut erkennen. Je nach ihrem Gehalt an Chlorit, Albit, Quarz und Serizit sind sie in frischem Zustand grünlich bis bläulichgrau gefärbt. Im Michaelergraben, Hollerbach und im Schmieddorfer Graben mit seinen Nebenbächen sind massige, härtlingsbildende, rostigbraune *Fe-Dolomit-Phyllite* (Tuffite?) ausgebildet, die unverwittert hellgraugrüne bis bläulichgrüne Farben haben. Der Michaelergraben frißt sich an mehreren Stellen tobelartig durch dieses widerstandsfähige Gestein, das rein äußerlich in frischem Zustand durch Farbe und Form an Diabase erinnert.

U. d. M.:

Lagig angeordnete Kalzit- und Quarzkornpflaster wechseln mit streng geregelten Muskowit-Chlorit-Lagen. Die Quarze löschen undulös aus, Muskowit und Chlorit sind verbogen. Die durchschnittliche Korngröße liegt bei 0,1 mm. Als Akzessorien kommen Turmalin, Apatit und Leukoxenaggregate vor.

An mehreren Stellen im Raum E Brückl, NW Griffen und besonders in der Wandelitzen selbst, sind außer Plagioklas-Chlorit-grünen Biotit-Epidot-führenden Grünschiefern und hellen Albit-Serizit-Schiefern dunkle und helle



----- Grenzbereich Anchi-Epizone u. Epi-Mesozone

- ① Grauwacken und Quarzite
  - ② Tuffe
  - ③ Grobklastische Gesteine
  - ④ Pegmatitbereich
- |           |              |            |
|-----------|--------------|------------|
| ○ Quarz   | ◊ Feldspat   | X Karbonat |
| △ Chlorit | □ Muskowit   | ● Granat   |
| ■ Biotit  | ▲ Hornblende |            |

Verteilung der maximalen Korngrößen einzelner Minerale in anchi-, epi- und mesometamorphen Gesteinen der südt. Saualpe

Abb. 18

Kalk-Dolomit-Marmore in die Folge der karbonatreichen Phyllite eingelagert. Sie lassen sich z. T. nur durch ihre stratigraphische Position von den höheren Haimburg-Trixener Marmoren unterscheiden.

Von Interesse sind noch helle, gelbliche, äußerlich z. T. kaum von Dolomiten unterscheidbare Quarzite und ein dunkler, graphitreicher (ehemaliger Lydit?\*) am Buchberg. Die hellen Quarzite stehen nördlich Enzelsdorf an der Straße nach Stift Griffen und am Südfuß des Griffener Schloßbergs in kleineren Linsen im Hangenden oder Liegenden des hellen Marmors an.

U. d. M.:

Schliffe 3832, 3912 a u. c: Stark undulös auslöschende Quarze (0,05—0,2 mm) bilden stark buchtig verzahnte Pflasterreihen. Wenig Serizit-(Muskowit)-Schüppchen zeichnen zusammen mit limonitisiertem oxydischen Fe-Erz ein deutliches Parallelgefüge ab. In graphitreichen Zonen (Buchberg) ist die Kornverzahnung schwächer entwickelt. Der Graphit ist krümelig, z. T. staubartig feinverteilt, flockig bis wurmartig mit ausgefranzten Rändern, die bei Kondensorlicht grünlich durchscheinen.

Als besonders charakteristisches Gestein der Wandelitzen-Serie treten im Steinbruch bei Attendorf, an der Ruine Haimburg sowie W und NE Stift Griffen recht merkwürdige karbonatreiche, dunkelgraue Phyllite bis Marmore auf. Sie enthalten, auf den s-Flächen besonders gut sichtbar, runde bis elliptische Phyllitflatschen sehr unterschiedliche Größe und, besser im Querbruch erkennbar, milchig-trübe, rundliche bis elliptisch ausgeschwänzte und verdrückte Quarze bis zu 10 cm Länge.

U. d. M.:

Schliffe 4083, 4172 Stift Griffen, 4165 Attendorf.

In einer auffallend ungleichkörnigen und im Vergleich mit den Haimburg-Trixener Marmoren viel feinkörnigeren, karbonatischen, teils serizitischen Grundmasse liegen kleine, rundliche und größere meist längliche Quarzkörner oder Kornaggregate, seltener auch Feldspäte (Albite, z. T. gefüllt), zusammen mit scharf begrenzten Phyllitflatschen bis -knollen. Bei den ziemlich regellos verteilten Quarzkörnern (im Dünnschliff 0,01 bis über 2 mm Größe) überwiegt die Korngröße zwischen 0,1 und 2 mm (Sandfraktion). Die kleinen Quarze sind fast immer Einzelkristalle, während die größeren aus Kornpflastern bestehen, die bis zu zellenförmigen Aggregaten ausgelängt sein können. Manche Quarz- und Feldspatrundlinge sind bei der tektonischen Beanspruchung zerbrochen; die dabei entstandenen Zerrklüfte sind mit Kalzit verheilt. Die kleinen Quarzkörner zeigen kaum Deformationsspuren, während die größeren ausgeschwänzte Enden mit mörteligem Gefüge besitzen. Fast alle Quarze löschen undulös aus.

Die Phyllitflatschen haben oft ein gedrehtes bis rotiertes Interngefüge, das man außerhalb der Flatschen nicht beobachten kann. Manche größere Phyllitflatschen werden durch spitzwinkelig zum Interngefüge verlaufende Scherflächen in kleinere Flatschen zerrissen. Einige wirbelartig gedrehte Flatschen liegen an Scherflächen und schließen karbonatische Grundmasse ein, die Glimmer in den gedrehten Flatschen sind nicht rekristallisiert; sie löschen undulös aus (Abb. 15 u. 16).

Für die Entstehung dieses merkwürdigen Gefüges, das auch BECK-MANNAGETTA (1954) aufgefallen war, gibt es zwei Erklärungsmöglichkeiten:

---

\*) Inzwischen sind in der südlichen Saualpe dunkle Graphitquarzite in ähnlicher Position gefunden worden.



- 1.) Ein kalkig-mergeliges Sediment mit sandig-tonigen Zwischenlagen verfiel (para-) postmetamorph einer Zerschering, wobei eine intensive Vermischung von Kalzit und Quarzphyllit sowie eine Mylonitisierung und teilweise Mobilisation des Quarzes erfolgte. An den Scherflächen bildeten sich z. T. Rotationsgefüge der phyllitischen Bestandteile aus. Ein Teil der Quarzkörner stammt aus zerscherten Quarzphyllitflatschen. Merkwürdig ist dabei allerdings das im Aufschluß (Attendorfer Steinbruch und Westsporn der Ruine Haimburg) sehr gut, im Dünnschliff schwächer erkennbare Geopetalgefüge (gerichtete Korngrößenabnahme der Quarz- und Phyllitkomponenten), das ja nur bei Sedimenten auftreten kann. Auffallend ist auch die relativ gleichmäßige Verteilung der kleinen runden Quarzkörner; bei einem Mylonit müßten zerbrochene größere Kornhaufen zu finden sein, die großen Quarze sind aber alle im Querschnitt linsig und haben ausgeschwänzte Enden.

Mit Salzsäure aufbereitete Proben enthielten außer Sand und Phyllitflatschen größere, längliche, elliptische ausgewalzte Quarze, die in einigen Fällen parallel zur Längsachse orientierte Lineationen aufweisen. Die parallel den s-Flächen eingeregelt vorwiegend rundlich-linsigen Quarzphyllitflatschen sind frei von Kalzit, sind also Fremdkörper in der sonst karbonatreichen Grundmasse. Diese Beobachtungen lassen sich nur schwierig in das Bild eines rein tektonisch entstandenen Gefüges einbauen.

- 2.) Es liegt deshalb eine Deutung als primäres klastisches Gestein nahe: In eine kalkig mergelige Sedimentation wurden Quarzgerölle der Kies-Sand-Fraktion und sandige Tongerölle eingeschwemmt (möglicherweise war der Kalkanteil auch gröber klastisch). Syn- bis postmetamorph erfolgte eine Deformation, wobei die großen Gerölle parallel B gelängt und ausgeschwänzt wurden, während kleinere Körner ihre rundliche Form behielten. Die Phyllitflatschen wurden durch Scherbewegungen zerrissen, teilweise gedreht und mit der karbonatischen Grundmasse vermischt.

In der Wandelitzen-Serie kommen mindestens zwei derartige Phyllitflatschen- und „Quarzgeröll“-führende Gesteine in verschiedenem Niveau vor. Ein von NEUGEBAUER nördlich Gattersdorf aufgefundener karbonatischer Serizit-Muskowit-Schiefer enthält cm-große Lavagerölle (mit leistenförmigen, fludial eingeregelt Plagioklasen), die sehr gut gerundet sind. Auch das Vorkommen von groben Bombentuffen im Urtlgraben SW Waitschach in der Wandelitzen-Serie zeigt, daß man mit der Erhaltung primärer Sedimentstrukturen in der unteren Epizone noch durchaus rechnen kann (FRITSCH 1964, S. 341).

Aus dem Gebiet der südlichen Koralpe beschreibt KIESLINGER (1926) bei St. Lorenzen ebenfalls geröllführende Marmore, die er auch sedimentär deutet. In einem Steinbruch bei Mühlen sind ähnliche geröllführende Lagen in einem Marmor aufgeschlossen (THURNER 1964, S 518).

Geht man von der naheliegenden Vorstellung aus, daß der Bildungsbeginn der hellen Haimburg-Trixener Marmore zeitgleich erfolgte, so ginge

dem voraus: am Buchberg Vulkanismus mit Tuffen, am 7 km östlich gelegenen Haimburger Schloßberg aber die eben beschriebene grobklastische Sedimentation.

Möglicherweise könnten die mit dem Vulkanismus verbundenen Krustenbewegungen die Bildung der grobklastischen Sedimente ausgelöst haben.

## 5. Wieting-Serie

Im Liegenden gehen die karbonatreichen, in manchen Bereichen vulkanischen Gesteine der Wandelitzen-Serie fließend in eine Serie quarzreicher Phyllite bis phyllitischer Glimmerschiefer über, die faziell zum größten Teil auch durch Grünschiefer (Vulkanitabkömmlinge) vertreten werden können (WURM 1965). Die Profile bei Wieting im Görtschitztal (THIEDIG 1962) und auch zwischen Griffen und St. Andrä im Südosten der Saualpe (WURM 1965 und KLEINSCHMIDT 1965) sind außerdem durch magnetit- und graphitreiche Partien gekennzeichnet. In den Gebieten rings um die Saualpe und in den Gurktaler Alpen (Bereich St. Veit/Glan FRITSCH 1957) nördlich des Krappfeldes (SOLYOM 1942), bei Friesach (ZADORLAKY-STETTNER 1961) liegt in dieser Serie der Übergang zwischen Epi- und Mesozone.

Gerade im Grenzbereich Epizone/Mesozone ist die Ansprache der feinkörnigen Gesteine sehr schwierig, weil sich die stark wechselnden Anteile von Chlorit, grünem Biotit, Muskowit, Epidot und auch Hornblende nur unter dem Mikroskop sicher erkennen lassen. Als Unterscheidungsmerkmal zwischen Phyllit und Glimmerschiefer benützen wir die Glimmergröße. Während Serizit und Muskowit in Phylliten noch als zusammenhängende Überzüge erscheinen ( $\phi$  unter 0,1 mm Länge), ist dieser bei Glimmerschiefern größer als  $\phi$  0,1 mm läßt sich mit bloßem Auge als Einzelmineral erkennen (SYMPOSIUM 1962).

Im Süden der Saualpe treten im Gebiet SE Klein St. Veit und westlich Griffen vorwiegend dunkel- bis olivgrüne, flatschige, quarz- und feldspatreiche phyllitische Glimmerschiefer auf, die auf den angewitterten s-Flächen einen gelblich-braunen bronzeartigen Glanz aufweisen (entsteht durch Verwitterung von Biotit-Aggregaten). Die westlich der Straße Brückl—Völkermarkt bei Gänsdorf (Gorice-Lippnig-Stephan) und östlich des Terpetzener Amphibolit-Spanes am Kleinen Buchberg vorkommenden Chlorit-Epidot-(Hornblende)-Oligoklas-Schiefer sind teilweise stärker karbonatisch. Als Ausgangssteine sind sandig-mergelige Sedimente mit vulkanischem Detritus (Tuffite) anzunehmen.

Der gelbliche, feinkristalline Dolomitmarmor SE Wordianz wird auf der Geologischen Karte der Umgebung von Klagenfurt (KAHLER 1962) zusammen mit dem makroskopisch ähnlichen hellen Marmor der Haimburg-Trixener Marmore als tektonisch eingebautes Element angesehen. Für eine solche tektonische Stellung gibt es aber keinerlei Hinweise. Feinkörnige karbonatische Glimmerschiefer und Epidot-Chlorit-(grüner) Biotit-Schiefer im Liegenden machen seine Zugehörigkeit zur Wieting-Serie wahrscheinlich. Im höheren Teil der Wieting-Serie treten Grünschiefer mit Chlorit, Epidot und grünem Biotit auf. In den tieferen Teilen sind die Grungesteine so-

nannte „Prasinite“. Nach der im SYMPOSIUM (1962 S. 166) gegebenen Definition wird unter „Prasinit“ ein Grüngestein verstanden, in dem grüne Hornblende, (meist grüner) Biotit, Epidot und Chlorit nebeneinander stabil sind. In den Prasiniten werden die Biotite zunehmend oliv-schmutzig braun, die Epidote mehr und mehr durch Fe-ärmere Klinozoisite vertreten. Daneben ist aber immer noch Chlorit zu finden, der häufig mit olivgrünem Biotit parallel verwachsen ist. In den Abkömmlingen sandig-toniger Gesteine tritt hier das erste Granatwachstum auf.

In einigen Fällen läßt es sich mit Sicherheit an Hand von Hornblende-Pseudomorphosen nachweisen, daß die Grünschiefer und Prasinite der Saualpe Umwandlungsprodukte basischer bis intermediärer Vulkanite sind (THIEDIG 1962, WURM 1964). Die Hornblenden in solchen Uraliten sind häufig Hornblendenaggregate, die gedrungen sind und nicht den typischen stengeligen Habitus zeigen.

Als Beispiel für solchen tieferen Grünschiefer typ führe ich den Schliff 3595 aus der Teufelsleiten bei Klein St. Veit an:

U. d. M.:

In einem stengeligen, gut geregelten Parallelgefüge wechseln Quarz-Plagioklas-Klinozoisit-reiche mit Hornblende-Biotit-Chlorit-reichen Lagen. Bevorzugt in den Plagioklas-Klinozoisit-reichen Lagen sind einige zonar gebaute Epidote (0,3—0,6 mm) gewachsen, die im Kern (Orthit) ein sehr feinkörniges, paralleles Interngefüge (opakes Erz) eingeschlossen haben. Zu einem späteren Zeitpunkt bildete sich der randliche Epidot-Klinozoisit, der bereits gröbere Pigmentpartikel einschließt. Die Kornvergrößerung des dunklen Pigments ging außerhalb der Epidote noch weiter (große opake Minerale). Das feine Interngefüge der Epidote geht gerade oder nur mit einer schwachen Verstellung in das Externgefüge über. Ein Hinweis, daß in diesem Bereich weder para- noch postmetamorph starke Durchbewegungen erfolgten. (Abb. 5)

Die zu einem noch späteren Zeitpunkt gewachsene Hornblende (0,8,—0,08 mm Länge, x = hellgelbgrün y = dunkelgrünoliv, z = blaugrün, x « y ~ > z) schließt die Epidote mit dem feinen Interngefüge ein. Außer dem Turmalin haben alle anderen Minerale nur ein grobes Interngefüge. Schmutzig grüner bis olivbrauner Biotit (0,1—0,4 mm) wächst sowohl in Plagioklas-Quarz-Zoisit-Lagen als auch in Hornblende-reichen. Der Plagioklas (Oligoklas bis Oligoalbit, 0,03—0,17 mm) bildet zusammen mit undulös auslöschendem Quarz buchtig verzahnte Kornpflaster, in denen bevorzugt Klinozoisit und Muskowit (0,1—0,4 mm) wachsen.

In unregelmäßig begrenzten, lokalen Bereichen sind retrometamorphe Erscheinungen zu beobachten. Man findet z. B. in einer dünnen Lage frische Hornblenden neben ungetrübten Plagioklasen, wenige Millimeter entfernt wird die Hornblende von olivgrünem Biotit angegriffen, an anderer Stelle dieser wiederum von Chlorit und zwar bis zur völligen Chloritisierung.

In diesen Bereichen sind die Feldspäte getrübt, die Hornblende weist weitständige Klüfte auf, in denen die postkinematische Mineralisation aufsitzt. Akzessorisch sind zonargebauter Turmalin (der wie die Epidote ein feines paralleles Interngefüge besitzt), reichlich Apatit, Ti- u. Fe-Erze sowie Kalzit vertreten.

Als älteste Minerale sind Epidote mit Orthitkern und Turmaline erhalten, die ein altes, feines und paralleles Interngefüge einschließen. Nach einer Durchbewegung, die z. T. in diesem Bereich nur eine geringe Verstellung der präkinematischen Minerale (Epidote mit  $S_1 = S_0$ ) bewirkte, setzte die

Hauptkristallisation mit einer Kornvergrößerung des dunklen Pigments (opakes Fe-Erz) und Bildung von Hornblende, Klinozoisit, Olioklas sowie von grünem Biotit ein. Als letzte Phase sind unregelmäßig begrenzte postdeformative Chloritbildungen zu beobachten, die als retrometamorphe Erscheinungen beim Ausklingen der Metamorphose angesehen werden müssen.

Diesem Bild einer geringen synkristallinen Durchbewegung stehen zahlreiche Dünnschliffe von synkristallin stark durchbewegten Gesteinen aus dem Gebiet des Kleinen Buchberges (z. B. 3866) sowie NW + SE Gänsdorf gegenüber. Die präkinematisch gebildeten Epidotkerne mit feinem Interngefüge sind hier rotiert ( $S_i \neq S_e$ ) und von syn- bis frühposttektonisch gewachsenen Epidoten umschlossen. Die olivgrünen Biotite zeigen z. T. noch undulöse Auslöschung, größtenteils bilden sie jedoch polygonal rekristallisierte Faltenbögen ab.

In Schliff 3783 E (Teufelsleiten SW Wordianz) wird ein älterer Granat mit verstelltem Interngefüge postkinematisch zuerst von grünem Biotit und schließlich von Chlorit angegriffen. In einem „Prasininit“ (Schliff 3877, Lesestein W Peter) ist die Koexistenz von Chlorit, grünem Biotit, Epidot und Hornblende zu beobachten, lediglich in kleinen Bereichen sproßt der grüne Biotit auf Kosten der Hornblende. Biotit und Chlorit sind miteinander parallel verwachsen, ohne daß sie Spuren einer gegenseitigen Verdrängung erkennen lassen. Beide schließen, wie auch z. T. die ältere, noch verbogene Hornblende, Epidot ein, der manchmal bräunliche pleochroitische Kerne von Orthit besitzt. Diese Gesteine, die dem Mineralbestand nach als „Prasinite“ gelten, werden von vielen Autoren, z. B. KIESLINGER (1962), BECK H. (1926 S. 8, 1927 S. 33, 1928 S. 29, 1929 S. 31) als „Diaphthorite“ bezeichnet, weil vielfach eine Chloritisierung von Biotit und Hornblende, in anderen Schliffen auch eine Chloritisierung von Granat zu beobachten sei. Das postkristalline Gefüge ist aber in diesen Gesteinen völlig erhalten geblieben. Es hat lediglich eine Pseudomorphosenbildung stattgefunden, eine erneute Gefügeprägung blieb aus.

All diese postdeformativen Kristallisationen, die hauptsächlich im Übergangsbereich zwischen Epi- und Mesozone weit verbreitet und im Profil von der unteren Wieting- bis in die obere Waitschacher-Serie zu beobachten sind, wurden in letzter Zeit besonders von TOLLMANN (1959 und 1963 a) als diaphthorische Spuren alpidischer Deckenbahnen angesehen. Das entscheidende Kriterium der mit der Umkristallisation verbundenen Durchbewegung fehlt aber diesen Gesteinen. BECKE (1909) leitete den Begriff der „Diaphthorese“ aus Beobachtungen ab, die er am Ostrand des Tauernfensters machte. Hier liegen einwandfrei polymetamorphe Gesteine vor, die vermutlich in variskischer Zeit ihre erste (stärkere) metamorphe Prägung erhalten haben. Infolge einer späteren (alpidischen) Durchbewegung unter epizonalen Bedingungen wurden die ehemals höher metamorphen Gesteine in epizonale umgewandelt. Mit dieser erneuten Metamorphose war also im Untersuchungsgebiet BECKEs eine intensive Durchbewegung verbunden. Damit ist als „Diaphthorese“ eine Umwandlung höher metamorpher Gesteine infolge einer Durchbewegung in Gesteine mit epizonalem Mineralbestand zu verstehen.

Diese Erscheinung fehlt aber den mineralfaziell äquivalenten Gesteinen der Saualpe, für deren Entstehen es eine weitere Erklärungsmöglichkeit gibt, die unserer Meinung nach bisher zu wenig Beachtung gefunden hat:

Im Verlaufe einer Metamorphose können Hornblendes, die z. B. während des Metamorphose-Maximums gebildet wurden, durch langsam ausklingende Metamorphosebedingungen wieder instabil werden. Diese Möglichkeit eines Mineralisations-Ablaufes wurde bei der Entwicklung der Eklogite und Amphibolite in den tieferen Teilen des Saualpenkristallins zuerst von WEISSENBACH (1963) beschrieben. Dort erfolgte nach einem prätektonischen Stadium eine syn- bis frühposttektonische Hauptkristallisation, der eine starke spätposttektonische Kristallisationsphase folgt, die schließlich in immer schwächer metamorphen Bildungen ausklingt.

