

## Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol)

Volker Höck \*)

mit 8 Abbildungen und 3 Tafeln

### Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung .....	154
Summary .....	154
1 Einleitung .....	155
2 Baumaterial .....	156
21 Zentralgneis .....	156
22 Gesteine der parautochthonen Schieferhülle .....	156
221 Phengit-Arkose-Gneise .....	157
222 Karbonatgesteinsserie des Zuges Schmittenberg—Lärmstange—Kleiner Kaserer .....	159
223 Serie der Chloritphyllite .....	161
224 Die Arkoseserie .....	165
224.1 Metaarkosen .....	165
224.2 Quarzreiche Phyllite .....	167
224.3 Schwarzphyllite .....	167
224.4 Karbonatquarzite .....	168
224.5 Dolomitbrekzien .....	168
224.6 Chlorit-Serizit-Quarzite (Radiolarite) .....	169
224.7 Chloritoidführende Phyllite .....	170
224.8 Prasinite .....	170
224.9 Quarzite .....	171
224.10 Kalkphyllite .....	171
225 Zur Schichtabfolge der Arkoseserie .....	172
226 Zur Stratigraphie der parautochthonen Schieferhülle .....	174
23 Gesteine der Oberen Schieferhülle .....	175
231 Wustkogelserie .....	175
232 Triaskarbonatgesteine der Oberen Schieferhülle .....	176
233 Schwarzphyllit, Kalkphyllit, Quarzit und Karbonatquarzit in der Oberen Schieferhülle .....	177

\*) Adresse: Dr. Volker Höck, Institut für Geologie und Paläontologie der Univ.  
Salzburg A-5020 SALZBURG, F. Porsche-Str. 8/7

24	Zur Metamorphose der Schieferhüllengesteine .....	178
25	Quartär .....	180
3	Tektonik .....	181
31	Regionale Beschreibung .....	182
32	Gefüge der s-Flächen und B-Achsen .....	189
33	Tektonischer Überblick .....	192

## Zusammenfassung

Das Gebiet Tuxer Joch—Olperer wurde im Maßstab 1:10.000 neu aufgenommen. Besondere Beachtung wurde der Trennung der von SANDER als „Tuxer Grauwacken“ bezeichneten Gesteinsgruppe gewidmet.

Die tiefste Einheit bildet der Zentralgneiskomplex. Die darüber folgende parautochthone Schieferhülle beginnt mit einem Phengit-Arkosegneis wahrscheinlich permoskythischen Alters, an dem auch vulkanisches Material reichlich beteiligt ist. Der darüber folgende Karbonatgesteinszug Lärmstange—Kleiner Kaserer—Kahlwand bildet eine Abfolge von Kalkmarmoren und wenig Dolomiten und geht nach oben in eine Serie von Chloritphylliten, Dolomiten und Rauhwacken über, die recht gut in das Obertriasniveau paßt. Diese Chloritphyllitserie wiederum ist sedimentär mit der Arkoseserie verbunden, die durch den Vergleich mit ähnlichen Serien in den mittleren Hohen Tauern als jurassisch betrachtet wird. Sie besteht aus Arkosen, quarzreichen Phylliten, Schwarzphylliten, Kalkphylliten, Karbonatquarziten, Dolomitbrekzien, Radiolariten und Prasiniten.

Auf Grund des primär sedimentären Zusammenhanges dieser Serien und der Position der Kalkmarmore im Liegenden der obertriadischen und jurassischen Serien wird den Kalken ein mitteltriadisches Alter zugeordnet.

Über der Arkoseserie liegt die nächste Einheit, die Obere Schieferhülle, beginnend mit der Wustkogelserie und dolomitischen Trias. Der größte Teil der Trias liegt als selbständiger, von der ganzen Schichtfolge losgelöster Körper (Schöberspitzentrias) vor. Die dolomitischen Gesteine werden von einer Folge von Schwarzphylliten, Kalkphylliten, Karbonatquarziten und Quarzitschiefern abgelöst. Darüber endlich liegt die Masse der Kalkphyllite.

In tektonischer Hinsicht konnten vier Einheiten unterschieden werden: Die Kuppel des Zentralgneiskomplexes bildet die unterste Einheit. Auf Grund der Korngrößenabnahme der klastischen Anteile von S nach N innerhalb der Arkoseserie wird angenommen, daß die nächste Einheit im N der Zentralgneisschwelle beheimatet ist. Sie wird deshalb als parautochthone Schieferhülle bezeichnet. Die dritte Einheit bildet die Schöberspitzentrias, die als Tauchdecke und somit auch als von S her transportiert erkannt wurde. Eng verbunden ist sie mit der vierten Einheit, der Oberen Schieferhülle, die an ihrer Basis ebenfalls als Tauchfalte ausgebildet ist, wodurch auch ihr Ferntransport leicht erkannt wurde.

## Summary

The area Tuxer Joch—Olperer was newly mapped in the scale 1:10.000.

Four units could be distinguished: The first and lowest unit, the complex of “Zentralgneis” consists of metagranite, quartz-biotite-schists and quartz-biotite-gneiss. The next unit, the “parautochthone Schieferhülle” consists of phengite-arcosegneiss, marble, and a sequence of metaarcose-quartz-phyllites, phyllites, quartzites and greenstone. The stratigraphic range reaches from lower triassic to probably higher jurassic times. The whole complex is intensely folded, but shows no sign of large movement from the south.

The third unit (Schöberspitzentrias) consists only of triassic limestone and dolomite. It is closely connected with the fourth, the “Obere Schieferhülle”, which is also built up by triassic and jurassic rocks. The geological position and the internal structure of both units show, that they are transported from the south of the “Zentralgneis” to their present position.

## 1 Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist ein Auszug aus der Dissertation, die vom Verfasser am Geologischen Institut der Universität Wien abgefaßt wurde. Den beiden Vorständen des Institutes, Herrn Prof. Dr. E. CLAR und Herrn Prof. Dr. Ch. EXNER, wie den Herren Dr. W. FRANK, Prof. Dr. G. FRASL, Prof. Dr. A. PREISINGER und Prof. Dr. H. WIESENER sei für Anregungen und Unterstützung der Arbeit herzlich gedankt.

Das kartierte Gebiet wird im N von der Linie Kasern—Hintertux begrenzt, im E verläuft die Grenze von Hintertux über den Kesselboden zur Friesenbergsscharte, biegt nach W um und zieht über die Gefrorene Wand und den Olperer bis zur Kahlwandspitze. Die Westbegrenzung des Aufnahmegebietes fällt mit der W-Grenze der AV-Karte: Zillertaler Alpen, westliches Blatt 1 : 25.000 zusammen. Der Kartierung lag die auf 1 : 10.000 vergrößerte AV-Karte zugrunde. Das Belegmaterial (Handstücke und Schliffe) wird am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg aufbewahrt.

Schon sehr früh erweckte das Gebiet E des Brenners das Interesse der Alpengeologen. Als einer der ersten war STACHE (1870, 1871, 1872 und 1874) im Zillertal tätig. Den Zentralgneis teilt er in Granitgneis und Porphyrgneis, die von ihm für paläozoisch gehaltene Schieferhülle in fünf Serien. Auch BECKE (1903) hält am paläozoischen Alter der Schieferhülle fest, unterteilt sie aber in zwei Einheiten. Der Zentralgneis wäre in die Schieferhülle eingedrungen. Dieser Ansicht ist auch FRECH (1905), er schreibt aber der Schieferhülle präkambrisches Alter zu.

TERMIER (1903, 1905) erkennt bereits die tektonische Zweiteilung der Schieferhülle, die über dem variszisch intrudierten Zentralgneis liegt. In einer Arbeit 1910 vergleicht STEINMANN den Hochstegenkalk mit dem tithonischen Sulzfluhkalk und leitet daraus ein oberjurassisches Alter des ersteren ab.

Sehr eingehend beschäftigt sich SANDER (1909, 1911, 1912, 1920 und 1947) mit den Gesteinstypen und Lagerungsverhältnissen am Tauernwestende. Seine Beschreibungen und Deutungen werden im folgenden eingehend diskutiert. In gleicher Weise setzt sich diese Arbeit mit den Ansichten von DÜNNER und BLESER auseinander, die 1934 das W-Ende des Tauernfensters im Sinne der STAUB'schen Ideen gliedern.

Ein wichtiges Detail für die stratigraphische und tektonische Auffassung der westlichen Hohen Tauern liefert KLEBELSBERG (1941), der von Hochsteg einen *Perisphinctes* sp. beschreibt.

In letzter Zeit bringt THIELE (1963 und 1967) neue Ergebnisse aus dem Gebiet des Tuxer Joches. Er erkennt den sedimentären Zusammenhang zwischen dem Hochstegenkalk und den darüberliegenden, heute metamorphen Sedimentserien. Da er am oberjurassischen Alter des Hochstegenkalkes festhält, muß er konsequenterweise den Großteil der darüberliegenden Schieferhülle in die Kreide stellen. Nach FRISCH (1968) reicht der Hochstegenkalk vom Lias bis in den oberen Jura, die darüberliegenden jurassischen Bündnerschiefer seien tektonisch vom Hochstegenkalk abzutrennen.

## 2 Baumaterial

### 21 Zentralgneis

Die Gesteine, die im oben begrenzten Gebiet unter dem Begriff Zentralgneis zusammengefaßt sind, werden im Rahmen dieser Arbeit nur kurz erwähnt. An anderer Stelle soll ihre Genese und Metamorphose besprochen werden.

Ein Teil des Tuxer Hauptkammes, nämlich Teile der Gefrorenen Wand, der Olperer und der Falsche Kaserer, wird von einigen Stöcken eines hellen, massigen Metagranites (A-Gneis SANDER's), die nur sehr selten Andeutungen einer Schieferung zeigen, aufgebaut. Im Moränenmaterial am Fuß der Gefrorenen Wand liegen vereinzelte Tonalitblöcke, deren Herkunft nicht bestimmt werden konnte. Die Abgrenzungen der einzelnen Gesteinstypen an einem Moränenblock deuten darauf hin, daß der Tonalit jünger ist als der Granit. In einem tonalitischen Neosom schwimmen nämlich vereinzelte, offensichtlich ältere Granitschollen.

Wesentlich reichhaltiger ist eine Gesteinsgruppe, die man mit Vorbehalt mit den B-Gneisen SANDERS vergleichen könnte. Sie besteht aus Quarz-Hornblende-Biotit-Schiefern, Quarz-Biotit-Schiefern, die zonenweise gefeldspatet sind, und schließlich aus Biotitaugengneisen, die sehr eng mit den Quarz-Biotit-Schiefern zusammenhängen und mit ihnen durch Übergänge verbunden sind. Das Vorkommen der Quarz-Hornblende-Biotit-Schiefer liegt SSE des Spannagelhauses in der Nähe der Friesenbergscharte, am SE Eck der Karte, während die Biotitaugengneise und die Quarz-Biotit-Schiefer in intensiver Wechsellagerung unmittelbar die Gesteine der Schieferhülle unterlagern, so bei den Gletscherschliffen des Gefrorenen Wand-Keeses, S der Höllscharte und im SW des Aufnahmegebietes beim Steinernen Lamm.

Wie schon durch den Namen angedeutet wird, bestehen die schiefrigen Gesteine im wesentlichen aus Biotit (Hornblende) und alpidisch gesproßten Albitkörnern. Sind sie gefeldspatet, so liegen in diesem Grundgewebe eingebettet xenomorphe Alkalifeldspatporphyroblasten bis zur Größe von 1 cm. Der Feldspatgehalt übersteigt dabei aber nicht 20%. Die Biotitaugengneise unterscheiden sich von den schiefrigen Typen dadurch, daß sie neben Alkalifeldspat und den jungen Albiten noch reichlich alten Albit (Plag III) enthalten, sodaß in jedem Fall eine genügende Menge Feldspat vorhanden ist, die den Namen Gneis rechtfertigt. Durchzogen werden diese Gesteine von oft verfalteten Aplitgängen.

### 22 Gesteine der parautochthonen Schieferhülle

Hier soll die Gesamtheit der Gesteine besprochen werden, die zwischen den Zentralgneisgesteinen und der Basis der Oberen Schieferhülle beim Tuxer Joch liegen. Neben den Karbonatgesteinen (Lärmstange—Kleiner Kaserer und Frauenwand) wird ein Großteil der Gesteine behandelt, die von SANDER (1911, p. 274—278) als „Tuxer Grauwacken“ bezeichnet wurden.

**Begriffserklärung:** Der Ausdruck „Schieferhülle“ soll nur im tektonischen Sinne verwendet werden, ohne daß damit stratigraphische Aussagen verknüpft wären.

## 221 Phengit-Arkose-Gneise

Im SE Eck des Kartierungsgebietes herrschen grünlich-graue Gneise vor. Sie ziehen E vom Schmittenberg, der bereits außerhalb des Aufnahmegebietes liegt, immer an der Basis der Kalke entlang nach W. Bei Waldeben, wo sich vom Hauptzug der Kalkmarmore ein kleiner Ast abspaltet und nach S zum Spannagelhaus führt, folgen sie dieser Lage immer im Liegenden. Im S endlich fallen sie bei der Oberen Schwarzen Platte unter Gesteine des Zentralgneiskomplexes ein (Abb. 5).

Am Grat von der Höllscharte zum Großen Kaserer wurden S der Rhätizitquarzite und der sie unterlagernden Kalk- und Dolomitmarmore im Blockwerk Reste eines sehr hellen Gneises gefunden, der möglicherweise den Phengit-Arkose-Gneisen entspricht. Dieser Rest wäre das einzige Vorkommen derartiger Gesteine zwischen Biotitaugengneisen und Kalkmarmoren W des Spannagelhauses.

Unter dem Mikroskop (Schliffe 118 a, 226, 270, 271, 358):

Das charakteristische Aussehen dieses Gneises, seine graugrüne Farbe, verbunden mit den silberglänzenden, serizitischen Schuppen auf den s-Flächen, wird durch den Reichtum an Phengit hervorgerufen. Die etwa 0.1—0.5 mm  $\varnothing$  erreichenden Blättchen sind leicht erkennbar am Pleochroismus  $n_x$  fast farblos,  $n_z$  hellgrün, und an dem niedrigen Achsenwinkel:  $2 V_x = 28-30^\circ$ . Bemerkenswert ist außerdem, daß die Kristallisation des Phengites im Gegensatz zur Kristallisation der übrigen Gesteine hier nach der gefügeprägenden Deformation stattgefunden hat. Zusammen mit kleinen Quarz- und Albitkörnern bildet er das Grundgewebe, in dem eingestreut vereinzelt 2—3 mm große, stark undulöse Quarzkörner liegen, von denen sich einige auf Grund ihrer Korrosionsschläuche als Porphy Quarze erweisen. Häufig sind hingegen 0.5—1.5 mm große Feldspate, die meist in xenomorphen Umrißformen vorliegen. Idiomorphe Körner sind zwar vorhanden, aber ausgesprochen selten. Es handelt sich vorwiegend um Plagioklasse mit einem An-Gehalt von 3 bis 6%. Die polysynthetischen Lamellen sind nach Albit- und Periklingesetz verzwilligt, dazu kommt aber noch in selteneren Fällen das Manebacher Gesetz bei einfach verzwilligten Individuen. Die Menge der Hellglimmer und Klinozoisitmikrolithen ist nicht sehr groß. Alkalifeldspäte (z. T. idiomorph) sind wesentlich seltener. Mikroklitterung ist nur sehr schwach oder nicht vorhanden, der Achsenwinkel  $2 V_x = 50-60^\circ$  sehr niedrig. Selten kommen Zwillinge nach dem Karlsbader und dem Bavenoer Gesetz vor. Diese Daten deuten auf Bildungsbedingungen der Alkalifeldspäte bei relativ hohen Temperaturen und lassen auch eine Herkunft von Vulkaniten möglich erscheinen. Recht häufig findet man bereits Biotite mit dem für die alpidische Metamorphose so charakteristischen olivgrünen Pleochroismus. Akzessorisch sind Zirkon, Apatit, Chlorit, Klinozoisit, Titanit, Orthit, Erz.

Die Gneise können in ihrer Zusammensetzung recht stark variieren. So treten in manchen Fällen Feldspate und Quarze stark zugunsten des Hellglimmers zurück, sodaß untergeordnet Phengitschiefer vorkommen. Sehr häufig durchziehen, besonders im südlichen Teil, weiße, sehr feinkörnige Lagen aus Quarz und Albit in großer Häufigkeit und unregelmäßigen Formen, bald mächtiger, bald dünner werdend, das Gestein. In vielen Fällen sind nur schmale Linsen und Flatschen vorhanden. Ihre Mächtigkeit schwankt, beträgt aber nie mehr als wenige Zentimeter; der mengenmäßige Anteil an den Gneisen kann bis 30% betragen. Offensichtlich handelt es sich dabei um Abkömmlinge saurer Vulkanite.

Zusammenfassend ergibt sich folgendes Bild: Das heute als Gneis vorliegende Gestein entspricht in seiner ursprünglichen Zusammensetzung einer Arkose, an deren Zustandekommen sicher vulkanisches Material

beteiligt war, so etwa die Porphyrquarze und ein allerdings nicht genauer abgrenzbarer Teil der Feldspate. Auch die feinkörnigen Quarz-Albitlagen und -linsen sprechen gerade wegen ihrer extremen Feinkörnigkeit für die Herkunft von einem kieselsäurereichen Vulkanit.

Dieses Bild läßt sich recht gut mit dem von FRASL (1958, p. 345—348) vom Wustkogel und anderen Lokalitäten beschriebenen Phengit-Arkose-Gneis vergleichen, den FRASL der Wustkogelserie zuordnet und ins Permoskyth stellt. Während ein Unterschied zu diesem Gestein lediglich dadurch gegeben ist, daß hier im Gegensatz zu den mittleren Hohen Tauern der Alkalifeldspat mengenmäßig zugunsten des Plagioklases zurückgedrängt wird, ist die Übereinstimmung mit der von FRASL beschriebenen Wustkogelserie einerseits, als auch mit den Phengit-Arkose-Gneisen an der Basis der Oberen Schieferhülle, deren Zugehörigkeit zur Wustkogelserie gesichert scheint, sehr überzeugend. Die Fortsetzung der Phengit-Arkose-Gneise nach E zum Schmittenberg bezeichnet FRISCH (1968, p. 294) als Knollengneise des Höllensteins. Wegen der offenbar sehr engen Verbindung zum tiefer liegenden Geröllgneis mit seinen Granit-Intrusionsgängen betrachtet FRISCH den Knollengneis als der alten Schieferhülle (Altpaläozoikum) zugehörig. Dagegen neige ich dazu, aus den oben angeführten Gründen zumindest vorläufig am permoskythischen Alter der Phengit-Arkose-Gneise festzuhalten.

Als Anhang zu diesem Abschnitt sei hier noch kurz ein Gestein beschrieben, dessen Stellung unklar ist. Es handelt sich dabei um einen graphitreichen Rhätizitquarzit, der S des Kleinen Kaserers am Hang S der Höllscharte unter die Kalkmarmore einfällt. Die Kontaktverhältnisse zu den umgebenden Gesteinen sind unklar. Im E und im N ist dieser Quarzitzug vom Schnee des Gefrorne-Wand-Keeses begrenzt, im W verliert er sich unter Schutt und im S und SW liegt der Rhätizitquarzit mit einer scharfen Grenze auf Kalkmarmoren.

Einerseits werden Rhätizite in dunklen Phylliten aus der Schwarzkopffolge beschrieben (CORNELIUS & CLAR 1939, p. 119, und FRASL 1958, p. 367—369). Diese Rhätizitschiefer werden jetzt dem obertriadischen Quartenschieferniveau zugerechnet und liegen damit im Hangenden der triadischen Karbonatgesteine. Faßt man die Rhätizitquarzite der Höllscharte als dem gleichen Niveau zugehörig auf, so wären sie als die obertriadische primäre Auflagerung auf die Kalkschuppen zu denken. Zum anderen könnte man die Rhätizitquarzite auch als permoskythisch ansehen und sie an die Basis des Kalkzuges stellen. Es wurden im gesamten Bereich des Tauernwestendes ähnliche rhätizitführende Gesteine an der Basis der Kalke beobachtet. Auch EXNER (1964, p. 76) beschreibt von der Basis des Angertalmarmors Quarzite, die Disthen führen, und die er für permoskythisch hält. Die stratigraphische Einstufung dieses Quarzites soll daher einstweilen offen gelassen werden.

Der Quarzit ist schwarz, manchmal dunkelgrau, feingeschichtet mit helleren, quarzreichen Zwischenlagen. An den s-Flächen findet man z. T. in parallelen Büscheln, z. T. radialstrahlig angeordnet, feine, langgestreckte Rhätizitkristalle.

Unter dem Mikroskop (Schliff 363):

85% des Gesteines werden aus einem Pflaster mittelgroßer, stark undulöser, miteinander verzahnter Quarzkörner gebildet. In diesem Quarzpflaster liegen die einzelnen Disthenkristalle, die durch graphitische Einschlüsse schwarz verfärbt sind und deshalb als Rhätizit bezeichnet werden. Ebenso wie die graphitische Substanz sind die Disthene lagenförmig angeordnet und begleiten die Graphitzüge. Die Rhätizite sind zweifellos im Zuge der alpidischen Metamorphose gewachsen, wie die Einschlüsse und besonders das graphitische si bezeugen. Hinweise auf die nach der Kristallisation erfolgte Deformation sind durch das starke undulöse Auslöschen der Quarze, randlichen Quarzmörtel und die starke Zerpressung der Disthene gegeben. Vereinzelt findet man noch im Quarzpflaster liegend kleine Hellglimmerschuppen.

## 222 Die Karbonatgesteinsserie des Zuges Schmittenberg—Lärmstange—Kleiner Kaserer

Vom Schmittenberg läßt sich ein mächtiger Kalkmarmorzug nach W entlang der Hänge S Hintertux über die Schlucht S Kaiserbrunn bis zu den Geierwänden und weiter bis zum Kögerl verfolgen. Bei Waldeben, wo der Großteil des Marmors durch Moränenschutt verlegt ist, zweigt ein kleiner Zug ab, der nach S über die Kleegrube zum Spannagelhaus führt und wenige Meter weiter südlich unter den Biotitaugneisen verschwindet.

Die Hauptmasse des Kalkmarmors streicht weiter nach SW zur Lärmstange und der Ramsen, dem Kar, das der Lärmstange im N vorgelagert ist. Hier spaltet sich der Kalkmarmor in drei Faltenzüge auf, von denen der nördlichste vom Knoflacher über die Frauenwand nach NW in den Kasererwinkel zieht, wo er dann unter der Arkoseserie verschwindet. Der zweite, mittlere Zug läuft parallel zum ersten etwa 300—350 m weiter S auch ins Kaserertal und taucht etwa 500 m NW der Schöberspitzen ebenfalls unter die Arkoseserie unter. Der dritte und letzte Zug zieht von der Lärmstange nach SW am Fuße des Kaserergrates bis zur Höllscharte und baut weiter im W die Vordere Höllwand auf. N des Kleinen Kaserers taucht er S der Toten Grube wieder auf. Sowohl im W wie im N der Toten Grube fällt der Kalkmarmor unter die Arkosen ein, nur im Süden, WNW des Kleinen Kaserer-Gipfels liegt er infolge der starken südvergenten Verfaltung auf der Arkoseserie auf (Profil 3). Südlich der Höllscharte kommt nochmals ein schmaler Zug, der in sich wieder durch eine Quarz-Biotit-Schieferlamelle zweigeteilt ist. Vom Steinernen Lamm nach W ist die Basis der Kalkmarmore ebenfalls zweigeteilt.

