

Die beiden Sulzbachzungen

(Oberpinzgau, Salzburg)

mit 3 Tafeln (VI, VII, VIII) und 1 Textfigur

Von Günther Frasl

Überblick

In dem besonders seit der Darstellung L. Kölbls („Das Nordostende des Großvenedigermassivs“, 1932) umstrittenen Grenzbereich zwischen Pennin und Ostalpin liegen die als „Sulzbachzungen“ bekannten Zentralgneiskörper. Sie sind nur Teile eines größeren, ± walzenförmigen Körpers („Krimmler Gneiswalze“), der aus Zentralgneis und geringen Mengen von grauen und grünen Schiefergesteinen besteht und von einer dünnen Kalkhaut (zumindest z. T. mesozoischer Hochstegenkalk) im N, unten und oben überzogen ist. Die Gneiswalze ist durchschnittlich 5 km dick, ist zwischen dem Schönachtal (Hammer) und dem Habachtal auf rund 20 km Länge aufgeschlossen und hat eine nach ENE einfallende Achse. Somit tauchen auch die Sulzbachzungen nach E unter. Die Walze war während der gestaltenden alpidischen Verformung bereits härter als ihre Umgebung. Die Rotation erfolgte — von W gesehen — gegen den Uhrzeigersinn.

Der Zentralgneis und seine nächste Umgebung sind hier in alpidischer Zeit praktisch restlos auf die Albitepidotamphibolitfazies oder eventuell auf die Grünschieferfazies eingestellt worden. Es gibt aber trotzdem Anzeichen, die auf eine höhertemperierte und z. T. schmelzförmige Vergangenheit wesentlicher Teile des Zentralgranitgneises hinweisen.

Ein Anhang enthält neue Untersuchungsergebnisse vom O-Ende der Habachzunge.

Inhalt

	Seite
Einleitung	144
Erforschungsgeschichte	145
Der Bereich der Sulzbachzungen und der damit unmittelbar zusammenhängenden Gesteinsgruppen	147
Die südliche Sulzbachzunge	148.
Die Knappenwandmulde	149
Die Tektonik im O-Teil der Knappenwandmulde und in dessen näherer Umgebung	154
Einige Gesteine der östlichen Knappenwandmulde und die Beziehungen zwischen Petrogenese und Tektonik ebendort	156
Der Hachelkopfmarmor	159
Die nördliche Sulzbachzunge	161
Das Sulzauer Parakristallin und der damit zusammenhängende Teil des Hachelkopfmarmors	164
Der Hochstegenkalk	167
Die Sulzbachzungen als Kernteile der Krimmler Gneiswalze.....	168
Der Bereich nördlich der Krimmler Gneiswalze	173
Die Schieferserie zwischen Hochstegenkalk und Krimmler Trias.....	173
Die Dolomite und Kalke der Krimmler Trias.....	174
Die Begleiter der karbonatischen Krimmler Trias	177
Die Innsbrucker Quarzphyllitzone	180
Einige Bemerkungen über die Habachzunge und deren Umgebung.....	181
Zusammenfassung	186
Angeführte Literatur	189

Einleitung

Zur Zeit wird noch darüber diskutiert, ob es ein Tauernfenster gibt. Auch unter den bejahenden Stimmen ist man sich über den Verlauf der N.-Grenze noch nicht einig. In diesem strittigen Raum aber liegen drei Zentralgneiszungen: die beiden Sulzbachzungen und die Habachzunge. L. Kober und R. Staub sehen in gleicher Weise in den Zungen Zentralgneiskörper voralpidischen Ursprunges, die zur Gänze zum penninischen Deckenkomplex gehören. L. Kölbl meint dagegen im Jahre 1932, daß der echt penninische Zentralgneis der Zungen u. a. auch die typisch ostalpinen Gesteine der Grauwackenzone injiziert habe. Auch die Krimmler Trias werde vom Zentralgneis schräg abgeschnitten. 1935 wendet er sich gegen den penninischen Charakter der Tauern überhaupt. H. P. Cornelius wiederum ist 1941 der Meinung, daß es wohl ein Tauernfenster gibt, daß aber die drei genannten Zungen aus dem penninischen Fenster in den ostalpinen Rahmen hinausgreifen und daher jünger sein müssen als die regionale — wahrscheinlich laramische — Überschiebung des Ostalpins auf das Pennin.