Die Hornblende sproßte in den Gesteinen der Wieting-Serie — soweit sie nicht schon aus Uraliten hervorgegangen waren — als die Metamorphose ihren Höhepunkt erreicht hatte. Während dieser Phase erfolgte die in allen Teilen der Saualpe zu beobachtende synkristalline Durchbewegung. Die während des Metamorphose-Maximums entstandenen Hornblendes wurden spätpostkinematisch unter schwächeren Metamorphose-Bedingungen in der zu beachtenden Reihenfolge Biotit-Chlorit erneut umgesetzt. Die retro-metamorphen Erscheinungen der Wieting-Serie — sie liegen bezeichnenderweise im ganzen Saualpengebiet im Grenzbereich Epi-Mesozone — stehen mit äquivalenten Erscheinungen in tieferen Serien (WEISSENBACH 1963 und mündliche Mitteilung) in kausalem Zusammenhang und lassen sich zwanglos dem Ablauf einer Metamorphose zuordnen.

## 6. Waitschacher Serie

Die phyllitischen Glimmerschiefer der Wieting-Serie gehen im Liegenden ganz allmählich und mit Rekurrenzen in Granat-Glimmerschiefer über, was eine genauere Serienabgrenzung erschwert. Als Leitgestein tritt in Waitschach westlich Hüttenberg und auch in der südlichen Saualpe ein Marmorzug auf, der aber z. B. in der östlichen Saualpe (WURM 1965) fehlt.

In der SW-Saualpe ist die oberste Mesozone im Bereich des Wordianz-Bauern (östl. Klein St. Veit) in der Teufelsleiten gut aufgeschlossen. In Gesteinen, die vorwiegend dem Grenzbereich Epi-Mesozone angehören, ist zum Liegenden hin eine deutliche Zunahme der Metamorphose zu beobachten. Die Gesteinsabfolge setzt sich vor allem aus grünlichen phyllitischen Glimmerschiefern und meist stärker quarzitischen Granat-Glimmerschiefern zusammen.

Während im oberen Teil dunklere Biotit-reiche Typen vorherrschen, überwiegen in den unteren Zonen hellere Muskowit-reiche Gesteine. Zahlreiche Epidot-Amphibolite sehr unterschiedlicher Größe durchsetzen den Verband besonders im Hangenden einer Marmor-reichen Zone. Die Muskowit-führenden Marmorlagen (von 10 cm bis ca. 10 m Mächtigkeit) werden von Kalksilikatgesteinen begleitet (Tremolitfelse). Diese Waitschacher Marmore werden von zahlreichen Pegmatiten durchschwärmt (cm- bis m-

dicke Flöze). Dies sind die höchsten im Profil bisher beobachteten Pegmatite (vergl. Abschn. über Pegmatite).

Ein geringmächtiger Graphitquarzit ist im Liegenden des „Waitschacher Marmors“ südlich Wordianz (in der großen Rinne unter Seppl) aufgeschlossen. Ein hellgraues, sehr feinkörniges Staurolith- und Chloritoid-führendes Gestein mit mm-großen Granaten steht südlich der Scheune des Petritsch-Bauern in der Wegkehre zum Wordianz an.

U. d. M.:

Die quarzitischen Granatglimmerschiefer (Schliffe 3625, 3626 b, 3171) zeigen u. d. M. gut geregelte Glimmeraggregate (überwiegend Muskowit) mit Querglimmern (z. T. filzig verwachsen). Glimmerreiche Lagen wechseln mit quarzreichen (0,2—0,5 mm) und bilden polygonal rekristallisierte Faltenbögen ab. Idiomorph ausgebildete Granatblasten sind in stark schwankender Größe (bis 5 mm) unregelmäßig verteilt. Im Kern vieler, besonders großer Individuen zeichnet ein feines Pigment ein gerades, selten schwach gefaltetes oder rotiertes Interngefüge ab, das in den meisten Fällen gegenüber dem groben Externgefüge verstellt ist. Die randlichen Granatbereiche sind fast immer einschlußfrei. In einigen Schliffen ist der Granat stark amöboid ausgebildet. Schliff 3328 zeigt einen lagigen Einbau von rundlichen Quarzen in einem Granat. Der rötlich-braune (bis schmutzig-olivbraune) Biotit tritt gegenüber dem Muskowit stark zurück. In einigen Fällen (z. B. 3814, E Sagernig) ist eine schwache Chloritisierung des Granats zu beobachten. Daß auch mit dieser Chloritisierung, die randlich und von Klüften aus wirksam wird, keine starke Durchbewegung erfolgt sein kann, zeigt die sporadische Bildung von sternförmigen (bis 1 mm  $\phi$ ) Chlorit-Rosetten und Pseudomorphosen nach Biotit. Diese retrometamorphen Erscheinungen muß man ebenfalls der ausklingenden syn- bis posttektonischen Hauptkristallisation zu rechnen. Zwischen stark buchtig verzahnten, undulös auslöschenden, zeilenförmigen Quarzplustern stecken einzelne Plagioklase (Oligoklase mit 20-30% An). Akzessorisch sind vor allem Apatit und Turmalin vertreten, daneben Orthit (mit pleochroitischen Höfen, die im Biotit größer als in den Chloriten sind) und relativ kleine Zoisitkörner.

Östlich Radeschnig (3853) kommen in Staurolith-führenden Granatglimmerschiefern bis 1 mm große Disthene vor. Von besonderem petrographischen Interesse sind die S-SE Petritsch anstehenden Staurolith-Chloritoid-Granat-Glimmerschiefer (Schliff 3574a).

U. d. M.:

In einem nur mäßig geregelten Grundgewebe aus Serizit-Muskowit (0,03 bis 1 mm), der auch in geschlossenen Aggregaten vorkommt (Pseudomorphosen nach Staurolith?), sprossen große Porphyroblasten von Granat (3 bis 5 mm), Staurolith (0,5—1 mm) und fein verzwilligter Chloritoid (bis 1,5 mm Länge). Im Kern der Granatkristalle ist ein staubförmiges „pelitisches Pigment“ eingeschlossen. In diesem Schliff läßt sich die Gefügeentwicklung besonders gut beobachten.

Als ältestes Mineral ist präkinematisch Granat (noch älter möglicherweise Staurolith, aus dem die jetzt vorliegenden feinkörnigen Serizit-Aggregate entstanden sein könnten) erhalten. In der Hauptdeformationsphase wuchsen Muskowit und Granat (Verstellung des Interngefüges). Die darauffolgende syn- bis postkinematische Kristallisation ließ Chloritoid, jungen Staurolith, Chlorit und den äußeren Randgranat gleichzeitig entstehen, wobei die Chloritbildung die Granatbildung überdauert. Beim Granat beobachtet man zwischen prätektonischem Kern und postkinematischem Außenrand mit Chloritoid- und Staurolith-Einschlüssen eine einschlußfreie Zone. Der Tem-

peraturabfall und das Ausklingen der Durchbewegung bewirkt als letzte Phase eine Bildung von grünem Biotit (?) und Chlorit, meist auf Kosten des Chloritoids.

Die Grünschsteine der Waitschacher Serie sind Epidot (meist Klinozoisit)-führende Amphibolite mit Oligoklasen und seltener auch solche mit Granat. In der Schlucht ca. 300 m südlich Wordianz kommen in der Nähe des Marmors (Kalzitkristalle 0,3—0,5 mm Korngröße) ein Tremolitfels sowie Kalksilikatmarmore mit Klinozoisit und Rutilaggregaten vor. In der Teufelsleiten SW Wordianz (3783) sind einige im Querschnitt linsige, ausgeschwänzte Amphibolite aufgeschlossen, die scharf gegen das Nebengestein abgrenzen und sehr wahrscheinlich Sillkörper eines basischen Vulkanismus darstellen (Abb. 19):

U. d. M.:

Schliffe 3783 a u. E. Als Hauptgemengteil tritt eine blaßgrüne Hornblende auf, die in einigen Fällen mit olivbraunem Biotit verwachsen ist. Manche Schriffe zeigen eine deutliche Bänderung in Hornblende-Biotit und in buchtig verzahnte Quarz-Plagioklas-Klinozoisit-Lagen. Die Hornblendenden bilden polygonale, rekristallisierte Faltenbögen ab (3627 b), der bräunliche Biotit wächst auf Kosten der Hornblende. Die Kristallisation hat die Deformation überdauert. Eine erneute Durchbewegung ist mit der Biotitisierung nicht verbunden.

Die Marmore in dieser Serie, die bei Waitschach (westlich Hüttenberg) besonders mächtig sind, erreichen in der südlichen Saualpe kaum 10 m, mehrere kleinere Marmorbänder durchziehen die gut aufgeschlossenen Wände in der Teufelsleiten östlich Klein St. Veit.

U. d. M.:

Schliff 3799. In einem recht gleichkörnigen Kalzitgefüge (0,3—0,5 mm) liegen einzelne, rundliche Quarzkörner (0,1—0,2 mm) und größere buchtig verzahnte Quarzaggregate, die alle undulöse Auslöschung zeigen. Muskowit (0,3—0,5 mm) bildet ein undeutliches Parallelgefüge ab. Der Quarz hat gegenüber Kalzit und Muskowit häufig gerade Korngrenzen.

## 7.) Kräuping-Serie

Im Liegenden der Waitschacher-Serie sind mächtige Amphibolit-Einlagerungen kennzeichnend für die Kräuping-Serie. Sie sind südlich Klein St. Veit z. T. beiderseits der Straße Brückl-Völkermarkt am Kolonistenheim und in mehreren Steinbrüchen südlich davon in Terpetzen gut aufgeschlossen.

U. d. M.:

Die Amphibolite sind recht unterschiedlich zusammengesetzt. Von fast reinen Amphiboliten führt die Reihe über Epidot-Pistazit Klinozoisit-Granat-Plagioklas bis zu olivbraunen bis braunroten Biotit-Hornblende-Schiefern. Schmutzig grüne Hornblendenden, die auf x = blaßgelblichgrün, auf y = sattes maigrün und auf z = bläulichgrünen Pleochroismus zeigen, herrschen vor, x < y ~ > z. Die streifenförmig angeordneten Verunreinigungen, die den „schmutzigen“ Eindruck hervorrufen, entpuppen sich unter starker Vergrößerung als winzige ca. 0,002 mm lange Rutil(?)Nadeln, die streng parallel eingeregelt sind. Einzelne größere xenomorphe Hornblendenden, die deutlich eingeregelt sind und einen fleckigen braunen Pleochroismus besitzen, liegen zwischen buchtig verzahnten, nur schwach undulös auslöschenden Quarzkornpflastern. Akzessorisch treten Apatit, Rutil-Titanit und opake Fe-Erze auf. Schliff 3953 Terpetzen.

Die Abkömmlinge tonig-sandiger Gesteine lassen sich im allgemeinen nicht von denen der Waitschacher Serie unterscheiden. Im Liegenden der Amphibolite sind die Granat-Glimmerschiefer sehr quarzitisch.

Tiefere Schichtglieder mesozonaler Serien (Zossener- bis Plankogel-Serie) mit cm-großen dunklen Staurolithen sind östlich der Görttschitztal-Störung am Grabuschgupf und bei St. Walburgen aufgeschlossen. Große Soliflukationsdecken mit solchem Material bedecken östlich Brückl Teile meines Kartiergebietes.

## 8.) Pegmatite

Im Gebiet zwischen Klein St. Veit und St. Ulrich am Johannserberg sind in der obersten Mesozone, besonders in der Nähe der Waitschacher Marmore, pegmatische Injektionskörper verbreitet. Sie sind auf der Geologischen Karte der Umgebung von Klagenfurt (KAHLER 1962) z.T. als „pegmatitische Durchsaftung“ der Glimmerschiefer ausgeschieden. Nach SCHNEIDER-HÖHN (1961) sollte man diese s-parallelen, flözartigen cm- bis m-dicken Lagen und Linsen als Pegmatoide oder Pseudopegmate bezeichnen, da ihre „metamorphe Abkunft“ in Ermangelung eines Plutons wahrscheinlich ist (v. KAMP und WEISSENBACH 1961 und WEISSENBACH 1963). Sie wurden vermutlich aus dem Bereich der Katazone als anatektische Mobilisate in die Mesozone aufgepreßt.

Es lassen sich zwei Arten von Pegmatoiden unterscheiden. Ein Teil der durch ihren Mineralbestand nicht unterscheidbaren Pegmatoide ist tektonisch stark beansprucht und erweist sich durch seine Schieferung als prä- bis syntektonische Bildung.

U. d. M.:

Schliffe 3951, 3990a, 3699a Teufelsleiten SW Wordianz

Angefärbte Schnittflächen (Methode nach HAYES und KLUGMANN 1959) ergaben über 50% Kalifeldspat, 10—20% Plagioklas und ca. 30% Quarz, der z. T. schriftgranitische Verwachsungen zeigt. Die cm-großen „augenförmigen“ Kalifeldspäte (teilweise Mikrokline) haben spindelförmige perthitische Entmischungen und bilden mit stark gefüllten, selten verzwilligten Plagioklasen Myrmekite. Deutlich geregelte Muskowite (3990a) bilden in den geschieferten Typen ein bereits makroskopisch sichtbares Parallelgefüge ab. Dazwischen liegen längliche, stark undulös auslöschende Quarze in meist verzahnten Pflasterkornreihen.

Die nicht verschieferten Pegmatoide enthalten Kalifeldspäte bis zu 10 cm Durchmesser, in anderen Fällen nur cm-große Plagioklase (Oligoklas - Andesin mit An um 30%) mit Quarz-Muskowit-Interpositionsgefüge. Akzessorisch kommen cm-große Turmaline und bis zu 3 mm große Granatkristalle vor.

Sehr auffällig ist, daß die Pegmatoide besonders häufig in der unmittelbaren Nachbarschaft von Marmoren oder in ihnen selbst auftreten (Abb.20\*). Das Karbonat scheint die Platznahme der pegmatitischen Substanz begünstigt zu haben. Die verschieferten Pegmatoide kommen in enger Nachbarschaft mit unverschieferten vor, sie sind am besten in der Teufelsleiten SW Wordianz, am Weg Sagernig—Peter und am „Heldenbühl“ westlich Haimburg aufgeschlossen. Die in der Teufelsleiten aufgefundenen Pegmatoide stellen die bisher höchsten Bildungen dieser Art im Saualpenprofil dar.\*\*)

\*) Abb. 20 auf Seite 63 (nach den Phototafeln).

\*\*) In ähnlicher Position konnte kürzlich Herr G. KLEINSCHMIDT ebenfalls am Südrand der Saualpe pegmatoide Bildungen nachweisen (mündliche Mitteilung).



## 9.) Tertiäre Bildungen

Jungtertiäre Ablagerungen sind im Krappfeld, Klagenfurter Becken, Lavanttal und in den St. Pauler Bergen weit verbreitet. Als älteste tertiäre Ablagerungen im Lavanttal sind von BECK-MANNAGETTA (1952) die Granitztaler Schichten näher beschrieben worden, die SE St. Andrä i. L. von den mitteltortonen marinen Mühldorfer Schichten überlagert werden. Die Granitztaler Schotter sind wildbachähnliche Ablagerungen mit sehr unterschiedlicher Größe und Zusammensetzung der Komponenten. Auch die Mächtigkeit ist großen Schwankungen unterworfen. Die Geröllgesellschaft setzt sich fast ausschließlich aus dem kristallinen Material der Saualpe zusammen, lediglich eine kleinere Anzahl von Sandsteinen, Porphyren und Konglomeraten aus aufgearbeiteten permotriadischen Schichten vertreten die postmetamorphen Abfolgen.

Auffällig sind besonders an den Kristallingeröllen rötliche, lateritische Umkrustungen, wie sie auch in den gleichartigen Bildungen auf der Westseite der Saualpe bei Waitschach gefunden wurden (HABERFELNER, E. 1933 und CLAR & KAHLER 1953). Die Ursprungsgebiete dieser miozänen Schotter von Pustritz, Erlach und Waitschach liegen im Bereich der Saualpe. Für den Pustritzer Schotterschlauch berechnete BECK-MANNAGETTA (1953b) das Quellgebiet in 1.400 bis 1.800 m Höhe. Der Erlacher Schotterschlauch (BECK-MANNAGETTA 1954) schneidet nördlich Griffen mein Kartiergebiet und reicht etwa 740 m bei Kleindörfel bis unter 600 m bei Rakaunig herab.

Bemerkenswert ist die NW-SE gerichtete Ausdehnung der Granitztaler Schottervorkommen, parallel zur Richtung des Griffener Verwurfes und der heutigen Entwässerung. Daraus läßt sich auf ein präobermiozänes Alter dieser Störungen schließen. Die Schüttung erfolgte in ein W-E verlaufendes Becken am Südfuß der Saualpe (BECK-MANNAGETTA 1952).

Das große Dolomitvorkommen NW Griffen zeigt an seiner heutigen Oberfläche an vielen Stellen (vergl. Geol. Karte, Tafel 4) Verkarstungserscheinungen, die mit lateritischen Roterden gefüllt sind. Dieses miozäne Karstniveau fällt von Kleindörfel in SE Richtung zum Griffener Schloßberg um über 100 m. Die Höhlen im Griffener Schloßberg sind bereits im Jungtertiär gebildet worden (lateritische Roterde-Einschwemmungen im oberen Teil des Schloßbergs). Im Quartär wurden die unteren Höhlenbereiche mit Schmelzwassersanden und -lehmen des nur wenige km entfernten Draugletschers erfüllt. Außer den schon bei THIEDIG (1962) beschriebenen Roterde-Vorkommen bei Klein St. Paul—Mösel fand ich auf der westlichen Saualpen-Seite nur noch einen kleinen Rest östlich Brückel an der Straße nach St. Ulrich in ca. 840 m Höhe.

Im ganzen Saualpen-Bereich, besonders aber im Süden ist eine Verebnung mit tiefgründigen Verwitterungsböden (in einem Aufschluß nahe Petritsch über 2 m mächtig) in etwa 1.000 m Höhe ausgebildet. Bei Wandelitzen kam es auf dieser Verebnung zu Mangananreicherungen durch terrestrische Verwitterung.

## 10. Quartäre Bildungen

Im Pleistozän erfüllte der Draugletscher das Klagenfurter Becken mit seinem Schutt. Würmeiszeitliche Moränen begleiten den Saualpen-Südrand von Klein St. Veit bis südlich Stift Griffen. Im Krappfeld wurde die Ur-Gurk durch den bis NE St. Veit/Glan reichenden Draugletscher abgedrängt und nahm ihren Lauf durch die Talenge bei Brückl. Hier versperrte der Draugletscher abermals den Weg nach Süden. Die Ur-Gurk wurde ganz an den Südfuß der Saualpe gedrängt und floß über Klein St. Veit—Gattersdorf—St. Stefan—Völkermarkt bzw. St. Stefan—Haimburg—St. Peter a. Wallersberg oder über Haimburg—Enzelsdorf—Griffen—Ruden zur Drau. Dieses alte Gurktal benannte BOBEK (1959) in seiner ausführlichen Arbeit über den Eisrückzug im östlichen Klagenfurter Becken die „Klein St. Veit-Haimburg-Griffener-Rudener Rinne“. Teilweise wurden die fluvioglazialen Schotter in eiszeitliche Stauseen abgelagert, wie die steilen Schrägschichtungsanlagen gut sortierter Sande und Kiese in den z. T. ganz neu angelegten Kiesgruben westlich Klein St. Veit, bei Korb und bei Oschenitzen zeigen.

Die Überfahrung und Zuschüttung des südlichen Saualpenvorlandes durch den Draugletscher isolierte die Haimburg-Trixener Marmorkette von der Saualpe. Fast alle vom Eis rundlich herausgearbeiteten Erhebungen tragen glaziale Schotter.

Im Gurk- und Görtscitztal sind verschiedene Schotterterrassen zu beobachten, die bei Brückl zwischen 500 und 600 m liegen und sich in der Gegend von Klein St. Veit z. T. mit würmeiszeitlichen Ablagerungen des Draugletschers verzahnen. Im Periglazialbereich der Saualpe bedecken km<sup>2</sup> große Solifluktsdecken, besonders im Bereich der Görtscitztal-Störung östlich Brückl und auf der Westseite des Buchbergs, das Anstehende. An der übersteilten Teufelsleitn östlich Klein St. Veit (Prallhang der Ur-Gurk) kommt es auch heute noch zu größeren, gefährlichen Rutschungen (Wordianz, Peter).

Auf der Nordseite der größeren Kogel im Saualpenvorland ist eine starke Hangschuttbildung zu beobachten (Dragonerfels, Steinkogel, Griffener Schloßberg).

Eine ganze Reihe von kleinen Bächen, die in der südlichen Saualpe und am Bischofberg/Frankenberg entspringen, haben keinen oberflächlichen Ablauf. Diese Bäche versickern im glazialen Schutt, sobald sie den kristallinen Untergrund verlassen haben; z. B.: Saugraben bei Winklern, Bach vom Bischofberg südlich Skoflitzn, Entwässerung westlich Gänsdorf und einige Bäche am Fuß der Wandelitzen. Bei Steinkogel südlich Attendorf tritt der Grundwasserstrom mit außerordentlich starken Schütterungen aus. Die Wassermenge reicht aus um (in früheren Jahren) unmittelbar an der Quelle bäuerliche Mühlen zu treiben.

### **Relikte des primären sedimentären und magmatischen Gefüges und die Lithofazies in den epizonalen Metamorphiten der Saualpe.**

Es ist bekannt, daß sedimentäre und vor allem magmatische Gefüge in metamorphen Gesteinen erhalten bleiben können. Mit zunehmender Metamorphose nehmen i. a. Häufigkeit und Qualität der Reliktstrukturen ab

(vergl. Abb. 21). So finden wir in anchimetamorphen Schiefen der Magdalensbergserie besonders Vulkanite in guter Erhaltung, aber auch sedimentäre Feinschichtung und annähernd ursprüngliche Korngrößen von Quarzen und Feldspäten in den tonigen und sandigen Abkömmlingen (Abb. 3).