Die Marmorabfolge beginnt im Bereich der Gletscherschliffe des Gefronne-Wand-Keeses mit einem etwa 2—2.5 m mächtigen, dunkelbraunen Marmorband, unter dem man ganz vereinzelt nur wenige Zentimeter mächtige Linsen eines weißen Quarzits findet. Zahlreiche ausgewitterte Quarzkörner und Hellglimmer, die den Kalkmarmor in feinen Lagen durchziehen, sind ebenso wie Biotite neben der Farbe für dieses Band charakteristisch (Profil 6, 9, 10).

An vielen Stellen, ohne daß diese im einzelnen genauer abgrenzbar wären, erweist sich das Gestein, wie sich bei Betupfen mit Salzsäure zeigt, als dolomitführend. Gegen das Hangende wird die Farbe immer heller und der Quarzgehalt nimmt stark ab. Der braune Kalk- bis Dolomitmarmor geht in einen hellgelben, recht reinen Kalkmarmor über. Neben reichlichem Hellglimmer findet man auch hier noch Biotit. Die für die Triasbasis in den mittleren Hohen Tauern charakteristischen Phyllit-

flatschen wurden nur an einer Stelle an der Basis der Marmorzüge der Kastenwand beobachtet. Beide Kalktypen sind sehr eng miteinander verknüpft. Sie sind immer an der Basis der Kalkmarmore zu finden, sowohl bei Waldeben als auch bei den Gletscherschliffen am Fuß der Lärmstange, wo sie unter dem Eis des Gefrorenen-Wand-Keeses verschwinden; ebenso in der Gegend des Spannagelhauses, aber auch in der kleinen Kalkmarmor-schuppe S der Höllscharte und schließlich an der Basis beider Lagen von Kalkmarmor zwischen Steinernem Lamm und Kahlwandspitze.

Bei den Gletscherschliffen des Gefrorenen-Wand-Keeses folgen auf die gelblichen Basiskalke Bänderkalke, ziemlich reine Kalkmarmore, mit hellgrauen bis dunkelgrauen Bändern, zwischen denen weiße bis schwach rosa gefärbte Streifen liegen. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänder übersteigt nur selten wenige Zentimeter (Profil 9, 10).

Außer in dieser Position im Liegenden des Kalkmarmor-komplexes findet man Bänderkalke auch noch im Hangenden der ganzen Karbonat-gesteinsabfolge. Es wechseln hier blaugraue mit etwa dezimeter bis zenti-meter-mächtigen weißen, sehr reinen Bändern. Solche Bänderkalke trifft man bei der Kastenwand, bei der Vorderen Höllwand, im Kalkzug der Frauenwand und im Bereich der Kalke des Kögerls und schließlich N der Geierwände. Sie sind zwar nicht überall vorhanden und gehen seitlich in normal blaugraue Kalkmarmore über, ihr Auftreten ist aber sehr charakteristisch für das Hangendniveau der Kalkmarmore.

An vielen Stellen werden die liegenden Bänderkalke von blaugrauen, dünnbankigen Kalkmarmoren des Typs ersetzt, der auch dieselben Bänderkalke gegen das Hangende hin ablöst. Diese plattigen Kalke sind etwa 50—75 m mächtig. In ihnen liegen verschiedentlich Dolomitlinsen und Dolomitschollen, die etwa 0.5—1 m im  $\varnothing$  messen und unregelmäßige, amö-boide Umrißformen besitzen, sodaß der Eindruck entsteht, als ob die Dolomitisierung der Kalke von mehreren Zentren ausgegangen wäre und noch im Anfangsstadium der Dolomitisierung wieder gestoppt worden wäre.

Gegen das Hangende hin verschwindet die plattige Textur immer mehr und die plattigen Kalkmarmore werden allmählich zu einem grobgebankten bis ungebankten massigen, blaugrauen Kalk, der die Hauptmasse des ganzen Karbonatgesteinszuges bildet. In diesem Kalk wurden auch an zwei Stellen Spuren von umkristallisierten Fossilien, wahrscheinlich Echino-dermenresten, gefunden, die sich sowohl makroskopisch als auch mikrosko-pisch in kleinen, rundlichen, 0.5—1 mm großen Kalzitkörnern äußern und aus dem Grau der Kalke herausragen. Die erste Lokalität liegt beim Kalkzug der Vorderen Höllwand, und zwar etwa 50—80 m E des Punktes, wo der Weg zur Geraer Hütte den Kalkzug schneidet. Die zweite Fundstelle liegt im zweiten, mittleren Kalkzug, wo der Weg zur Geraer Hütte über einen kleinen Sattel hinunter in die Tote Grube führt.

In denselben Kalken befinden sich auch Dolomitlagen und -Linsen. So liegt zwischen Lärmstange und Kaserergrat ein etwa 2—3 m mächtiges Band eines hellgelben, massigen Dolomites, das allerdings in der senkrechten Wand nicht sehr weit verfolgt werden konnte. Ebenso wurden Dolomitlagen und Dolomitbänder in der Vorderen Höllwand, vergesellschaftet mit hellen Kalkmarmoren und Grünschieferbändern, angetroffen (Profil 7).



Charakteristisch für dieses Grünschieferband ist ein lagiger Wechsel von relativ hellen quarz-albit-reichen Zonen, in denen noch bräunliches Karbonat liegt, und grünen Lagen, die reich an kleinen, 0·2—1·5 mm großen Klinozoisiten, Biotit und Chlorit sind. Die enge Vergesellschaftung dieser Gesteine mit Kalkmarmoren und Dolomiten spricht für synsedimentäre Einschaltungen und nicht für tektonische Verschuppung oder Verfaltung. Offensichtlich handelt es sich dabei um tuffitisches Material, das in eine karbonatreiche bis sandige Matrix eingeschwemmt wurde. Ein Vergleich mit den von CORNELIUS & CLAR (1939, p. 113) beschriebenen Prasiniten in Triasdolomiten von Ferleiten liegt nahe.

Darüber hinaus wurden in verschiedenen Niveaus der massigen Kalke graubraune bis schwarze Kalkschieferlagen angetroffen, charakterisiert durch größere, dunkle Phyllitflatschen und z. T. sandige Bänder, die durch das Herauswittern der Quarze schön zu erkennen sind. Diese schiefrig-sandigen Zonen sind nie sehr ausgedehnt, sie enden oft recht unvermittelt und setzen in einem etwas anderen Niveau ebenso plötzlich wieder ein. Besonders im Abschnitt Lärmstange—Ramskopf sind diese dunklen Lagen häufig und kommen auch in der N-Flanke des Kleinen Kaserers im N der Höllscharte, wie im Gebiet der Kastenwand, vor (Profil 8, 9).

In den stratigraphisch höchsten Teilen werden die Kalke heller und gehen dann in grüne Chlorit-Phyllite über. Die ebenso in diesem Niveau auftretenden Bänderkalke wurden bereits erwähnt. Diese helleren Kalke zeigen z. T. wieder stärkeren Quarzgehalt und enthalten Flatschen und Linsen von grünen Phylliten, deren Menge allmählich zunimmt, sodaß bald Chlorit-Kalkphyllite und später Chlorit-Phyllite vorliegen. Diese Serie ist für die Deutung der Stratigraphie wie auch der tektonischen Stellung des ganzen kartierten Gebietes wesentlich und soll in einem eigenen Abschnitt dargestellt werden (Abb. 1—4).

### 223 Serie der Chlorit-Phyllite (Abb. 1—4)

Die Gesteine dieser Serie sind überall an der Grenze zwischen Kalk und Arkose verbreitet, meist aber nur wenige Meter oder auch nur Dezimeter mächtig; besonders gut können diese Gesteinstypen im Gebiet der Frauenwand, etwas ENE davon beim Knoflacher, und im NE des Kögerls studiert werden.

Diese wechselvolle Serie besteht im wesentlichen aus Chlorit-Phylliten, Chlorit-Quarziten, grauen Quarzphylliten, Kalkphylliten, verbunden mit hellgelben bis weißen Dolomiten oder Kalken, häufig mit Rauhbacken, und ab und zu treten noch in enger Vergesellschaftung damit Schwarzphyllite hinzu. Die einzelnen Gesteinsarten können sich gegenseitig vollständig vertreten, sodaß manchmal fast nur Kalkphyllite oder auch nur Chloritphyllite oder grünliche Quarzite diesen Horizont bilden. Sehr konstant, wenn auch geringmächtig, begleiten Dolomite diese Serien, Rauhbacken sind etwas seltener.

Die grünen chloritreichen Phyllite sind der Hauptbestandteil dieser Serie. Ihr Charakter kann sehr stark wechseln von grünen Quarzphylliten zu grünen Kalkphylliten. Fast immer sind Kalk- oder Quarzlinsen vorhanden.

Unter dem Mikroskop (Schliff 92, 181):

Quarz bildet je nach der Menge ein mittel- bis grobkörniges Pflaster oder nur schmalere Quarzlagen und -linsen. Im Quarzpflaster eingebettet liegen häufig Karbonatkörner, daneben findet man auch kleine Karbonatlinsen. Hellglimmer durchziehen in feinen Lagen entlang der s-Flächen das ganze Gestein und werden fast immer von Chloriten mit einem Pleochroismus  $nx$  hellgrün,  $nz$  apfelgrün begleitet. Auf Grund der Interferenzfarben konnten zwei Typen von Chloriten unterschieden werden, nämlich ein Magnesiumchlorit und ein Magnesium-Eisen(II)-Chlorit. Unregelmäßige Mylonitlagen, die aus einem feinen Gereibsel von Quarz, Hellglimmer und Chlorit bestehen, deuten ebenso wie die undulösen Quarze und die verbogenen Hellglimmer und Chlorite auf eine extrem starke nachkristalline Durchbewegung.

Wesentlich für die Bedeutung des Gesteins ist das Vorkommen von klastischen Plagioklasen, die man zwar nur relativ spärlich, aber immerhin schon findet und die in ihrem Aussehen gut zu denen der Arkoseserie passen. Es sind meist kleine 0.5 mm große Plagioklase mit xenomorphen Umrißformen. Der An-Gehalt liegt zwischen 2—6%. Neben diesen Plagioklasen sind auch noch eng vergesellschaftet mit dem Quarzpflaster alpidisch gesproßte, kleine Albitkörner mit einem Anorthitgehalt von 0 bis 4%. Sehr selten sind Biotit (Stilpnomelan?), Turmalin, Zirkon und Apatit.

Bilden auch chloritreiche Phyllite mengenmäßig den größten Anteil, so sollen doch die mit ihnen in enger Verbindung stehenden oder auch seitlich in sie übergehenden Gesteine kurz erwähnt werden. Dazu gehören: graugrüne Quarzphyllite, grünliche Quarzitschiefer, Dolomite und Rauh-wacken. Kalkphyllite und Schwarzphyllite, die ebenfalls häufig mit den Chloritphylliten eng vergesellschaftet sind, werden im Abschnitt über die Arkoseserie besprochen. Die Quarzphyllite gleichen ähnlichen Typen der Arkoseserie durchaus und unterscheiden sich von ihnen nur durch einen etwas stärkeren Chloritgehalt, der auch die Farbe bedingt. Schon makroskopisch ist die für diese Serie schon fast charakteristische Mylonitisierung erkennbar. Manchmal sind in den Phyllit auch noch schmalere Bänder eines Kalkes sedimentär eingelagert: ein weiterer Hinweis auf den sedimentären Zusammenhang zwischen Kalk und Arkoseserie.

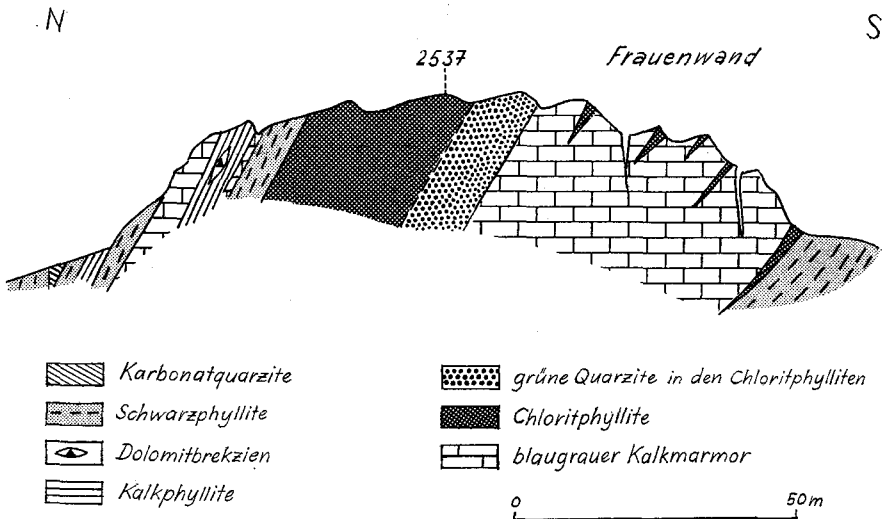


Abb. 1: Profil durch den Gipfelaufbau der Frauenwand (2537 m)

Bänder eines hellgelblichen, feinkristallinen, fast dichten Dolomites mit einzelnen Quarzlinsen sind in dieser Serie zwar nur sehr geringmächtig, doch aber recht konstant. Nur beim Knoflacher in der Südflanke der Schwarzen Wand erreicht ihre Mächtigkeit Meterzehner, sodaß sie auch kartenmäßig ausscheidbar sind (Abb. 2). Rauhwacken in Begleitung der Dolomite sind wesentlich seltener, so etwa bei der Kahlwand, aber auch der Frauenwand.

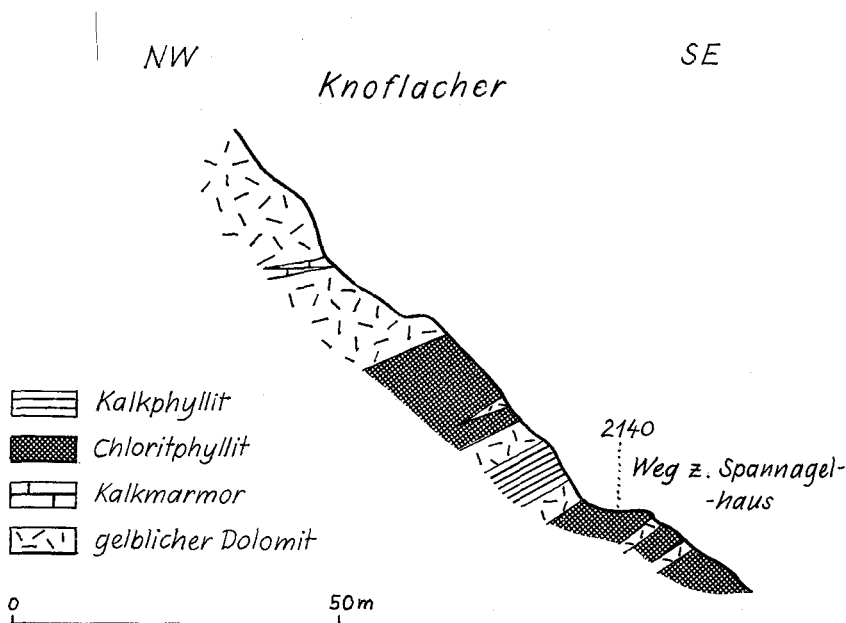


Abb. 2: Profil beim Knoflacher 1000 m ENE der Frauenwand. Gelblichweißer Dolomit wechselt mit Chloritphyllit, ist hier aber wahrscheinlich tektonisch angeschopt

Die ganze Serie ist also charakterisiert a) durch ihren reichen stofflichen Bestand (Dolomite, Rauhwacke, Kalk, Chloritphyllite, Quarzphyllite, Quarzite, Kalkphyllite und Schwarzphyllite), b) durch raschen seitlichen Wechsel der einzelnen Gesteine, c) durch den Gehalt an klastischen Feldspäten.

Ein Vergleich dieser bunten Serie mit entsprechenden Abfolgen aus der Großglocknergruppe (FRASL & FRANK 1964, p. 23) und aus den Schweizer Alpen bringt weitgehende Übereinstimmungen, sodaß auf eine Altersgleichheit (Obertrias) geschlossen werden kann. Während die enge Vergesellschaftung der Chloritphyllite mit hellen Dolomiten und Rauhwacken für diese Einstufung wesentlich ist, möchte ich dem Fehlen von Chloritoid, der in altersgleichen Gesteinen weit verbreitet ist, wenig Bedeutung beimessen.

FRISCH (1968, p. 318) stellt den „grünen Phyllit“, die offensichtliche Fortsetzung der Chloritphyllitserie nach E hin, ins Altpaläozoikum, da er immer im Zusammenhang mit den Basisschichten (Quarzite und Basis-kalke) im Liegenden des Hochstegenkalkes vorkommt. Die geologische Position im Hangenden der Kalke und der enge Zusammenhang mit ihnen, der weiter unten genauer aufgezeigt wird, erlauben es in meinem Kartierungsgebiet nicht, die Chloritphyllitserie als altpaläozoisch einzustufen. Überdies muß noch erwähnt werden, daß helle Quarzmarmore, ähnlich den Basis-kalken, auch im Hangenden der Kalkmarmorabfolge vorkommen und Quarzite an der Chloritphyllitserie beteiligt sind.

Neben der stratigraphischen Einstufung der Chloritphyllitserie muß ihre Position beachtet werden: die Einschaltung zwischen die Kalkmarmore einerseits und die Arkoseserie andererseits (Abb. 1, 3, 4).

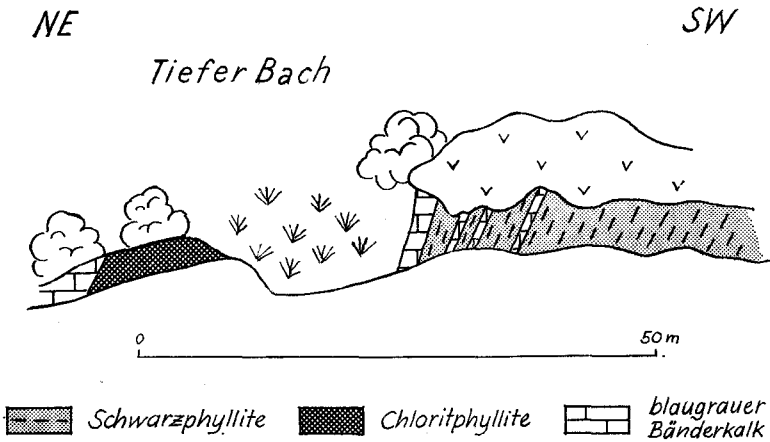


Abb. 3: Ansichtsskizze Tiefen Bach 600 m NNE des Kögerls. Blaugraue Bänderkalkwechsellagern mit Schwarzphylliten (Sedimentärer Zusammenhang)

Zunächst sei die Beziehung zu den Kalkmarmoren, die schon im letzten Abschnitt erwähnt wurde, betrachtet. Im wesentlichen sind die grünen Phyllite mit den weißen Kalken und Bänderkalken sehr eng verbunden. So findet man z. B. beim Kögerl weiße Kalke mit grünen Phyllitflatschen, oder beim Knoflacher weiße Kalke mit kleinen grünen Phyllitbändern, die in einen grünen Kalkphyllit übergehen. Ähnlich liegen die Verhältnisse am S-Grat der Frauenwand, im Hangenden des zweiten, mittleren Kalkzuges.

Ebenso enge Beziehungen zwischen Chloritphyllitserie und Kalken bestehen zwischen Chloritphyllitserie und der sie überlagernden Arkoseserie. Das äußert sich darin, daß die an der Chloritphyllitserie beteiligten Kalkphyllite und Schwarzphyllite durch Zunahme an Feldspatgeröllen allmählich in die Arkosen übergehen und daß man bereits in den Chloritphylliten klastische Feldspate findet, die völlig denen der Arkoseserie gleichen.

NNW

SSE

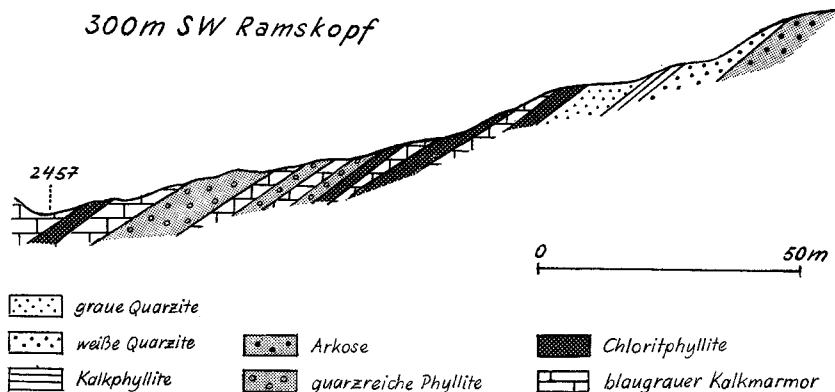


Abb. 4: Profil am Rücken zu P. 2905 am Kaserergrat 300 m SW des Ramskopfes. Die Kalkmarmore des mittleren Kalkzuges wechsellagern an ihrer Liegendgrenze mit der Chloritphyllitserie und Gesteinen der Arkoseserie

Diese Belege dürften hinreichend zeigen, daß die Wahrscheinlichkeit eines sedimentären Zusammenhanges zwischen Chloritphyllitserie und Kalkserie einerseits und zwischen Chloritphyllitserie und Arkoseserie andererseits sehr groß ist. So wird die Chloritphyllitserie auf Grund ihrer geringen Mächtigkeit, ihrer lithologischen Signifikanz und ihres Zusammenhanges mit Liegend- und Hangendserie sowohl für die Auflösung der Stratigraphie als auch der Tektonik zum Leithorizont.

## 224 Arkoseserie

Unter dieser Serienbezeichnung wird die ganze bunte Gesteinsgruppe zusammengefaßt, die im Hangenden der Kalkzüge einen wesentlichen Teil der parautochthonen Schieferhülle aufbaut. Es wird hier eine Folge beschrieben, die sich im wesentlichen aus Arkosen, quarzreichen Phylliten und Schwarzphylliten, aber auch aus Quarziten, Dolomitbrekzien und Prasiniten zusammensetzt. Charakteristisch für diese wechselvolle Serie ist, daß sich gerade die klastischen Gesteine im Streichen sehr rasch ablösen. Eine klare Schichtabfolge, die über das ganze Gebiet Geltung hätte, ist nicht vorhanden. Der rasche Gesteinswechsel und die sich daraus ergebenden Schlüsse werden später in einem eigenen Abschnitt behandelt. Es soll auch hier gleich festgestellt werden, daß sich die verschiedenen Typen meist nicht scharf trennen lassen und überall fließende Übergänge zu finden sind.