Nun wurde der Bereich der beiden Sulzbachzungen im Maßstab 1 : 25.000 kartiert. Die Beobachtungen erlauben u. a. folgende Schlüsse:

Die beiden Sulzbachzungen sind Teile einer auf rund 20 km Länge sichtbaren, axial nach ENE untertauchenden Gneiswalze („Krimmler Gneiswalze“). Sie sind restlos mechanisch in das umgebende Material eingeschlichtet, sind also keine quergreifenden Injektionen in bezug auf den alpidischen Bauplan. Die Krimmler Trias wird nicht schräg abgeschnitten und auch mit jenen Gesteinen, die Kölbl selbst als typisch ostalpin bezeichnet, kommt der Zentralgneis der Zungen am heutigen Tagesschnitt nicht in Kontakt. — Eine genaue Festlegung der Grenze zwischen dem penninischen und ostalpinen Raum war nicht möglich. Wohl gibt es große fazielle Unterschiede zwischen den tektonisch höheren und tieferen Horizonten; um aber eine Grenze zu finden, die nicht wieder nur für einen wenige Kilometer großen Arbeitsbereich, sondern für den ganzen Tauernnordrand Geltung haben könnte, dazu sind viel weiter ausgreifende Kartierungen notwendig. Soviel aber ist sicher: die Kartierung und die Achsenmessungen im Bereich der beiden Sulzbachzungen brachten keine Bestätigung von Köbls Befund, daß hier „ein breiter Streifen typisch ostalpiner Gesteine direkt in das penninische Tauernfenster“ hineinstreiche. — Anhangsweise wird den beiden Sulzbachzungen die etwas anders gebaute Habachzunge gegenübergestellt.

Die mikroskopische Untersuchung der Zentralgneise, besonders das Studium der petrogenetischen Zusammenhänge zwischen Porphyroiden, Porphyroidgneisen und dem Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge ist in der Hauptsache abgeschlossen. Das Ergebnis wird an anderer Stelle veröffentlicht.

Die beiden Sulzbachzungen wurden bisher im wesentlichen nur von zwei Geologen untersucht: um 1900 von F. Löwl und um 1930 von L. Kölbl. Die davon vorliegenden Karten kamen über eine Übersichtsdarstellung im Maßstab 1 : 150.000 nicht hinaus. Seitdem haben sich die Grundlagen der Untersuchung wesentlich geändert: einmal durch die Beachtung der Gesteinsgefüge, besonders die Einmessung der B-Achsen nach den von Sander entwickelten Methoden; dann durch die Ausweitung unseres

Wissens über die Metamorphose, speziell die Granitisation; und schließlich in ganz hervorragender Weise durch das Erscheinen der neuen, ganz ausgezeichneten topographischen Unterlagen für das ganze Aufnahmegebiet südlich der Salzach. Es ist dies die neue Österreichische Karte 1 : 25.000, u. zw. wurden die Blätter 151/1, 151/2 und 152/1 verwendet. Von dem noch nicht im Handel erhältlichen Blatt 122/3 des neuen Kartenwerkes hat mir Herr Obervermessungsrat Dr. A. Barvir vom Kartographischen Institut gütigst eine Arbeitskarte zur Verfügung gestellt.

Initiator der Untersuchung war mein Lehrer, Herr Prof. Dr. Leopold Kober, der von seinen Schülern den Tauernnordrand zwischen Mayrhofen und Zell am See kartieren ließ und mir davon ein wesentliches Stück, nämlich jenes zwischen Gerlospaß und Habachtal, zur Bearbeitung zuwies. An seinem Institut — dem Geologischen Institut der Universität Wien — erfolgte auch die Ausarbeitung der in den Sommern 1947, 1948 und 1949 in neunzehn Wochen gesammelten Feldbeobachtungen. Für die petrographischen Untersuchungen fand ich am Mineralogisch-petrographischen Institut volle Unterstützung, u. zw. durch seinen Vorstand, Herrn Prof. Dr. Hans Leitmeier ebenso wie durch Herrn Prof. Dr. A. Köhler, Dr. M. Sedlacek und Dr. E. J. Zirkl.

Von größtem Einfluß auf das Gedeihen der Arbeit war aber die Begegnung mit Herrn Pd. Dr. Christof Exner, der mich jeden Handgriff und jeden Gedanken bei seinen Forschungen über die Geologie der östlichen Hohen Tauern verfolgen ließ und mir mit Rat und Tat zur Seite stand.

Die finanziellen Lasten mit Ausnahme der Drucklegung übernahmen meine guten Eltern.

Seit 1950 konnte ich die Feldarbeit wie die Ausarbeitung als Angehöriger des Institutes für Geologie und Bodenkunde an der Hochschule für Bodenkultur (Wien) fortsetzen und zu einem gewissen Abschluß bringen, wofür meinen Vorgesetzten — zuerst Herr Prof. Dr. A. Till und später Herr Pd. Dr. J. Fink — herzlich gedankt sei. Ebenso danke ich gerne auch allen anderen Förderern dieser Arbeit, besonders den im vorhergehenden genannten Herren.

Erforschungsgeschichte

Nach der Pioniertätigkeit von K. Peters (39) in den fünfziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts hat F. Löwl (33, 34) um die Jahrhundertwende jene Darstellung des Gebietes gegeben, die in ihren Grundzügen bis heute aktuell geblieben ist. So greifen alle späteren Beschreibungen z. B. bei der Einteilung der Zentralgneisungen und der dazwischenliegenden Schieferzwickel blindlings auf Löwls Wort und Karte zurück.

Aus etwa der gleichen Zeit stammen auch einige Veröffentlichungen von E. Weinschenk über das Venedigergebiet, die aber nur wenig auf die Verhältnisse am Tauernnordrand eingehen.