Im Bereich der epizonalen Haimburg-Trixener-Marmore lassen sich noch gradierte Schichtung und feine primäre Wechsellagerung phyllitischen und karbonatischen Materials erkennen (Abb. 6 u. 11). Weiter im Liegenden sind saure Vulkanite mit gut erhaltenen Sanidinurrisse zu finden (Abb. 8 u. 9). In diesen Bereich gehören auch die grobklastischen Gesteine vom Südfuß der Saualpe (Abb. 14 bis 16). Aus der unteren Epizone stammen die Hornblende-Pseudomorphosen, „Metadiabas“-Mandelsteine (Abb. 7), (THIEDIG 1962) und Bombentuffe aus dem Urtlgraben westlich Hüttenberg (FRITSCH 1964).

In der Mesozone sind Umkristallisation und Durchbewegung bereits so stark gewesen, daß nur noch in Magmatiten oder ganz grobklastischen Gesteinen offene Reliktgefüge zu erwarten sind. Dagegen sind aber noch im Granat, Staurolith, Epidot, Turmalin u.a. Mineralen prämetamorphe Gefüge als gepanzerte Relikte erhalten (Abb. 5).

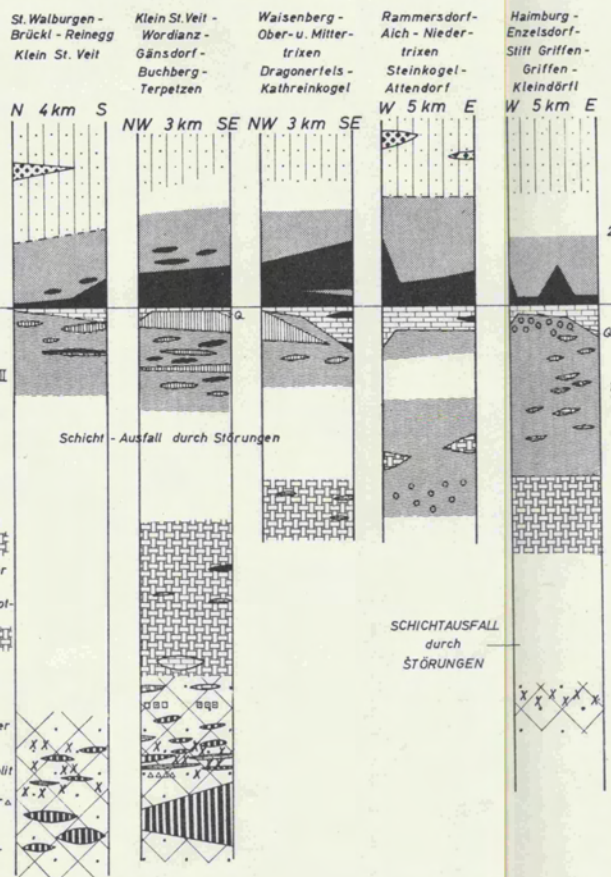
Bis in die tiefsten Serien lassen sich lithofazielle Einheiten erkennen, die trotz aller Durchbewegung und metamorpher Vorgänge im Zusammenhang geblieben sind, wie Mamorzüge, Magmatite (Amphibolite und Eklogite) und Quarzite.

Die im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Gesteine in anchi- bis mesozonaler Metamorphose stellen eine litho-stratigraphische Folge einer altpaläozoischen Geosynklinalfüllung dar. Die Möglichkeit evtl. tektonischer Wiederholungen bleibt hierbei zunächst unberücksichtigt.

Betrachten wir die gesteinsfazielle Entwicklung dieser Folge im schematisierten Säulenprofil (Abb. 21) von der Kräuping-Serie aufwärts, so entwickelt sich aus dieser stark quarzitären Serie mit den eingelagerten Amphiboliten (Metabasiten) in der hangenderen Waitschacher-Serie eine karbonatische Gesteinsfazies, die aber bald wieder in eine klastische Folge übergeht. Begleitet von Einstreuungen metabasitischer Materials (Sills, Tuffe-Tuffite) hält diese psammitische bis pelitische Tendenz auch in der unteren Epizone an, die regional (so bei Wieting, Wandelitzen und NE Griffen) beinahe vollständig von einem kräftigen basischen bis intermediären Vulkanismus vertreten sein kann. Es folgt eine Zeit zunehmender karbonatischer Sedimentation in der Wandelitzen-Serie, die auch weiterhin von einem intermediären bis sauren Vulkanismus begleitet wird. Im Hangenden dieser Folge kommt es zum Höhepunkt der Karbonatbildungen mit einem ziemlich reinen Kalk, der vermutlich organogenen Ursprungs ist. Die Karbonat-Sedimentation klingt in schiefrigen Kalken aus (Haimburg-Trixener-Marmore), die sich zunehmend mit pelitisch-psammitischem Material vermischen. Die Phyllite bis phyllitischen Tonschiefer oder Bischofberg-Serie werden durch die Magdalensberg-Serie mit einem sehr starken basischen Vulkanismus abgelöst. Die hangendsten Schichtglieder unserer altpaläozoischen Folge lassen

ANCHIZONE  
 EPIZONE  
 ÜBERGANG  
 MESOZONE

ALTPALÄOZOIK: MAGDALENSB.-SERIE  
 BISCHOFBERG-SERIE  
 HAIMBURG-TRIXEN-BERG-MARMOR-SERIE  
 WANDELITZEN-SERIE  
 WIETING-SERIE  
 WAITTSCHACHER-SERIE  
 KRÄUPLING-SERIE



Schematisches Säulenprofil Saualpe Süd

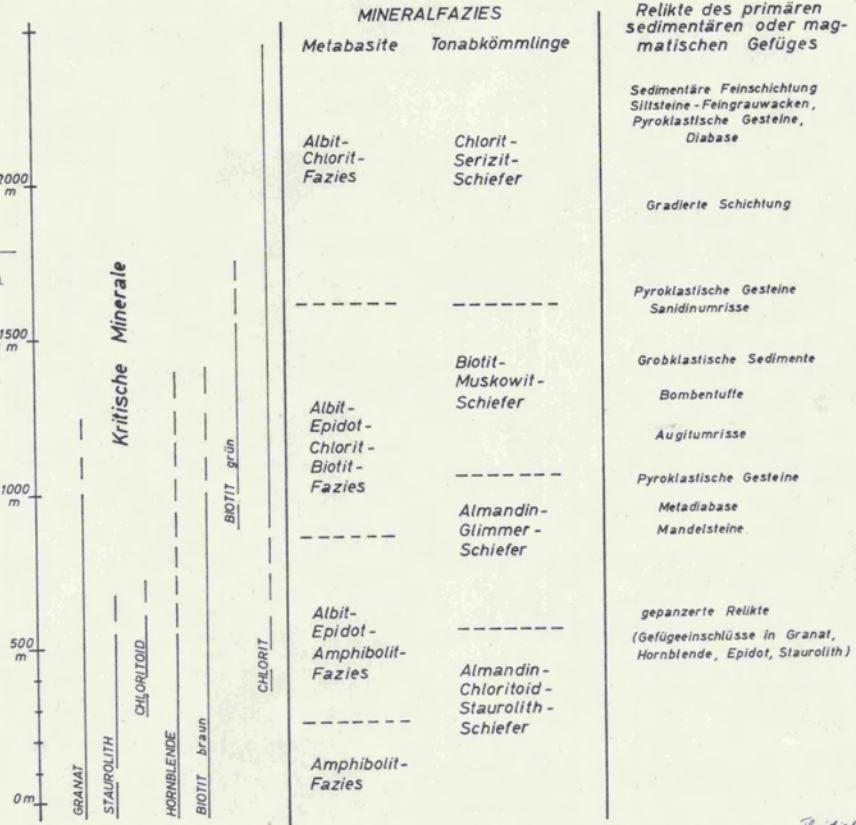


Abb. 21

Thiedig 1949

eine stärkere Faziesdifferenzierung erkennen; es überwiegen kalkig-tonige Sedimente mit einer silurisch-devonischen Fauna.

Verfolgen wir nun die einzelnen Serien in ihrer horizontalen Verbreitung, so erkennen wir einen bemerkenswerten lithofaziellen Wechsel. Greifen wir zunächst die besonders gut verfolgbaren Leitschichten der hellen und dunklen Haimburg-Trixener-Marmore heraus. Die im folgenden angegebenen Mächtigkeiten sind geschätzte Werte. Sie mögen durch tektonische Einwirkungen von der ursprünglichen Mächtigkeit abweichen, spiegeln aber im wesentlichen doch primäre Verhältnisse wieder (vergl. Abb. 17). Die Mächtigkeit des dunklen Marmors bleibt z. B. von Mösel im Görtschitztal bis Brückl ziemlich konstant, soweit man das aus den lückenhaften Vorkommen entlang der Görtschitztal-Störung nördlich St. Walburgen sagen kann. Beträgt die Mächtigkeit des dunklen Marmors bei St. Walburgen etwa 10 m, so nimmt sie bei St. Johann am Brückl in 2—3 km Entfernung auf etwa den doppelten Betrag, nach zwei weiteren Kilometern bei Reinegg ziemlich rasch auf ca. 100 m zu. Seine größte Mächtigkeit erreicht der dunkle Marmor im Lamprechtskogel und im Kathreinkogel südlich des Dragonerfelsens mit annähernd 200 m. Nach Osten läßt er sich über Steinkogel (Leukemühle) — Haimburg—Enzelsdorf—Stift Griffen bis zum Bierbaumer NE Griffen verfolgen (KLEINSCHMIDT 1965). Die Mächtigkeit nimmt nach Osten stark ab, lediglich im Gebiet bei Enzelsdorf erreicht der dunkle Haimburg-Trixener Marmor noch einmal ca. 100 m.

Ähnlich verhält es sich mit dem hellen Haimburg-Trixener Marmor. Im Görtschitztal nördlich Eberstein ist der weiße Marmor nicht nachweisbar, er setzt bei St. Walburgen mit wenigen Metern ein, erreicht ganz allmählich südlich Brückl bei Reinegg 30 bis 50 m und ist am Buchberg nur noch durch Lesesteine nachweisbar (die Mächtigkeit dürfte hier 3 m kaum überschreiten). In nur 2 km Entfernung vom Buchberg erreicht der helle, feinkristalline Marmor am Dragonerfels eine Mächtigkeit von über 150 m, die sich nach Osten über Steinkogel—Haimburg—Stift Griffen allmählich auf ca. 30 m verringert, aber noch weiter östlich im Griffener Schloßberg erneut ein Maximum mit über 100 m besitzt.

Die Dolomite und Kalkmarmore beim Bierbaumer (KLEINSCHMIDT 1965) und bei Schönweg (WURM 1965) bilden die Fortsetzung dieses wichtigen Leithorizontes.

Wie schon bei der Beschreibung der Serienglieder angeführt wurde, überlagern die hellen Haimburg-Trixener Marmore lithologisch verschieden ausgebildete Gesteine. Am Westrand der Saualpe zwischen Mösel und Klein St. Paul (THIEDIG 1962) wird die karbonatreiche Wandelitzenserie vorwiegend durch graue Phyllite mit Tuffeinschaltungen vertreten. In einigen Profilen bei Brückl bilden helle Keratophyr-Schiefer, am Buchberg grüne Chlorit-Albit-Tuffe, bei Haimburg-Griffen karbonatreiche Phyllite z. T. mit grobklastischem Material das Liegende der Haimburg-Trixener Marmore. Nach Osten, im Raum zwischen Griffen und St. Andrä i. L., nimmt der Anteil vulkanischer Produkte in der Wandelitzen-Serie auf Kosten der sonst karbonatischen Ausbildung stark zu (WURM 1965). Die Vorkommen

von keratophyrischen hellen Albit-Schiefen, die bei Klein St. Paul und im Raum Brückl tuffig-tuffitischer Abkunft sind, lassen sich am Buchberg einzeln, NE Griffen (KLEINSCHMIDT 1965) überwiegend als Laven deuten.

Im Hangenden der Haimburg-Trixener Marmore zeichnet sich ebenfalls ein laterater Wechsel in der Sedimentation ab: Bei Brückl herrschen pelitische Gesteine vor, in östlicher Richtung im Raum Niedertrixen ist ein stark psammitischer Anteil zu beobachten. Noch weiter östlich am Wallersberg—Lippitzbach setzen feinkörnige Grauwacken-Sandschiefer ein, in SE-Richtung zwischen Bleiburg und Lavamünd ist wieder eine starke Zunahme vulkanischen Materials zu beobachten. Aus diesen Beispielen geht hervor, daß sich gewisse Tendenzen einer räumlichen Gliederung dieses Geosynklinalgebietes abzeichnen. Leider ermöglicht das streifenförmige Auftreten z. B. der Haimburg-Trixener-Marmore vorläufig nur profilartige Betrachtungen.

### **Zur Metamorphose**

Wir können im Ablauf der Metamorphose eine präkinematische, eine synkinematische bis frühpostkinematische und eine spätpostkinematische Kristallisationsphase unterscheiden (WEISSENBACH 1963). Prämetamorphe Relikte sind als feine Intergefüge (gepanzerte Relikte) in der unteren Epizone, Mesozone und Katazone erhalten. In den oberen Stockwerken schließen Epidot (meist mit Orthitkern), Staurolith, Granat, Hornblende und Turmalin Reliktgefüge ein. In der Katazone kommen außerdem Andalusit (als Disthenparamorphosen vorliegend) und basische Plagioklase als Reste einer präkinematischen Kristallisation vor (v. KAMP und WEISSENBACH 1961, WEISSENBACH 1963 und mündliche Mitteilung).

Die Reliktgefüge haben meist ein gerades Interngefüge. In einem Fall besitzt eine Hornblende (Schliff 0493) aus einem Epidot-Amphibolit westlich Raffelsdorf/Görtschitztal (Diplomarbeit THIEDIG 1962) ein feingefältes Interngefüge. Ein ähnliches Gefüge mit einer zusätzlichen Transversalschieferung kommt in Albiten aus dem Lasantegraben westlich Lölling vor (THIEDIG 1962, S. 30).

Die Hauptkristallisation fällt in die synkinematische bis frühpostkinematische Phase. Spätpostkinematische Bildungen treten vor allem in den Grenzbereichen zwischen einzelnen Mineralfazies in Erscheinung. Mineralfazieell sind Gesteine der Grünschiefer-, Epidot-Amphibolit- und der Amphibolit-Fazies vertreten. Dabei kommen manchmal im gleichen stratigraphischen Niveau, oft nur wenige Meter entfernt, verschiedene Mineralfazies in den Metabasiten vor. Selbstverständlich machen sich stoffliche Unterschiede (Tuff, Tuffit, Diabas, Mergel) bei der Kristallisation stark bemerkbar. Zum mineralfazieellen Vergleich sollte man deshalb nur Proben aus chemisch homogenen Bereichen benutzen.

Auch die Mineralfaziesbereiche sind in ihrer Ausdehnung sehr unterschiedlich und lassen sich deshalb nur bedingt und nur für grobe Einteilungen geologisch verwerten. Gerade im Übergangsbereich Epi-Mesozone ist die Epidot-Amphibolit-Fazies sehr ausgedehnt und ermöglicht keine genaue Grenzziehung.

In diesem Bereich ist aber das Auftreten von Chlorit und verschieden gefärbten Biotit-Varietäten (grünlich-olivgrün-braun-oliv-rotbraun) bedeutsam, die feinere Unterschiede in der Metamorphose erkennen lassen. Von besonderer Wichtigkeit scheint mir zu sein, alle diaphthoritischen bzw. retrometamorphen Erscheinungen genetisch zu kontrollieren. Eine Hornblende, die aus Uraliten entstanden ist, hat einen ganz anderen Aussagewert in Hinblick auf die Metamorphose als eine Hornblende, die in einem ursprünglich mergeligen Sediment neu gesproßt ist. Weiter muß man retrometamorphe Erscheinungen, die als letzte Mineralisation einer ausklingenden Metamorphose anzusehen sind, von einer Diaphthorose unterscheiden, die durch eine erneute, mit Durchbewegung gekoppelten, Metamorphose hervorgerufen wird.

## T e k t o n i k

### a) Stil der Verformung

Sowohl bei makroskopischer als auch bei mikroskopischer Betrachtung fällt auf, daß bestimmte Stockwerke charakteristische Deformationen aufweisen.

Die **a n c h i m e t a m o r p h e n T o n s c h i e f e r** der Magdalensberg-Serie haben auf milden Schieferflächen (~ ss-Flächen) feine bis grobe Runzelungen (Lineationen) (STREHL 1962, S. 62). Die relativ geringe Verfaltung und flache Lagerung der nur selten und schwach transversalgeschieferten Gesteine ist typisch für die obere Anchizone (CLAR et al. 1963, S. 36). In den **p h y l l i t i s c h e n T o n s c h i e f e r n** sind die primären sedimentären ss-Flächen durch eine relativ weitständige Transversalschieferung zerrissen, lassen sich aber an charakteristischen Lagen in fast allen Fällen verfolgen (Abb. 3). Besonders in feinschichtigen, bänderigen Typen (Quarzsand-Ton-Wechselagerung) herrscht eine sehr intensive Verfältelung vor. Die mehr tonigen Abkömmlinge sind stärker transversalgeschiefert, in vielen Fällen zeigen sie auch schon Scherfaltung. Die **P h y l l i t e**, die makroskopisch selten eine Fältelung erkennen lassen und so einen geringeren Grad der Deformation vortäuschen, sind intensiv zerschert. Primäre stoffliche Feinschichtung läßt sich häufig nicht mehr im Schliffbereich verfolgen. In stärker sandigen Typen kann man kombinierte Biege- und Scherfaltung beobachten.

Viele der dunklen **H a i m b u r g - T r i x e n e r - M a r m o r e** (Kalkschiefer) sind primär durch phyllitische Einlagerungen gebändert. In weniger phyllitisch verunreinigten dunklen Marmoren ist eine tektonische Bänderung zu beobachten, die auch intensiv gefältet sein kann. Durch Rekristallisation, die eine „reinigende“ Wirkung hat, entsteht in dunklen Marmoren eine Bänderung, die die primäre stoffliche Feinschichtung nachzeichnet (CLAR 1928). Besonders in den Faltenumbiegungen reichert sich im Druckschatten der rekristallisierte Kalzit an.

Die **k a r b o n a t i s c h e n P h y l l i t e** lassen makroskopisch ebenfalls nur wenig von der erlittenen Deformation erkennen, weil die Rekristalli-

sation des Kalzits die Scherflächen überprägt hat. Eine Bänderung ist nur selten zu beobachten. Dagegen ist es an phyllitischen Lagen und an den deformierten Geröllen der Wandelitzen-Serie zu kräftigen Zerschering und Auslängung gekommen. Häufiger als es die manchmal schlechten Aufschlußverhältnisse erscheinen lassen, treten vermutlich in diesem Bereich liegende Falten auf (THIEDIG 1962, Abb. 11). Im Gegensatz zu diesen z. T. recht stark deformierten Gesteinen sind die Abkömmlinge des basischen bis intermediären Vulkanismus im entsprechenden Niveau viel weniger deformiert. Laven und z. T. auch Tuffe scheinen der Verformung größeren Widerstand entgegenzusetzen.

In tieferen Serien herrscht ein s-Flächengefüge mit deutlicher Regelung der blatt- bis stengelförmigen Minerale vor. Transversalschieferung ist nur noch in seltenen Fällen zu beobachten, wenn helizitische Gefüge vorliegen (Gefüge-Einschlüsse in Granat, Epidot, Staurolith, u. a.). Rekristallisierte Falten und eine Bänderung in leukokrate und melanokrate Bestandteile bei den Amphiboliten lassen die intensive Durchbewegung ahnen. Die Kristallisation hat aber die Deformation überdauert.

Diese ganze Folge anchi- bis mesometamorpher Gesteine wurde gemeinsam und einheitlich von einem etwa E-W bis WNW-ESE gerichteten B-Achsenplan geprägt (Diagramme 30 u. 31).\*) Das Maximum der B-Achsen und Lineare parallel B liegt in der SW-Saualpe bei  $110^{\circ} / 20^{\circ}$  NW, im südlichen Bereich bei  $105^{\circ}$  söhlig. Diese Richtung entspricht der Hauptachsenrichtung, die von allen Bearbeitern bisher in großer Übereinstimmung gefunden wurde (CLAR u. MEIXNER 1953, v. KAMP u. WEISSENBACH 1961, THIEDIG 1962, STREHL 1962, WURM 1965, KLEINSCHMIDT 1965 u. a. unveröffentlichte Arbeiten). Die intensive Kleinfältelung im mm-dm-Bereich wird durch eine flachwellige Faltung im 10—1.000 m-Bereich überlagert.

Trotz intensiver Durchbewegung und Faltung fällt die relativ flache Lagerung der Schichtkomplexe auf. Die stofflichen Grenzen verlaufen in der überwiegenden Mehrzahl aller beobachteten Fälle parallel zu den tektonisch angelegten s-Flächen. Dieser syn- bis postmetamorphen, variskischen Deformation steht eine viel jüngere, alpidische Bruchtektonik gegenüber, die die heutigen Lagerungsverhältnisse und das Kartenbild bestimmt.

## **b) Die Saualpen-Südrand-Flexur**

Die isolierte Stellung der Haimburg-Trixener-Marmore im Vorland der Saualpe ist in erster Linie tektonisch bedingt. So vermuteten schon früher HÖFER (1880), KAHLER (1953) und BECK-MANNAGETTA (1957 a) größere E-W-streichende steile Störungen am Südfuß der Saualpe. Durch die Einordnung der Haimburg-Trixener-Marmore in das Kristallprofil der Saualpe ist es möglich geworden, Ausmaß und Art dieser tektonischen Verstellung genauer zu untersuchen. Dabei zeigt es sich, daß das Kristallin der Saualpe in das südlich vorgelagerte Klagenfurter Becken flexurartig abtaucht.

\*) Tafel 2



Der südliche Abfall zum Klagenfurter Becken hin baut sich im Wesentlichen aus flach nach SW fallenden phyllitischen Gesteinen der Wandelitzen-Serie auf. Teils unmittelbar am Südfuß der Saualpe, teils auch im Vorland der Saualpe stehen diese Gesteine — vor allem Haimburg-Trixener-Marmore — steil, z. T. überkippt. Nach kurzer Distanz gegen Süden verflacht sich die Lagerung wieder.