### 224.1 Metaarkosen

Neben den quarzreichen Phylliten sind die Metaarkosen am weitesten verbreitet, deshalb soll die ganze Serie nach ihnen benannt werden. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt auf den N- und W-Hängen des Kleinen Kaserers, besonders aber um die Gipfelregion. In seiner W-Flanke ver-

zählen sich die Arkosen etwa in einer Höhe von 2600 *m* allmählich mit quarzreichen Phylliten und Schwarzphylliten, die bis ins Wildlahnertal hinunterstreichen. S des Wildlahnertales findet man noch reichlich Arkosen zwischen der Kastenwand und der Kahlwandspitze. NE des Kleinen Kaserers ziehen die Arkosen bis zu P. 2905, wo sie von Quarziten, Schwarzphylliten und Kalkphylliten abgelöst werden, und von dort weiter fast den ganzen Rücken bis in den hintersten Kasererwinkel hinunter. In der Mulde S der Frauenwand sind Arkosen noch recht häufig, nördlich der Frauenwand aber nur mehr in einzelnen kleinen Vorkommen innerhalb der Schwarzphyllite vorhanden. Im Bereich nördlich der Sommerbergalm fehlen die Arkosen vollständig. W des Kasererwinkels, um die Schönlahnerspitzen und W davon sind sie auf wenige Vorkommen beschränkt.

Die Zusammensetzung dieser Gesteinsgruppe ist recht bunt. In den meisten Fällen handelt es sich um karbonathaltige, feinschichtige Arkosen, die braun auswittern; es kann aber auch Karbonat zugunsten von Hellglimmer fehlen und die Feldspate liegen dann in einem phyllitischen, meist schwarzen Bindemittel. Sowohl Hellglimmer als auch Karbonat fehlen manchmal und statt dessen finden wir eine sehr harte, weiße bis hellgraue Arkose, die im wesentlichen nur aus Feldspat und Quarz besteht. Den ersten Typ müßte man als karbonatführende Arkose, den zweiten als phyllitische Arkose und den dritten schließlich als Arkosegneis bezeichnen. Diese einzelnen Arkosetypen können nicht auf der Karte ausgeschieden werden, sondern man kann nur Handstücke mit diesen Namen bezeichnen, da das Bindemittel sehr rasch wechselt.

Unter dem Mikroskop (Schliff 9, 23, 43, 62, 71, 81):

Kleine bis mittelgroße Quarzkörner bilden miteinander häufig ein Pflaster, an dem nicht selten Karbonat mit charakteristischer Drucklamellierung und auch Albit beteiligt sind. Erscheinungen starker postkristalliner Durchbewegung, wie undulöses Auslöschchen, starke Verzahnungen der Quarzkörner untereinander und Böhm'sche Streifung sind allgemein verbreitet. Recht selten sind linsenartige Nester von Quarzkörnern, bei denen die Vermutung nahe liegt, es könnte sich um sedimentär eingestreute Quarzitgerölle handeln. Einige kleine, linsenförmige Gerölle aus einem feinkörnigen dolomitischen Karbonat, die überdies noch dunkel pigmentiert sind, möchte ich als Dolomitsand deuten. Nach TOLLMANN'S Untersuchungen in den Radstädter Tauern (1964, p. A 54) wäre Dolomitsand charakteristisch für Liasschiefer. Die Hellglimmer, die selten in feinen Einzel-schuppen, meist aber in größeren Zügen parallel *s* angeordnet sind, zeigen Spuren eines zweiten *s*-Flächen-Systems, das etwa in einem Winkel von 30° auf das Haupt-*s*-Flächen-System steht. Dieses zweite *s*-Flächen-System ist im allgemeinen im Handstück nicht mehr zu erkennen.

Die Plagioklase liegen, sofern es sich um klastische Individuen handelt, als polysynthetisch lamellierte Körner (Plag III und Plag II) vor. Die Lamellierung entspricht dem Albit- und Periklingesetz. Der Anorthitgehalt beträgt 3–6%. Mikrolithen sind ebenfalls in vielen Individuen vorhanden, fehlen aber manchmal in Plagioklasen, die auch lamellenfrei sind. Die Mikrolithen bestehen vorwiegend aus Hellglimmer, Klinozoisit und Karbonat. Verheilte Rupturen sprechen für eine Deformation vor der letzten Kristallisation und für ein höheres Alter der Plagioklase als das des Gesamtgesteines. Der neu gesproßte Albit ist dem alten gegenüber durch den niedrigen Anorthitgehalt von 0 bis 3%, die rundlichen Umrißformen, die fehlenden Lamellierungen und schließlich das häufige, meist unverdrehte graphitische *si* gekennzeichnet. Alkalifeldspat ist nur in ganz wenigen Schliffen aus der Nordflanke des Kaserergrates vorhanden. Es handelt sich um kleine, xenomorphe Körner, die deutliche Mikroklingitterung zeigen. Die für die alten Alkalifeldspate charakteristischen Perthiternmischungen fehlen, wenn man von feinen mikroperthitischen Fasern absieht. Der Achsenwinkel  $2 V_x = 78\text{--}86^\circ$  liegt etwas höher als bei den Alkalifeldspaten des Metagranits und der Biotitaugengneise. Es wäre möglich, daß es sich dabei um einen apidisch gesproßten Alkalifeldspat (Knaf I)

handelt. Sehr selten sind Biotit, in zentralgneisnahen Teilen aktinolithische Hornblende und Chlorit. Akzessorisch sind Klinozoisit, Zirkon, Apatit, Titanit, Orthit und schließlich opakes Erz.

Um die Variabilität der quantitativen Zusammensetzung zu zeigen, sollen hier mehrere Modalanalysen gegenübergestellt werden.

Tabelle 1

Minerale	Probenummer			
	43	62	71	81
Quarz	43%	50%	46%	52%
Hellglimmer	5%	—	8%	16%
Karbonat	—	—	21%	13%
Plagioklas	39%	40%	1%	2%
Alkalifeldspat	—	5%	23%	16%
Chlorit	3%	3%	—	—
Biotit	9%	—	—	—
Akzessorien	1%	2%	1%	1%

### 224.2 Quarzreiche Phyllite

In diesem Abschnitt sollen Gesteine besprochen werden, deren Gehalt an klastischen Feldspaten relativ gering ist, zu gering jedenfalls, um sie als Arkose zu bezeichnen, und die reich an Quarz sind. Die Bezeichnung Quarzphyllit wurde vermieden, da zweifellos größere Mengen dieser Gesteine nicht der genauen Definition entsprechen (Symposium 1962), aber untrennbar mit echten Quarzphylliten verbunden sind.

Gegen N und E hin lösen sie die Metaarkosen ab, so finden wir sie im NW der Kahlwandspitze, auf der W-Flanke des Kleinen Kaserers, etwa ab 2600 m Höhe. Im Bereich des Wildlahnertales sind sie stärker mit Schwarzphylliten vermenget. Reich vertreten sind quarzreiche Phyllite im Bereich W des Kasererwinkels zwischen Schöberspitzen und Riepenkopf, ebenso in der Ostflanke des Kasererwinkels, während sie im Gebiet der Frauenwand selbst etwas geringmächtiger werden, aber zwischen Schwarzer Wand und Weißer Wand wieder zunehmen. Vereinzelt findet man quarzreiche Phyllite nördlich des Trias-Dolomitzuges Tettensgrat—Weiße Wand und ESE des Tuxer-Joch-Hauses.

Im Handstück unterscheiden sich die quarzreichen Phyllite von den Arkosen durch den geringeren Feldspatgehalt, eine wesentlich besser ausgebildete Paralleltexur, einen manchmal erkennbaren Wechsel von quarz- und glimmerreichen Lagen und schließlich durch einen hohen Gehalt an Graphit, der die dunkle Farbe verursacht. Karbonat, wie es sich in größeren Mengen in den Metaarkosen findet, kommt nur untergeordnet vor.

### 224.3 Schwarzphyllite

Das dritte und letzte der mengenmäßig bedeutenden Gesteine ist der Schwarzphyllit. Er entwickelt sich langsam aus den Metaarkosen und den quarzreichen Phylliten. Der Feldspat- und Quarzgehalt nimmt ab, der Glimmergehalt nimmt zu. Karbonat fehlt im wesentlichen, doch findet man auch karbonathältige Schwarzphyllite mit allen Übergängen zu Kalk-

phylliten. Verbreitet sind die Schwarzphyllite an allen nicht schon genannten Vorkommen in der ganzen Arkoseserie: im W am Grat, der von der Kahlwandspitze nach W zur Hagerspitze führt (bereits außerhalb des Kartenblattes) und am W-Hang des Kleinen Kaserers beim Wildlahnertal. Kleinere Schwarzphyllitizonen liegen im N der Schöberspitzen, im W und NE der Ramsgrube und im N der Schönlahnerspitzen. In größeren Mengen bauen die Schwarzphyllite die parautochthone Schieferhülle im N der Frauenwand und besonders im N des Dolomitzuges Tettensgrat—Weiße Wand auf; und schließlich auch noch im N der Sommerbergalm, wo sie beim Tiefen Bach auskeilen. Reicher Graphitgehalt bedingt die schwarze Färbung. Kleine Quarzlagen und Quarzlinsen sind vorhanden, doch bleiben sie größtmäßig immer im Millimeter- bis Zentimeterbereich.

#### 224.4 Karbonatquarzite

Wesentlich weniger weit verbreitet sind die Karbonatquarzite. Nur an zwei Stellen finden wir kartierungsmäßig ausscheidbare Karbonatquarzitzüge, und zwar etwa 150—200 m S bis SE des Riepenkopfes im Zusammenhang mit einem mächtigen Quarzitband. Das zweite Vorkommen befindet sich nur etwa 80—100 m nördlich der Frauenwand. Kleinere Karbonatquarzitvorkommen sind immer wieder in den Arkoseanteilen eingeschaltet, besonders häufig aber als Bindemittel der Dolomitbrekzien. Umgekehrt sind häufig in die Karbonatquarzite kleine, feine Dolomitmörchen eingestreut, wobei alle Übergänge zu Dolomitbrekzien vorhanden sind.

Unter dem Mikroskop (Schliff 109, 192):

Quarkörner verschiedener Größe bilden meist ein Pflaster. Charakteristisch sind wieder die Zeichen stark postkristalliner Durchbewegung wie undulöses Auslöschchen, starke Verzahnung und Auslängung der Quarze und Böhm'sche Streifung. Karbonat ist meistens am Pflaster mitbeteiligt, findet sich aber auch in gesonderten Linsen. Verschiedentlich sind vereinzelte, klastische Plagioklase in der oben beschriebenen Ausbildung eingestreut, ebenso findet man alpidische Albitrundlinge mit dem graphitischen *sj*. Grünliche Hellglimmer sind selten als einzelne Schuppen oder auch als Züge vorhanden. Die Dolomitmörchen bilden kleine Linsen und Nester, die sich durch ihre Feinkörnigkeit und ihren starken Gehalt an dunklem Pigment deutlich von der Umgebung abheben. Akzessorisch findet man Zirkon, Apatit, Erz, Turmalin und Klinozoisit.

#### 224.5 Dolomitbrekzien

Auf die enge Verbindung zwischen Karbonatquarziten und den Dolomitbrekzien wurde bereits hingewiesen. Die Verbreitung der Dolomitbrekzien erstreckt sich fast über das ganze Gebiet, mit Ausnahme des Wildlahnertales. Die Vorkommen im Gebiet des Kleinen Kaserers, an seinem W-Grat und am Kaserergrat sind mengenmäßig am bedeutendsten. Weitere Vorkommen finden sich bei der Schönlahnerspitze, SSW und E des Riepenkopfes, im Kasererwinkel und auf beiden Talseiten, wo der Weg zum Tuxer Joch das Tal verläßt, im N der Frauenwand, beim Kögerl und in den Schwarzphylliten nördlich vom Kögerl. S der Frauenwand wurden wenige Dolomitgerölle bereits in den Kalken nahe der Grenze zur Arkoseserie gefunden.

Die Größe der Dolomitgerölle beträgt im allgemeinen 3—7 cm, wenn man von den kleinen Dolomitsandeinstreuungen in die Karbonatquarzite absieht. An der Nordflanke des Kleinen Kaserers liegen jedoch Dolomitschollen mit Abmessungen von 40 bis 60 cm Durchmesser. Ebenso ist in



diesem Bereich die Auslängung der Dolomitschollen besonders stark. Beträgt sie im allgemeinen 1 : 3 bis 1 : 5, so hier 1 : 10 bis 1 : 20. Das Bindemittel ist gewöhnlich karbonatquarzitisch, häufig auch kalkphyllitisch, besonders in den weit nördlich gelegenen Dolomitbrekzienvorkommen.

Hier soll noch eine überdimensionale Dolomitscholle von den Ausmaßen etwa  $15 \times 50$  m erwähnt werden, die in der Arkoseserie 500 m E des Riepenkopfes steckt. Es handelt sich um einen hellgrauen, massigen Dolomit, den ich auf Grund seines Aussehens und der Schollenform sowie auf Grund seines isolierten Vorkommens innerhalb der Arkoseserie für eine während der Sedimentation des Bindemittels eingeglittene Großscholle deuten möchte.

#### 224.6 Chlorit-Serizit-Quarzite (Radiolarite)

Nur wenig weit verbreitet sind diese grüngrauen, meist recht quarzreichen Gesteine. Etwa 150 m S des Tuxer Joches stößt man auf einen Zug von grünen Chloritquarziten, der nach E verläuft und etwa dort, wo er den Weg Tuxer-Joch-Haus—Frauenwand schneidet, in einem Muldenschluß nach S umbiegt und wieder nach W zieht: er verliert sich in der Tettensgrube im Schutt. Ein zweiter Zug liegt unmittelbar im N der Trias Tettensgrat—Weiße Wand. Im N der Weißen Wand und in der Mallgrube ist er nur fragmentarisch vorhanden, im W hingegen reicht er mit Unterbrechung bis in den Kasererwinkel.

Charakteristisch ist neben der gelblich-grünen Farbe ein feinschichtiger Lagenbau, bei dem chloritreichere Lagen mit quarzreicheren wechseln. Durch die intensive Verfaltung und Schieferung ist der Feinlagenbau zwar an vielen Stellen nicht mehr erhalten, läßt sich aber an kleinen, geschonteren Partien recht gut rekonstruieren. In das Quarz-Chlorit-Serizitgewebe liegen häufig kleine weiße, offenbar klastische Plagioklase eingestreut.

Unter dem Mikroskop (Schliff 21, 22, 103):

Kleine Quarze bilden häufig Lagen, die aus einem feinkörnigen Pflaster bestehen. Wiederum sind alle Anzeichen einer starken postkristallinen Durchbewegung vorhanden. Chlorit ist sehr häufig. Die Eigenfarbe und die Interferenzfarben zeigen zwar deutlich verschiedene Chlorite. Der eine Chlorit mit deutlichem Pleochroismus  $n_x$  dunkelgrün,  $n_z$  gelblichgrün, hoher Lichtbrechung und rötlichbraunen Interferenzfarben dürfte dem Rhipidolith, also einem Magnesium-Eisen-Chlorit, nahestehen, ein anderer jedoch mit schwacher Eigenfarbe und grauen Interferenzfarben eher der Reihe Pennin-Klinochlor-Grochaut zugehören. Gemeinsam mit dem farblosen, nur manchmal schwach hellgrünlichen Hellglimmer bildet der Chlorit Lagen, die mit Quarzbändern abwechseln. In besonders schiefrigen Gesteinstypen bilden Hellglimmer und Chlorit ein Grundgewebe, in dem nur mehr vereinzelt Quarzkörner liegen. Recht häufig sind hingegen Plagioklase mit dem gleichen Aussehen und der gleichen Größe wie die der Metaarkosen. Der Anorthitgehalt beträgt etwa 5—7%. Ebenso weit verbreitet sind die charakteristischen Albit-Rundlinge mit dem graphitischen  $s_1$ . Selten sind Karbonat und kleine Häufchen von Leukoxen. Akzessorisch findet man Zirkon, Apatit, Turmalin und Erz.

Die Zusammensetzung und die Struktur dieser Gesteine, nämlich der Wechsel von Hellglimmer und Chloritlagen einerseits und Quarz-Albitlagen andererseits läßt es möglich erscheinen, daß diese Gesteinstypen metamorph gewordene ehemalige Radiolarite (Radiolaritschiefer) sind, wenn auch organische Reste nicht mehr vorhanden sind. Der Vergleich mit Schliffen von Radiolariten aus den mittleren Hohen Tauern, die mir Dr. W. FRANK liebenswürdigerweise zur Verfügung stellte, zeigte eine auffallende Übereinstimmung sowohl im Mineralbestand als auch in der Struktur.

## 224.7 Chloritoidführende Phyllite

Nur an einer Stelle, und zwar dort, wo der Rücken von P. 2905 am Kaserergrat nach NNW gegen den Kasererwinkel hinunterzieht, konnten in einer Höhe von 2650 m grüne Phyllite gefunden werden, die Chloritoidporphyroblasten führen. Im Gelände und im Handstück gleichen sie vollständig manchen Typen der Chloritphyllitserie. Eine Verbindung zu dieser Serie besteht offenbar nicht und so soll dieses Gestein kurz im Rahmen der Arkoseserie beschrieben werden.

Im Handstück erkennt man ein sehr feines Gewebe von Quarz, Hellglimmer und Chlorit, in dem manchmal kleinste, dunkle Pünktchen liegen, die sich als Chloritoid erweisen.

Unter dem Mikroskop (Schliff 82, 83, 84):

Ähnlich wie in den Gesteinen der Chlorit-Phyllitserie ist auch hier Quarz, Hellglimmer und Chlorit in ein feines Mylonitzerreibsel zerdrückt, was wiederum auf starke nachkristalline Durchbewegung hindeutet. In diesem sehr feinen, mylonitischen Grundgewebe liegen meist langgestreckte bis etwa 0.6 mm lange Individuen von Chloritoid. Charakteristisch ist der Pleochroismus  $n_x$  hellgraublau,  $n_y$  schieferblau,  $n_z$  farblos bis hellgrün. Zwillinge nach (001) kommen nicht selten vor. Die gute Eigengestalt und die nur schwache Deformation deuten darauf hin, daß der Chloritoid erst spät auskristallisierte, zugleich etwa mit der Durchbewegung. Akzessorisch findet man Karbonat, Turmalin, Leukoxen und opakes Erz.

## 224.8 Prasinite

Im kartierten Gebiet konnten auffallend wenig Prasinite gefunden werden. Unmittelbar nördlich des Tuxer Joches zieht eine Lage nach E bis über den Weg, der zur Frauenwand führt, biegt etwas nach S um, bis sie knapp vor der Mallgrube auskeilt. Nach W setzt sich dieser Zug N der Tettensgrube fort und endet im Schwarzphyllit der Steinigen Rinne. Ein zweiter, an wenigen Stellen verdoppelter Zug liegt weiter südlich, im Liegenden der Radiolarite. Er keilt im E noch vor dem Weg zur Frauenwand aus und zieht gegen W bis in den Kasererwinkel, wo er ebenfalls in der Steinigen Rinne verschwindet. Ein dritter Zug schließlich liegt in der SW-Ecke des Kartierungsgebietes. Man trifft ihn an, wenn man von der Kahlwandspitze nach W auf dem Grat zur Hagerspitze geht.

Grüne aktinolithische Hornblenden sind in vielen Fällen noch recht gut zu unterscheiden, sie sind nicht mehr idiomorph, sondern liegen zum größten Teil zerbrochen und aufgelöst in einer ziemlich einheitlichen graugrünen Grundmasse. Das ursprünglich sperrige Gefüge ist an vielen Stellen noch recht gut erhalten. Plagioklase stechen als kleine, weiße Körnchen recht häufig aus der eintönigen Grundmasse ab.

Unter dem Mikroskop (Schliff 27, 34, 147):

Die Hornblende ist charakterisiert durch blaßgrüne Eigenfarbe und schwachen Pleochroismus  $n_x$  farblos,  $n_y$  hellgelblichgrün und  $n_z$  hellgrün. Ebenso wie dieses Charakteristikum sprechen auch die relativ große Auslöschungsschiefe  $c \wedge z = 16^\circ$  und der hohe Achsenwinkel bei  $2 V_x 84-88^\circ$  für Tremolit. Eine Röntgendiffraktometeraufnahme bestätigte dieses Ergebnis. In manchen dieser hellen Tremolite (Schliff 147) konnten noch braune, meist unregelmäßig gestaltete Flecken gefunden werden. Ihr Pleochroismus ist noch recht deutlich:  $n_x$  hellbraun,  $n_z$  dunkelbraun, manchmal etwas rötlich. Licht- und Doppelbrechung ist um etliches höher als beim umgebenden Tremolit. Die optischen Daten, besonders die braune Farbe, deuten auf eine ehemalige Ti-reiche Hornblende (basaltische Hornblende). Die reichliche Titanitführung der jungen Tremolite bekräftigt die genetischen Beziehungen zu den alten, braunen Hornblenden, die heute nur mehr in Relikten vorliegen.

Klinozoisit bildet meist schöne idiomorphe, z. T. kurz prismatische Säulchen, an denen häufig Zonarbau zu erkennen ist. Zwillinge nach (100) mit ihrem charakteristischen herzförmigen Aussehen sind häufig zu beobachten. Manchmal geben kleine Einschlüsse von Albit und Leukoxen in großer Zahl den einzelnen Körnern ein schwammig-poröses Aussehen. Chlorit ist charakterisiert durch eine schwache Eigenfarbe und sehr schwachen Pleochroismus  $n_x$  schwach hellgrün,  $n_z$  fast farblos. Eine Röntgenaufnahme ergab Klinochlor. Die Plagioklase liegen als hypidiomorphe Leisten vor mit wenig Lamellen, die nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. Der Anorthitgehalt beträgt 5—7%. Die wenigen Hellglimmer und Klinozoisit-Mikrolithen beschränken sich auf die Kerne der Plagioklase. Das fleckige Auslöschchen der Plagioklasleisten kann so weit führen, daß die Plagioklaskörner zu einem dichten Gewebe von kleinen Albit-Rundlingen zerfallen sind, in denen die frei gewordenen Mikrolithen schwimmen. Auffallend ist noch die in hoch lichtbrechenden Nestern kleinster Körnchen angehäufte Titanitmenge (3—4%). Akzessorisch sind Hellglimmer, Zirkon, Apatit, Chromerz.

SANDER (1911, p. 285) beschreibt diese Gesteine als Amphibolite und deutet an, daß sie von Diabasen stammen könnten. Ebenfalls bezeichnet BLESER (1934, p. 39—40) diese Gesteine als Amphibolit, er nimmt einen Gabbro als Ausgangsgestein an. Der Name Amphibolit sollte hier unbedingt vermieden werden, da das Gestein nicht unter den Bedingungen der Amphibolitfazies umgewandelt wurde. Was das Ausgangsgestein betrifft, so sprechen die ophitischen Reliktstrukturen und die reliktsche basaltische Hornblende für ein basisches Ergußgestein vom Chemismus eines Basaltes oder Diabases.

#### 224.9 Quarzite

Die mengenmäßig größte Verbreitung besitzen die Quarzite W des Kasererwinkels. In den W-Hängen des Kleinen Kaserers, die ins Wildlahnertal hinunterziehen, liegen immer wieder zahlreiche langgestreckte Quarzitulinsen in der Arkoseserie eingebettet, wie im W der Kahlwandspitze. In ziemlich mächtigen Zügen liegen Quarzite zwischen den Schöberspitzen und dem Riepenkopf. E des Kasererwinkels kommen Quarzite nur untergeordnet in kleinen Linsen vor, bei P. 2905 am Kaserergrat, etwa 400 m N dieses Punktes und schließlich S des Tuxer-Joch-Hauses, im Gebiet des Kögerls. Das Vorkommen der Quarzite konzentriert sich auf die Zone mit quarzreichen Phylliten und mit Schwarzphylliten. In Bereichen, die im wesentlichen von den Metaarkosen aufgebaut werden, fehlen sie fast vollständig. Großteils sind diese Quarzite rein weiß, mit kleinen Serizithäutchen entlang der s-Flächen. Meist sind sie groblagig, seltener stärker geschiefert (Quarzitschiefer), in wenigen Fällen im Zentimeterbereich intensiv verfaltet.

Unter dem Mikroskop (Schliff 309):

Feine bis mittelkörnige Quarzkörner bilden ein festes Pflaster, das durch starke, nachkristalline Deformation gekennzeichnet ist. In diesem Pflaster finden sich verstreut einzelne Hellglimmer- und Chloritschuppen, deren Pleochroismus  $n_x$  grün,  $n_z$  hellgrün auf die Zugehörigkeit zur Gruppe der Magnesium-Eisen-Chlorite (Diabantit-Pyknochlorit-Rhipidolit-Reihe) deutet. Selten sind Karbonat und Albit, akzessorisch findet man Zirkon und Erz.

#### 224.10 Kalkphyllite

Kalkphyllite und Kalke aus der Arkoseserie sind durch Übergänge miteinander verbunden, sodaß sie zusammen besprochen werden sollen. Vorkommen: am Grat der Kahlwandspitze zur Hagerspitze (außerhalb

des Kartenblattes), im Sattel bei P. 2307 NW der Ramsgrube, bei P. 2905 am Kaserergrat und etwa 150 m S des Tuxer Joches als Muldenkern zwischen den beiden Radiolaritzügen.

Blaugrauer gebankter Kalk ist unmittelbar N der Frauenwand und 250 m S der Frauenwand am Weg zur Geraer Hütte aufgeschlossen. Als letztes sei noch ein Kalk bis Kalkphyllit an der W-Seite des Kasererwinkels zwischen den beiden untertauchenden Zügen der Lärmstangenkalke erwähnt. Ganz allgemein sind die Kalkphyllite und Kalke in stratigraphisch höheren Teilen, also häufig in den Muldenkernen, abgelagert. Auf der anderen Seite findet man sie, wie schon erwähnt, als Vertreter der Chloritphyllitserie zwischen Kalken und Arkosen, z. B. auf beiden Seiten des Kalkmarmors der Toten Grube, also an der Basis der Arkosserie.

Im Handstück sind sie grau, manchmal auch bräunlich mit deutlicher Paralleltexur. Die Glimmer sind häufig in schmalen Lagen entlang der s-Flächen angeordnet und verleihen ihnen manchmal gebändertes Aussehen.

#### 225 Zur Schichtabfolge der Arkosserie

Das Kartenbild zeigt folgende Verteilung der einzelnen Gesteinstypen: die Arkosen sind im wesentlichen auf das Gebiet des Kleinen Kaserers und die unmittelbare Nachbarschaft der einzelnen Kalklagen beschränkt. Im weiteren Umkreis um den Kleinen Kaserer mit Schwerpunkt bei den Schönlahnerspitzen und dem Osthang des Kasererwinkels finden wir quarzreiche Phyllite, während man am äußersten, nördlichsten Saum der ganzen Serie mit Schwerpunkt N der Frauenwand und N des Kögerls vorwiegend schwarze Phyllite antrifft. Es scheint, als ob die Abfolge: Metaarkose—quarzreicher Phyllit—Schwarzphyllit nicht so sehr stratigraphisch, sondern viel eher faziell zu denken wäre.

Es soll im folgenden der Versuch unternommen werden, in drei Bereichen, die mit den im letzten Absatz genannten Gebieten übereinstimmen, möglichst genaue Schichtabfolgen zu beschreiben und diese untereinander in Beziehung zu setzen.

Der erste umfaßt den Kleinen Kaserer bis in die Tote Grube und den höher gelegenen Teil seiner W-Flanke, der zweite das Gebiet der Schönlahnerspitzen und den tiefer gelegenen Teil der W-Flanke des Kleinen Kaserers. Die Umgebung der Kahlwandspitze soll auch miteinbezogen werden. Der dritte Bereich schließt das Gebiet etwas S der Frauenwand bis zum Tuxer Joch und die Umgebung des Kögerls mit ein.

Erster Bereich: Die Serie beginnt im Profil des Kaserer-Südgrates mit Kalkphylliten, Schwarzphylliten und wenig quarzreichen Phylliten; an anderen Punkten mit einem schmalen Band von Schwarzphylliten, über dem Arkosen folgen. Zum Teil beginnt die Serie unmittelbar mit Metaarkosen. Über der stark differenzierten Basis setzen die Metaarkosen in großer Mächtigkeit ein. Eingelagert sind in den liegenden Teilen schmale Linsen von Quarziten, die Chloritoidphyllite, ebenso wenig quarzreiche Phyllite. Dolomitbrekzien sind in den Arkosen in bedeutender Menge vorhanden und hängen, besonders an seitlichen Übergängen und an der

feldspatführenden Matrix, so eng mit der Metaarkose zusammen, daß eine Trennung, wie BLESER (1934, p. 36—65) sie fordert, nicht möglich erscheint. BLESER stellt nämlich die Brekzien aus Vergleichen mit den Schweizer Alpen in den Lias, glaubt aber gleichzeitig die Arkosen im Vergleich mit ähnlichen Typen aus den Schweizer Alpen in das jüngere Paläozoikum einordnen zu müssen. Mit einer geringmächtigen Serie, die am Kaserergrat als Mulde aufgeschlossen ist (Abb. 6) und die sich aus Schwarzphyllitbändern, wenig weißem Quarzit, einem grünlichen feingeschichteten Quarzit, der gut mit den Radiolarittypen vergleichbar ist, und schließlich aus Kalkphylliten zusammensetzt, schließt die Schichtfolge.

Kurz zusammengefaßt ergibt sich folgendes: Mengenmäßiges Vorherrschen der Arkosen und Dolomitbrekzien, deren Komponenten z. T. beträchtliche Ausmaße annehmen können. Quarzite, quarzreiche Phyllite und Kalkphyllite und Schwarzphyllite spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Mit einer ähnlich wechselnden Basis wie die erste Schichtfolge beginnt auch die zweite. Die Hauptmenge bildet hier eine recht mächtige Folge von rasch miteinander abwechselnden quarzreichen Phylliten und Schwarzphylliten. Eingelagert in diese Folge sind z. T. recht mächtige Quarzite, vereinzelt Dolomitbrekzien und ebenso etwas Karbonatquarzite. Dazu gehören weiters vereinzelt kleine Arkosezonen. Abgeschlossen wird diese Serie wieder von Kalkphylliten und Schwarzphylliten.

Die Schichtfolge des dritten Abschnittes beginnt teils mit Kalkphylliten, teils mit Schwarzphylliten, in die manchmal kleine Dolomitbrekzien und Karbonatquarzitbänder eingeschaltet sind. Es folgt, gegen W mächtiger werdend, quarzreicher Phyllit. Arkosen spielen eine sehr untergeordnete Rolle. Auf die quarzreichen Phyllite folgen wieder Schwarzphyllite mit Quarzitlinsen und wenig Dolomitbrekzien. Schmale eingelagerte Prasinitlinsen werden von einem recht charakteristischen Prasinitband gefolgt. In seinem Hangenden liegt eine Zone stärkerer Feldspatschüttung, die sich auch noch im Radiolarit bemerkbar macht. Abgeschlossen wird diese Serie durch Kalkphyllite.

Betrachtet man die Gesamtheit der drei Schichtfolgen in ihrer Lage im Kartierungsgebiet, so zeigt sich, daß der Arkoseanteil vom Kleinen Kaserer ausgehend stark nach W und NW zugunsten von quarzreichen Phylliten mit Quarziten und Schwarzphylliten abnimmt. Hand in Hand mit der mengenmäßigen Abnahme des Feldspatgehaltes geht eine Abnahme der Größe der Dolomitkomponenten. Blöcke von der Größe, wie sie im ersten Bereich beschrieben wurden, findet man nur dort. Es wäre daher denkbar, daß der Kleine Kaserer das Zentrum dieser Schüttung war. Bei dem Versuch, die Kalkzüge und Phyllitzüge in der Form, wie später ausgeführt werden wird, als Falten und Mulden abzuwickeln, zeigt sich, daß die Schüttung der klastischen Bestandteile mit großer Wahrscheinlichkeit von S her erfolgt ist. Diese Schüttungsrichtung ist aber wieder ein Hinweis dafür, daß die ganze Serie wohl im N einer Schwelle abgelagert wurde, die man im Zentralgneis des Tuxer Kernes vermuten darf, und wenn man von kleinen lokalen Bewegungen absieht, autochthon, bezogen auf den Zentralgneis, an der heutigen Stelle liegt.

## 226 Zur Stratigraphie der Parautochthonen Schieferhülle

In Gebieten, in denen auf Grund der nachfolgenden Metamorphose die großen Deckenbewegungen nicht mehr unmittelbar durch Mylonitonen erkennbar sind, wird die Vorstellung über die Stratigraphie und gegenseitige Beziehung der einzelnen Serien wesensbestimmend für die Aufgliederung in tektonische Einheiten. Deshalb war der Versuch einer stratigraphischen Einstufung der beschriebenen Serie eine der Hauptaufgaben dieser Arbeit.

Eine Beobachtung ist ganz wesentlich für die Vorstellung und die Schlüsse über die zeitliche Einstufung dieser Schichtfolgen. Nämlich der sedimentäre Zusammenhang zwischen der Kalkserie einerseits und der Arkoseserie andererseits, wobei das Bindeglied zwischen beiden durch die Chloritphyllitserie gegeben ist. Daß diese letztere tatsächlich einen Übergang zwischen beiden vermittelt, wurde schon ausführlich bei der Beschreibung der Chloritphyllitserie besprochen. Es gehen also die Kalke durch Zunahme des Tongehaltes, der sich zunächst in Chloritphyllitflatschen, späterhin in richtigen Chloritphyllitlagen äußert, in chloritreiche Kalkphyllite und schließlich in Chlorit-Quarzphyllite über. Diese Serie enthält zugleich klastische Feldspate, Quarzitzerölle und geht allmählich durch Abnahme des Chloritgehaltes in die Arkoseserie über. Das wesentliche Ergebnis aus diesen Beobachtungen ist, daß die gesamte Schichtfolge von der Basis der Kalke bis in das Hangende der Arkoseserie offenbar als eine nicht durch tektonische Vorgänge unterbrochene Schichtfolge aufzufassen ist.

Wo liegen nun die Angelpunkte für eine stratigraphische Einstufung dieser Serie?

Die Arkoseserie läßt sich in ihren Gesteinstypen mit der Brennkogelserie CORNELIUS & CLAR (1939), FRASL (1958), FRASL & FRANK (1964), FRASL & FRANK (1966) vergleichen. Charakteristisch sind die zahlreichen Dolomitrekzien, Karbonatquarzite, Phyllite mit recht wechselndem Quarzgehalt und die ziemlich geringmächtigen Prasinite; dagegen fehlen Arkosen dort weitgehend. Große Ähnlichkeiten bestehen auch mit der von DIETIKER (1938) und THIELE (1951) kartierten Lias-Brekzienserie südlich des Gerlospasses.

Schon aus dem Vergleich mit der Brennkogelserie, die über der Seidelwinkeltrias liegt, und mit gutem Grund in Lias bis Dogger eingestuft wird, ergibt sich ein erster Anhaltspunkt für die Stratigraphie. Die Brekzien werden dort im allgemeinen in den Lias eingestuft, sind hier aber über die ganze Serie verbreitet, sodaß auch ein geringeres Alter für Teile der Brekzien wenigstens als möglich erscheint. Ebenfalls charakteristisch für tieferen Jura werden die Karbonatquarzite und der Dolomitsand gehalten. Radiolarite wieder und die mit ihnen vergesellschafteten Prasinite könnten auf eine Ablagerungszeit im oberen Jura hindeuten, zumal sie sich immer in den hangenden Anteilen der Serie finden. Es scheint daher durchaus möglich, daß die Arkoseserie in einem Zeitraum abgelagert wurde, der sich über den ganzen Jura erstreckt. SANDER (1911) stellt diese Vergesellschaftung wegen der petrographischen Ähnlichkeit mit Gesteinen des Steinacher Karbons und der Grauwackenzone in das Jungpaläozoikum, läßt aber (1947) die Möglichkeit nachtriadischen Alters seiner Grauwacken

offen. BLESER (1934) bezeichnet diese Gesteine als Paragesteine des Kristallins der Glocknerdecke und stellt sie ins jüngere Paläozoikum, die Liasbrekzie muß er dabei etwas gewaltsam von ihrer Matrix trennen. Vorstellungen über das paläozoische Alter dieser Gesteine kann man auf Grund der neueren Arbeiten in den östlichen und mittleren Hohen Tauern als überholt betrachten. KARL (1951) wie auch THIELE (1951) stellen vergleichbare Gesteine des Gerlosgebietes in den Jura. Bei der Besprechung der Chloritphyllitserie wurde bereits auf die Wahrscheinlichkeit eines obertriadischen Alters hingewiesen. Geht man von der zeitlichen Einstufung dieser beiden Serien aus und hält man an der sedimentären Verbindung aller drei Serien fest — was durch den Geländebefund gesichert erscheint —, so ergibt sich für die Kalkmarmorlagen der Lärmstange ein unter-mitteltriadisches Alter. Besonders die Basis der Karbonatgesteinsserie, z. B. die gelbbraunen Basiskalke des Zuges Lärmstange—Kleiner Kaserer sind in ihrem Aussehen mit den Anis-Basiskalken der Seidelwinkeltrias und den gelbbraunen Basiskalken der Schöberspitzentrias gut zu vergleichen. Bänderkalke, Dolomitschlierenkalke und blaugraue Kalkmarmore sind sowohl im Kalkmarmorzug der Lärmstange wie auch der Schöberspitzentrias vorhanden. Demgegenüber fehlt die für die Mitteltrias der mittleren Hohen Tauern charakteristische Vorherrschaft des Dolomits.

Tatsächlich sind die Ähnlichkeiten mit dem auf Grund des Fundes von *Perisphinctes* sp. in den Oberjura gestellten Hochstegenkalk vom locus typicus sehr auffallend. Diese Tatsache veranlaßt auch THIELE (1963, p. A 56; 1967, p. A 48), am oberjurassischen Alter der Kalke der Lärmstange festzuhalten. Er erkennt zwar die sedimentäre Verbindung der drei Serien, nur stellt er sie folgerichtig in den höchsten Jura bzw. in die Unterkreide.

### 23 Gesteine der Oberen Schieferhülle

Nur ein kleiner Teil des kartierten Gebietes erfaßt noch die Obere Schieferhülle. Es handelt sich dabei um das Gebiet nördlich der Linie Riepenkopf—Mallgrube—Steinige Rinne—Tuxer Joch—Tiefer Bach—Hintertux. Dazu kommen noch das Gebiet um die Schöberspitzen und der Zug Riepenkopf—Tettensgrat—Weiße Wand.

#### 231 Wustkogelserie

Die Basis der Oberen Schieferhülle ist durch eine recht mächtige Zone von Phengit-Arkose-Gneisen gekennzeichnet, im W des Kartierungsgebietes (N Riepenkopf) ist sie nur schmal, im Bereich der Steinigen Rinne am E-Abhang des Kasererwinkels fehlt sie überhaupt. Die Wustkogelserie setzt erst N der Tettensgrube wieder ein und zieht N des Tuxer Joches bis zum Tuxer-Joch-Haus, weiter zum Pfanneck und hinunter nach Kaiserbrunn bei Hintertux. Dort ist sie nur mehr in großen Gesteinstrümmern und in abgerutschten Schichtpaketen zu finden. Kleine Schuppen liegen in den hangenden Teilen der parautochthonen Schieferhülle.

Im Feld ist die Wustkogelserie wegen ihrer charakteristischen grünen Farbe sehr leicht zu erkennen. Kleine, 1—2 mm große Tupfen sind auf klastisch eingestreute Feldspate zurückzuführen. Der Feldspatgehalt wechselt sehr stark, neben ausgesprochenen Arkosegneisen findet man auch grüne bis weiße Quarzite. Weiße Quarz-Albitgerölle, wie sie schon aus den

Arkosegneisen N und NE des Spannagelhauses beschrieben wurden, finden sich auch hier wieder und zwar an zwei Stellen, am Grat N des Reisköpfels und am Weg von Hintertux aufs Tuxer Joch (ESE des Pfannecks, wo die im Verband abgerutschten Phengit-Arkose-Gneise vom Weg angeschnitten werden).

Unter dem Mikroskop (Schliff 13, 17, 85, 200):

Quarz bildet mit mittelgroßen Körnern ein dichtes Pflaster, das durch seine starke postkristalline Deformation gekennzeichnet ist. Eingeschlossen in dieses Quarzpflaster sind häufig kleine Hellglimmerschuppen und Karbonatkörnchen. Größere Quarze von 1 mm Durchmesser, mit quergeschnittenen Korrosionsschläuchen, deuten auf Herkunft aus einem sauren vulkanischen Gestein. Der niedrige Achsenwinkel und der deutliche Pleochroismus  $n_x$  farblos,  $n_z$  hellgrün bei den Hellglimmern zeigt phengitischen Charakter an. Auch der Phengit ist stark postkristallin durchbewegt. Alkalifeldspat ist nur in etwa der Hälfte der untersuchten Schiffe vorhanden. Nur selten sieht man in den 0.5—1.2 mm großen Feldspäten deutliche Mikroklingitterung. Der Achsenwinkel  $2V_x$  schwankt zwischen 73—85°. Perthitbildung in den verschiedensten Ausbildungsformen ist allgemein vorhanden, Schachbrettalbite sind aber sehr selten. Plagioklas ist im Gegensatz zum Alkalifeldspat in allen Schliffen vorhanden, wenn auch in stark wechselnden Mengen. Es handelt sich dabei um mittelgroße Körner mit einem An-Gehalt von 5 bis 7%. Lamellierung nach dem Albit- und Periklingesetz und starke Füllung mit Hellglimmermikroliten, aber wenig Klinozoisit ist allgemein vorhanden. Diese Plagioklase sind von zahlreichen kleinen Albitkörnern umgeben, wobei die Grenze zwischen dem alten und jungen Plagioklas sehr unscharf ist. Nicht selten löschen die Plagioklase fleckig aus, was so weit gehen kann, daß der alte Plagioklas in junge Albitkörner zu zerfallen scheint. Zahlreiche dieser kleinen Albite sind auch sehr eng mit dem Quarzpflaster verbunden. Quarz-Albit-Gerölle, wie sie in wenigen Stücken gefunden wurden, sind von gleicher Gestalt und Zusammensetzung wie die Gerölle im Gebiet der Oberen Schwarzen Platte. Kleine Linsen von Karbonat sind selten. Akzessorisch findet man Turmalin, Zirkon, Apatit, Klinozoisit, Orthit, Erz und Titanit.

Auch diese Phengit-Arkose-Gneise bis Phengitquarzite zeigen auffallend gute Übereinstimmung mit ähnlichen Gesteinen, die FRASL (1958, p. 343—349) aus den mittleren Hohen Tauern beschreibt und als permoskythische Wustkogelserie bezeichnet. Dieser stratigraphischen Deutung möchte ich mich anschließen.

Mit Ausnahme der postkristallinen Deformation gleicht dieser Arkosegneis bis in alle Einzelheiten jenem von der Oberen Schwarzen Platte. Es soll hier noch hinzugefügt werden, daß KARL (1951, p. 199—218), Gesteine desselben Typus beschreibt und sie dem Permoskyth zuordnet.

## 232 Triaskarbonatgesteine der Oberen Schieferhülle

(Profile 11—13)

Neben den sehr geringmächtigen Karbonatgesteinszügen, die die Wustkogelserie im Hangenden und im Liegenden begleiten, bei den Tettensgulfen SW des Tuxer-Joch-Hauses und N und SE des Reisköpfels, möchte ich auch die Triaskarbonatgesteine der Schöberspitzen, des Riepenkopfes, des Tettensrates und schließlich der Weißen Wand besprechen.

An der Basis beginnt diese Serie mit einem gelben, glimmerreichen, meist dünnbankigen Marmor. Dolomitreiche Anteile wechseln sehr häufig mit kalkreichen. Charakteristisch sind die ab und zu anzutreffenden Phyllitflatschen, die in den Marmoren liegen. Mehrere Zentimeter mächtige Rauh-wackebändchen sind wenigen Stellen, bei der Kleegrubenscharte S der Schöberspitzen oder bei der Hohen Pfann-Scharte N des Tuxer-Joch-Hauses eingelagert.



Die gelben Glimmermarmore bilden einige Bänder im Bereich der Schöberspitzen und schließlich ihren Gipfelaufbau. Weiters sind sie S des Riepenkopfes und im Bereich des Tettensgrates anzutreffen. Der schmale Karbonatgesteinszug im Hangenden der Wustkogelserie, der von den Tettensgulfen über die Hohe-Pfann-Scharte bis ins Weitental zieht, besteht fast ausschließlich aus diesem Marmor, ebenso ein Band, das 150 bis 200 m SW des Tuxer-Joch-Hauses in die Wustkogelserie eingefaltet ist. Wegen der Übereinstimmung mit den Anis-Basiskalken in der Seidelwinkeltrias wird dem gelben Glimmermarmor dasselbe Alter zugeordnet. Das ist deshalb wichtig, da diese sehr charakteristischen Bänder Schlüssel-punkte für die Auflösung der Tektonik der Schöberspitzen darstellen, wie im tektonischen Teil noch gezeigt werden wird. In seinem Gesamtbild gleicht der gelbe Kalk- und Dolomitmarmor völlig den gelben Basismarmoren des Kalkzuges Lärmstange—Kleiner Kaserer, wenn man von Rauhwackebändchen absieht.