Wir verfolgen die Südrand-Flexur an Hand der Profile in Tafel 5: Am Buchberg lassen sich die dunklen Haimburg-Trixener-Marmore ohne Störung mit dem bereits südlich, außerhalb der Saualpe gelegenen, isolierten Obertrixener Schloßkogel, der auch aus dunklem Marmor besteht, verbinden (vergl. Profil Q, Tafel 5). Die Flexurzone macht sich hier durch eine Steilstellung der Marmore am Südrand des Buchbergs bemerkbar, weiter südlich herrscht wieder flaches SW-Fallen der Schichten vor. Westlich des Amphibolitspanes im Görtschitztal-Störungssystem bei der Ruine Waisenbergs-Terpetzen läuft die Flexurzone als Störung weiter. Verfolgen wir die Südrand-Flexurzone nach Osten weiter, so kommen immer tiefere Glieder der Wandelitzen-Serie an den Südrand der Saualpe zu liegen, bis schließlich, durch die N-S-Störungen bei Schloß Thalenstein verstärkt, mesometamorphes Gestein ausstreicht. Legen wir durch diesen Bereich bei St. Stefan ein N-S-Profil (Tafel 5, Profil W), so finden wir auf der Saualpe im Bereich der Ortschaft Wandelitzen ca. 1.000 m ü. N.N.) ziemlich flach liegende Gesteine der Wandelitzen-Serie. Die abgetragenen Haimburg-Trixener-Marmore mögen vielleicht 100 bis 300 m über der heutigen Hochfläche gelegen haben, während sie bei den Steinkogeln in der Flexurzone 2,5 km südlicher ca. 500 m u. NN) saiger stehen. Südlich der Steilstellungszone bei den Steinkogeln fallen die hangenden Schichtkomplexe der grauen Phyllite und anchimorphen Schiefer wieder flacher nach SW ein. Ähnliche Verhältnisse liegen bei Haimburg vor. Die 2 km nördlich Haimburg flachliegende Wandelitzen-Serie fällt an der Ruine Haimburg steil nach Süden ein. Auch im Steinbruch westlich Enzelsdorf stehen die dunklen Haimburg-Trixener-Marmore saiger bis überkippt. Ihr Liegendes, die hellen Haimburg-Trixener-Marmore, liegen kaum 500 m nördlich wieder ziemlich flach. Nach Süden sind nur noch die hangenden anchimetamorphen Schiefer der Bischofberg-Serie in flacherer Lagerung anzutreffen.

Am Griffener Schloßberg, wo die s-Flächen des Marmors an seinen Südflanken steil nach SW einfallen, finden wir die gleichen Erscheinungen. Der helle Marmor des Schloßbergs läßt sich ohne größere Störungen mit dem nur 1 km NW entfernten und sehr flach liegenden Dolomitmarmor der Oberen Gemeinde verbinden (Tafel 5, Profil Z). Östlich des Griffener Verwurfes fanden KLEINSCHMIDT (1965) und WURM (1965) ebenfalls Steilstellungszonen, die mit flacher Lagerung wechseln und z. T. die Fortsetzung der Südrand-Flexurzone darstellen. Zweifellos ist die Flexur, die an manchen Stellen einen Verstellungsbetrag von mehr als 600 m erreicht, in den meisten Fällen zerrissen. Bei der Ruine Waisenberg, am Griffener Schloßberg, ebenso in der Fortsetzung östlich des Griffener Verwurfes ist sie sicher als Störung ausgebildet.

Die mehrfach durch jüngere N-S bis NW-SE streichende Störungen abgeschnittene und auf dem Kartenbild (Tafel 1) versetzt erscheinende Südrand-

Flexur-Zone ist vielleicht schon in variskischer Zeit angelegt worden. In diesem Sinne kommt in Betracht, daß WURM (1965) in der Epizone der südöstlichen Saualpe mehrere treppenartig nach Süden absetzende Flexurzonen gefunden hat, deren Deformation jedenfalls in die Zeit der Metamorphose fällt. Spätestens im Jungtertiär ist eine Wiederbelebung dieser wichtigen E-W streichenden tektonischen Bewegungszone mit dem Einsetzen der grobklastischen Granitztaler Schotter zu beobachten. Im Bereich der Südrand-Flexurzone, die ja sicher nur ein Teilstück bedeutsamer E-W Störungen ist, die das Klagenfurter Becken begleiten, fanden auch in jüngster Zeit noch tektonische Vorgänge statt. So beschreibt HÖFER (1880, S. 67), daß in einer Linie von Villach—Klagenfurt—Völkermarkt—St. Paul bei einem größeren Erdbeben am 4. 12. 1690 u. a. in Völkermarkt Zerstörungen aufgetreten sind. Das Ausmaß der Zerstörungen hätte von W nach E abgenommen. Bei einem anderen Beben im Jahre 1767 seien an der Kirche in Haimburg größere Schäden aufgetreten (RECLAMs Kunstführer, Österreich, Bd. II, 1961).

### c) **Bruchtektonik**

Die größte Bedeutung besitzt am Saualpen-Westrand das System der Görtschitztal-Störung, die den Ostrand des Krappfeld-Grabens bildet. Daneben haben die St. Michaeler Störung, der Rammersdorfer Sprung, Störungen bei Schloß Thalenstein-Haimburg und der Griffener Verwurf Versetzungsbeträge von einigen 100 bis 1000 m. Alle bisher genannten Störungen haben einen mehr oder weniger meridional gerichteten Verlauf und schneiden z. T. ältere E-W-gerichtete Flexur- und Störungssysteme ab, die aber selten die maximalen Sprunghöhen der N-S-verlaufenden Brüche erreichen. So betrachtet läßt sich das Gebiet in ein buntes Schollenmosaik auflösen.

Eine zusammenfassende Darstellung des Verlaufes der Görtschitztal-Störung nördlich Brückl gaben CLAR, FRITSCH, MEIXNER, PILGER, SCHÖNENBERG und FRITSCH 1963, nachdem durch Detailuntersuchungen im Erzbaugebiet Hüttenberg (H. HABERFELNER 1928, CLAR 1951) und bei den Kartierungen am Westrand der Saualpe (FRITSCH, unveröffentlicht, STREHL 1962, THIEDIG 1962) viele Einzelheiten bekannt geworden waren.

Der Störungsbereich südlich Brückl ist im Detail auf dem geologischen Kartenblatt West (Tafel 3) und stärker vereinfacht auf der geologisch-tektonischen Übersichtskarte (Tafel 1) dargestellt.

Das Görtschitztal-Bruchsystem, dessen Verlauf sich von Oberwölz in der Steiermark bis südlich Brückl im SW der Saualpe über 60 km verfolgen läßt, verliert südlich Trixen stark an Sprunghöhe und verschwindet südlich St. Margareten im Trixener Tal unter der quartären und jungtertiären Füllung des Klagenfurter Beckens.

Zwischen Eberstein und St. Walburgen verläuft die Görtschitztal-Störung im Tal; der Hauptverwurf verläßt es bei St. Walburgen und erreicht mit Sprunghöhen von 2.000 bis 3.000 m über Bäuerle-Wutscher-Kalischnig-

Grimm-Gudschied-Frankl bei Klein St. Veit wieder das eiszeitliche (Görtschitz-) Gurktal. Weiter nach Süden wird die Zahl wichtiger Nebenstörungen größer, die einzelnen Verwurfsbeträge dagegen nehmen ab. Im Bereich zwischen Eberstein und St. Walburgen sind Glimmerschiefer der Mesozone gegen das Paläozoikum mit der Perm-Trias-Auflage des Krappfeldes verworfen. Südlich Brückl schiebt sich eine größere, mehrfach zerbrochene Scholle epizonaler Gesteine mit den Haimburg-Trixener-Marmoren zwischen das Paläozoikum des Christofberges und das mesozonale Kristallin der Saualpe. Ein Amphibolit-Span der oberen Mesozone ist bei Terpetzen SE Klein St. Veit zwischen phyllitischen Gesteinen eingeklemmt.

Vom Hauptwurf gabeln sich wiederholt kleinere Nebenstörungen ab. Die tektonische Grenze zwischen dem Paläozoikum des Christofberges und den Phylliten SE Brückl bildet der Brückler Sprung, der nördlich Brückl im Osthang des Görtschitztals bis St. Walburgen, südlich Brückl im Gurktal selbst verläuft. Mit einer Sprunghöhe von 300 bis 500 m werden beim Reinegg die Haimburg-Trixener-Marmore gegen die phyllitischen Tonschiefer der Bischofbergserie und die Vulkanite der Magdalensberg-Serie (RIEHL-HERWISCH 1965) verworfen. Zwischen dem Brückler Sprung und dem Hauptverwurf östlich Brückl ist die große epimetamorphe Scholle in weitere kleine Gräben und Horste zerbrochen, die mit Sprunghöhen von teilweise kaum 20 m nur durch den hervorragenden Leithorizont der Haimburg-Trixener-Marmore (Grenze heller-dunkler Marmor) sichtbar wurden.

In diesem Gebiet SE Brückl, am östlichen Hang des Gurktales in Höhe der Chlorfabrik, sind Haimburg-Trixener-Marmor, Chlorit-Albit-Schiefer (Tuffe) und karbonatreiche Phyllite der Wandelitzen-Serie mehrfach miteinander verschuppt. Etwa 200 m SW Hapatnik ist in 700 m Höhe eine Überschiebung (Abb. 22)\* sehr schön aufgeschlossen. Aufsteilstehendem (zwischen 115/85 SW und 152/75 SW streuenden) etwas phyllitischen, dunklen Marmor (Kalkschiefer) liegt der helle Haimburg-Trixener-Marmor, der sonst das Liegende bildet, in flacher Lagerung überschoben. An der Überschiebungsfäche, die mylonitisch ausgebildet und nicht rekristallisiert ist, tritt eine kleine, kühle Quelle mit sehr gleichmäßiger Schüttung aus. Es handelt sich hier um lokale Pressungserscheinungen, die mit der Bruchtektonik des Görtschitztal-Störungssystems in Zusammenhang stehen. In gleicher Höhe ist etwa 150 m südlich dieser Überschiebung eine andere Störung aufgeschlossen. Ein stark verfestigter Quarzmylonit in dieser Störung wurde im Mittelalter beschürft (vergl. Abschnitt über die Vererzungen).

NW des Buchberges zweigt von der Görtschitztal-Hauptstörung der St. Michaeler Sprung mit einem Verwurf von mehr als 500 m ab und versetzt die Haimburg-Trixener-Marmore des Buchberges gegen die Glimmerschiefer der oberen Mesozone (Waitschacher und Kräupinger Serien). Der zwischen der Görtschitztal-Störung im Westen und dem St. Michaeler Sprung im Osten eingeklemmte Wordianz-Horst wurde bereits von HÖFER (1894) als Antiklinale zwischen Klein St. Veit und Gattersdorf gedeutet.

Östlich des Dragonerfelsens verläuft in etwa NNE-SSW-Richtung der Ramersdorfer Sprung, der sich vermutlich bei St. Margarethen

\*) Abb. 22 auf S. 63 (nach den Phototafeln).

im Trixener Tal vom Görtschitztal-Störungssystem abspaltet. Mit einer Sprunghöhe von etwa 500 m am Dragonerfels, wo der helle Haimburg-Trixener-Marmor an Gesteine der unteren Magdalensberg-Serie grenzt, tritt der Rammersdorfer Sprung nördlich Moos in die Saualpe ein.

Vor größerer Bedeutung sind im Gebiet von Haimburg N-S streichende Störungen. Der südlich St. Stefan-Attendorf auf fast 2 km verfolgbare saiger stehende Zug der Haimburg-Trixener-Marmore wird im Osten durch den **Thalensteiner Sprung** (ca. 500 m Verwurfshöhe), der sich NW Schloß Thalenstein in die Südhänge der Saualpe verfolgen läßt, abgeschnitten. Östlich dieses Sprunges liegen zwischen Schloß Thalenstein und Haimburg mehrere nur ganz flach aus den quartären Schottern herausragende Hügel (Heldenbühl) mesozonalen bis tief epizonalen Kristallins mit flachen Südfallen. Solche Gesteine sind unmittelbar nördlich davon in den Steilhängen der Saualpe aufgeschlossen. Weiter östlich dieser kleinen Hügel trifft man im Steichen auf die steilstehenden Phyllitflatschen-Marmore des Haimburger Schloßberges. Man muß an dieser Stelle ebenfalls eine etwa N-S gerichtete Störung annehmen. Die pegmatisch durchtränkten Granatglimmerschiefer des Heldenbühls sind die einzigen Vorkommen mesozonaler Gesteine im Vorland der Saualpe. Auffallend ist ebenfalls, daß 1,5 km südlich Thalenstein bei der Ortschaft Dobrowa (etwa 250 m WSW der Kapelle) ein kleines Vorkommen rostig verwitternder Feldspatschiefer (Albit-Serizit-Schiefer) der Wandelitzen-Serie aufgeschlossen ist. Weitere Sprünge mit z. T. geringeren Verwurfshöhen verlaufen zwischen Gletschach—Enzelsdorf—Stift Griffen ebenfalls in N-S Richtung.

Das **Griffener Verwurfssystem**, das bereits von HÖFER 1894 erkannt und als Blattverschiebung beschrieben wurde, versetzt den Haimburg-Trixener-Marmor auf der östlichen Scholle ca. 2 km nach Norden. Vermutlich ist an dieser Abschiebung eine horizontale Komponente beteiligt, die außerdem durch den Wechsel flachliegender Schichten und steiler W-E gerichteter Flexur- und Störungszonen eine reine Blattverschiebung vor-täuscht (KLEINSCHMIDT 1965). Die Sprunghöhe dieses bedeutsamen NW-SE verlaufenden Störungssystemes beträgt bei Griffen etwa 1.000 m.

#### d) Gefügeanalyse

Abgesehen von den Bruchfalten und den kataklastischen Erscheinungen, die mit der alpidischen Bruchtektonik in Zusammenhang stehen, erweisen sich die Falten und Lineationen parallel der Hauptachsenrichtung WNW-ESE als synmetamorphe Bildungen, die nach den bisherigen Beobachtungen und Überlegungen (CLAR et. al. 1963) ein variskisches Alter haben müssen.

Für eine gefügekundliche Analyse der im Gelände vermessenen Daten wurde das Gebiet in 27 tektonisch annähernd homogene, von alpidischer Bruchtektonik möglichst wenig gestörte Bereiche unterschiedlicher Größe gegliedert (Diagramme 1 bis 31 auf Tafel 2).

Bei den Polpunktdiagrammen steht links die in der tektonischen Karte eingetragene Gebietsnummer, rechts die Zahl der Messungen (s = Schicht = Schieferungsfläche, b = B-Achsen und Lineationen parallel B). Die Prozente geben

die Besetzungsdichte pro Flächeneinheit an; die Auszählung erfolgte auf einem Auszählnetz mit sich überschneidenden elliptischen Auszählfeldern.

Die kleinen Kreise bezeichnen die Polpunkte der B-Achsen und Lineationen parallel B, die dem jeweiligen Meßbereich zugehören.

Bei den Diagrammen 2, 3, 5, 6, 7 u. 8 (Westteil, epizonale Scholle zwischen St. Walburgen und Klein St. Veit), die Teile der Wandelitzen-Serie, die Haimburger Marmore und die untere Bischofberg-Serie umfassen, herrscht flaches Einfallen der s-Flächen zwischen Süd und West vor.

In den Diagrammen 1, 6 u. 8 macht sich das Görtschitztal-Störungssystem mit einer Verteilung der s-Flächen und teilweise auch bei den B-Achsen bemerkbar. Das Diagramm 30 (alle B-Achsen und Lineationen parallel B) ergibt trotz starker Streuung in den Teilbereichsdiagrammen auf dem westlichen Kartenblatt ein klares Maximum bei 110/25 NW. Eine Häufung von B-Achsen um N-S in den Diagrammen 1, 3, 6 u. 8 wird hauptsächlich von den jungen kataklastischen Achsen hervorgerufen. Sie sind bereits im Gelände als Inventar der alpidischen Bruchtektonik erkannt worden.

Die Diagramme 4, 9, 10 u. 13 stellen die Lagerungsverhältnisse der mesometamorphen Bereiche (Westl. Kartenteil zwischen St. Walburgen—St. Ulrich—Wordianz—Terpetzenbrüche) dar. Die s-Flächen zeigen ein SW-NW gerichtetes Fallen an (Maxima im NE bzw. SE-Quadranten). Die B-Achsen streuen weniger als in den epimetamorphen Bereichen, sie fallen mit etwa 20° nach WNW (110/20 NW) ein. Diese Hauptstreichrichtung ist in großer Übereinstimmung bisher von allen Bearbeitern nachgewiesen worden (Saualpe I—VI).

Auch alle isolierten Vorkommen der Haimburg-Trixener-Marmore im Vorland der Saualpe haben sehr ähnliche Lagerungsverhältnisse (abgesehen von der Steilstellung in der Saualpen-Südrand-Flexurzone) wie die von allen Autoren sicher zum Saualpenkristallin gezählten Marmore NW Gattersdorf und N Klein St. Veit. So zeigen die Diagramme Ruine Waisenberg (15), St. Lambrechtskogel (19), Kreuzkogel (18), Obertrixener Schloßruine (17), Mittertrixener Ruine (20), Dragonerfels und Kathreinkogel (21) ein mittleres Einfallen nach SW bis W mit einer Haupt-Faltenachsen-Richtung, die um die E-W-Richtung pendelt.

Auf dem östlichen Kartenblatt finden wir zwischen Trixen und Griffen die gleichen Verhältnisse. Bei den s-Flächen herrscht Südwest- bis Südfallen vor (Diagramm 22—27). Im Bereich der Steinkogel (23), Enzelsdorf (25) und Stift Griffen-Altenmarkt (26) macht sich die Südrand-Flexurzone durch steile s-Flächen (Maxima oder Nebenmaxima an der Peripherie des Diagramms) bemerkbar. Diagramm 26 zeigt die flache Lagerung (Maximum nahe des Mittelpunktes im Diagramm) nördlich der Flexurzone, Diagramm 22 das flache Einfallen der s-Flächen nach SW südlich der Flexurzone.

Das Maximum der B-Achsen auf dem östlichen Kartenteil liegt flach und streicht mit ca. 100°—110° in W-E Richtung (Diagramm 31). Auch in den östlich anschließenden Gebieten (WURM, KLEINSCHMIDT) trifft man gleiche tektonische Verhältnisse an.

Die weitgehende Übereinstimmung aller Gefügedaten, die einem einheitlichen Bauplan zugeordnet werden können, zeigt, daß die isolierten Haimburg-Trixener-Marmorvorkommen zu dem Deformationskomplex der Epizone am Südrand der Saualpe gehören. Die Trias der Griffener und St. Pauler Berge und die des Krappfeldes sind nur von der jüngeren, alpidischen, postmetamorphen Bruchtektonik betroffen worden, während das Kristallin der Saualpe synmetamorph eine B-achsiale Prägung in variskischer Zeit erlitten hat.

Ein Teil der jüngeren, alpidischen Bruchtektonik benutzte ältere, variskische Anisotropie-Richtungen, und zwar bevorzugt die ac-Klüftung der

WNW-ESE-streichenden Faltenachsen. Als Beispiel einer solchen Überlagerung alpidischer und variskischer tektonischer Elemente seien die Verhältnisse des Jaxe-Sattels östlich Brückl angeführt.

An der Straße von St. Johann am Brückl nach St. Ulrich am Johannserberg ist westlich des Gehöftes Jaxe der dunkle Haimburg-Trixener-Marmor („Kalkschiefer“) besonders gut aufgeschlossen. Innerhalb der Haarnadelkurve bildet der Marmor einen etwa N-S-streichenden und nach Süden abtauchenden Sattel. Diese N-S gerichtete Aufsattelung liegt als horstähnliche Aufpressung zwischen zwei Störungen (vergl. Skizze Abb. 23). Der Sattel ist in mehrere Teile zerbrochen, die sich treppenartig nach Süden absenken und in die Richtung der sie begleitenden Störungen von SW nach S eindrehen (vergl. Anlage 12). Das Diagramm 5 mit seiner flügelartigen Verteilung der s-Flächen-Polpunkte stammt aus diesem Bereich. Das synoptische Sammeldiagramm (51) brachte eine Erklärung: die Ausbuchtungen der s-Flächen-Besetzung können zwei verschiedenen B-Achsen zugeordnet werden.

Die kleintektonische Aufnahme ergab die für den gesamten Saualpenraum charakteristische  $110^{\circ}$ — $120^{\circ}$  streichende  $B_1$ -Achse, die einzelnen Werte streuen allerdings etwas, das Maximum liegt aber klar bei  $120^{\circ}/5^{\circ}$  SE. Dieser älteren, variskischen Achse kann man die Ausbuchtungen der s-Flächen (Diagramm 51) im NE-Quadranten (= SW-Fallen) und das Nebenmaximum im SW-Quadranten (= NE-Fallen) zuordnen. Es ergibt sich ein  $\pi_1$ -Kreis, der auf dem statistischen Maximum ( $B_1$ ) der zugehörigen B-Achsen senkrecht steht.