Gegen das Hangende geht der gelbe Marmor in undeutlich gebänderten Kalkmarmor über und wird schließlich von einer Serie von Dolomit- und Kalkmarmoren abgelöst. Die Dolomite sind hell bis dunkelgrau, manchmal mit phyllitischen Linsen. Die Kalkmarmore unterscheiden sich von den Dolomiten im wesentlichen durch ihr gröberes Korn, sind sonst aber vom gleichen Aussehen und enthalten ebenfalls feine phyllitische Lagen. Auf engstem Bereich können sich Kalk- und Dolomitmarmore gegenseitig vertreten, doch bleiben die Kalke mengenmäßig hinter den Dolomiten zurück. Wesentlich scheint mir, daß die Kalkmarmore nicht an ein bestimmtes stratigraphisches Niveau gebunden sind, sondern innerhalb der ganzen Serie regelmäßig auftreten können. Höhere Schichtglieder wie das Niveau der Quartenschiefer fehlen in den erwähnten Vorkommen dieser Triasgesteine.

### 233 Schwarzphyllit, Kalkphyllit, Quarzit und Karbonatquarzit in der Oberen Schieferhülle

(Profile 14—16)

Die Schichtglieder zwischen den triadischen Gesteinen einerseits und der Masse der Kalkphyllite, die im N anschließt, andererseits, sollen nur kurz besprochen werden. Sie gleichen in Mineralbestand, Kristallisation und Deformation ihren Äquivalenten in der parautochthonen Schieferhülle. Diese im einzelnen sehr bunte, im großen aber doch recht gleichmäßige Serie kann in drei Profilen gut studiert werden.

Das westliche Profil (14) läuft N des Riepenkopfes bis zum Jochgrubenkopf. Im Schwarzphyllit der Basis liegen einzelne Lagen und Linsen eines graugrünen Serizitquarzitschiefers, der aus einem sehr feinen Gewebe von Quarz, Serizit und wenig Chlorit besteht. Beim Hochtore wurde in den Schwarzphylliten eine Lage von quarzreichen Phylliten mit einigen klastischen Plagioklasen gefunden. Gegen das Hangende verzahnt sich der Schwarzphyllit mit dem Kalkphyllit, der den ganzen N-Abhang des Jochgrubenkopfes aufbaut.

Das zweite Profil vom Tuxer Joch zur Hornspitze (15) beginnt mit einem Karbonatquarzitband. Es folgt eine bunte Serie von Kalkphylliten, Karbonat-Quarziten, weißen Quarziten, Quarzit-Serizitschiefeln, die manch-

mal grüne Chloritlagen besitzen. In den Schwarzphylliten konnte eine 4—6 m mächtige Dolomitscholle entdeckt werden, die ich als eingegliederte Großscholle deuten möchte. Dolomitbrekzien, wie wir sie aus der parautochthonen Schieferhülle kennen, fehlen. Gegen W zum Kasererwinkel hin keilen die Quarzitzüge langsam aus und der Schwarzphyllit verzahnt sich in zunehmendem Maße mit Kalkphyllit, sodaß im Bereich der Steinigen Rinne über den Prasiniten der parautochthonen Schieferhülle nur mehr Kalkphyllite folgen, die das Baumaterial der Hornspitze und des Ofners bilden.

Das dritte Profil schließlich läuft von der Hohen Pfann-Scharte N des Reisköpfles bis zum Sattel (16). Wieder finden wir eine bunte Serie von Schwarzphylliten, Kalkphylliten, Quarziten und Serizitquarzitschiefern, die N des Sattels von Kalkphylliten abgelöst werden.

Diese Serie, die an der Basis der Kalkphyllitmasse liegt, läßt sich in ihrer Schichtfolge durchaus mit der Buntheit der Schichtfolge in der Arkoseerie vergleichen, wenn man von dem Reichtum an klastischen Feldspaten absieht. Auf Grund ihrer Stellung zwischen Karbonatgesteinen der Trias und der Masse der Kalkphyllite möchte ich dieser Serie ein tiefer jurassisches Alter zuordnen.

#### 24 Zur Metamorphose der Schieferhüllengesteine

Weit verbreitet im Kartierungsgebiet ist ein phengitischer Hellglimmer, der durch seinen geringen Achsenwinkel  $2V_x = 30^\circ$  und durch seinen deutlichen Pleochroismus  $n_x$  farblos,  $n_z$  hellgrün, charakterisiert ist. Das Vorkommen von Phengit erstreckt sich vor allem auf die Wustkogelserie und auf quarzitische Anteile der Chlorit-Phyllitserie. In diesen Quarziten und in wenigen Teilen der Wustkogelserie ist der Phengit auch mit Chlorit vergesellschaftet. In Gesteinen des Zentralgneiskomplexes konnte er bis jetzt nicht sicher nachgewiesen werden. EXNER (1965) beschreibt aus den östlichen Hohen Tauern Phengit und aus demselben Gebiet analysiert PREISINGER (1965) eine Probe. Für die Bildungsbedingungen gibt PREISINGER unter der Annahme, daß Albit und Mikroclin gleichzeitig gebildet wurden, eine Temperatur von  $420^\circ$  bei einem Druck von 7 Kilobar an. Diese Werte stimmen auch mit jenen gut überein, die WINKLER (1967) für die tiefer temperierte Zone der Grünschieferfazies angibt.

Anorthitmessungen an frischgesproßten Albiten auch in karbonatreichen Gesteinen ergaben nie höhere Werte als höchstens 4—5% Anorthit. Diese Werte decken sich mit denen, die WINKLER 1967 für die tiefer temperierte Grünschieferfazies angibt, etwa 7% An-Gehalt. Die Neukristallisation von Albit könnte man in vielen Fällen als Rekristallisation alter, zerfallener Plagioklassubstanz oder Kristallisation aus Plagioklas-Detritus denken, wofür auch manche Schliifbeobachtungen sprechen (224.8, 231). An den klastischen Plagioklasen wirkt sich die Metamorphose besonders durch den randlichen Zerfall der Körner aus, weiters durch Entmischungerscheinungen und Verzwilligung.

Chloritoide, die ohne weiteres auch in der tiefst temperierten Grünschieferfazies stabil sein können, weisen auf ganz bestimmte Ausgangsverhältnisse: großes Fe/Mg-Verhältnis, großer Al-Gehalt (WINKLER 1967, p. 93).

In zentralgneisnäheren Zonen der Schieferhülle tritt häufig Biotit auf, besonders in Gesteinen der Phengit-Arkose-Gneise E und NE des Spannagelhauses. Es handelt sich dabei durchwegs um alpidisch gesproßten Biotit mit der charakteristisch olivbraunen Farbe. Relikte alter Biotite wurden unter ihnen nicht gefunden. Die Frage, ob es sich bei biotitähnlichen Glimmermineralien, die an verschiedenen Stellen in den hangenderen Teilen der Schieferhülle gefunden wurden, um Stilpnomelan oder tatsächlich um Biotit handelt, soll vorläufig noch offen gelassen werden. Für eine genauere Bestimmung wären Röntgendiffraktometeraufnahmen wichtig, die bis jetzt noch nicht durchgeführt werden konnten.

Sehr interessant ist das Vorkommen von Disthen (Rhätizit) bereits in Schieferhüllengesteinen (Rhätizitquarzit). Disthen kann nach WINKLER (1967, p. 100) erstmals in der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies auftreten. Er schreibt dazu: „Ferner sei bemerkt, daß hier (in der dritten Subfazies) in wenigen Fällen auch bereits Disthen (statt Pyrophyllit) festgestellt worden ist.“ Almandinreicher Granat, der als charakteristisches Mineral dieser Zone auftritt, konnte zwar in den Rhätizitquarziten nicht gefunden werden, wohl aber tritt er in den unmittelbar liegenden Teilen des Zentralgneis-Komplexes auf. Außerdem beschreibt SANDER (1912, p. 237) Granatphyllit aus den tiefsten Gesteinen des Kleinen Kaserers, der allerdings nicht wieder gefunden werden konnte, wohl aber etwa der Position der Rhätizitquarzite entspricht. Es sind hier offenbar innerhalb der dritten Subfazies der Grünschieferfazies Bedingungen vorhanden, die das Auskristallisieren von Disthen ermöglichten. Das Vorkommen von Chlorit im Liegenden der Rhätizitquarzite in Gesteinen des Zentralgneis-Komplexes widerspricht nicht der Zugehörigkeit dieser Gesteine zur Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies, da Mg-reicher Chlorit bis in den Bereich sehr hoher Temperaturen existieren kann. Auch das Auftreten von Barroisit in Zentralgneisgesteinen deutet auf diese Subfazies hin.

Fassen wir zusammen: Alle drei Subfazies der Grünschieferfazies reichen in unser Gebiet hinein. Der Bereich der Oberen Schieferhülle gehört sicher der tiefsttemperierten Grünschiefer-Subfazies an, nämlich der Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies. WINKLER (1967, p. 93) gibt als Charakteristikum dafür das Fehlen von Biotit, wohl aber das Vorkommen von Stilpnomelan an. In der Wustkogelserie an der Basis der Oberen Schieferhülle konnte Biotit nicht gefunden werden, sollte aber bei entsprechenden Temperaturbedingungen doch auch in diesen Gesteinen auftreten (wie Beispiele aus den östlichen Hohen Tauern zeigen, aber auch die Arkosegneise im Bereich des Spannagelhauses mit ihrer ähnlichen petrographischen Zusammensetzung). Sollten sich die biotitähnlichen Mineralien im höheren Teil der parautochthonen Schieferhülle bei späteren Untersuchungen als Stilpnomelan erweisen, so wäre auch dieser Teil der tiefsttemperierten Grünschiefer-Subfazies zuzuordnen. Sicher beginnt die zweite Subfazies, die Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies mit den zentralgneisnächsten Partien der parautochthonen Schieferhülle und wird dann sehr rasch von der dritten Subfazies, die durch Disthen und Granat charakterisiert ist, abgelöst.

Die Kristallisation wurde von der Deformation im allgemeinen überholt. Wie schon bei der Dünnschliffbeschreibung dargelegt wurde, zeigen alle Minerale Anzeichen einer starken, nachkristallinen Durchbewegung. Albit

und Chloritoid wurden weitgehend von der Durchbewegung verschont. Nur im südlichen Teil des kartierten Gebietes, im Bereich der Arkosegneise NE des Spannagelhauses hat die Kristallisation die Durchbewegung im wesentlichen überdauert, was die schönen kristalloblastischen Glimmertafeln zeigen. In diesem Bereich beschränkt sich die postkristalline Durchbewegung auf ein nur sehr schwaches undulöses Auslöschten von Quarzen und Hellglimmern.

### 25 Quartär

Die mengenmäßig bedeutendsten Quartärablagerungen sind die zahlreichen Moränen verschiedensten Alters, die sich noch am besten erhalten in der Nähe der heutigen Gletscher befinden.

Im Bereich N der Lärmstange lassen sich W der Gletscherschliffe drei Seitenmoränenwälle unterscheiden, von denen der innerste, recht gut ausgeprägte Wall noch frisch und kaum bewachsen dem 1920er Vorstoß zuzurechnen ist. Der mittlere, der mächtigste, zeigt an seiner Außenseite schon sehr deutliche Bewachungserscheinungen. Er soll dem Vorstoß von 1850 zugerechnet werden. Nur schlecht erhalten und ganz an den Wall von 1850 angeschmiegt, liegt außerhalb noch eine etwa gleich hohe Moräne, deren Rücken oft nur wenige Meter von der 1850er Moräne getrennt ist. Dieser äußerste Moränenwall soll wegen der etwas stärkeren Bewachung in die Zeit von 1820 gestellt werden. Etwa gleich hohe Endmoränen beider Stadien finden sich zirka 300 m weiter nördlich.

Am Fuß der Lärmstangenwand in etwa 2400 m Höhe wurde noch ein kleiner Endmoränenwall gefunden, der offenbar jünger ist als die 1920er Moräne. Er dürfte von einem kurzen Vorstoß der linken Seitenzunge des Gefrorne-Wand-Keeses herrühren. Die Seitenmoräne an der E-Seite der Gletscherschliffe ist durch ihre Größe und ausgeprägte Form als 1850er Moräne leicht zu erkennen. Obwohl kein anderer Wall vorhanden ist, meine ich doch, daß hier der Wall von 1820 und 1850 zusammenfällt, da die Außenseite der Moräne meistens ebenso stark bewachsen ist, wie der Wall von 1820 auf der W-Seite der Gletscherschliffe. Die beiden Ufermoränen der östlichen Nebenzunge des Gefrorenen-Wand-Keeses, die E des Spannagelhauses in Richtung Kleegrube ziehen, dürften wegen des Fehlens von Bewuchs und wegen ihrer kleinen Form dem Vorstoß von 1902 zuzurechnen sein.

Eine Ufermoräne, die N des Spannagelhauses von etwa 2300 m bis 2100 m nach N zieht, möchte ich wie BOBEK (1932, p. 147) dem Daunstadium zuordnen. Die Moräne ist schon ziemlich stark verwachsen und stark überwachsen und hebt sich von der Umgebung kaum mehr ab. Ihre Höhe beträgt etwa 8—12 m. Mit dieser Moräne möchte ich eine andere westlich der Ramslacke etwa 400 m S der Frauenwand vergleichen. Auch dieser Wall ist stark überwachsen und auch seine Höhe beträgt nur wenige Meter. Er könnte von einem Ast des Gefrorne-Wand-Keeses stammen, der sich bei der damaligen Gletschermächtigkeit vom Hauptgletscher abspaltete und seinen Weg zwischen Lärmstange und P. 2905 des Kaserergrates nahm und über den Ramskopf in die Ramsen floß. Eine ähnliche zeitliche Einstufung dürfte auch der Ufermoräne S des Kögerls zukommen. Auch sie ist recht niedrig, nur wenige Meter hoch und stark überwachsen.

S von Kaiserbrunn im Talende des Tuxertales ziehen zwei Ufermoränenreste zuerst steil, dann flach ansteigend nach S. Beide Reste sind etwa 300—350 m lang und ziehen von 1750 auf 1900 m. BOBEK (1932, p. 147) parallelisiert sie mit dem Stirnmoränenrest von Vorderlanersbach und stellt sie wie die Moränenreste der Bichlalpe N Hintertux (außerhalb des Aufnahmegebietes) in 1700 m ins Gschnitz. Jünger hingegen dürfte die Ufermoräne des Weitentales sein, die etwa 300 m NW des Tuxer Joch Hauses beginnend nach N zieht. Im Bereich des Wildlahnerferners und des Hinteren Wildlahnertales liegen die Verhältnisse etwas einfacher. S der Höllecken liegen die beiden 1850er Moränen. Die ziemlich mächtige Grundmoräne zwischen beiden Wällen ist durch Bäche zerschnitten und bildet ebenfalls ufermoränenähnliche Gebilde. Ein offensichtlich älterer Wall, N der Höllecken dürfte dem 1820er Vorstoß zuzurechnen sein. Die Höhe der Wälle beträgt zirka 30—35 m. Der Wall des Vorstoßes von 1920 ist nur sehr klein und wenige Meter hoch.

Eine Ufermoräne, die im Hinteren Wildlahnertal von den Kluppen in etwa 2000 m nach WNW bis etwa 1800 m herabzieht, möchte ich wegen des starken Bewuchses und wegen der guten Vergleichbarkeit mit den Moränen der Sommerbergalm und auch des Spannagelhauses dem Daunstadium zurechnen. Ein kleiner Ufermoränenwall in der N-Flanke des Kleinen Kaserers ist wohl dem Vorstoß von 1850 zuzuordnen. Ältere Moränenwälle fehlen sowohl in den N-Gehängen des Kleinen Kaserers als auch im Bereich des Kasererwinkels.

Der größte Bergsturz im kartierten Gebiet ist der des Pfannecks. Zwischen Pfanneckgrat und Weg zum Tuxer Joch bzw. zur Sommerbergalm sind die Phengit-Arkose-Gneise der Wustkogelserie aus ihrem Verband herausgelöst und abgerutscht. Der primäre Zusammenhang der Schichten ist zwar in vielen Fällen noch gewahrt, aber das Gefüge zeigt starke Auflösungserscheinungen durch zahlreiche Klüfte in allen Richtungen. E des Weges sind im Schichtverband erhaltene Massen des Phengit-Arkose-Gneises schon selten. Man findet nur mehr große Blöcke bis nach Kaiserbrunn in den Talabschluß des Tuxertales hinunter. Weiteres Bergsturzblockwerk trifft man NE und W des Reisköpfls, ganz im W des Kartierungsgebietes W der Schöberspitzen mächtiges Dolomitblockwerk, das von einem Bergsturz der Schöberspitzen herrührt.

Erscheinungen der Bergzerreißung findet man in den kleinen S-Abstürzen der Frauenwand. Klüfte, die der SE-Flanke der Frauenwand parallel laufen, zerteilen den Kalkmarmor in etwa 6—10 m hohe Grate, Pfeiler und Türme, die z. T. von meterbreiten Spalten getrennt werden, z. T. sind die Grate etwas abgesetzt, kleinere Pfeiler eingestürzt, wie die zahlreichen großen Blöcke am Fuß dieser Türme und Grate zeigen.

### 3 Tektonik

Vier tektonisch selbständige Einheiten, nämlich der Komplex des Zentralgneises, die parautochthone Schieferhülle, die tektonisch selbständige Schöberspitzentrias und die Obere Schieferhülle konnten im kartierten Gebiet ausgeschieden werden. Die einzelnen Einheiten sollen nun von S nach N fortschreitend kurz beschrieben werden.

### 31 Regionale Beschreibung

Das auffallendste Merkmal im westlichen Anteil der Zentralgneisgesteine ist das kuppelartige Aufwölben der Biotit-Augengneise im Gebiet des Großen Kaserers, das bereits von SANDER (1911, p. 303) beschrieben wurde. Am S-Abfall dieser Kuppel liegt im Falschen Kaserer deutlich aufgeschlossen der Metagranit des Olperers auf den Biotit-Augengneis aufgeschoben. Es scheint sich jedoch hier nicht um eine weitgehende Überschiebung zu handeln, wie BLESER (1934, p. 22) meinte, sondern nur um eine lokale Aufschichtung, da weiter im E überall noch Intrusivkontakte zwischen Metagraniten und Biotit-Augengneisen vorhanden sind. Im W des Wildlahnerferners ist eine kuppelartige Aufwölbung nicht mehr vorhanden, wie die einheitlich nach NW fallenden Biotitgneise zeigen.

Vom Spannagelhaus zieht nach N ein Lappen von Biotitaugengneisen und Quarz-Biotit-Schiefen bis nach Waldeben, der einerseits unter den Kalken, die von Waldeben zur Lärmstange ziehen, andererseits über den Phengit-Arkose-Gneisen und Kalken, die von Waldeben zum Spannagelhaus führen, liegt. Auch östlich des Spannagelhauses, bei der Oberen Schwarzen Platte, tauchen die grünen Arkosegneise unter diese Zentralgneisgesteine unter (Abb. 5). Das Auskeilen dieses Lappens gibt keinen Anhaltspunkt für den Bau, da sein Kontakt mit den Kalkmarmoren unter der Moräne von Waldeben verborgen liegt. Der petrographische Charakter

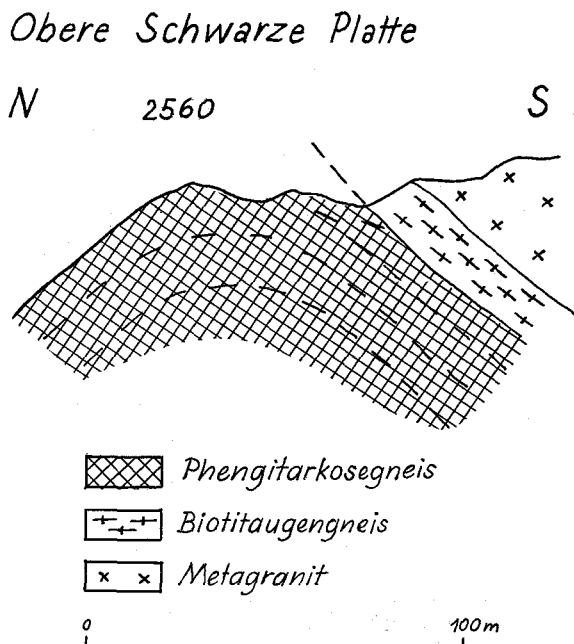


Abb. 5: Profil durch die Obere Schwarze Platte, E des Spannagelhauses. Der Phengitarkosegneis (Wustkogelserie) taucht unter die Gesteine des Zentralgneis Komplexes

der Zunge, die mit den übrigen Zentralgneisgesteinen eine petrographische Einheit bildet, läßt einen Ferntransport dieser Lamelle etwa von S her unwahrscheinlich erscheinen. Da nun andererseits auch die grünen Arkosegneise weiter im W außer in sehr fraglichen Resten nicht mehr vorhanden sind, dürften sie wahrscheinlich relativ rasch nach ihrer jetzt aufgeschlossenen Grenze auskeilen. Die Phengit-Arkose-Gneise wären demnach in einer Mulde des Altkristallins abgelagert und an einer möglicherweise variszischen Störung eingesenkt worden, sodaß Biotit-Augengneise und grüne Arkosegneise unmittelbar aneinander grenzten. Der Kalk der Lärmstange transgrediert nun einerseits über das Kristallin, andererseits über die grünen Arkosen. Im Zuge der alpidischen Orogenese wurden die Wustkogelserie und ein Teil der auflagernden Kalke im Rahmen einer W-E-Einengung durch eine Drehbewegung von NW her überschoben, wobei der Drehpunkt dieser Bewegung etwa bei Waldeben lag.

Sowohl im Profil Hintere Höllwand—Kleiner Kaserer (Profil 2) als auch im Profil Steinernes Lamm—Kahlwandspitzen (Profil 5, 6) liegt unmittelbar über dem Zentralgneis noch ein Kalkmarmorband aus meist hellen, glimmerreichen Kalken, z. T. mit Phyllitflatschen und blaugrauen, plattigen Kalkmarmoren, die im Profil Höllscharte von Rhätizitquarziten unsicherer Stellung, im Profil Steinernes Lamm—Kahlwandspitze von Quarz-Biotit-Schiefern überlagert werden: beide bilden den Trennhorizont zu der Hauptmasse der Kalkmarmorgesteine der parautochthonen Schieferhülle. Im Profil Höllwand ist diese untere Lamelle nochmals durch einen kleinen Kristallinspan zweigeteilt. SANDER (1920, p. 238—268) nennt diese Kalkschuppen „Kasererlage“ und stellt sie tektonisch zwischen „Hochstegenlage“ und „Schmittenberglage“, die dem Kalkzug Lärmstange—Kleiner Kaserer—Kahlwand entspricht. Die „Kasererlage“ ist ein eindeutig tektonisch tieferes Element des Lärmstangen-Kalkzuges = („Schmittenberglage“). Tektonische Beziehungen der „Kasererlage“ zu den Kalken E des Kartierungsgebietes („Hochstegenlage“) lassen sich nicht feststellen. Die darüber liegenden Gesteine der parautochthonen Schieferhülle und die Quarz-Biotit-Schiefer sind wahrscheinlich von N her südvergent auf diese Schuppe aufgeschoben.