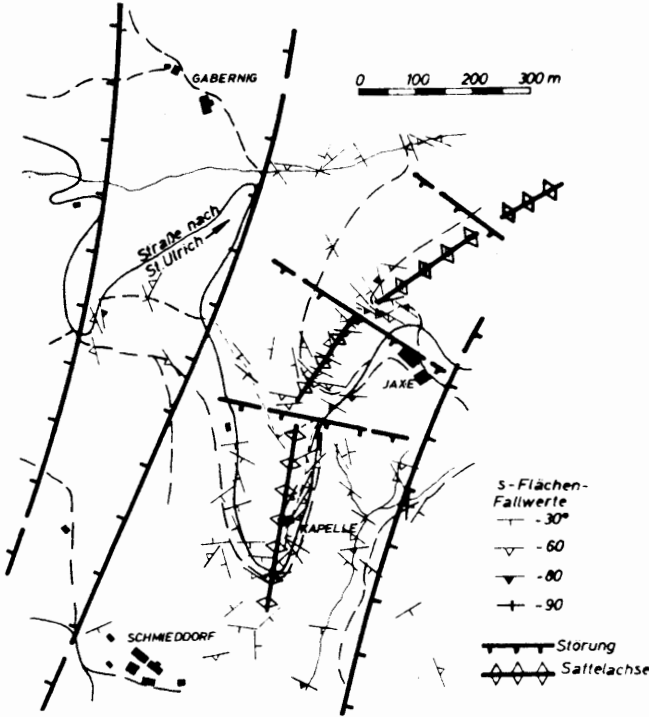
Die Richtung der jüngeren, alpidischen Großfaltenachse  $B_2$  mit  $10^{\circ}/10^{\circ}$  SW wurde durch die Kartierung gewonnen. Bei der Konstruktion des auf  $B_2$  senkrecht stehenden Großkreises zeigte sich, daß die seitliche Ausbuchtung des s-Flächenfeldes (Diagramm 51) im NW-Quadranten und des gegenüberliegenden Zipfels sowie die Verbreiterung der s-Flächenbesetzung von  $10^{\circ}/6$  bis  $15^{\circ}/6$  in der E-W-Richtung (kariertes Feld im Zentrum des Diagramms 51) zu dieser jüngeren Deformation gehören.

Die meisten Klüfte (Diagramm 41 dunkler Marmor, Diagramm 42 heller Marmor) gehören als ac-Klüfte (Querklüfte) zur variskischen Faltung ( $B_1$ ), die bevorzugt von der alpidischen Bruchtektonik benützt wurden (THIEDIG 1962, p. 42). Weitere Klufthäufungen (Diagramme 41, 42 u. 51)\*) entsprechen  $hk_0^2$ -Scherklüften, die teilweise als kleinere Abschiebungen ausgebildet sind. Abschiebungen, die den Sattel treppenartig versetzen, sind als okl-Klüfte der jüngeren  $B_2$ -Achse aufzufassen. Einige beobachtete Aufschiebungen passen besser zu  $h_01_1$ -Klüften der älteren Achse, die dann alpidisch belebt wurden. Alle Frakturen erweisen sich in ihrer Anlage als Scherungsbrüche (Clausthaler Tektonische Hefte. 3, Tab. 1, 1960). Die in den Einzeldiagrammen (1, 7, 8, 12, 17 u. a.) eingetragenen, ungefähr N-S-gerichteten Achsen sind in fast allen Fällen kataklastische  $B_2$ -Achsen, die zur jüngeren, alpidischen Bruchfaltung gehören und parallel zu den Störungen verlaufen.

Abgesehen von der intensiven Verfaltung im Kleinen ist die Lagerung der Schichtkomplexe außerordentlich flach. In nur wenig durch die jüngere

\*) Die Diagramme 41 u. 42 sind in Diagramm 51 enthalten.

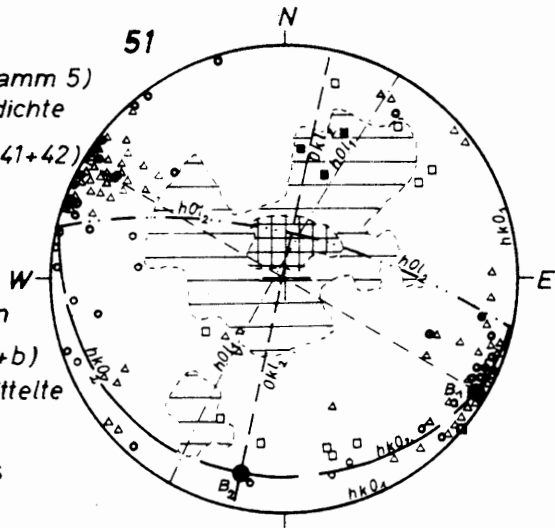
# Tektonische Skizze der Umgebung des JAXE-Hofes



S-Flächen (Polpunkte, Diagramm 5)  
3-9 und 10-15% Besetzungsdichte

- △△ Klüftpole (Häufungen, Diagr. 41+42)
- Aufschiebungen
- Abschiebungen
- ▣ Störung, stark brekziös
- Lineation //B und B-Achsen
- $B_1 = \text{konstr. } B = \bar{ii}$  (Max. von  $l+b$ )
- $B_2 = \text{aus der tekt. Karte ermittelte Achsenrichtung}$

- $ac_1$  Flächenkreis =  $\pi$ -Kreis
- $ac_2$  Flächenkreis
- $ab_2$  Flächenkreis
- === Richtung der Achsen  $B_1 + B_2$



Synoptisches Sammeldiagramm des Jaxe-Sattels  
östl. Brückl

Bruchtektonik gestörten Bereichen, besonders östlich Brückl und bei Griffen, ist lediglich eine sehr flachwellige Verformung zu beobachten (vergl. Tafel 5, Profile R, Q u. Y). Auch die einzelnen Marmorögel im SW der Saualpe weisen solche flachwelligen variskischen Strukturen auf. Diese auffällige flache Lagerung der s-Flächen in phyllitischen Gesteinen, die auch aus anderen Kristallgebieten bekannt ist, im Gegensatz zu der steil zur Faltung stehenden Schieferung in Schiefergebirgskomplexen, beschrieb SCHROEDER (1958) als typische Erscheinung im Grenzbereich zwischen Schiefergebirgs- und Grundgebirgstonik.

#### e) Vererzungen

An die alpidische Bruchtektonik sind verschiedene Vererzungen gebunden, die besonders im Bereich des Görtschitztal-Störungssystems vorkommen (CLAR et. al. 1963, p. 38 ff).

Gediegen Arsen tritt in einer stark mylonitischen Störungszone etwa 300 m östlich Kasolnig im Bachbett auf. Die durch ein schweres Unwetter 1962 freigelegte Stelle war 1963 bereits wieder verschüttet. Proben dieses Vorkommens befinden sich in der Sammlung der Lagerstätten-Forschungsstelle der Ö.A.M.G. Hüttenberg-Knappenberg. In einer Probe aus dem Steinbruch Modre am Dragonerfels (heller Haimburg-Trixener-Marmor) konnte MEIXNER (1961 p. 73) neben Realgar ebenfalls Körnchen von gediegen Arsen nachweisen.

Etwa 300 m südlich Hapatnik (SE Brückl) wurde in einem jetzt völlig verstürzten mittelalterlichen Stollen vermutlich nach silberhaltigem Bleiglanz geschürft, wie er bei Klein St. Paul (THIEDIG 1962) und in der Wandelitzen (FRIEDRICH 1960) auftritt. Von der völlig überwachsenen Halde in 730 m Höhe sind z.T. Kubikmeter-große Blöcke eines stark verfestigten Quarzmylonits über den ganzen Steilhang bis zum Güterweg nördlich Reinegg verstreut, der nesterartige, spießige Antimonit-Aggregate (bis zu 8 cm Länge) enthält.

SW des Kolonistenheimes (östlich Gänsdorf) wurde ein Kupferkies-führender Quarzgang beschürft und unterfahren. Als Sekundärminerale treten Malachit und Azurit auf (FRIEDRICH 1960, S. 102, BECK-MANNAGETTA 1954, S. 24 u. 27).

In der Umgebung von Klein St. Veit sind mehrere Schurfbauten in der Teufelsleiten und am westlichen Ortsausgang angelegt worden. Wie ich schließlich alten Akten der Berghauptmannschaft in Klagenfurt entnehmen konnte, hatte der Analphabet Rupert Sitter aus Klein St. Veit in den Jahren 1873 bis 1926 Schürfe angemeldet und auch seine Schurfrechte immer wieder erneuert. Seine „Goldschürfe“ beruhten vermutlich auf kleinen Funden von Kupferkies.

In den vorwiegend N-S-streichenden Klüften und Bewegungszone der Steinbrüche Terpetzen (an der Straße Brückl—Völkermarkt, NW Obertrixen) sind zonargebaute eisenreiche Ankerite z.T. in schönen Kristallrasen ausgeschieden. Bei der Zufuhr der hydrothermalen Lösungen,



die bei Hüttenberg zur Siderit-Lagerstätte geführt haben, kam es hier auch an den Amphiboliten zu metasomatischen Umsetzungen, die makroskopisch zu einer Bleichung der dunkelgrünen Amphibolite führten.

Weitere Pb-Ag-Vererzungen hat FRIEDRICH (1960) von der Wandelitzen bei Haimburg, bei Gletschach und westlich Stift Griffen beschrieben. Außer den von FRIEDRICH (1960) beschriebenen Stollen westlich des Griffener Stiftes fand ich oberhalb der felsigen Aufschlüsse des hellen Haimburg-Trixener Marmors in etwa 640 m Höhe eine größere Anzahl kleiner Pingens, die vermutlich auf silberhaltigen Bleiglanz angelegt wurden. BECK-MANNAGETTA (1957a) verzeichnet auf der geologischen Übersichtskarte statt dessen ein Roteisensteinvorkommen, für das ich aber keine Hinweise finden konnte. Zwischen dem liegenden hellen und den hangenden dunklen Haimburg-Trixener Marmoren ist oberhalb der Felsabbrüche in der Nähe der o. a. Pingens ein heller, schwach lagiger „Quarzit“ eingelagert, der sich unter dem Mikroskop als metasomatische Bildung herausstellte. Vermutlich steht die Vererzung mit Pb-Erzen damit in Verbindung.

U. d. M.:

Schliff 4081. Kristalloblastische Quarze bilden ein hypidiomorph-körniges Gefüge. Muskowit-Serizit zeichnet ein älteres Parallelgefüge nach, das den Schliff gleichmäßig durchsetzt. Es handelt sich vermutlich um einen metasomatisch verdrängten, mit Glimmern verunreinigten Marmor.

Die hier angeführten Vererzungen, die alle mit der alpidischen Bruchtektonik in Zusammenhang stehen, lassen sich einer einheitlichen Paragenese und Vererzungsfolge zuordnen (CLAR et. al. 1963, S. 41).

An vielen Stellen, besonders in den karbonatischen Gesteinen der Wandelitzen-Serie zwischen St. Walburgen und Brückl sowie in den dunklen Haimburg-Trixener Marmoren am Buchberg treten schwache Hämatitvererzungen auf. Der nadelige Hämatit kommt als Belag auf offenen Klüften oder auch zusammen mit Kalzit in verheilten Klüften und auf s-Flächen oder Fugen vor (Schliff 3113c). BECK-MANNAGETTA (1960) brachte diese Vererzung mit seinen sogenannten „Gneismyloniten“, den metamorphen sauren bis intermediären Vulkaniten in Verbindung. Das trifft sicher für die in manchen Horizonten angereicherten Magnetite und Ilmenite zu, die man als sedimentär-magnetische Produkte in metamorphem Gewand ansehen kann. Dagegen sind die Hämatitvererzungen jungen lateralsekretorischen Bildungen zuzurechnen, die vielleicht aus der Vermischung mit oxydischen Oberflächenwässern und hydrothermalen Fe-reichen Lösungen oder möglicherweise als Ausscheidungen unter den tertiären Verwitterungsoberflächen entstanden sein können.

## Altersfragen

### a) Alter der Metamorphose

Das Alter der synmetamorphen Verformung und überwiegend postkinematischen Kristallisation ist eindeutig als variskisch anzusehen (CLAR et. al. 1963, S. 48/49; FRITSCH 1962, S. 209). Die hangendsten Teile unseres Kri-

stallinprofilen, deren silurisch-devonisches Alter durch Conodontenfunde gesichert ist (STREHL 1962, CLAR et al. 1963), werden von nicht metamorphen Oberkarbon diskordant überlagert (RIEHL-HERWISCH 1962). Anzeichen einer alpidischen Metamorphose, wie sie PREY (1963) im Gebiet Murau vermutet, sind bisher in den oberen Serien des Saualpenkristallins nicht gefunden worden.

#### b) Alter der Serien

Die tiefsten biostratigraphisch durch Conodonten datierten Schichten aus dem Altpaläozoikum der Saualpe sind Kalke aus dem Valent/Wenlock. Das normale Liegende bildet die mehrere hundert Meter mächtige Magdalensberg-Serie (Tuff-Diabas-Tuffit-Serie, STREHL 1962). Diese wird zunächst von einer tonig-siltsandigen Folge phyllitischer Tonschiefer bis grauer Phyllite der Bischofberg-Serie und dann von den Haimburg-Trixener-Marmoren unterlagert. Da alle Versuche, aus den nur schwach metamorphen, feinkristallinen Marmoren („Kalkschiefern“) der südlichen Saualpe Conodonten zu gewinnen, bisher erfolglos verliefen, kann das Alter der phyllitischen Serien vorerst nur durch Vergleiche erschlossen werden.

Im engeren Bereich sind in Kärnten und Steiermark vor allem durch KIESLINGER (1926), THURNER (seit 1929), FRITSCH (seit 1957), BECK-MANNAGETTA (seit 1959), STETTNER-ZADORLAKY (1961), HAJEK (1962) u. a. aus der südlichen Koralpe, den Gurktaler Alpen und aus dem Murauer Raum Profile bekannt geworden, die sich z. T. recht gut mit der Seriengliederung der Saualpe (FRITSCH 1962) vergleichen lassen (vergl. Abb. 2).

Den wichtigsten Leithorizont in den schwach metamorphen Bereichen stellen die Haimburg-Trixener-Marmore (= Murauer Bänderkalk = Bergsteinkalk = ? Grebenzenkalk) dar. Sie lassen sich in den Gurktaler Alpen im Glantal bei Tauchendorf, N und NW Meiselding bis in den Murauer Raum verfolgen (BECK-MANNAGETTA 1959, S. 22).

Vom Blasenkogel bei Murau beschreibt THURNER (1958 b, S. 83) ein Profil der Anchi- bis Epizone, das mit den Verhältnissen in der SW-Saualpe sehr gut übereinstimmt: über Epidot-Kalk-Chlorit-Phylliten folgen die Murauer Bänderkalke mit verschiedenen Abarten. Darüber liegen Kohlenstoffphyllite, Chlorit-Quarzphyllite und graue Quarzphyllite bis tonige Phyllite. Das Profil schließt mit anchimetamorphen Diabasschiefern und wenigen eingelagerten Tonschiefern ab. Der in diesem Zusammenhang sehr wichtige Kalk der Grebenze (20 km NW der Saualpe) wird von THURNER (1958 b, S. 20) stratigraphisch ins Obersilur bis Mitteldevon eingestuft. Auf der Geologischen Karte der Steiermark (METZ 1957) wird er mit dem Schökelkalk (nach FLÜGEL, H. 1961 vermutlich Mitteldevon) verglichen. Dagegen sollen die Murauer Kalke nach THURNER (1958 S. 20) ein ordovizisches Alter haben (vergl. Abb. 2).

Auf der geologischen Karte (Blatt Murau 1 : 50.000, THURNER 1958 a) gehen die Murauer Kalke und die Grebenzenkalke zwischen Kuhalpe und Grebenze aber ohne Störung ineinander über; teilweise sind die Liegenden

Phyllite bei beiden auch mit gleichen Signaturen ausgeschieden. Aus den Erläuterungen geht ebenfalls hervor, daß eine Abtrennung von Murauer- und Grebenzenkalken, die ja nach THURNER ein verschiedenes Alter haben sollen, sehr schwierig sei.

TOULA (1893) beschreibt von der Westseite der Grebenze ein Profil, das oben aus dunkelgrauen, dünnplattigen Kalken besteht, die etwa 30 m tiefer in gelblichweiße Kalke übergehen, 70 m tiefer fand TOULA dann Quarzphyllite. Dieses Profil erinnert sehr an die Hell-Dunkel-Folge der Haimburg-Trixener-Marmore in der südlichen Saualpe. Die Stellung des Grebenzenkalkes ist insofern von großer Bedeutung, als GEYER (1891 S. 352) Crinoidenreste am Blasenkogel und TOULA (1893) solche an mehreren Stellen der Grebenze gefunden hat.\*)

Die Crinoiden sind leider so schlecht erhalten, daß sie sich kaum zu einer genaueren Bestimmung eignen, was schon Geyer (1893) zu einer Kritik an der Einstufung der Grebenze in das Mitteldevon durch TOULA (1893) veranlaßte, die auf diesen, gerade noch als Crinoiden erkennbaren Fossilien beruhte. BECK-MANNAGETTA (1959) setzt die Murauer Kalke und den Grebenzenkalk seinen Bergsteinkalken von der südlichen Saualpe (= Haimburg-Trixener-Marmore) gleich und zählt alle Vorkommen zur Murauer-Kalkphyllit-Serie.

Sollte die Grebenze zumindest teilweise stratigraphisch den Murauer Kalken im Liegenden der Metadiabas-Serie THURNERS (= Magdalensberg-Serie CLAR et al. 1963, Prävalent bis Präwenlock) entsprechen, dann wäre für die hangendsten, Crinoiden-führenden Kalke nur ein ordovizisches Alter möglich, weil aus dem Kambrium noch keine sicheren Crinoiden bekannt sind. Es könnte aber auch sein, daß die Grebenzen-Kalke als riffartige Gebilde in ihren hangendsten Teilen bis ins Silur-Devon hinaufgereicht haben, also altersgleich wären mit den fossilbelegten Kalken des Krappfeldes und am Westrand der Saualpe. Ein silurisch-devonisches Alter der Haimburg-Trixener-Marmore, wie es BECK-MANNAGETTA (1954 S. 23 und 1954 auf der Geologischen Karte des Bezirkes Völkermarkt) annimmt, ließe sich den Lagerungsverhältnissen nach nur durch prämetamorphe tektonische Wiederholungen erklären.

### c) Alter der Bruchtektonik

Sowohl die um N-S streichenden Störungen als auch die W-E gerichteten Strukturen sind immer wieder zu verschiedenen Zeiten belebt worden. So läßt sich keine generelle Aussage für das relative und absolute Alter dieser Störungen und Strukturen machen, die z. T. bereits variskisch angelegt wurden (CLAR et al. 1963, S. 42; METZ 1958, S. 239).

---

\*) Bei einer gemeinsamen Begehung mit den Herren Dr. FRITSCH, Dipl.-Ing. MATZ und Dipl.-Geol. STREHL im Herbst 1961 wurden an den Originalfundpunkten TOULAs (1893) und an einigen weiteren Stellen auf der Grebenze Crinoidenreste gefunden. Leider blieben auch hier alle Versuche, aus diesen feinkristallinen Marmoren Conodonten zu gewinnen, erfolglos.

Die langsame Heraushebung der Muralpen läßt sich an den Sedimenten des Krappfeldes sehr gut ablesen. In der Trias sind, abgesehen von einer etwas unterschiedlichen Entwicklung in den St. Pauler Bergen (TOLLMANN 1963 a, Tafel 10), keine Anzeichen eines verstärkten Reliefs zu beobachten. Nach der langen Unterbrechung von der obersten Trias, während des ganzen Jura bis in die Oberkreide, aus der uns im Krappfeld keinerlei Ablagerungen überliefert sind, tauchen als erste Anzeichen einer Heraushebung in der Oberkreide des Krappfeldes Tonschiefergerölle der Magdalensberg-Serie auf (FRITSCH 1961, van HINTE 1963). In den roten Konglomeraten des Eozän am Schelmburg kommen bereits Phyllite vor (CLAR et al. 1963, S. 43), während meso- und katazonales Kristallin erst in den miozänen Waitbacher Schottern erscheint.

Die bedeutende meridionale Görtschitztaler Störungszone, als östliche Begrenzung des Krappfeldgrabens, tritt bereits in der Oberkreide in Erscheinung, eine ältere Anlage wird vermutet (CLAR et al. 1963, S. 42). Posteozen, aber prämiozän bildete die Görtschitztal-Störung besonders im Raum Hüttenberg den Aufstiegsweg für die hydrothermalen Fe-reichen Lösungen (HABERFELLNER, E. 1929; CLAR u. MEIXNER 1953, S. 80).

Für eine der älteren E-W-Störungen am Nordrand des Krappfeldes (CLAR et al. 1963 S. 43, Schelmburgstörung) ist eine Zuordnung zur laramischen Phase wahrscheinlich.

In der südlichen Saualpe finden wir — ähnlich wie im Krappfeld — über der Trias transgressiv die Oberkreide in der E-W gerichteten Struktur der St. Pauler Berge. Alttertiäre Ablagerungen gibt es hier aber im Gegensatz zum Krappfeld nicht. Erst im Jungtertiär kam es im Zuge der stärkeren Heraushebung des Saualpenblockes zur Freilegung des meso- und katazonalen Kristallins und zur Bildung der grobklastischen Granitztaler Schichten. Die Schüttung der Granitztaler Schotter erfolgte in ein E-W gerichtetes Becken im Gebiet der heutigen St. Pauler—Griffener Berge. Nach BECK-MANNAGETTA (1952) wurde dieses Becken im Oberhelvet bis Untertorton gefüllt. Danach senkte sich das NW-SE-verlaufende Lavanttal ziemlich rasch ein. Über die Granitztaler Schichten transgediert im Lavanttal das mitteltortone Meer mit den Mühldorfer Schichten. Im Klagenfurter Becken setzte eine E-W gerichtete stärkere Absenkung und die Sedimentation erst im Obertorton bis Untersarmat ein (KAHLER 1953).

Die E-W gerichtete Saualpen-Südrand-Flexur steht mit der Heraushebung der Saualpe und der Beckenbildung südlich der Saualpe in engem Zusammenhang.

Das E-W-streichende System der Südrandflexur wird von NW-SE-verlaufenden Störungen abgeschnitten und versetzt. Die Flexur erweist sich damit als ältere Struktur. In einem NW-SE streichenden Tal, das im Griffener Verwurfsystem angelegt ist, verläuft der Schotterschlauch von Erlach als Zufluß für das EW-Becken der Griffener-St. Pauler Berge. Auch der Pustritzer Schlauch ist parallel einer NW-SE-Störung angelegt und überschreitet östlich Bierbaumer ohne erkennbare Störung die Südrandflexur (KLEINSCHMIDT 1965). Dieser NW-SE-Richtung folgt in diesem ganzen Gebiet auch die heutige Entwässerung.