Die eigentliche Schichtfolge der parautochthonen Schieferhülle beginnt nun mit der Serie der Kalkmarmore, die wiederum an ihrer Basis einige wenige Meter mächtigen quarz- und glimmerreichen Marmor führt. Darüber folgt die große Masse der blaugrauen, meist ungebankten Kalkmarmore. In den hangenden Partien dieses blaugrauen Kalkes liegen dunkelgraue, schwarze, schiefrige Kalke mit großen phyllitischen Lagen, die z. T. bündnerschieferähnlich werden. Im Hangenden werden die Kalke von weißen Marmoren, hellen Dolomiten und z. T. Rauhacken abgelöst, die in ihren höheren Partien chloritreiche Zonen enthalten. Diese chloritreichen Phyllite gehen allmählich in Kalkphyllite über, die in beiden Profilen die Basis der Arkoseserie bilden. Nun folgt eine bunte Abfolge von Schwarzphylliten, Arkosen, quarzreichen Phylliten und Quarziten, auch Karbonatquarziten und selten Prasiniten. Diese ganze Abfolge ist wohl als aufrechte Schichtfolge zu deuten, ein Leithorizont, mit dessen Hilfe eine Auflösung der Tektonik möglich wäre, fehlt (Profil 2, 3, 5).

BLESER (1934, p. 49—52) muß auf Grund seiner stratigraphischen Vorstellung zwischen Hochstegenkalk und der Chloritphyllitserie, die er zur Venedigerdecke rechnet, eine tektonische Grenze zu den seiner Ansicht nach paläozoischen Arkosen ziehen. Diese höhere Einheit nennt er „Erste Glocknerschuppe“ (schließt fast die ganze Arkoseserie ein), und deutet sie als über den Kalkmarmor der Lärmstange geschoben. Die „Zweite Glocknerschuppe“ umfaßt die Wustkogelserie beim Tuxer Joch und Teile der Radioarite, die „Dritte Glocknerschuppe“ ist durch Schwarzphyllite und Prasinite gekennzeichnet. Diese drei Schuppen hält er für Basisbildungen der Kalkphyllite (Glocknerdecke). Da aber gerade die sedimentären Übergänge zwischen Chloritphyllitserie und Metaarkosen so klar zu erkennen sind, kann ich für eine Deutung, die die Arkosen über den Kalkmarmor fernüberschoben denkt, keine Anhaltspunkte sehen.

In der Wand des Kaserergrates sieht man sehr schön die Spitzen mehrerer meter- bis meterzehner langer Falten, die in die Arkoseserie eingefaltet sind (Abb. 6). Es handelt sich um südvergente Falten, die hier durch die Morphologie so prächtig aufgeschlossen wurden („Rückwärtskeile“ nach BLESER 1934, p. 30). Indirekt läßt sich dieser Faltenbau auch in der Nordflanke des Kleinen Kaserers rekonstruieren, wo der Kalk an beiden Seiten der Toten Grube unter die Metaarkosen untertaucht, ebenso im E des Kaserer-

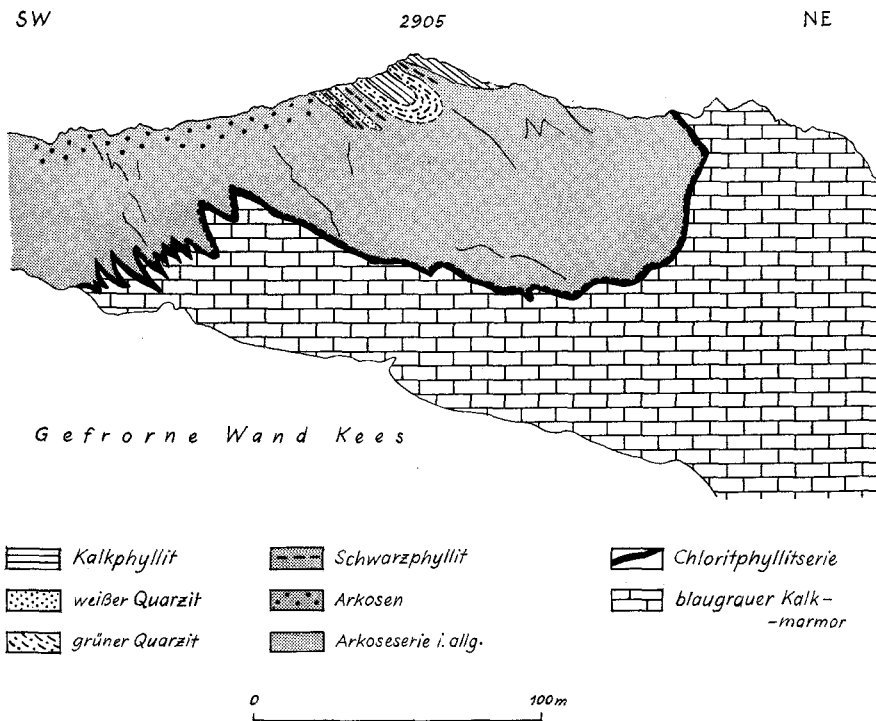


Abb. 6: Ansichtsskizze der ESE Flanke des Kaserergrates bei P. 2905



ferners, dort aber, wo der Kalk im S gegen den W-Grat des Kleinen Kaserers reicht, auf der Metaarkose liegt und nur ein kleines Eck unter die Metaarkose untertaucht.

NW des Kleinen Kaserers folgt nördlich der Kleegrubenscharte der Kalk- und Dolomitmarmorzug der Schöberspitzen, der später behandelt werden soll. Die Schöberspitzentrias wird in ihrem südlichen Teil zwischen den Schöberspitzen und der Kleegrubenscharte von einem dünnen, schmalen Band von Quarziten, Schwarzphylliten und Kalkphylliten zweigeteilt. Dieses Band zieht unter den Karbonatgesteinen der Schöberspitzen durch und steht mit den Phylliten nördlich davon in Verbindung. Dadurch wird offenbar, daß die Karbonatgesteine der Schöberspitzen frei auf der Arkose-*serie* schwimmen (Profil 4).

Schlüsselpunkt für die Lagerungsverhältnisse in diesem Gebiet bilden die zwei Kalklagen, die von der Frauenwand und der Lärmstange in den Kasererwinkel herüberziehen und im W des Kasererwinkels als Antiklinalen untertauchen. Gerade um diese Kalkmarmorantiklinalen legen sich die Metaarkosen, die sich im N und W des Kleinen Kaserers im Wesentlichen auf die Basis dieser ganzen Schichtfolge beschränken. So kommt auch hier über den Kalken die Basiszone zum Vorschein, die sich als Antiklinalzone über die Innere Schönlahnerspitze bis an den W-Rand des Kartenblattes verfolgen läßt. Ähnlich liegt die Situation beim Untertauchen der südlichen Kalkantiklinale NE der Schöberspitzen, hier sind große Teile durch Kalk- und Dolomitschutt der Schöberspitzen verdeckt. In dieses Bild eines Falten- und Muldenbaues, der schon von BLESER (1934, p. 60) erkannt wurde, passen sich auch die einzelnen Quarzzüge zwanglos ein.

Als wesentlicher Leithorizont zur Aufschlüsselung der Tektonik im Bereich zwischen Kaserergrat, Tuxer Joch und Sommerbergalm erweist sich die Chlorit-Phyllitserie, die als beständiger Horizont überall die Kalke begleitet (Profil 1—3). Die Falten in der SE-Flanke des Kaserergrates werden von grünen Phylliten begleitet und machen das Umbiegen nach S der Kalkmarmore etwas nordöstlich P. 2905 mit. Auch Kalkphyllite und grüne, radiolaritähnliche Quarzite, die beide eher im Hangenden (in höheren Anteilen der Arkose-*serie*) vorkommen, sprechen dafür, daß im Bereich um P. 2905 eine Mulde das wesentliche Bauelement darstellt (Abb. 6). Der Kalkzug, der von der Lärmstange über den Ramskopf nach W in den Kasererwinkel hinunterzieht, wird sowohl im Liegenden als auch im Hangenden sehr konstant von der Chlorit-Phyllitserie begleitet, wenn diese auch hin und wieder nur sehr schmal ausgebildet bzw. dünn ausgequetscht ist. Dieser Kalkzug erweist sich somit klar als Antiklinale und die südlich davon liegenden Phyllite und Metaarkosen als Mulde.

Das Herumstreichen der Chloritphyllite um die Kalke ist am schönsten in der SE-Flanke der Frauenwand erkennbar (Abb. 7). Am Fuß dieser Flanke ziehen die Kalke des letztgenannten Kalkzuges durch, die ihrerseits noch in kleinen meter- bis meterzehnergroßen Falten in die Arkosegneise eingefaltet sind. Erst SE der Frauenwand setzen die grünen Phyllite ein und verlaufen immer wieder unterbrochen durch Schutt am Unterrand der Kalke, biegen bei der westlichen Rippe um und ziehen im Liegenden der Frauenwandlage die Flanke hinauf bis unter den Gipfel. Unmittelbar unter dem Frauenwandgipfel liegen die Chloritphyllite eingefaltet in Kalk-

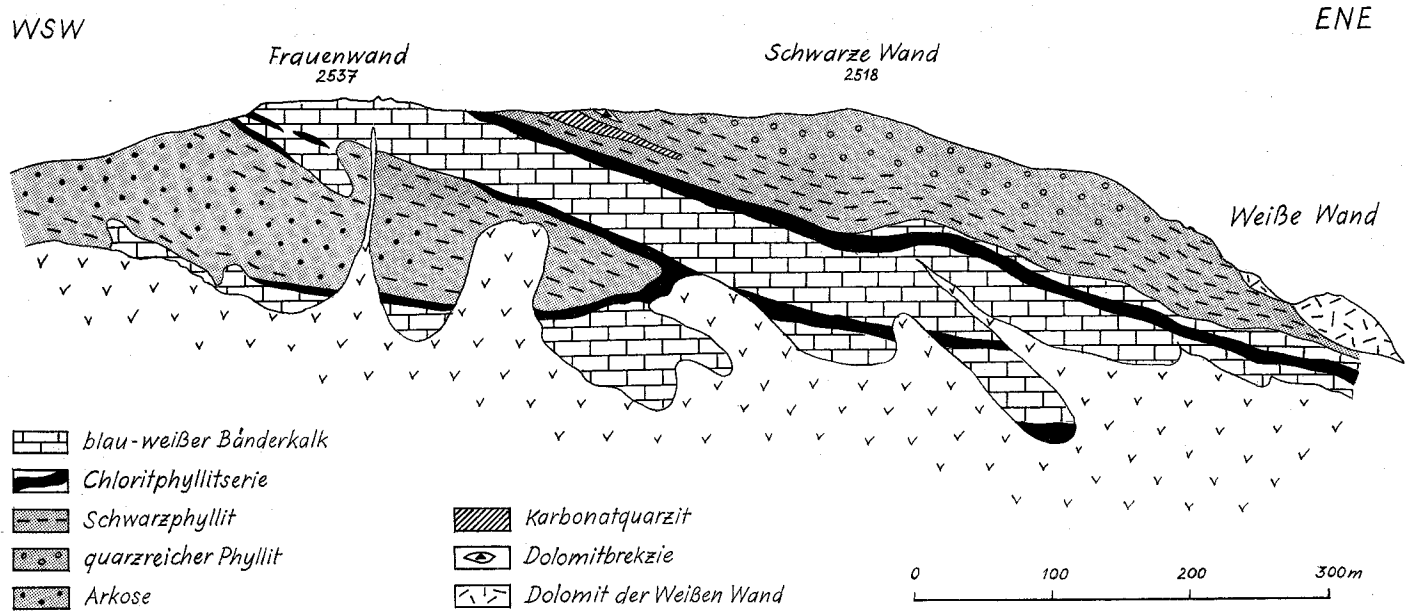


Abb. 7: Ansichtsskizze der SE Flanke der Frauenwand zwischen Frauenwandgipfel (2537 m) und Schwarzer Wand (2518 m)

marmor, der unterhalb nochmals eine Falte in den Metaarkosen bildet. Auch nördlich des Frauenwandzuges sind die grünen Phyllite an der Grenze zwischen Kalk- und Arkoseserie zu finden. Das Gesamtbild der SE-Flanke der Frauenwand liefert einen überzeugenden Eindruck des großzügigen Falten- und Muldenbaues.

Nördlich der Frauenwand erstreckt sich die Arkoseserie einheitlich nach N und wird nur durch die von oben her eingefalteten Karbonatgesteinszüge des Tettensgrates und der Weißen Wand unterbrochen. Dieser nördlichste Teil der Arkoseserie besteht im wesentlichen aus Schwarzphylliten, quarzreichen Phylliten, Kalkphylliten, Dolomitbrekzien und grünen Radiolaritquarziten, wobei der Radiolaritzug 300 m ESE des Tuxer Joches als Muldenschluß umbiegt und im Streichen weiter südlich wieder zurückläuft. Ein Prasinitband bildet diesen Muldenbau ebenfalls ab (Profil 2, 3).

Für Tauchfallen im Sinne SANDER's (1920) ist wegen der normalen stratigraphischen Abfolge von Kalk, Chloritphylliten und Metaarkosen (SANDER hält die Arkoseserie für paläozoisch und kommt deshalb auf eine verkehrt stratigraphische Abfolge) kein Hinweis gegeben. Aus demselben Grund scheint mir auch BLESER's Deutung einer Überschiebung der Metaarkose auf den Kalk und die Chloritphyllite und einer späteren Rückwärtsfaltung unwahrscheinlich.

Derselbe Bau läßt sich auch konsequent in das Gebiet der Sommerbergalm weiterführen (Profil 1). Bei der Alm selbst liegen in einer, auch morphologisch hervortretenden Mulde Chloritphyllite und Schwarzphyllite zwischen den Kalkmarmoren eingebettet. Nördlich des Kögerls sind nach einer Kalkantiklinale Chloritphyllite und Kalke intensiv verfaltet. Die Arkoseserie ist nur mehr sehr geringmächtig. Sie besteht fast ausschließlich aus Schwarzphylliten mit einzelnen Quarzitbändern und wenig Dolomitbrekzien. SW der Geiergufel liegen drei schmale Schuppen übereinander, die der Wustkogelserie der Oberen Schieferhülle angehören und wohl bei der Überschiebung eingeschuppt wurden.

Eine selbständige tektonische Einheit stellen die Triaskarbonatgesteine der Schöberspitzen, des Riepenkopfes, des Tettensgrates und der Weißen Wand dar, deren innerer Bau sich wieder mit Hilfe eines Leithorizontes, den gelben Anis-Basiskalken, sehr schön auflösen läßt. Das Profil (11) beginnt in der Kleegrubenscharte mit einem hellgelben, massigen Dolomit. Über Bänderkalke und später Bänderdolomite erreicht man nach 20 Höhenmetern den ersten Basiskalkzug und nach weiteren 50 Metern den zweiten. Etwas nördlich davon bauen Quarzite, Schwarzphyllite und Metaarkosen einen kleinen Kogel auf. Wie schon erwähnt, unterlagern sie die Schöberspitzen und stehen mit der Arkoseserie nördlich der Schöberspitzen in Verbindung. Der nächste wichtige Zug der Basislage liegt am Gipfel der höheren, südöstlichen Schöberspitze und zieht über den Sattel zwischen der ersten und der zweiten Schöberspitze weiter über den S-Hang der zweiten nach W bis er in den WNW-Abbrüchen endet. Mit dem Vorkommen auf dem Gipfel der zweiten Schöberspitze läßt er sich kartierungsmäßig verbinden. Diese Lagerungsverhältnisse am Gipfel der Schöberspitzen zeigen, daß die Umbiegung der Dolomite und Kalke in den Schöberspitzen eine nordvergente Tauchmulde und keine nach S gerichtete Falte ist. Bereits außerhalb des Kartierungsgebietes am Hohen Nopf biegt dieser

WNW streichende Karbonatgesteinszug in seinem Streichen um und erreicht in den Hängen des Riepenkopfes wieder unser Gebiet. Von dort zieht er weiter über den Kasererwinkel bis zum Tettensgrat und weiter bis zur Weißen Wand, wo er schließlich in die Luft aushebt. Er ist auch hier als Tauchfalte ausgebildet, wobei im Abschnitt um den Riepenkopf (Profil 12) der hangende Flügel deutlich ausgebildet, und der liegende nur rudimentär vorhanden ist (wie die weit im S liegende Zone der Basiskalke zeigt), während im E am Tettensgrat (Profil 13) der liegende Flügel offensichtlich vollständig, der hangende nur rudimentär ausgebildet ist. Schon der andere Baustil zeigt, daß die Schöberspitzentrias auf der Arkoseserie liegt, also ein höheres tektonisches Element darstellt. Für SANDER's tektonische Zurechnung zum Lärmstangenkalkzug („Schmittenbergtauchdecke“) besteht keinerlei Hinweis.

Die Untergrenze der Oberen Schieferhülle läuft am Kamm westlich des Kasererwinkels nördlich des Riepenkopfes. W des Kasererwinkels ist die Abgrenzung der unteren parautochthonen Schieferhülle gegen die Decke der Oberen Schieferhülle etwas unklar, da hier wahrscheinlich Schwarzphyllite der Oberen Schieferhülle auf Schwarzphylliten der parautochthonen Schieferhülle liegen; sie dürfte aber durch die Steinige Rinne laufen. Von dort zieht die Grenze an der Basis der Phengit-Arkose-Gneise N des Tuxer Joches und südlich des Tuxer Joch Hauses entlang dem Weg von Hintertux aufs Tuxer Joch Haus bis in den Tiefen Bach. Weiter bis ins Tuxer Tal ist die eigentliche Grenze vom Bergsturz des Pfannecks verdeckt (Abb. 9.)

Im Profil (14) vom Riepenkopf zum Jochgrubenkopf liegt über der Schöberspitzentrias ein etwa 10—15 m mächtiges Band von grünen Arkosen, das der Wustkogelserie entspricht („zweite Glocknerschuppe“ BLESER's). Darüber liegt eine Folge von Kalkphylliten und Schwarzphylliten und grünen Serizitschiefern („dritte Glocknerschuppe“ BLESER's), die in bunter Wechselfolge übereinander liegen. Nördlich des Jochgrubenkopfes folgt dann eine sehr einheitliche Abfolge von Kalkphylliten, die sich nicht weiter untergliedern läßt. Wesentlich für das Verständnis der Tektonik der Basis der Oberen Schieferhülle ist das Gebiet zwischen Tettensgrube und Pfanneck. Hier liegen nämlich im Hangenden und z. T. im Liegenden der Wustkogelserie schmale Lamellen von Trias-Karbonatgesteinen. Die Hauptmenge der Triaskalke und -Dolomitmarmore ist als tektonisch selbständige Einheit (Schöberspitzentrias) weiter im S lieengeblieben. Bei der Tettensgrube lassen sich um die grünen Phengit-Arkose-Gneise die Triaskalke und -Dolomite („zweite Glocknerschuppe“), Karbonatquarzite und Kalkphyllite („dritte Glocknerschuppe“) herumverfolgen (Abb. 8, Profil 3). Im Hangenden der Wustkogelserie ziehen die Karbonatgesteine von der Tettensgrube nach NE über die Pfannscharte bis ins Weitental. Im Liegenden sind sie offensichtlich stärker ausgequetscht und im wesentlichen nur mehr in einer Linse W der Geiergufel erhalten. Südlich des Tuxer Joch Hauses und W des Pfannecks liegen schmale Karbonatgesteinszüge in die permoskythische Serie eingefaltet. Der Bau der Wustkogelserie mit der umhüllenden rudimentären Trias entspricht in seinem Stil wie die Schöberspitzentrias dem Modell einer Tauchdecke — hier besonders deutlich —, da sich die umhüllenden Gesteine um den Faltenschluß herum verfolgen lassen (Abb. 8, Profil 3). Dieser Teil der Oberen Schieferhülle ist sicherlich von S her über

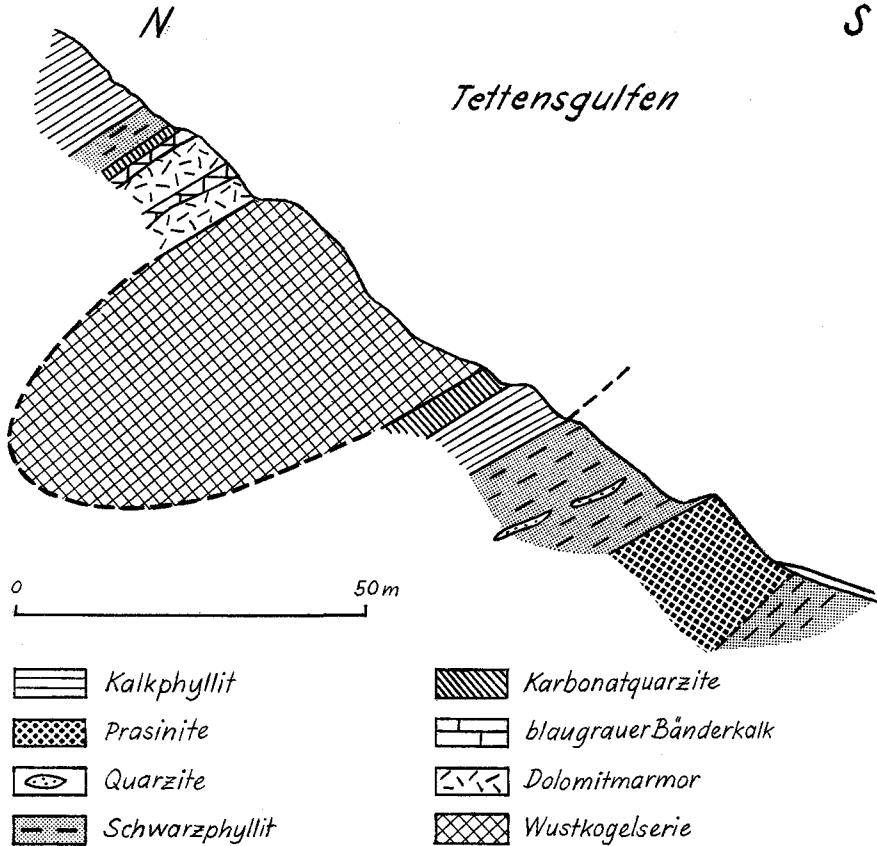


Abb. 8: Profil durch die Tettensgulfen etwa 100 m N der Tettensgrube

die parautochthone Schieferhülle geschoben. Über der Wustkogelserie und der Trias folgt eine sehr bunte Schichtfolge von Schwarzphylliten, weißen grünlichen Phylliten, Quarzitschiefern und Kalkphylliten und schließlich auch von Chloritphylliten, die insgesamt etwa 80 m mächtig ist und dann von der einheitlichen Kalkphyllitfolge abgelöst wird. Es dürfte sich dabei um eine einheitliche Schichtfolge und nicht um stärkere Verschuppung oder Verfaltung handeln (Profil 15, 16).