Die Südrandflexur ist wie die meridionalen Störungen vermutlich ebenfalls älter angelegt. Sie wurde im Miozän durch die verstärkte Heraushebung der Saualpe erneut belebt. Sowohl die Südrandflexur als auch die NW-SE-Störungen sind älter als die miozänen Granitztaler Schotter. Die Ablagerungen in diesen Zuläufen (Erlacher und Pustritzer Schotterschlauch) müssen die jüngsten Anteile der Granitztaler Schotter darstellen, da sie das letzte Stadium der Zuschüttung des Beckens vor dem Einbruch des mitteltortonen Meeres abbilden.

Die NW-SE verlaufenden Störungen sind zwar jünger als die Südrandflexur, aber vermutlich älter als die Lavanttalstörung, da es hier nach BECK-MANNAGETTA (1952) erst später zur Ablagerung grobklastischen Materials kam. Im Gegensatz zu allen anderen Störungen im Saualpengebiet blieb das Lavanttal-Störungssystem noch bis in das Pliozän hinein in Bewegung (Kollnitzer Basalt, unterpannonische Schotter und obere Süßwasserschichten.).

#### **d) Zur Mächtigkeit der Gesamtfolge**

Mit der Frage nach dem Alter der epizonalen Serien, insbesondere der Haimburg-Trixener Marmore, die bereits erörtert wurde, ist das Problem einer möglichen altersmäßigen Einstufung der liegenderen Serie verknüpft.

Die von FRITSCH (1962) dargestellte Folge des anchi- bis katazonalen Kristallins hat nach den bisherigen Schätzungen eine Mächtigkeit von ca. 8.000 m. Man ist natürlich geneigt, ein so mächtiges Schichtpaket im Liegenden des fossilbelegten Silurs ins Präkambrium hinabreichen zu lassen. Das Fehlen von grobklastischen Bildungen, die eine assyntische Phase belegen könnten (CLAR et al. 1963, S. 25) und eine siebenfache Wiederholung von karbonatischen Gesteinen und Metabasiten (FRITSCH 1962, S. 205) sollen aber gegen ein präkambrisches Alter dieser Folge sprechen. Die Annahme tektonischer Wiederholungen liegt daher sehr nahe.

Wir können über das ganze Gebiet der Saualpe und bei manchen Seriengliedern auch weit über die Grenzen unserer Kartiergebiete hinaus einzelne Leitschichten verfolgen. Auch an der prinzipiellen Seriengliederung, die sich immer wieder bewährt hat, besteht kein Zweifel. Dagegen setzt sich die Gesamtmächtigkeit von 8.000 m (FRITSCH 1962) aus verschiedenen Teilprofilen besonders des nördlichen und nordwestlichen Saualpengebietes zusammen. Da die Kartierungen und Korrelationen erst in einigen Teilen der Saualpe abgeschlossen sind, ist uns das Ausmaß der Mächtigkeitschwankungen einzelner Serien noch nicht genügend bekannt. Manche Serien sind auch nicht überall erhalten. So finden sich die epizonalen Serien nur am W- und S-Rand, die katazonalen nur im zentralen Teil der Saualpe. Bei den mesozonalen Serien stößt die Seriengliederung und damit auch die Angabe von Mächtigkeiten z. T. auf Schwierigkeiten. Im Süden der Saualpe scheinen manche Serien schon primär zu fehlen (z. B. Waitschacher Marmor-Serie im Arbeitsgebiet LODEMANN und WURM), was hier zu einer Mächtigkeitsverringerung unseres Profils führen könnte.

Ein anderer Unsicherheitsfaktor liegt in den Metabasiten. In den Fällen, wo durch Laven und Tuffablagerungen stratigraphische Leitschichten vorliegen, sind Serienparallelisierungen möglich. In stärker metamorphen Serien ist die Unterscheidung von Oberflächenvulkanismus und subvulkanischen Intrusionen in den meisten Fällen nicht mehr möglich. Einige Amphibolit-Vorkommen in der Waitschacher-Serie (Teufelsleitn östlich Klein St. Veit) erinnern in ihrer Form und durch scharfe Begrenzung (Abb. 19)\*) zum Nebengestein, in das sie s-parallel eingelagert sind, sehr stark an Sills. Andere Amphibolit-Körper bei Kräuping, Sauerschnigg westl. St. Andrä und bei Hochfeistritz erscheinen wie mächtige Lakkolithe.

Es ist naheliegend, daß solche Vorkommen, die ja in verschiedenem Niveau eingedrungen sein können und vielleicht zu einem viel jüngeren prämetamorphen Vulkanismus als die Serie selbst gehören können, zu einer Seriengliederung und zu einem stratigraphischen Vergleich nur schlecht geeignet wären. So könnten Sills in der Waitschacher- und Kräuping-Serie dem Oberflächenvulkanismus der Magdalensberg- oder der Wandelitzen-Serie zugehören.

Auch die Mächtigkeiten einzelner Serien könnten durch subvulkanische Intrusionen lokal wesentlich größer werden als in der normal ausgebildeten Folge (BISCHOFF u. SCHÖNENBERG 1956). Gerade jene Profile mit mächtigen Amphibolit-Einlagerungen wurden aber von uns bevorzugt zur Seriengliederung herangezogen.

In solchem Fall subvulkanischer Intrusionen wäre der Hinweis, daß wir eine siebenfache Wiederholung von Kalken (Marmoren) und Metabasiten in unserem Profil beobachten können, die für eine tektonische Wiederholung sprechen würde, nicht mehr stichhaltig. Die Zahl der Marmor-Einschaltungen bleibt davon allerdings unberührt, obwohl es Gebiete gibt, in denen manche dieser Marmorfolgen nicht entwickelt oder auch zusätzliche Marmoreinschaltungen vorhanden sind.

#### e) Zur Frage eines evtl. präsilurischen Alters unserer Serien

Über präsilurische Ablagerungen in den Ostalpen besitzen wir nur sehr geringe Kenntnisse.

Regional betrachtet gehören die Ostalpen zum Bereich südlich des mitteleuropäischen Rückens (BUBNOFF, 1956, S. 129). An einigen Stellen Süd- und Osteuropas gibt es in z. T. schmalen Senken große Mächtigkeiten altpaläozoischer Schichten. So beschreibt LOTZE (1961 Abb. 39) in Nordspanien einen WNW-ESE-verlaufenden Trog, der allein 4.000 bis 6.000 m mächtigen Kambrium enthält, aus der Montagne Noire sind 2.000 m Kambrium bekannt. Auch im polnischen Mittelgebirge ist am Rande des fennosarmatischen Sockels ein sehr mächtiges Altpaläozoikum entwickelt, allein für das Kambrium werden über 2.000 m angegeben (JAEGER 1964). Vielleicht gibt es im Bereich der Ostalpen ähnliche Entwicklungen. Bisher haben wir jedenfalls keine Beweise dafür, daß unser Saualpenprofil unbedingt in das Präkambrium hinabreichen müßte, das ja vielleicht auch noch geringmächtiger sein könnte.

\*) Abb. 19 auf Seite 63 (nach den Phototafeln)

Andererseits spricht das Fehlen von grobklastischen Horizonten, die eine assyntische Faltung anzeigen sollten, nicht gegen ein mögliches präkambrisches Alter der meso- oder katazonalen Anteile unseres Profils.

Erstens gibt es häufig Transgressionsbereiche, die nicht konglomeratisch ausgebildet sind. Eine schwache Winkeldiskordanz könnte durch die späteren metamorphen Ereignisse unkenntlich geworden sein. Ein geringmächtiges Konglomerat kann außerdem in schlecht aufgeschlossenen Gebieten übersehen worden sein. Zweitens gibt es für die Existenz der assyntischen Faltung in den Ostalpen keine exakten Beweise. STILLE (1956) legte zwar die Südgrenze des assyntischen Faltungsbereiches durch die lombardische Tiefebene, betont aber, daß nur die Porphyroide der nördlichen Grauwackenzone und der Karnischen Alpen als subsequenter Vulkanismus einer vorausgegangenen (assyntischen) Faltung gedeutet werden. Der Blasseneck-Porphyroide im Gebiet von Einsenerz in der nördlichen Grauwackenzone hat nach FLAJS (1964) und FLÜGEL, H. (1964, S. 419) ein silurisches Alter. Er kann also schwerlich noch zum subsequenten Stadium der assyntischen Orogenese gerechnet werden. Aus der Montagne Noire und aus dem Polnischen Mittelgebirge (ZNOSKO 1964) sind nur geringe Diskordanzen, im letzteren Gebiet angeblich sogar Konkordanz zwischen Kambrium und Präkambrium beobachtet worden. Vielleicht liegt die Südgrenze der assyntischen Faltung doch etwas nördlicher. Die Anwesenheit von Marmoren (Kalken und Dolomiten) auch in den unteren Teilen unseres Profils (FRITSCH 1962) spricht nicht gegen ein präkambrisches Alter. Aus präkambrischen Kristallingebieten sind vor allem in Skandinavien und im Laurentischen Schild karbonatische Gesteine bekannt. Im Algonkium des Felsengebirges machen die Kalke 15% der Sedimente aus (Brinkmann 1954, S. 33).

### Zur Frage eines Deckenbaues

Vorstellungen eines **alpidischen** Deckenbaues innerhalb der Muralpen und Gurktaler Alpen sind wiederholt in verschiedenen Variationen entwickelt worden.

In jüngster Zeit gaben vor allem TOLLMANN (1959 und 1963 a) und H. FLÜGEL (1960) fast gleichzeitig Darstellungen eines großzügigen Deckenbaues in den Ostalpen. Grundlage ihrer Überlegungen bildet die Überschiebung anchi- und epizonaler Serien der Gurktaler Alpen auf die Trias der Stangalm (STOWASSER 1956). Bei der Suche nach einer Fortsetzung dieser Überschiebung wurden zahlreiche feinkristalline Marmorvorkommen unbekanntes Alters (u. a. auch die Haimburg-Trixener-Marmorvorkommen) als Trias gedeutet (FLÜGEL 1960, Abb. 1, TOLLMANN 1963, Taf. 4), die FLÜGEL zum unterostalpinen Mesozoikum zählt. TOLLMANN (1959) rechnet dagegen die Stangalm-Trias und die Marmore unbekanntes Alters im Glantal, bei Mühlen und in der südlichen Saualpe zu seiner „Mittelostalpinen Einheit“, die von einer „Oberostalpinen Decke“, bestehend aus Paläozoikum und „Zentralalpiner Trias“ überlagert wird. Die Lückenhaftigkeit der „Mittelostalpinen Trias“, die bisher nur im Fall der

Stangalm (HOLDHAUS 1922) und des Leckenschöber (BECK-MANNAGETTA 1964, S. 317) durch Fossilien belegt ist, erklärt TOLLMANN (1959) durch eine primär fehlende Triasbedeckung.

Bei unseren Arbeiten im Saualpengebiet hat sich in dem Bereich, wo die von TOLLMANN angenommene Deckengrenze verlaufen soll, stets eine kontinuierliche metamorphe Abfolge ergeben. Alle in diesem fraglichen Bereich am West- und Südrand der Saualpe vorkommenden Marmore gehören eindeutig zu dieser kontinuierlichen kristallinen Abfolge und haben ein paläozoisches Alter. Die von H. BECK (1926—1929 und 1931) beschriebenen und von TOLLMANN (1959 und 1963 a) angeführten Diaphthoritzonen existieren nicht. Diese retrometamorphen Erscheinungen in phyllitischen Glimmerschiefern an der Grenze Epi-Mesozone gehören der Schlußphase der variskischen Metamorphose an.

Mit der Erkenntnis, daß

- 1.) die Haimburg-Trixener-Marmore zum Saualpenkristallin gehören und ein paläozoisches Alter besitzen  
und
- 2.) die sogenannten „Diaphthorose-Zonen“ im Saualpenkristallin retrometamorphen Erscheinungen der ausklingenden variskischen Metamorphose darstellen,

entfallen die beiden einzigen Argumente für die Decken-Konzeption TOLLMANNs in diesem Gebiet der Saualpe. Es haben sich auch sonst in den anchibis mesometamorphen Serien keine Anzeichen eines postmetamorphen Deckenbaues ergeben. In seiner zuletzt erschienenen Arbeit über das Paläozoikum der Ostalpen gliedert TOLLMANN (1963 b, S. 216) die „Gurktaler Decke“ in zwei weitere Teildecken auf. Dabei wird unsere epizonale Folge als „epimetamorpher Sockel“ und als zeitliches Äquivalent der anchimetamorphen Magdalensberg-Serie (= „anchimetamorpher Oberbau“ TOLLMANN) angesehen. Diese beiden Kartiereinheiten Magdalensberg-Serie und Phyllitgruppe unterscheiden sich deutlich durch den Grad ihrer Deformation (Stockwerkbau). Zwischen beiden Kartiereinheiten besteht aber ein ganz kontinuierlicher Metamorphoseübergang; sie bilden eine metamorphe Einheit, folglich müssen sie bereits vor der (variskischen) Metamorphose in ihre jetzige Hangend-Liegend-Position gekommen sein. Wenn es tektonische Wiederholungen in diesem Gebiet gibt, dann müssen sie prämetamorph, als spätestens in **variskischer** Zeit erfolgt sein.

Schon bei früheren Betrachtungen wurde auf die mehrfache Wiederholung karbonatischer und metabasistischer Gesteine innerhalb des etwa 8.000 m mächtigen Kristallins der Saualpe hingewiesen (FRITSCH 1962, S. 205).

Daraus ergab sich die Vorstellung, daß Teile des Profils prämetamorphe tektonische Wiederholungen darstellen könnten. So wurde von CLAR et al. (1963, S. 25) die Frage erörtert, ob die am wenigsten metamorph überprägten anchi- und epizonalen Serien gleichalt (altpaläozoisch) und prämetamorph als Decken übereinandergeschoben sein könnten. Tatsächlich



zeigen die Komplexe des sicheren Silur-Devons und der Magdalensberg-Serie im Vergleich mit den phyllitischen Serien erhebliche Ähnlichkeiten in der Gesamtabfolge wie auch in manchen Einzelzügen. Auf starken Fazieswechsel innerhalb des fossilbelegten Silur-Devons haben CLAR et al. (1963, S. 26) bereits hingewiesen. Sehr ähnliche Faziesabwandlungen zeigen auch die Profile der epizonalen Folgen am Westrand der Saualpe (vergl. Abb. 17).

Es ist auffällig, daß in den meisten Fällen im Hangenden der Vulkanite Karbonatgesteine folgen — sowohl bei der anchimetamorphen Magdalensberg-Serie als auch bei der epizonalen Wandelitzen-Serie. Ebenso werden die — in manchen Profilen allerdings geringmächtigen — silurischen Kalke (STREHL 1962) durch Tonschiefer, Grauwacken- und Sandsteinlagen und Kieselschiefer abgelöst, ähnlich wie wir im Hangenden der Haimburg-Trixener-Marmore eine Faziesentwicklung mit grauen Phylliten, Sandflaserschiefern, feimbänderigen siltsandigen Grauwackenlagen und vereinzelt dunklen Quarziten (Lyditen) findet. Auch die Produkte des Oberflächenvulkanismus tragen in beiden Serien mit dem Vorherrschenden saurer bis intermediärer Vulkanite verwandte Züge. Im Liegenden des sicheren Silurs sind es in den Karnischen Alpen (HERITSCH 1939), in der nördlichen Grauwackenzone (H. FLÜGEL 1964, FLAJS 1964) vor allem Porphyroide (Quarzporphyre), die auch in den Karawanken (freundliche Mitteilung U. BUKENBERGER u. R. SCHULZE, Tübingen 1964), Gurktaler Alpen und im Salzburger Wald (BECK-MANNAGETTA 1963) in geringer Mächtigkeit nachgewiesen werden konnten. Im epizonalen Bereich haben wir allerdings noch keine Porphyroide beobachtet. Dafür überwiegen in der epizonalen Wandelitzen-Serie neben basischen Typen, die es in den anchimetamorphen Profilen auch gibt, Keratophyre (ehemalige Alkali-Trachyte) mit intermediärem Chemismus. Auch die groben Bombentuffe der Magdalensberg-Serie haben in der Epizone Äquivalente (FRITSCH 1964, S. 341).

Alle diese Beobachtungen und bemerkenswerten Ähnlichkeiten sind bisher jedoch nur Hinweise für einen möglichen prämetamorphen (variskischen) Deckenbau, für den uns exakte Beweise immer noch fehlen.

Andererseits spricht die großräumige Verbreitung der Serien, die weit hin in sehr ähnlichen Verbandsverhältnissen zu finden sind, gegen einen solchen vielfachen Deckenbau. Es ist z. B. auffällig, daß die in ihrer Gesteinsgesellschaft außerordentlich typische Leitschichten-Partie der Plankogel-Serie in keiner anderen Serie, die eine tektonische Verdopplung darstellen könnte, Äquivalente hat.

Abb. 3:

Transversalschieferung in einem feingebänderten phyllitischen Tonschiefer mit siltsandigen Lagen. Im Bild oben rechts eine härtere quarzitisches Lage, die von der transversalen Schieferung senkrecht durchschlagen wird.

Schliff 3098b, Fußweg zur neuen Siedlung oberhalb St. Johann am Brückl.

Vergr.: ca. 9fach, ohne Nicols.

Abb. 4:

Phyllit, Scherfaltung an einer dunklen, graphitreichen Lage sichtbar.

Schliff 3208, Steilufer der Gurk NW der Chlorfabrik bei Brückl.

Vergr.: ca. 9fach, ohne Nicols.

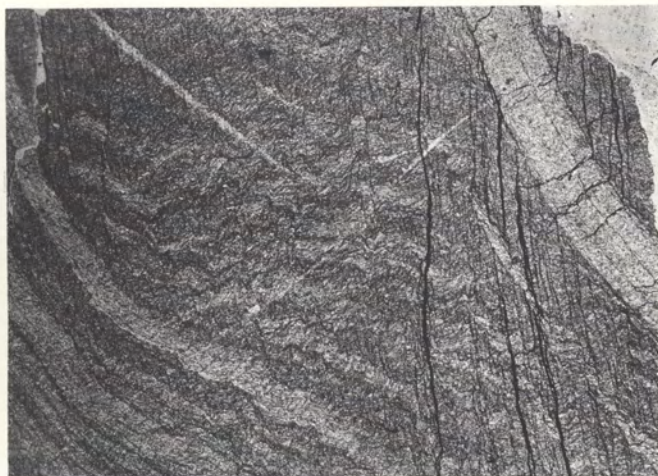
Abb. 5:

Epidot-Biotit-Hornblende-Schiefer, Epidot mit Orthitkern hat eine feines, paralleles Interngefüge eingeschlossen ( $S_i = S_e$ )

Beispiel der Pigmententwicklung (Erläuterung S. 24).

Schliff 3595, Teufelsleiten bei Klein St. Veit.

Vergr.: ca. 135fach, ohne Nicols.





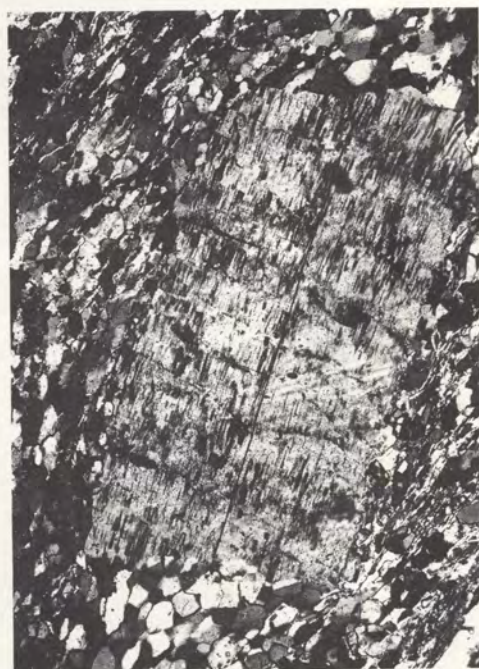
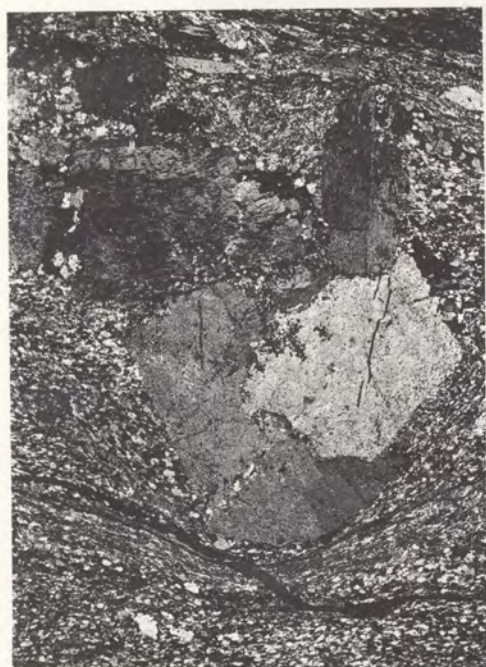


Abb. 6:

Gradierte Schichtung in einem verunreinigten dunklen Haimburg-Trixener-Marmor. Schnitt senkrecht B. Erläuterung im Text S. 16. Schliff 3771, östlich Oberaich  
Vergr.: ca. 3,75fach, ohne Nicols

Abb. 7:

Mandelstein-Bildungen in einem Brockentuff (Epidot-Chlorit-Biotit-Kalzit-Schiefer). Füllung in den Mandelsteinen: außen ein Kranz von Epidot (Pistazit), im Kern Kalzit. Photo aus THIEDIG 1961, Abb. 17, S. 49.  
Schliff 0101 Na Beck-Keusche östlich Mösel/Görtschitztal.  
Vergr.: ca 15fach, ohne Nicols

Abb. 8:

Albite, pseudomorph nach Kalifeldspat (Sanidin) in einem Keratophyr-Kristalltuff. Großes Individuum (linker Kristall, untere Bildhälfte) zeigt einen Schnitt parallel zum seitlichen Pinakoid. Schliff 3048 Grünwaldnerbach NE Brückl im Liegenden des hellen Haimburg-Trixener-Marmors.  
Vergr.: ca. 15fach, Nicols gekreuzt.

Abb. 9:

Bruchstück eines Schachbrettalbits mit deutlich sichtbarer Zwillingsnaht nach dem Karlsbader Gesetz (Pseudomorphose nach Sanidin). Schliff 3048 Grünwaldnerbach NE Brückl (wie Abb. 8)  
Vergr. ca. 26,3fach, Nicols gekreuzt.

Abb. 10:

Fächerartig divergierende Albite in einem Lavabrocken eines Tuffits (albitreicher karbonatischer Phyllit), vermutlich pseudomorph nach Sanidin. Erläuterungen im Text Seite 19.

Abb. 11:

Fein-Tuff-Tuffitlagen im Wechsel, dunkle Lagen erzeicher Tuff, helle Lagen albitreich mit Quarzbeimengungen.  
Schliff 3191a nördlich Trattenbauer  
Vergr.: ca. 9fach, ohne Nicols.

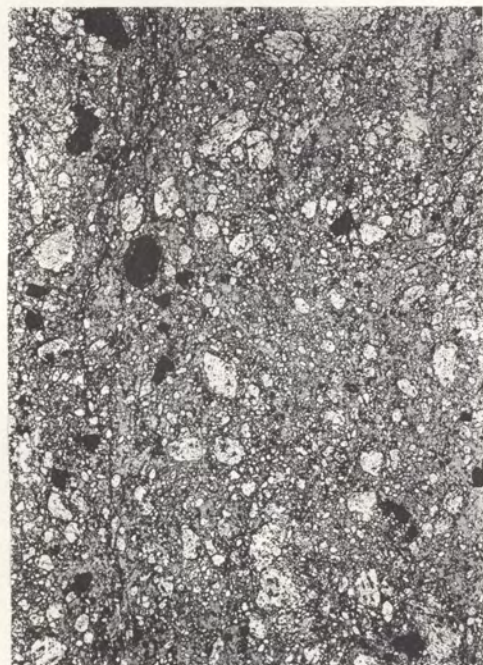
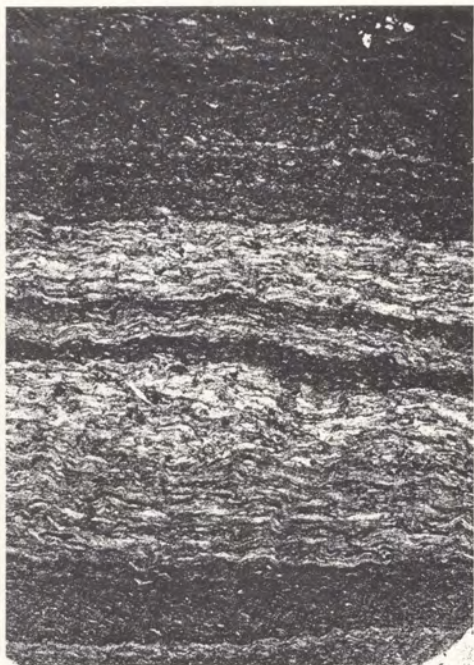
Abb. 12:

Chlorit-Albit-Schiefer (ehemaliger Keratophyrtuff?). Erläuterungen im Text Seite 18.  
Schliff 3133a Schmieddorfer Graben östlich Brückl.  
Vergr.: ca. 9fach, ohne Nicols

Abb. 13:

Chlorit-Albit-Schiefer, wie Abb.12.  
Schliff 3133a Schmieddorfer Graben östlich Brückl.  
Vergr.: ca. 37,5fach, Nicols gekreuzt







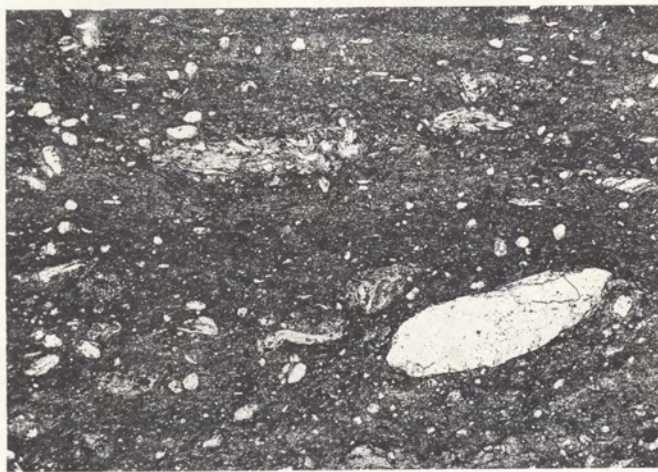
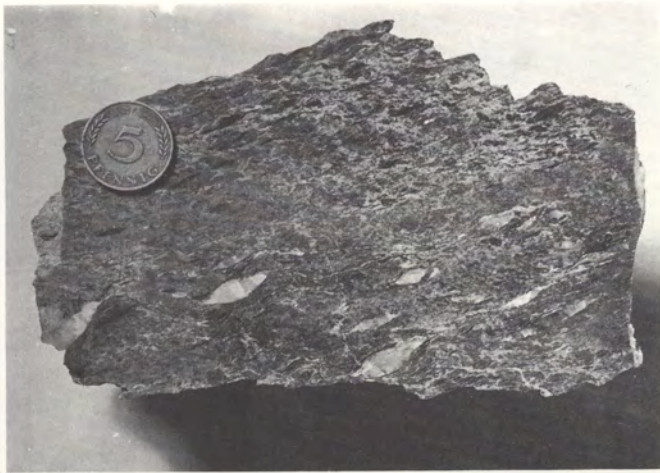




Abb. 14:

Karbonatischer Phyllit mit Phyllitflatschen und deformierten Quarzgeröllen. Wandelitzen-Serie. Erläuterungen im Text Seite 21 ff.  
Handstück 4165 Steinbruch Attendorf  
etwas verkleinert

Abb. 15:

Karbonatischer Phyllit mit Quarzsand-Geröllen. Erläuterungen im Text Seite 21 ff.  
Schliff 4083a, SW Stift Griffen  
Vergr.: ca. 5,25fach, ohne Nicols.  
Eingerahmter Bereich stärker vergrößert, siehe Abb. 16

Abb. 16:

Karbonatischer Phyllit mit Phyllitflatschen und Quarzsand-Geröllen. Stärker vergrößerter Ausschnitt von Abb. 15. Erläuterungen Seite 21 ff.  
Schliff 4083a, Stift Griffen  
Vergr.: ca. 22,5fach, ohne Nicols

**Abb. 19:**  
Amphibolit-Einlagerungen (gerastert) in Granat-Glimmerschiefern, Sills? (zu Text Seite 49).  
Teufelsleitens E Klein St. Veit, Aufschluß 3783 (ca. 800 m ü. NN)

**Abb. 20:**  
Pegmatoide Einlagerungen in Marmor (Waitschacher Serie, obere Mesozone). Teufelsleitens E Klein St. Veit ca. 720 m ü. NN. Erläuterungen Seite 29. Aufschluß 3699.  
weiß = Pegmatoid mit großen Kalifeldspäten,  
grau = heller, mittelkörniger Marmor

**Abb. 22:**  
Überschiebung, lokale Pressungserscheinung im Bereich der Görtschitztal-Störung. Oben heller, massiger Haimburg-Trixener Marmor in flacher Lagerung auf steilstehende dunkle, etwas phyllitische Haimburg-Trixener-Marmore überschoben. An der Überschiebungsfläche tritt eine kleine Quelle aus (Wassertrog). Aufschlußlänge ca. 12 m, Aufschlußhöhe ca. 5 m. Streichen der dunklen Haimburg-Trixener-Marmore zwischen  $s = 115/85$  SW und  $152/73$  SW. Blick etwa nach Süden.

Abb. 19

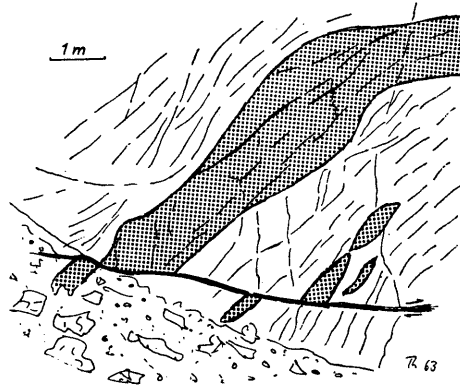


Abb. 20

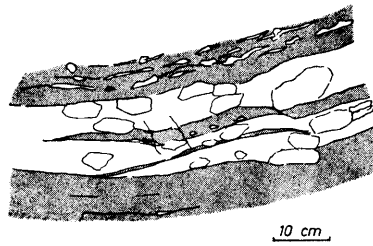
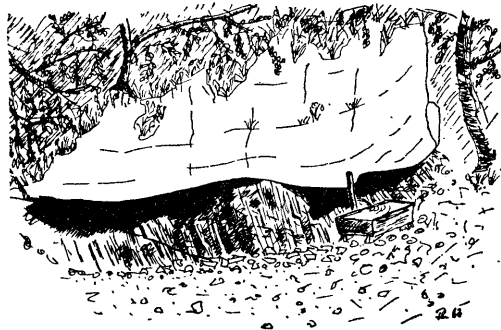


Abb. 22



## Literaturverzeichnis

- ANGEL, F.: Über Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung. — Mitt. Nat. Ver. Steiermark **67**. S. 36—52. Graz 1930.
- ANGEL, F.: Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. — Mitt. Nat. Ver. Steiermark **69**. S. 5—24, Graz 1932.
- ANGEL, F.: Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. — Wiss. Jb. Univ. Graz **1**. S. 251—304, Graz 1940.
- ANGEL, F.: Über Diabasformen aus dem Bereich der Murauer Paläozoikums. — Verh. Geol. B.-Anst. Wien. S. 175—180, Wien 1955.
- BECK, H.: Aufnahmebericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein. — Verh. Geol. B.-Anst. Wien. 1926 S. 7—9, 1927 S. 31—36, 1928 S. 28—36, 1929 S. 30—33.
- BECK, H.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1 : 75.000, Blatt Hüttenberg—Eberstein, Geol. B.-Anst., Wien 1931.
- BECK, F.: Über Diaphthorite. — Tscherm. Min. petr. Mitt. **28**. S. 369—375, Wien 1909.
- BECK von MANNAGETTA und LERCHENAU, G.: Vegetationsstudien in den Ostalpen III. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. **122**. Abt. I, 2 Math.-nat. Kl., Wien 1913.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Zur Geologie und Paläontologie des Tertiärs des unteren Lavanttales. — Jb. Geol. B.-Anst. Wien 1952, **95**. S. 1—102. Wien 1952.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — KOBER-Festschrift 1953 in: Skizzen zum Antlitz der Erde. — S. 131—147, Wien 1953a.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Ein tertiärer Wildbach im Granitztal (Ost-Kärnten) und die Geschichte seiner Landschaft. — Geol. und Bauwesen **20**. S. 139—144, Wien 1953 b.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Aufnahmen über das Lavanttal und die Kor-alpe (Kärnten, Steiermark, Aufnahmebericht 1951). — Verh. Geol. B.-Anst. Wien 1952. S. 24—27, Wien 1953 c.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Geologische Aufnahme in den Bezirken Wolfsberg, Völkermarkt und St. Veit für die Kärntner Landesplanung (1953). Verh. Geol. B.-Anst. Wien. S. 21—27, Wien 1954.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Bericht 1955 über Aufnahmen im Bezirk St. Veit an der Glan in Zusammenarbeit mit der Kärntner Landesplanung. Verh. Geol. B.-Anst. Wien. S. 14—18, Wien 1956.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Bezirk Völkermarkt, Geologische Übersichtskarte 1 : 10.000. — in: WURZER, R.: Planungsatlas Völkermarkt. Klagenfurt 1957 a.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Der geologische Aufbau. — in WURZER, R.: Planungsatlas Lavanttal (Verwaltungsbezirk Wolfsberg. Klagenfurt 1957 b.

- BECK-MANNAGETTA, P.: Aufnahmen (1956) im Bezirk St. Veit an der Glan. — Verh. Geol. B.-Anst. Wien, S. 12—15, Wien 1957 c.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. — Jb. Geol. B.-Anst. Wien **102**. S. 313—352, Wien 1959.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin. — Intern. Geol. Congr. Report, 21. Session NORDEN, Part. **13**. S. 418—430, Copenhagen 1960.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die geologischen Verhältnisse des Salzburger Waldes SW. St. Andrä i. L. (Kärnten). — Verh. Geol. B.-Anst. Wien. S. 109—127, Wien 1963.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Exkursion III/5c Murau—Gurktal—Villach. Der Leckenschoberkamm in der Flattnitz. — Mitt. Geol. Ges. Wien **57**. S. 313—321, Wien 1964.
- BISCHOFF, G. u. SCHÖNENBERG, R.: Über das Einwandern des basischen Magmas in ortho- und parageosynklinale Räume (Parana-Becken und Dilltrog). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. S. 497—505, Stuttgart 1956.
- BOBEK, H.: Der Eisrückzug im östlichen Klagenfurter Becken. — Mitt. Österr. Geogr. Ges. **101**. H. 1, S. 3—36, Wien 1959.
- BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie. — Bd. 2, S. 1—359, 7. Auflage, Stuttgart 1954.
- BUBNOFF, S. von: Einführung in die Erdgeschichte. — S. 1—807, 3. Auflage, Berlin 1956.
- CLAR, E.: Zur Entstehung der Bänderung von Kalken. — Geol. Archiv **4**. S. 38—40, München 1926.
- CLAR, E.: Zum Kapitel Lösungsumsatz in Kalken. — N. Jb. Min. etc. Beilagenbd. Abt. B **60**. S. 167—172, Stuttgart 1928.
- CLAR, E.: Über die Görttschitztaler Störungszone. — Der Karinthin, F. **15**. S. 65—71, Knappenberg/Kärnten 1951.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. — Car. II, **73**. S. 23—51, Klagenfurt 1963.
- CLAR, E. und KAHLER, F.: Ein neues Vorkommen von Eozän nördlich Guttaring. — Der Karinthin, F. **21**, S. 219, Knappenberg/Kärnten 1953.
- CLAR, E. und MEIXNER, H.: Die Eisenspaltlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. — Gesteine, Erz- und Minerallagerstätten Kärntens Car. II, **63**. S. 67—92, Klagenfurt 1953.
- CLAUSTHALER TEKTONISCHE HEFTE: Einige Grundlagen der Tektonik II (ADLER, R., FENCHEL, W., MARTINI, H.-J. und PILGER, A.): Die tektonischen Trennflächen. — Clausthaler Tektonische Hefte, H. **3**, S. 1—94, Clausthal-Zellerfeld 1960.
- FLAJS, G.: Zum Alter des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. S. 368—378, Stuttgart 1964.
- FLÜGEL, H.: Die tektonische Stellung des „Alt-Kristallins“ östlich der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. S. 202—220, Stuttgart 1960.

- FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes. — Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. **23**. S. 1—212, Graz 1961.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien **56**. S. 401—443, Wien 1964.
- FRIEDRICH, O. M.: Alte Bergbaue auf Silbererze im Bezirk Völkermarkt. — Car. II, **70**. S. 85—104 H. 2, Klagenfurt 1960.
- FRITSCH, W.: Aufnahmebericht über die geologische Neukartierung des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a. d. Glan, Kärnten. — Der Karinthin, F. **34/35**. S. 211—217, Knappenberg/Kärnten 1957.
- FRITSCH, W.: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit an der Glan in Kärnten. — Geologie, **10**. S. 67—80, Berlin 1961.
- FRITSCH, W.: Von der „Anchi“: zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens. — Geol. Rdsch. **52**. S. 202—210, Stuttgart 1962.
- FRITSCH, W.: Zur Nomenklatur der Görttschitztaler Störungszone. — Car. II, **73**. S. 52—57, Klagenfurt 1963.
- FRITSCH, W.: Exkursion III/6: Mittelkärnten. Das Kristallin der Saualpe und die Oberkreide (Eozän) des Krappfeldes. — Mitt. Geol. Ges. Wien **57**. H. 1, S. 331—351, Wien 1964.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A., SCHÖNENBERG, R.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I. — Car. II. **70**. H. 1, S. 7—28, Klagenfurt 1960.
- GEYER, G.: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Murtales. — Verh. Geol. R.-Anst. Wien. S. 352, Wien 1891.
- GEYER, R.: Über die Stellung der altpaläozoischen Kalke der Grebenze in Steiermark zu den Grünschiefern und Phylliten von Neumarkt und St. Lamprecht. — Verh. Geol. R.-Anst. S. 406—415, Wien 1893.
- HABERFELLNER, E.: Das Alter der Vererzung am Hüttenberger Erzberg, Kärnten. — Anz. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. **70**. S. 61—63, Wien 1933.
- HABERFELNER, H.: Die Eisenerzlagerstätten im Zuge Lölling—Hüttenberg—Friesach in Kärnten. — Berg- u. Hüttenmänn. Jb. **76**. S. 87—194, Leoben 1928.
- HAJEK, H.: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes N Feistritz Pulst im Glantal, Kärnten. — Mitt. Geol. Ges. **55**. S. 1—39, Wien 1962.
- HAYES, J. R. and KLUGMAN, M. A.: Feldspat Staining Methods. — Journ. of Sedim. Petrol. Vol. **29**. No. 2, S. 227—232, Wisconsin USA 1959.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. — S. 1—205, Graz 1939.
- van HINTE, J. E.: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — Jb. Geol. B.-Anst. Wien Sonderbd. **8**. S. 1—147, Wien 1963.
- HÖFER, H.: Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. Sitz.-Ber. Math.-nat.-Cl. kais. Akad. Wiss. Wien **103**. Abt. I, S. 467—487, Wien 1894.

- HÖFER, H.: Die Erdbeben Kärntens und deren Stoßlinien. — Denksch. kais. Akad. Wiss. Wien, II, Math.nat.-Cl. **42**. S. 1—90, Wien 1880.
- HOLDHAUS, K.: Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **14**. S. 85—103, Wien 1922.
- JAEGER, H.: Monograptus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung, Teil II. — Geologie, **13**. S. 377—394, Berlin 1964.
- KAMP, H. von, WEISSENBACH, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). — II. Das Gebiet zwischen Erzberg, Hohenwart und Geyerkogel. — Car. II, **71**. S. 5—40, Klagenfurt 1961.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — Car. II, **16**. Sonderh. S. 1—78, Klagenfurt 1953.
- KAHLER, F.: Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt, 1:50.000. — Geol. B.-Anst. Wien 1962.
- KIESLINGER, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe, I. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-nat.-Kl. Abt. I, S. 1—42, Wien 1926.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. — Car. II, **17**. Sonderh. S. 1—348, Klagenfurt 1956.
- KLEINSCHMIDT, G.: Gliederung und Tektonik des epizonalen Kristallins in der südlichen Saualpe nördlich Griffen in Kärnten. — Geologische Diplomarbeit. — Tübingen 1965.
- LIPOLD, D.: Aufnahmebericht. — Jb. Geol. R.-Anst. Wien. S. 892—893, Wien 1854.
- LOTZE, F. und SDZUY, K.: Das Kambrium Spaniens, I. Stratigraphie. — Akad. Wiss. Lit. Abh. Math.-nat. Kl. Nr. 6. S. 284—498, Mainz 1961.
- METZ, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark. — Mitt. nat. Ver. Steiermark, **89**. S. 87—103, Graz 1959.
- METZ, K.: Geologische Karte der Steiermark 1 : 300.000. — Graz 1958.
- METZ, K.: Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirisch-kärntnerischen Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien **50**. S. 201—250, Wien 1957.
- MEIXNER, H.: Neue Mineralfunde in den Ostalpen XVII. — 185. Realgar und ged. Arsen vom Dragonerfels bei Trixen, Kärnten. — Car. II, S. 69—77, Klagenfurt 1961.
- PILGER, A.: Zur Gliederung und Kartierung der Siegener Schichten I, II. — Geol. Jb. **66**., S. 703—722, Hannover 1952.
- PREY, S.: Notizen zum Problem des zentralalpiner Mesozoikums. — Verh. Geol. B.-Anst. Wien. S. 61—68, Wien 1963.
- REDLICH, K. A.: Die Geologie des Gurk- und Görttschitztales. — Jb. Geol. B.-Anst. **55**., S. 327—348, Wien 1905.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Vorläufige Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christofberges in Mittelkärnten. — Der Karinthin F. **45/46**. S. 244—246, Knappenberg/Kärnten 1962.

- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **14.—15.** S. 229—266, Wien 1965.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Die Erzlagerstätten der Erde. II Die Pegmatite. — S. 1—720, Stuttgart 1961.
- SCHROEDER, E.: Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen). — Z. Dt. Geol. Ges. **110.** S. 102—104, Stuttgart 1958.
- SOLYOM, F.: Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. — Dissertation S. 1—58, Berlin 1942.
- STILLE, H.: Die assynthetische Tektonik im geologischen Erdbild. — Geol. Jb. Beih. **22.** S. 1—255, Hannover 1958.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums. — Jb. Geol. B.-Anst. S. 75—199, Wien 1956.
- STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins. IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. — Car. II, **72.** S. 46—74, Klagenfurt 1962.
- SYMPOSIUM: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. — N.Jb. Min. Mh. S. 163—172, Stuttgart 1962.
- THIEDIG, F.: Geologische Neuaufnahme des Gebietes zwischen Lölling und Klein St. Paul (Westrand Saualpe/Kärnten). — S. 1—77, Diplomarbeit Tübingen 1961.
- THIEDIG, F.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins. (Kärnten) — III. Die Phyllit- und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St. Paul. — Car. II, **72.** S. 21—45, Klagenfurt 1962.
- THURNER, A.: Geologie der Stolzalpe bei Murau. — Mitt. nat. Ver. Steiermark. S. 101—134, Graz 1929.
- THURNER, A.: Geologie der Frauenalpe bei Murau. — Jb. Geol. B.-Anst. Wien. — S. 303—336, Wien 1936.
- THURNER, A.: Geologische Karte 1 : 50.000, Blatt Stadt-Murau, Geol. B.-Anst. Wien 1958.
- THURNER, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau 1:50000, zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. — S. 1—105. Geol. B.-Anst. Wien 1958.
- THURNER, A.: Diabasvorkommen im Gebiet des Pleschaitz. — Verh. Geol. B.-Anst. Wien. S. 169—174, Wien 1955.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **10.** S. 3—62, Wien 1959 a.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. — S. 1—256. Wien 1963 a.
- TOLLMANN, A.: Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **14.** S. 213—218, Wien 1963 b.