### 32 Das Gefüge der s-Flächen und B-Achsen

#### Tafel 00

Schon SANDER hat sich in zahlreichen Arbeiten mit dem Gefüge des Tauernwestendes beschäftigt. Aus dem intensiven Studium der Gefügeelemente des Gebietes schuf er die Gefügekunde, sodaß das Tauernwestende und auch das von mir kartierte Gebiet zum klassischen Gebiet wurde. Alle Achsenrichtungen, die SANDER aus den Tuxer Grauwacken beschreibt,

nämlich W—E, WSW—ENE, WNW—ESE, NW—SE, NNW—SSE (SANDER 1940), konnten wieder gefunden werden. Allerdings kann ich mich seiner Alterseinteilung der Achsen nicht ganz anschließen. Nach SANDER wären die NW—SE Achsen die ältesten. Von NW über W nach SW hin würden die Achsen jünger, und schließlich gäbe es noch jüngere E—W Achsen. Zumindest in dem von mir kartierten Gebiet läßt sich diese Einteilung nicht anwenden.

Im Bereich der Schieferhüllengesteine ließen sich drei altersverschiedene s-Flächen-Systeme unterscheiden und ebenso drei B-Achsen-Systeme. Dieser Gefügebau ist noch von einer N—S streichenden Klüftung überprägt, die bei sehr geringen Bewegungen entlang der Klüfte manchmal zu Schlepstrukturen führte und das Bild einer späten N—S gerichteten Knickfaltung vermittelt.

Die erste B-achsiale Verformung im Zuge einer Einengung im Bereich der Schieferhülle wäre die Großfaltung, die die Faltenzüge der Frauenwand, des Ramskopfes und auch der Toten Grube hervorbrachte. Die Achsen dieser Faltung im 100 m-Bereich tauchen etwa 15—20° gegen WNW ab. Sie sollen als  $B_0$  bezeichnet werden. Die nach S geschlossenen Faltenstättel weisen eindeutig auf Südvergenz. Dieses  $B_0$  dürfte für die bogenförmige Anordnung des jüngeren  $B_1$ , das im folgenden genauer besprochen werden soll, verantwortlich sein.

Die Vervielfachung einer Schichtfolge in einem Profil bedeutet zweifellos eine Massenzunahme gegenüber der einfachen Schichtfolge. Die Massenzunahme bewirkt wiederum eine Rotation der Streichrichtung in Richtung der Massenzunahme, die in ihrem Ausmaß dem der Massenzunahme proportional ist. Tritt diese Massenzunahme durch seitliches Ausklingen der Faltung zurück, so wird auch das Streichen sich allmählich wieder in diese Richtung drehen. Ein solcher Fall ist in dem von mir kartierten Gebiet gegeben. Betrachtet man die Gesamtmächtigkeit des mesozoischen Profils im Bereich der parautochthonen Schieferhülle, etwa in einem Schnitt bei der Sommerbergalm, so ergibt sich eine Mächtigkeit von zirka 700 bis 800 m. Im Profil Kleiner Kaserer—Tuxer Joch steigt diese Mächtigkeit bereits auf über 2000 m an und sinkt etwa 500 m W des Kartenblattes auf nur wenige 100 m ab. Dem parallel finden wir ein Streichen der Kalk- und Quarzitzüge, WSW im Bereich E der Sommerbergalpe, das im Bereich Tuxer Joch—Kleiner Kaserer auf WNW umbiegt und bereits am E-Hand des Wildlahnertales über W in die alte Streichrichtung zurückbiegt. Die jüngeren  $B_1$ -Falten bilden nun diese durch  $B_0$  vorgegebenen Anisotropien nach. Daß die  $B_1$ -Achsen jünger sind als die Deckenüberschiebung und auch jünger als  $B_0$ , legt die Tatsache nahe, daß die  $B_1$ -Achsen diskordant über der Deckengrenze im N des Tuxer Joches liegen und ebenso diskordant über dem Muldenschluß der Radiolarite im S des Tuxer Joches. Das Umbiegen des Radiolaritbandes macht sich nur in einem kaum meßbaren Schwanken der s-Flächen und der B-Achsen bemerkbar.

Betrachten wir nun die regionale Verteilung der B-Achsen: die Achsen der Phengit-Arkose-Gneise im Bereich Kleegrubenscharte—Schwarze Platte (D 1) folgen in einem deutlichen Maximum dem regionalen Achsenstreichen von zirka 250°. Im Bereich der Sommerbergalpe, besonders in ihren nördlichen Gebieten, zeigt sich eine starke Streuung zwischen 250 und 280° (D 2).

Es ist bezeichnenderweise das Gebiet, in dem das Umbiegen des Streichens von WSW auf WNW beginnt. Die Achsen fallen hier alle flach nach W ein. Im Bereich Tuxer Joch—Frauenwand (D 3) hat das Achsenstreichen bereits auf  $300\text{--}320^\circ$  gedreht, nur fallen jetzt etwa  $\frac{2}{3}$  der Achsen nach NW und etwa  $\frac{1}{3}$  der Achsen nach SE ein. Dieses Achsenstreichen finden wir bis in den S-Grat des Kleinen Kaserers (D 4). Im W des Kasererwinkels, an der W-Flanke des Kleinen Kaserers im Bereich des Wildlahnertales (D 5) beginnt sich das Achsenstreichen bereits etwas zurückzubiegen. Das Maximum der B-Achsen liegt hier zwischen  $270$  und  $285^\circ$ . Fast alle Achsen tauchen hier flach nach W unter. Der Bereich, in dem der Achsenbogen wieder in das regionale Achsenstreichen übergehen müßte, liegt bereits außerhalb des bearbeiteten Gebietes.

Der Versuch KARLS (1952), einen ähnlichen Achsenbogen im Gerlosgebiet wenigstens teilweise durch Überprägungen und Verstellungen mehrerer verschieden alter B-Achsen und s-Flächen aufzulösen läßt sich zumindest in unserem Fall nicht anwenden, da es sich beim Studium der Achsen im Gelände ergibt, daß alle einem Verformungsakt angehören, auch wenn sie in verschiedenen Teilbereichen Maxima verschiedener Richtung zeigen.

Was die Vergenz der Falten betrifft, so wurde festgestellt, daß sie zu etwa gleichen Teilen keinerlei Vergenz zeigen, N-vergent oder S-vergent sind. In der Verteilung der vergenten bzw. nichtvergenten Achsen besteht keinerlei Regelmäßigkeit oder Ordnung. Man findet alle drei Typen auf engstem Raum beisammen. Ein Fächerbau liegt also nicht vor. Diese Situation entspricht am ehesten dem Bild einer Einengungstektonik.

Vielen der B-Achsen ist nach dem Schema  $B \perp B'$  eine jüngere Feinfälteung  $B_2$  zugeordnet, die häufig im rechten Winkel auf  $B_1$  steht. Am Kleinen Kaserer beträgt dieser Winkel auch nur  $60\text{--}70^\circ$ .

N—S gerichtete Knickfalten zwischen Reisköpfel und Pfanneck erweisen sich bei genauerem Studium als Schleppungen an feinen N—S Klüften mit sehr geringen Verstellungsbeträgen. Diese N—S Falten sind also nicht das Produkt einer späten E—W Einengung. Ähnliche N—S Klüfte finden sich in größerem Ausmaß auch am Reisköpfel und im Bereich der Hornspitze.

Im selben Abschnitt Reisköpfel—Pfanneck wurde in Phengit-Arkosegneisen eine Bänderung gefunden, die man als sedimentäres s deuten könnte. Es besitzt zwar annähernd die gleiche Fallrichtung wie das gefügeprägende  $s_1$  (Transversalschieferung), fällt aber etwa  $30^\circ$  steiler ein (ss 344/75,  $s_1$  338/35). Das  $s_1$  verhält sich in seinem Streichen genau wie  $B_1$ , es soll daher nicht genauer beschrieben werden. Die Fallrichtung schwankt zwischen NNW und NNE bei einem Fallwinkel von etwa  $30\text{--}50^\circ$ .

In Anschliffen oder auch in Dünnschliffen mancher Handstücke konnte ein noch jüngeres  $s_2$  gefunden werden. Es handelt sich um feinste Scherflächen, die das  $s_1$  noch etwas verstellen. Diese Verstellungen sind meistens im Mikroskop erkennbar, im Gelände konnte ich dieses kleine  $s_2$  an Scherflächen nicht finden.

Störungen wurden nur sehr wenige gefunden, die noch dazu durchaus unbedeutend sind. Die s-parallele Störung der Ofenklamm senkt innerhalb der Kalkphyllite den nördlichen Flügel mit dem Ofner etwa  $30\text{ m}$  gegen den

südlichen Flügel mit der Hornspitze ab. Eine unbedeutende Störung im Bereich der Schöberspitze hebt den nördlichen Flügel um einige Meter gegenüber dem südlichen an.

Die Verstellungsrichtung einer NE—SW streichenden Störung am Großen Kaserer konnte wegen Fehlens eines Bezugshorizontes nicht festgestellt werden.

### 33 Tektonischer Überblick

Das ganze Gebiet um das Tuxer Joch ist durch einen großzügigen Faltenbau charakterisiert, der von allen Autoren, die hier arbeiteten, SANDER, BLESER, THIELE, erkannt wurde. Die verschiedenen Ansichten über Alter und Abfolge der Kalk- und Arkoseserie jedoch bedingen andere Deutungen über die Art des Faltenbaues.

SANDER (1920) dachte an Tauchfalten, BLESER (1934) hingegen überschob die Metaarkosen über den Kalkmarmor und dachte diesen Überschiebungsbau verfaltet. Erst THIELE (1963) erkannte den sedimentären Zusammenhang zwischen Kalken und Metaarkosen und ihre normale stratigraphische Abfolge. Er schloß daraus auf einen S-vergenten Mulden- und Faltenbau. Dieser Ansicht möchte auch ich mich anschließen, obwohl ich über die stratigraphische Einstufung zur Zeit anderer Auffassung bin.

Wenn aber für die parautochthone Schieferhülle ein S-vergenter Faltenbau charakteristisch ist, die Obere Schieferhülle aber von S her, also nordvergent überschoben wurde, liegt hier scheinbar ein Widerspruch vor. Der Ablauf der Bewegungen muß also, wenn man diesen Widerspruch lösen will, folgendermaßen aufgefaßt werden: Die erste Phase dieses Bauplanes wäre demnach die Überschiebung der Oberen Schieferhülle über den Zentralgneiskomplex und die nördlich davon gelegene parautochthone Schieferhülle. Die Triaskarbonatgesteine bleiben dabei etwas früher auf der parautochthonen Schieferhülle liegen. Der zweite Akt wäre zu sehen in einer Einengung und südvergenten Faltung im Bereich der parautochthonen Schieferhülle und einer Aufwölbung des Altkristallins. Diese Faltung scheint mir deshalb jünger zu sein als die Überschiebung, da sich die Falten der Schöberspitzen noch dem Bauplan der parautochthonen Schieferhülle anpassen. Zugleich mit der Einengung erfolgte wohl auch die Steilstellung. Diese Einengungsphase wird von einer zweiten N—S Einengung (Bildung des  $B_1$  und  $B_2$  in der Schieferhülle) durch die Metamorphose getrennt (postkristalline Deformation). Den Abschluß der tektonischen Vorgänge schließlich bildet eine E—W Zerrung, die die AC-Klüfte mit ihren Schleppepfalten schuf.

### Literaturverzeichnis

- ALKER, A. et al., 1962: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. — N. Jb. Min., 1962, S. 163—172, 5 Abb., Stuttgart.
- BECKE, F., 1903: Exkursion durch das Westende der Hohen Tauern. — Führer IX. Internat. Geol. Kongreß, p. 1—41, Wien.
- BLESER, P., 1934: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. — 89 S., Diss. Univ. Zürich.



- BOBEK, H., 1932: Alte Gletscherstände im Gebiet der Zillertaler und Tuxer Alpen. — Z. f. Gl. K., 1932, S. 138—158, 1 Kartenskizze, Innsbruck.
- CHRISTA, E., 1931: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. — Jb. Geol. B. A., 81, S. 533—635, 1 Karte, 15 Tafeln, 3 Abb., Wien.
- , 1934: Das Greiner-Schwarzensteinergebiet der Zillertaler Alpen in geol.-petrogr. Betrachtung. — Veröff. d. Mus. Ferd. 13, Jg. 1933, S. 1—107, 23 Taf., 1 Bk.
- CLAR, E., 1954: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — Verh. Geol. B. A., 1953, S. 93—104, Wien.
- , 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A. Sonderh. G, S. 11—34, Wien 1965 und Ztschr. deutsch. geol. Ges., Jg. 1964, 116, S. 267—291, 2. Abb., 4. Taf., Hannover.
- CORNELIUS, H. P. und CLAR, E., 1935: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes 1 : 25.000. — Geol. B. A., 34 S., Wien.
- , 1939: Geologie des Großglocknergebietes, Teil I. — Abh. Zweigst. Wien f. Bodenf., 25, S. 1—305, 1 Karte, 2 Taf., 89 Abb., Wien.
- DIETIKER, H., 1938: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). — Diss. ETH Zürich.
- DÜNNER, H., 1934: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. — 134 S., Diss. Univ. Zürich.
- ENZENBERG, M., 1965: Vorbericht über geologische Studien in den Tarntaler Bergen (Tirol). — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Jg. 1965, Nr. 9, S. 192—194, Wien.
- , 1967: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17, 1966, S. 5—50, 9 Abb., 3 Taf. (1 geol. Karte 1 : 10.000), Wien.
- EXNER, Ch., 1940: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur und Maltatal II. Teil. Bewegungsbild der Silbereckmulde. — Mitt. d. Reichsanstalt f. Bodenf. Zweigst. Wien (Geol. B. A.), 1940, S. 241—306, 14 Fig., 7 Taf., Wien.
- , 1949: Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehung in den östlichen Hohen Tauern. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3 F., 1, S. 197—284, 21 Abb., Wien.
- , 1952: Geologische Probleme in den Hohen Tauern. — Verh. Geol. B. A., 1952, Sonderh. C, S. 86—95, 1 Taf., Wien.
- , 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. — Geol. B. A., 168 S., 8 Taf., 8 Abb., Wien.
- , 1964: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe. — Geol. B. A., 170 S., 8 Taf., 8 Abb., 1 Taf., Wien.
- , 1965: Phengit in Gesteinen der östlichen Hohen Tauern. — Carinthia II, 75 (155), S. 80—89, Klagenfurt.
- , 1966: Tauern — Westalpen. Ein Vergleich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, 1965, S. 1—21, Wien.
- , 1966: Orthit in den Gesteinen der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern). — Tschermak min. u. petr. Mitt., 11, H. 3—4, S. 358—372, 11 Abb., Wien.
- FRANK, W., 1965: Zur Geologie des Guggernbachtals (Lützelstübachtal, mittlere Hohe Tauern). — Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien.
- FRASL, G., 1954: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemp. Wachstums an den großen Kalifeldspaten einiger Porphyrg Granite, Porphyrgnitgneise und Augengneise Österreichs. — Jb. Geol. B. A., 97, S. 71—132, Wien.
- , 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B. A., 101, S. 323—472, 1 Taf., 4 Abb., Wien.
- , 1960: Zum Stoffhaushalt im epi- bis mesozonalen Pennin der mittleren Hohen Tauern während der alpinen Metamorphose. — Geol. Rundsch., 50, S. 192—203, Stuttgart.
- FRASL, G. & FRANK, W., 1964: Mittlere Hohe Tauern (Exkursionsführer). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, S. 17—31, 1 Taf., Wien.
- , 1966: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). — Der Aufschluß, Sonderh. 15, S. 30—58, Heidelberg.

- FRECH, F., 1905: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. — Ztschr. Deutsch. u. Österr. A. V., Ibk.
- FRISCH, W., 1967: Geologische Studien am Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Jg. 1967, Nr. 14, S. 405—412, Wien.
- , 1968: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 1967, S. 287—336, 10 Abb., 2 Taf., 5 Tab., Wien.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. und WIESENER, H., 1967: Zur quantitativen Klassifikation der Kristallinen Schiefer, 2. Mitt. — N. Jb. Mineralogie, Mh. 12, 1967, S. 364—376, 6 Abb., Stuttgart.
- FUCHS, G., 1958: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze—Großvenediger (Hohe Tauern). — Jb. Geol. B. A., 101, S. 201—248, 1 Abb., 4 Taf., Wien.
- GRUNAU, H. R., 1965: Radiolarian Cherts and Associated Rocks in Space and Time. — Ecl. Geol. Helv., 58, S. 157—208, 1 Taf., Basel.
- HAMMER, W., 1936: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostals, Tirol. — Jb. Geol. B. A., 86, 1936, S. 265—302, Wien.
- KARL, F., 1951: Die Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal. — Tschermaks min. petr. Mitt., 3. F., 2, S. 198—246, 12 Abb., Wien.
- , 1952: Analytisch tektonische Studien an den Gesteinen des Gerlostales. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1952, S. 5—42, 42 Abb., Stuttgart.
- , 1954: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalyse in den Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., 97, S. 133—152, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- KARL, F. und SCHMIDEGG, O., 1964: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich, Exkursion I/1. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964, H. 1, p. 1—15, 1 Taf., 3 Abb., Wien.
- KLEBELSBERG, R. v., 1940: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 92, S. 582—586, Stuttgart.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., 1962: Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. — Mitt. Geol. Ges., 54, 1961, S. 201—228, Wien.
- KUPKA, E., 1953: Zur geologischen Stellung des Ahornkernes in den westlichen Hohen Tauern. — Skizzen zum Anlitz der Erde (Kober-Festschrift), S. 159—167, Wien.
- , 1956: Zur Geologie der Umgebung von Mayrhofen im Zillertal. — Mitt. Geol. Ges., 47, 1954, S. 1—33, Wien.
- LÖWL, F., 1881: Ein Profil durch den Westflügel der Hohen Tauern. — Jb. Geol. B. A., 34, S. 445—452, Wien.
- MATURA, A., 1967: Zur Geologie des Türchlwand—Kramkogel-Gebietes (SE Wörth im Rauristal, Salzburg). — Mitt. Geol. Ges. Bergbaust., 17, S. 87—126, 1 Abb., 2 Taf., 1 Karte, Wien.
- MEDWENITSCH, W., und SCHLAGER, W., 1964: Ostalpenübersichtsexkursion. Exkursion I/5 mit Beiträgen von Ch. EXNER. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 57, 1964, Heft 1, S. 57 bis 106, 3 Taf., 8 Abb., Wien.
- MUTSCHLECHNER, G., 1956: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). — Mitt. Geol. Ges., 48, 1955, S. 155—165, Wien.
- OBERHOLZER, W., 1955: Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. — SMPM, 35, S. 320—409, Zürich.
- PICHLER, A., 1883: Zur Kenntnis der Phyllite in den Tiroler Zentralalpen. — Verh. Geol. R. A., 1883, S. 206, Wien.
- PREISINGER, A., 1965: Phengitschiefer aus den Hohen Tauern. — Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., 1965, S. 221—223, Wien.

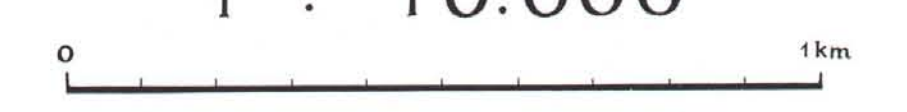
- SANDER, B., 1909: Vorläufige Mitteilungen über Beobachtungen am Westende der Hohen Tauern und in dessen weiterer Umgebung. — Verh. Geol. B. A., 1909, S. 204—206, Wien.
- , 1911: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht). — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 82, S. 257—320, Wien.
- , 1912: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. — Jb. Geol. B. A., 62, S. 219—288, 3 Taf., 3 Abb., Wien.
- , 1915: Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. — Jb. Geol. R. A., 64, 1914, S. 504—634, 12 Taf., Wien.
- , 1921: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Zweiter Bericht). — Jb. Geol. B. A., 70, 1920, S. 273—296, Wien.
- , 1921: Zur Geologie der Zentralalpen. — Jb. Geol. Staats. A., 71, S. 173—224, 1 Karte, 6 Abb., Wien.
- , 1940: Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ. Innsbruck. — Mitt. Reichsst. Bodenf. Wien, 1940, S. 121—138, 3. Abb., Wien.
- , 1940: Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes. — Ztschr. deutsch. Geol. G., 91, S. 326—328, Stuttgart.
- , 1942: Geologie des Tauern Westendes I., Über Flächen und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). — Mitt. Reichsst. f. Bodenf., Wien, 1942, S. 3—94, Wien.
- , 1947: Die allothigenen Komponenten der Tuxer Grauwacken. — Jb. Naturwiss.-med. Verein, Innsbruck.
- , 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I. — 215 S., 66 Abb., Wien (Springer).
- STEIGER, R. M., 1962: Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs. — SMPM. 42, S. 381—578, Zürich.
- STACHE, G., 1870: Die Krystallinischen Schiefergesteine im Zillerthale in Tyrol. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1870, S. 216—219, Wien.
- , 1874: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. I. Teil, 2. Teil. — Jb. k. k. geol. R.A., 24, S. 137—272 und S. 33—424, Wien.
- STEINMANN, G. 1910: Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes. — Mitt. Geol. Ges., 3, S. 285—299, Wien.
- TELLER, F., 1882: Über die Lagerungsverhältnisse im W-Flügel der Tauernkette. — Verh. Geol. R. A., 1882, S. 241—243, Wien.
- TERMIER, M. P., 1903: Les nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes. — Bull. Soc. Geol. France, 4 Ser., 3, S. 711—766, Paris.
- , 1905: Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. — Bull. soc. geol. de France, 5, S. 209—298, 2 Taf., Paris.
- THIELE, O., 1951: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos. — Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud., 5, S. 1—21, Wien.
- , 1963: Bericht 1962 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). — Verh. Geol. B. A., A 55—56, Wien.
- , 1967: Bericht 1966 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). — Verh. Geol. B. A., A 48—50, Wien.
- TOLLMANN, A., 1961: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 54, S. 229—247, Wien.
- , 1962: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen. — Geol. Rundsch., 52, S. 226—237, 1 Taf., Stuttgart.
- , 1964: Aufnahmsbericht 1963 über die Südseite der Hochfeindgruppe. — Verh. Geol. B. A., A 51—54, Wien.
- , 1965: Die Fortsetzung des Brianconnais in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 57, S. 469—478, Wien.
- WINKLER, H. G. F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 2. Aufl., 237 S., (Springer) Berlin—Heidelberg—New York.



# GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIETES TUXER JOCH-OLPERER W-ENDE DER HOHEN TAUERN

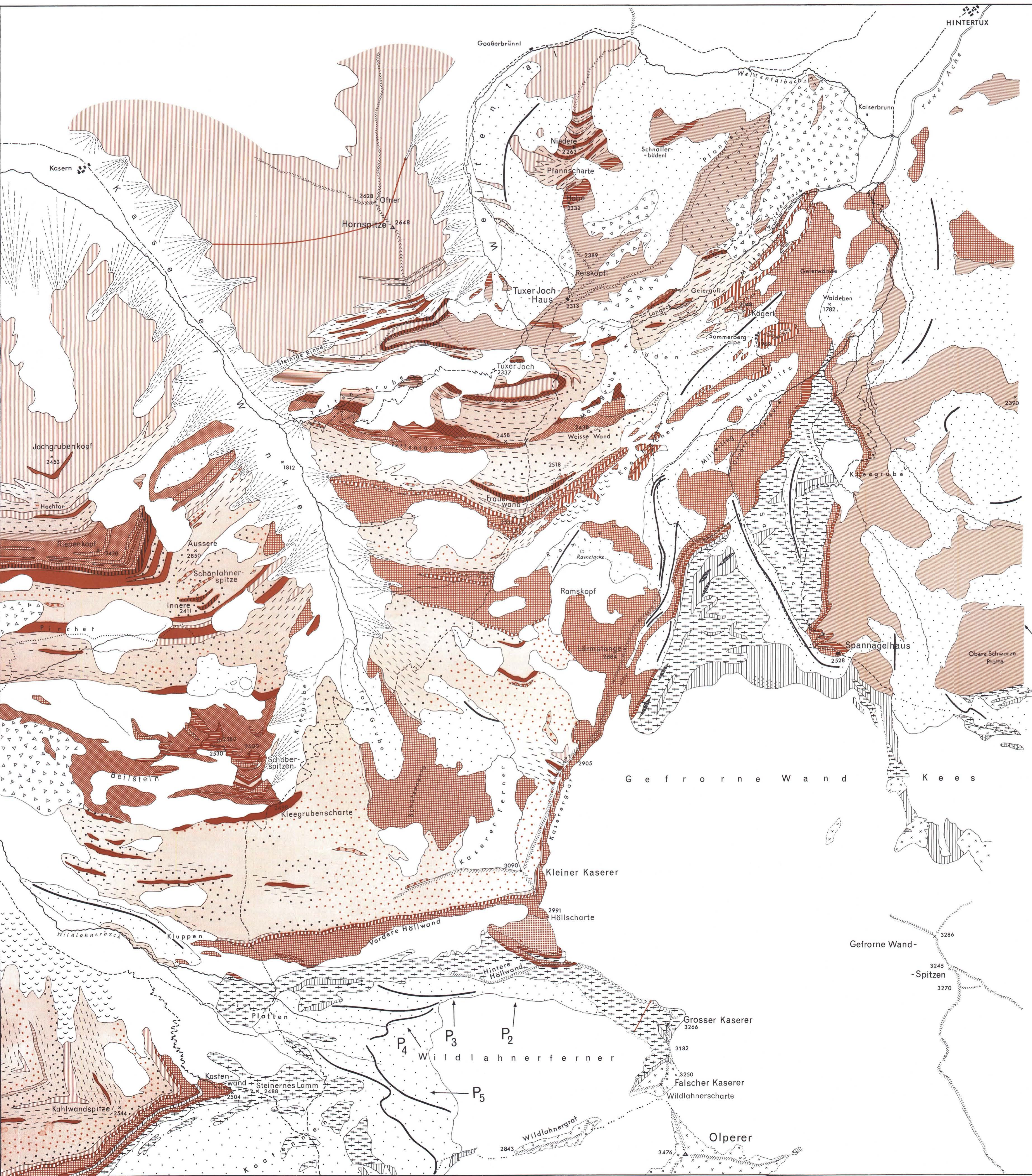
aufgenommen von V. HÖCK  
in den Jahren 1964 - 1966

1 : 10.000



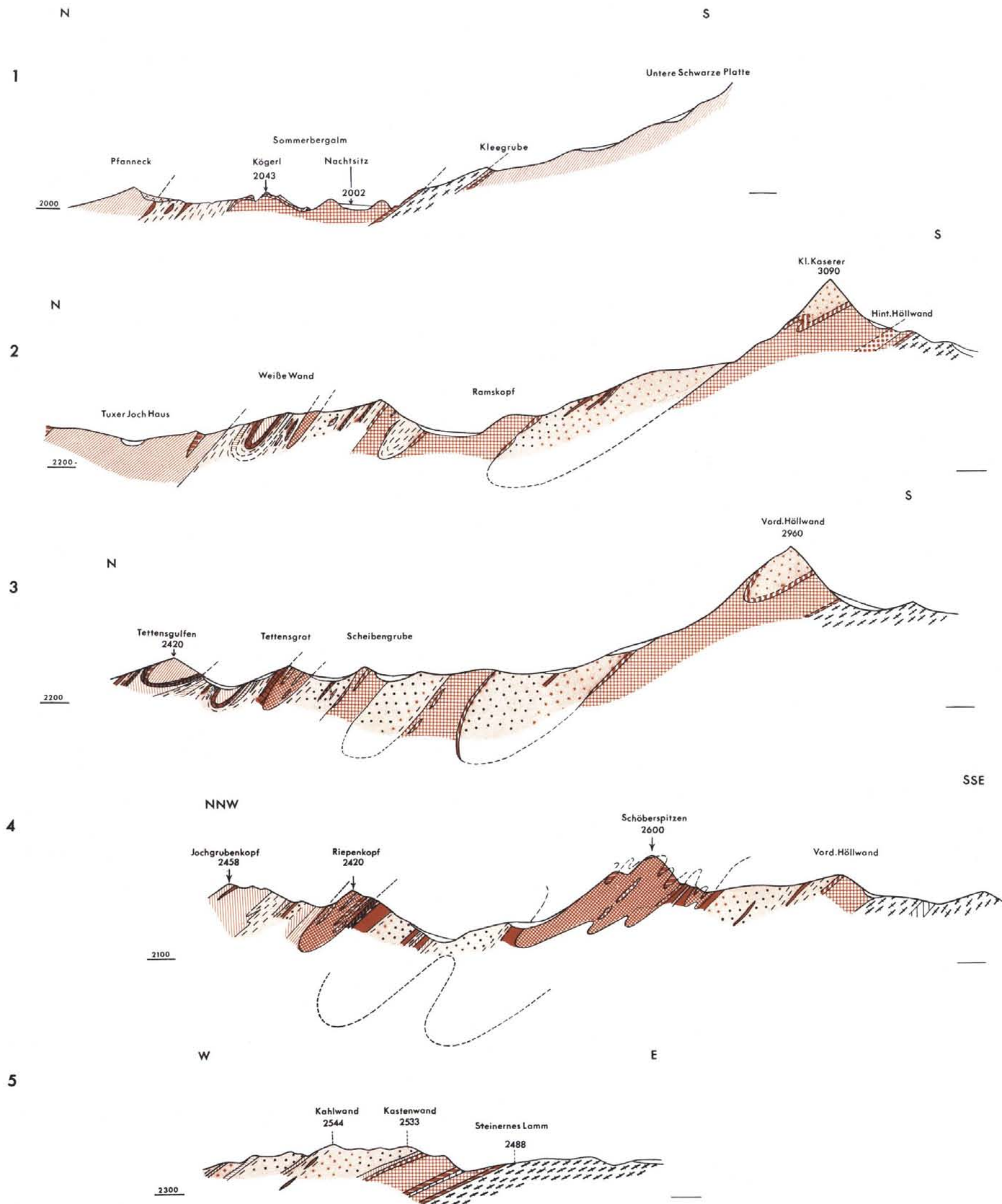
## LEGENDE:

- QUARTÄR**
  - Talalluvionen und Hangschutt
  - Schuttkegel
  - Bergsturzblockwerk
  - Fliebhänge
  - unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutscht
  - Moränen
  - Moränenwälle
- OBERE SCHIEFERHÜLLE**
  - Kalkphyllit
  - Quarzite, Quarzitschiefer
  - Karbonatquarzit
  - quarreiche Phyllite
  - Dolomitschollen im Schwarzphyllit
  - Schwarzphyllit
  - Dolomitmarmor
  - Kalkmarmor
  - gelbe Basiskalke
  - Wustkogelserie
- SCHÖBERSPITZENTRIAS**
  - Kalkmarmor
  - Dolomitmarmor
  - gelber Basiskalk
- PARAUTOCHTHONE SCHIEFERHÜLLE**
  - Serizitquarzite (Radiolarite)
  - Prasinit
  - Dolomitbrekzien
  - Karbonatquarzit
  - Quarzit
  - Chloritoidführende Phyllite
  - Kalkphyllite und Kalke
  - Schwarzphyllite
  - quarreiche Phyllite
  - Arkosen
  - Arkoseserie l. allg.
  - Rhätizitquarzite
  - Serie der Chloritphyllite
  - Dolomitmarmor
  - Kalkmarmor
  - gelbbrauner Basiskalk
  - Wustkogelserie
- ZENTRALGNEIS**
  - Metagranit
  - Biotitaugengneis z.T. gefeldspatit
  - Quarz-Biotitschiefer z.T. gefeldspatit
  - Quarz-Biotit-Hornblendeschiefer
  - Aplit
  - Störungen
  - Grate

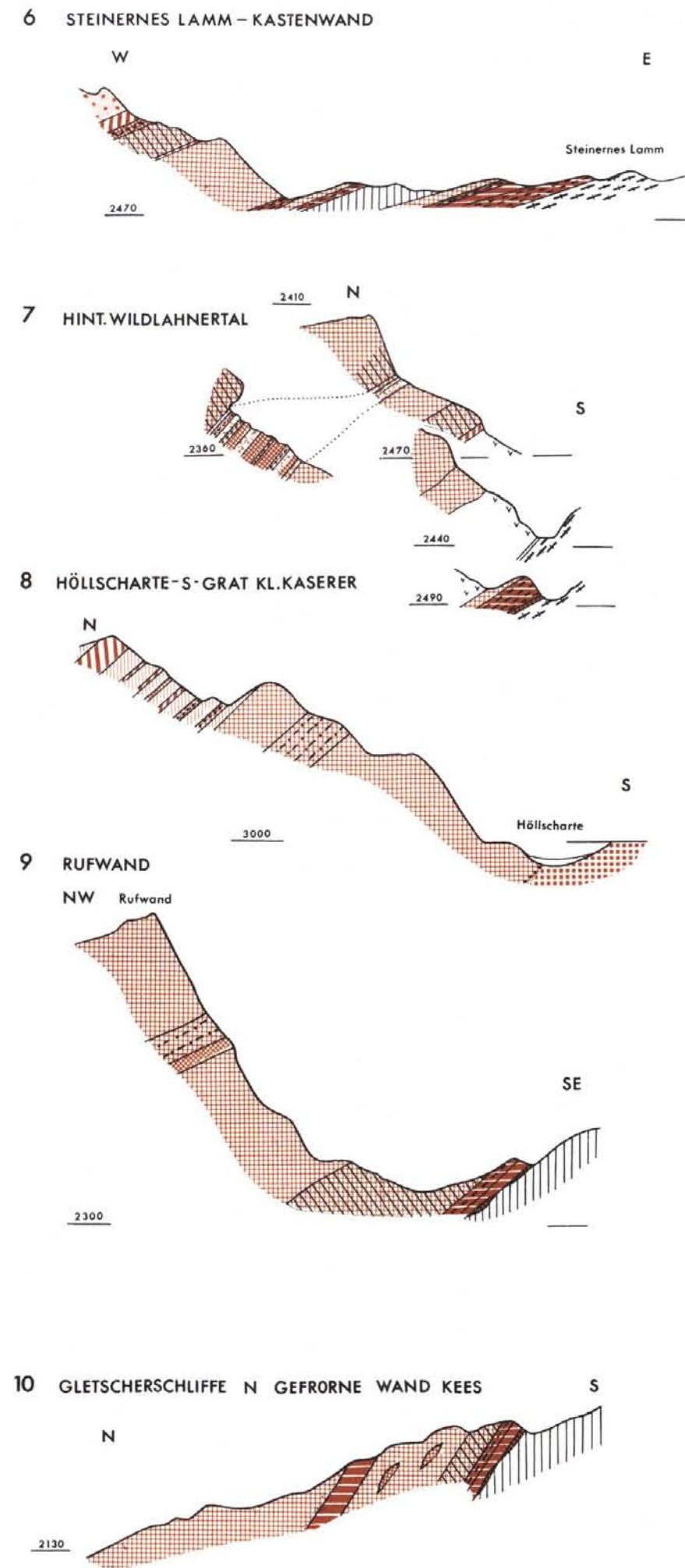




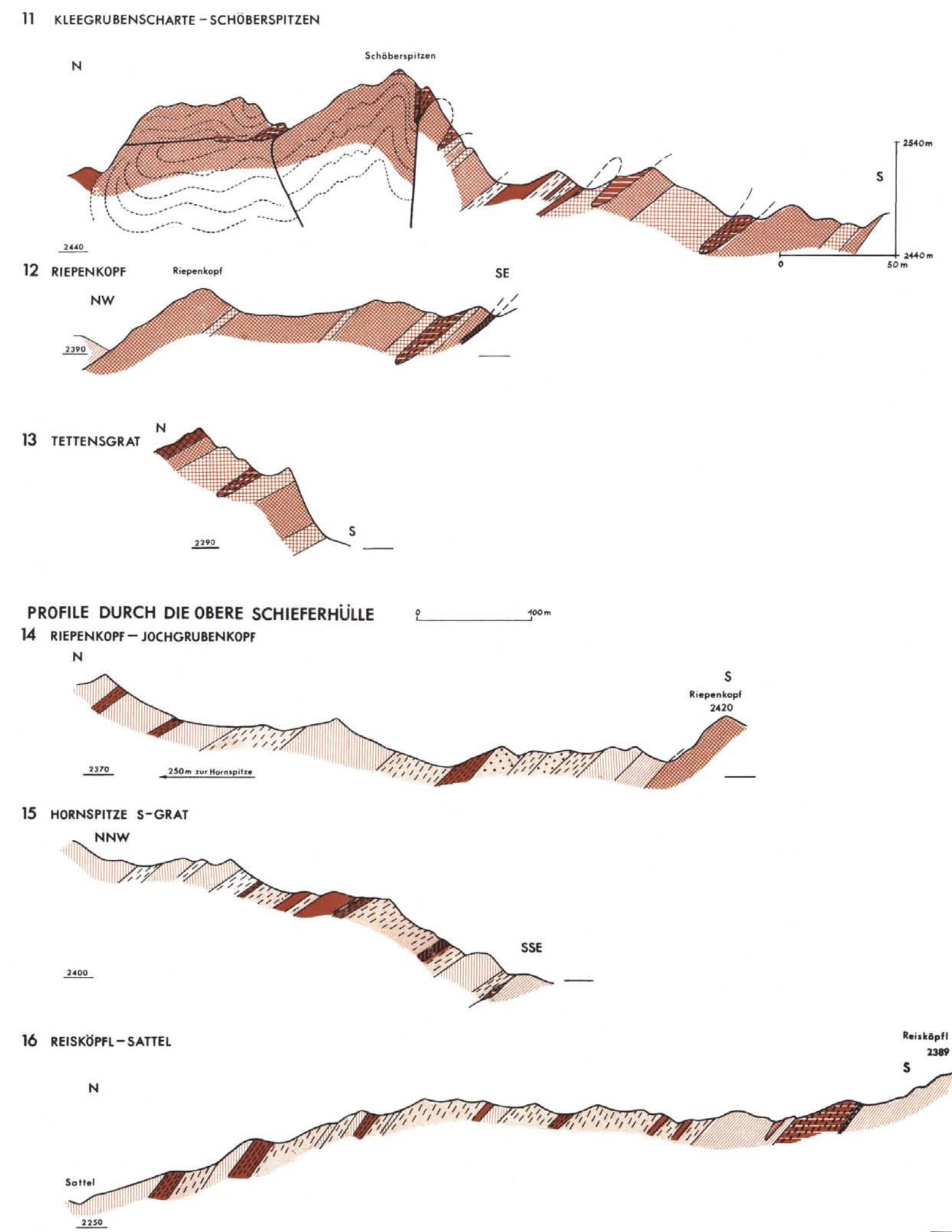
PROFILE DES GEBIETES TUXER JOCH - OLPERER



PROFILE DURCH DEN KARBONATZUG LÄRMSTANGE - KL. KASERER - KASTENWAND



PROFILE DURCH DEN KARBONATZUG DER SCHÖBERSPITZEN



QUARTÄR :  
 Talalluvionen  
 unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutscht  
 OBERE SCHIEFERHÜLLE :  
 Kalkphyllit

Quarzite  
 Quarzitschiefer  
 Karbonatquarzit  
 quarzreiche Phyllite  
 Schwarzphyllit  
 Dolomitmarmor  
 Rauhwacke  
 gelber Basiskalk  
 Wustkogelserie  
 Schwarzphyllit

SCHÖBERSPITZEN-  
 TRIAS :  
 Kalkmarmor  
 Dolomitmarmor  
 gelber Basiskalk

PARAUTOCHTHONE  
 SCHIEFERHÜLLE :  
 Serizitquarzite (Radiolarite)  
 Prasinit  
 Dolomitbrekzien

Karbonatquarzit  
 Quarzit  
 Chloritoidführende Phyllite  
 Kalkphyllite und Kalke  
 Schwarzphyllite  
 quarzreiche Phyllite  
 Arkosen  
 Arkosessie i. allg.

Rhätitquarzite  
 Serie der Chloritphyllite  
 Dolomitmarmor  
 Rauhwacke

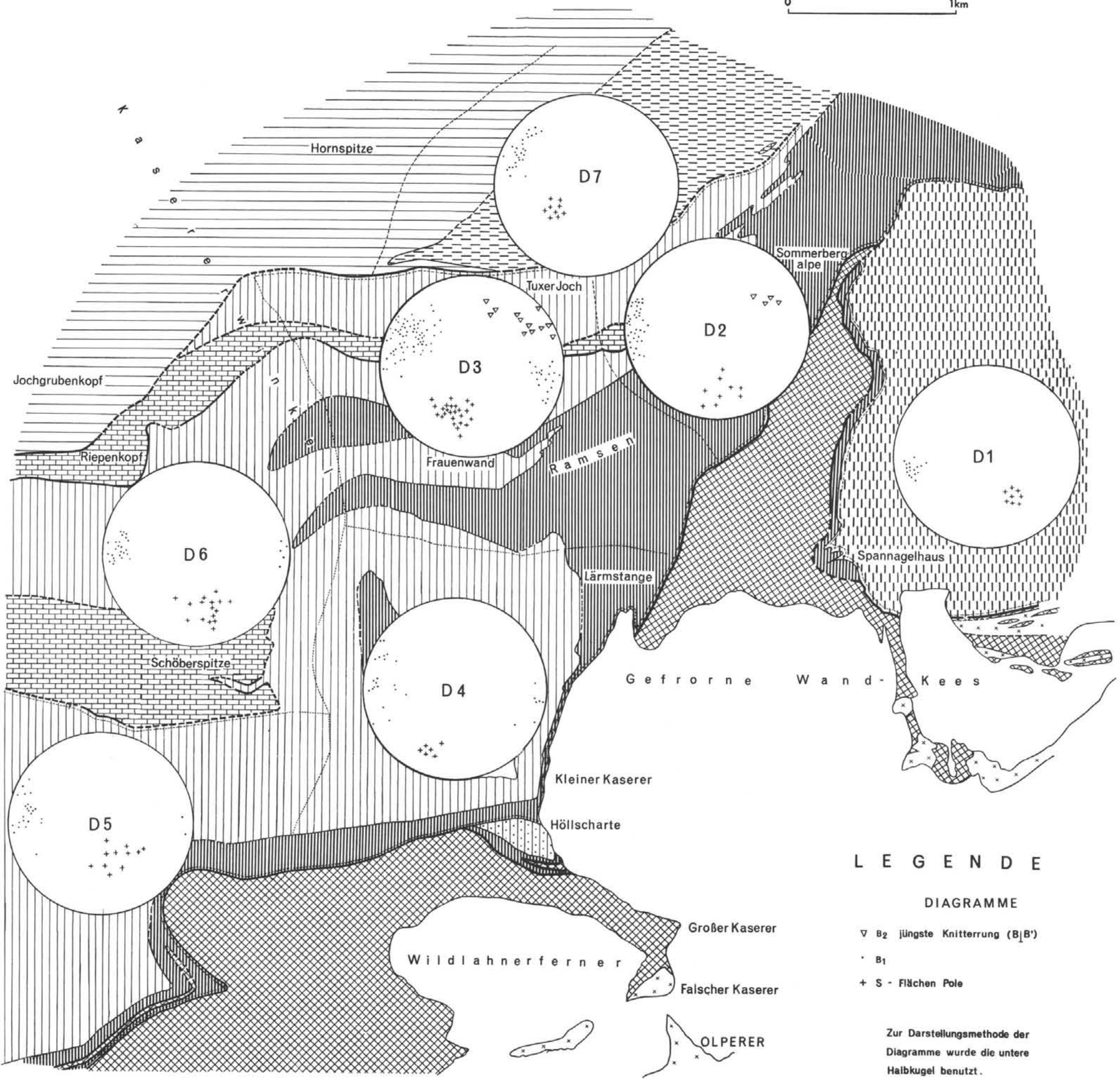
weißer Kalkmarmor  
 Grünschiefer  
 blauweißer Bänderkalk  
 blaugrauer Kalkmarmor mit schieferigen sandigen Lagen  
 blaugrauer Kalkmarmor  
 gelber Basiskalk  
 brauner Basiskalk  
 Basiskvarzit

Wustkogelserie  
 ZENTRALGNEIS :  
 Biotitaugengneis n.T. gefeldspatit  
 Quarz-Biotitschiefer n.T. gefeldspatit  
 Störungen



# TEKTONISCHE KARTE MIT GEFÜGEDIAGRAMMEN von V.HÖCK 1964 - 1966

0 1km



## LEGENDE

### DIAGRAMME

- ▽ B<sub>2</sub> jüngste Knitterung (B<sub>1</sub>B<sub>1</sub>)
- B<sub>1</sub>
- + S - Flächen Pole

Zur Darstellungsmethode der Diagramme wurde die untere Halbkugel benutzt.

<p><b>OBERE SCHIEFERHÜLLE</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Schwarzphyllit, Quarzit, Kalkphyllit</li> <li> Wustkogelserie, Triaskarbonate</li> <li> Triaskarbonate der Schöberspitzen</li> </ul>	<p><b>PARAUTOCHTHONE</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Arkoseserie</li> <li> Rhätizitquarzite unsicherer Stellung</li> </ul>	<p><b>SCHIEFERHÜLLE</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Karbonatzug der Lärmstange</li> <li> Phengit Arkosegneise</li> </ul>	<p><b>ZENTRALGNEIS</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Metagranit</li> <li> Biotitaugengneis, Quarz-Biotitschiefer</li> <li> Tektonische Grenzen</li> </ul>
--	--	--	---

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1969

Band/Volume: [112](#)

Autor(en)/Author(s): Höck Volker

Artikel/Article: [Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer \(Zillertal, Tirol\) 153-195](#)