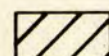
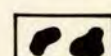

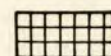
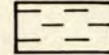
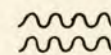
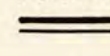


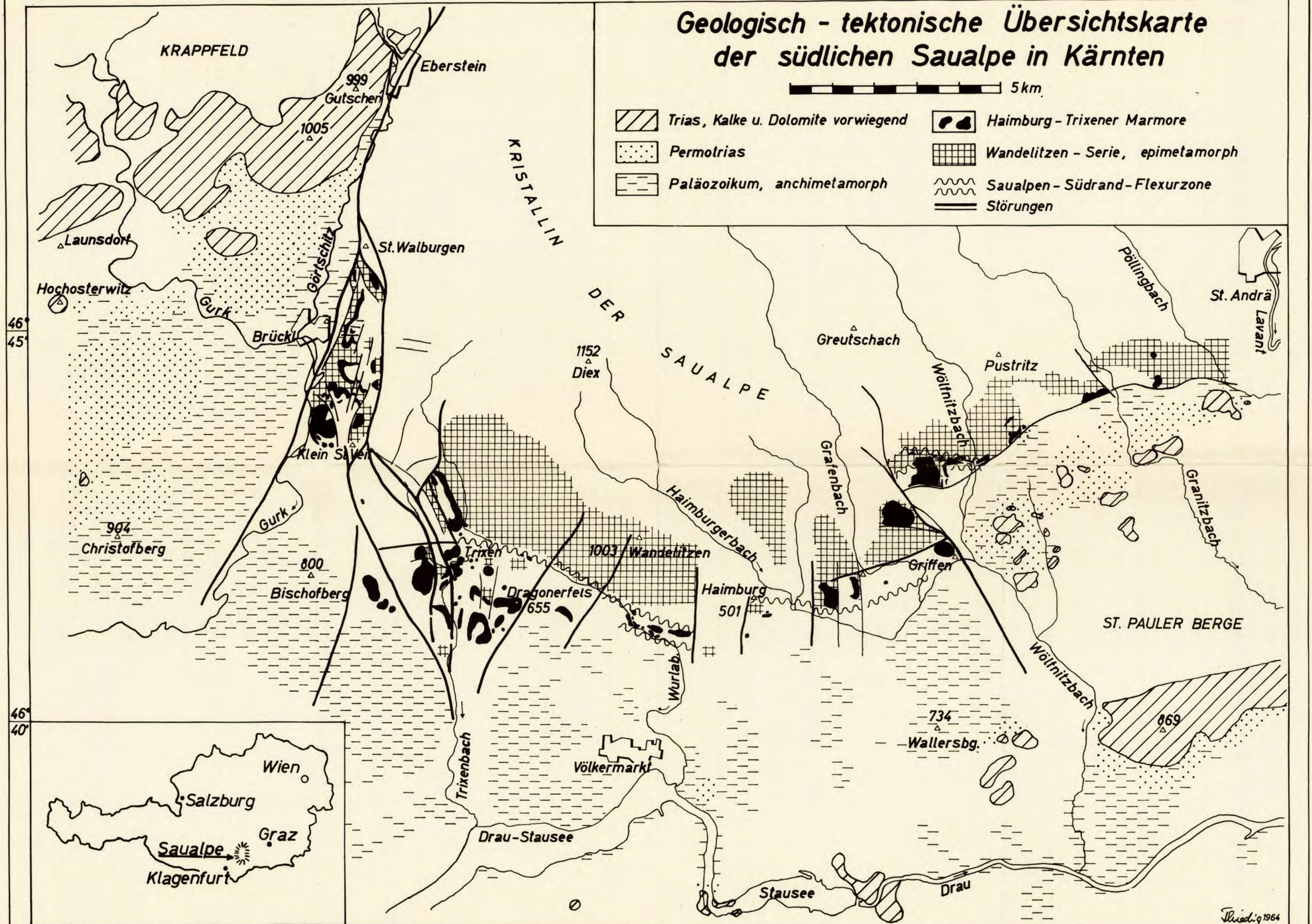
- TRÖGER, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — S. 1—360, Berlin 1935.
- TRÖGER, W. E.: Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. — in: FREUND: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. S. 51—319, Frankfurt 1955.
- TOULA, F.: Die Kalke der Grebenze und des Neumarkter Sattels in der Steiermark. — N.Jb. Min. Geol. 2. S. 169—173, Stuttgart 1893.
- WEISSENBACH, N.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten). — V. Zur Seriengliederung und Mineralisationsabfolge des Kristallins im Gipfelgebiet der Saualpe. — Car. II, 73. S. 5—23, Klagenfurt 1963.
- WURM, F.: Aufbau und Tektonik des anchi- bis mesozonalen Kristallins in der südöstlichen Saualpe bei St. Andrä im Lavanttal (Kärnten). — Diplomarbeit, Geologisches Institut Tübingen 1965.
- ZADORLAKY-STETTNER, N.: Petrographisch-geologische Untersuchungen in den östlichen Gurktaler Alpen, westlich von Friesach in Kärnten. Verh. Geol. B.-Anst. Wien. S. 155—170, Wien 1961.
- ZNOSKO, J.: Jetzige Kenntnis über die Kaledoniden und die Grenze der osteuropäischen Tafel in Polen. — Autorenreferat der Vorträge der 11. Jahrestagung der Geologischen Gesellschaft in der DDR vom 24.—30. Mai 1964 in Leipzig.



# Geologisch - tektonische Übersichtskarte der südlichen Saualpe in Kärnten

5 km

- |   |   |
|---|---|
|  Trias, Kalke u. Dolomite vorwiegend |  Haimburg - Trixener Marmore       |
|  Permotrias                          |  Wandelitzen - Serie, epimetamorph |
|  Paläozoikum, anchimetamorph         |  Saualpen - Südrand - Flexurzone   |
|   |  Störungen                         |



46°  
45'

46°  
40'

14° 30' östl. Greenwich

14° 40'

14° 50'

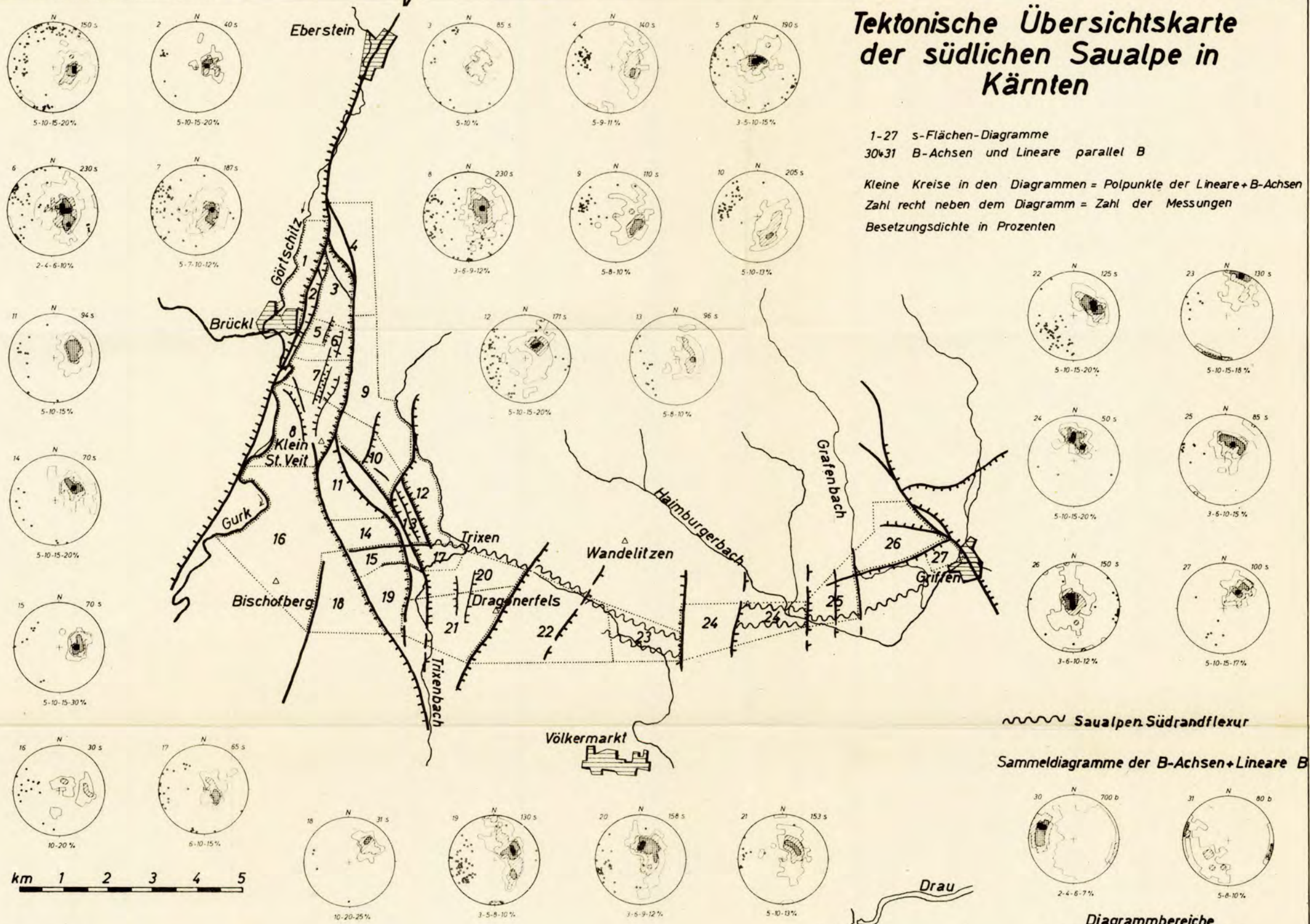
Ilwadig 1964



# Tektonische Übersichtskarte der südlichen Saualpe in Kärnten

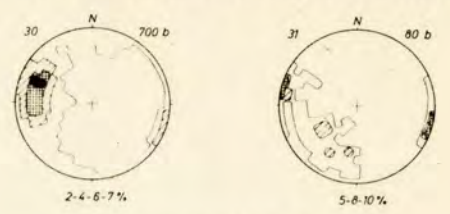
1-27 s-Flächen-Diagramme  
30+31 B-Achsen und Lineare parallel B

Kleine Kreise in den Diagrammen = Polpunkte der Lineare+B-Achsen  
Zahl recht neben dem Diagramm = Zahl der Messungen  
Besetzungsdichte in Prozenten



~~~~~ Saualpen Südrandflexur

Sammeldiagramme der B-Achsen+Lineare B



Diagrammbereiche  
1-21                      22-27



# GEOLOGISCHE KARTE DES SAUALPENGEBIETES

zwischen ST WALBURGEN-BRÜCKL-KLEIN ST. VEIT und TRIXEN in

## KÄRNTEN

1 : 25 000

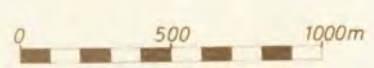
Friedhelm Thiedig 1964



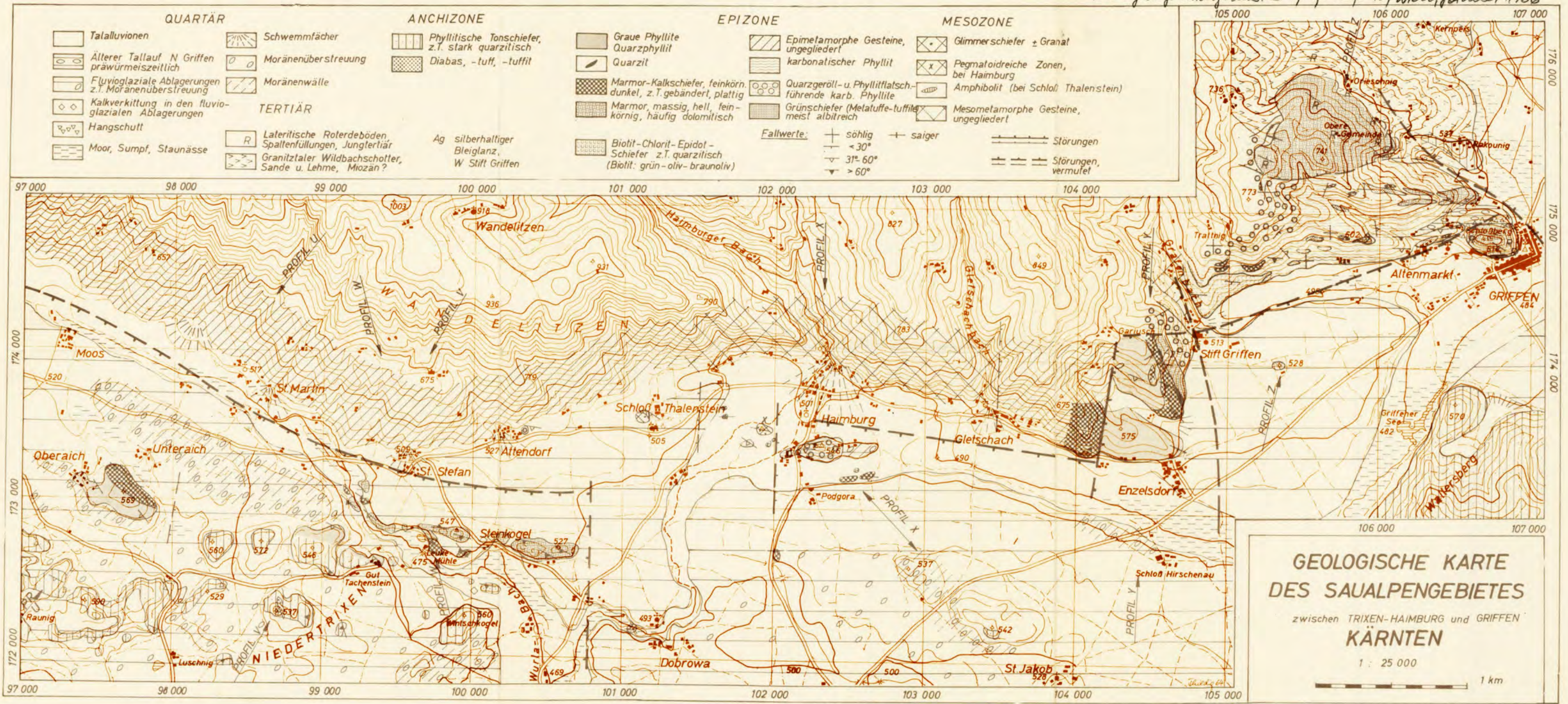
- |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <ul style="list-style-type: none"> <li> Talalluvionen</li> <li> Soliflukationsdecken, Rutschungen</li> <li> Ältere Terrassenschotter, z.T. verlehmt, nur im Görtschitztal</li> <li> Fluvioglaziale Ablagerungen, z.T. mit Moränenüberstreung</li> <li> Kalksinter (Quellabsätze), Nagelfluhbildungen</li> </ul>                                                                                                                 | <ul style="list-style-type: none"> <li> Schwemmfächer</li> <li> Hangschutt, Überdeckung</li> <li> Moor, Sumpf, Staunässe</li> <li> Moränenwälle</li> <li> Moränenüberstreung</li> </ul>                                                                                                                                                                                                                |
| <ul style="list-style-type: none"> <li> Lateritische Roterden Jungtertiär, E Brückl</li> <li> Phyllitische Tonschiefer, z.T. stark sandig (quarzitisch)</li> <li> Anchimetamorphe Gesteine, ungegliedert</li> </ul>                                                                                                                                                                                                             | <ul style="list-style-type: none"> <li> Permotrias (nach STREHL 62)</li> <li> Diabas, -tuff</li> </ul>                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |
| <ul style="list-style-type: none"> <li> Grauer Phyllit Quarzphyllit</li> <li> Quarzit</li> <li> Marmor (-Kalkschiefer), feink. plattig, dunkel</li> <li> Marmor, meist massig, hell, oft gelblich, dolomitisch, feink.</li> <li> Biotit - Chlorit - Epidot - Schief.</li> <li> Glimmerschiefer ± Granat</li> <li> Chloritoid - Staurolith - Granat - Glimmerschiefer (bei Petritsch)</li> <li> Pegmatoidreiche Zonen</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li> Epizonale Gesteine, ungegliedert</li> <li> Grünschiefer (Metatuffe, -tuffite)</li> <li> Keratophyr, -tuff</li> <li> Karbonatischer Phyllit</li> <li> Quarzitischer Phyllit bis glimmerschieferiger Phyllit</li> <li> Marmor, mittelkörnig, dolomitisch</li> <li> Amphibolit</li> <li> Tr = Tremolitfels</li> <li> Mesozonale Gesteine, ungegliedert</li> </ul> |

Mineralfunde (m = mikroskopisch):  
 As ged. Arsen    Fe Hämatit    Re Realgar    Ch Chloritoid (m)  
 Sb Antimonit    Ank Ankerit    Pr Prehnit (m)  
 Cu Kupferkies    G Graphit    Di Diopsid (m)    Tf Torfstich

Störungen    Fallwerte: + sählig    - 61°-85°  
 Störungen, vermutet    < 30    + saiger    31°-60°

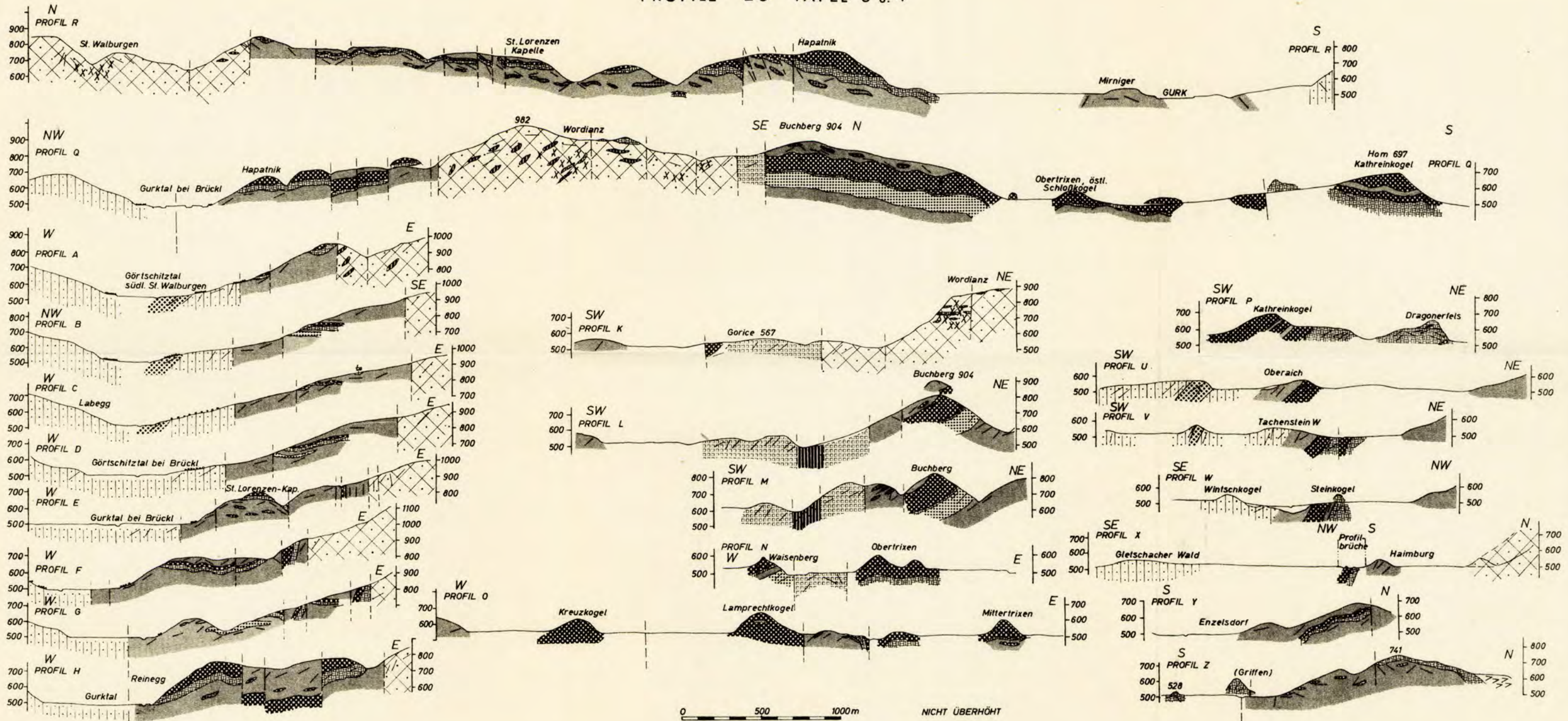








PROFILE ZU TAFEL 3 u. 4



- PROFILE  
1 : 25 000
- Quartär
  - Terrassenschotter
  - Tertiär, te
- ANCHIZONE
- Tonschiefer bis phyll. Tonschiefer
  - Diabas, -tuff
  - grauer Phyllit
  - dunkler Marmor
- EPIZONE
- heller Marmor
  - karbonat. Phyllit
  - Grünschiefer, Metatuffe
  - Biotit-Chlorit-Epidot-Schiefer
  - Granatglimmersch.
- MESOZONE
- Pegmatoide
  - Marmor
  - Amphibolit
- Störungen

0 500 1000m NICHT ÜBERHÖHT