Die neueren, oft stark voneinander abweichenden Vorstellungen über den Bau des hier beschriebenen Gebietes stützen sich besonders auf die feldgeologischen Forschungen von L. Kölbl (28, 29), weniger auf die von W. Hammer (19, 20, 21) und H. Dietiker (10).

Es war die aufsehenerregende Arbeit von L. Kölbl über das NO-Ende des Großvenedigermassivs (28), die dieses Gebiet erst interessant gemacht

hat. Während er nämlich die Ergebnisse seiner Untersuchungen im Gebiet der Granatspitzgruppe noch zwanglos in das regionaltektonische Bild, wie es L. Kober (26) und R. Staub gegeben hatten, einfügen konnte, wurde er bei der Untersuchung des Oberpinzgaus zum Gegner jener Anschauungen. Nach seinen Aufnahmen streicht zwischen Rosental und Mühlbach „ein breiter Streifen typisch ostalpiner Gesteine direkt in das penninische Tauernfenster hinein“ (28, S. 59) und auch mit diesem steht der Zentralgneis in richtigem Injektionskontakt (28, S. 48). Von einzelnen späteren Bewegungen abgesehen, wurden nach seinen Beobachtungen die Bewegungen von der Kristallisation überdauert. Kölbl hat dann im Jahre 1935 (29) selbst die Konsequenzen dieser für das spezielle Gebiet gemünzten Angaben gezogen und auf den ganzen Bereich der Hohen Tauern ausgedehnt, so daß also nach ihm die Hohen Tauern nicht penninisch sind und die Intrusion des Zentralgneises zu einer Zeit stattgefunden hat, in der schon an verschiedenen Stellen Reste zentralalpiner Mesozoikums bestanden, also unbedingt im alpidischen Zyklus. In dem einen oder anderen Punkt hat L. Kölbl die Anerkennung einer Reihe namhafter Forscher gefunden, eine gründliche Überprüfung der Behauptungen und Beschreibungen in der Natur war aber bisher mit Ausnahme einiger vortrefflicher Detailstudien am O-Ende der Habachzunge [Hammer (19), Leitmeier (31, 32) und Cornelius (6)] noch ausständig. Seine Kartenskizze im Maßstab 1 : 150.000 ist für das Gebiet der Zentralgneisungen noch immer die genaueste geologische Unterlage.

W. Hammer hat von dem hier in Frage stehenden Gebiet nur die NE-Spitze der Habachzunge näher kennengelernt (19) und sonst bloß einige verstreute Punkte besucht (21). Er untersuchte außerdem vom Tauernnordrand das Gerlosgebiet in Tirol (20). Nach seinem Befund wurde die Masse des Zentralgneises in einzelne Schubmassen (das sind unsere Zungen) zerteilt, doch blieb bei deren Loslösung der Intrusionsrand an einigen Stellen erhalten. Er denkt also im wesentlichen an eine passive Formung der Zentralgneisungen. Schließlich sieht er auf der ganzen Länge kein Hineinstreichen der Quarzphyllite in das Tauernfenster, wie seine Kartenskizze in (20) zeigt.

Die Berge zwischen Krimml und Gerlospaß, also nördlich der Sulzbachzungen, sind durch eingehende Untersuchungen von C. Diener (9), Th. Ohnesorge (38) und H. Dietiker (10), sowie J. Neher (35) geologisch recht gut erschlossen worden. Leider wurde die Arbeit Neher's nicht gedruckt, und so war es mir nur durch die wenigen Andeutungen seines Studienkollegen Dietiker möglich, einen Einblick in die Ergebnisse Neher's zu bekommen. Dabei ist besonders auf die tektonische Kartenskizze Dietiker's zu verweisen, welche die Ergebnisse der Neher'schen Aufnahmen östlich Krimml bereits berücksichtigt.

H. Dietiker (10), dessen Aufnahmen das hier beschriebene Gebiet nur westlich von Krimml betreffen, hat sich — bei recht stiefmütterlicher Behandlung des Zentralgneisgebietes — mit Geschick auf die stratigraphische Gliederung der metamorphen Serien zwischen dem Zentralgneis und der Innsbrucker Quarzphyllitzone verlegt. Er nimmt für den Zentralgneis ein mindestens hercynisches Alter an (S. 51) und völlig passive Verformung desselben während der alpidischen Orogenese. Von der N-Grenze des

Zentralgneises beschreibt er konkordante Überlagerung. Die S-Grenze des Innsbrucker Quarzphyllits ist nach ihm — im Gegensatz zu L. Kölbl — derart markant, daß hier nicht die geringste Unsicherheit in der Abgrenzung aufkommen kann. Dietikers Beobachtungen können im allgemeinen voll bestätigt werden, wodurch die Kartierung Dietikers zuverlässig genug erscheint, um über die Parallelisierung und sogar Verbindung der wesentlichen Gesteinszüge im Krimmler Profil mit den verschiedenen Stockwerken im 25 km weiter westlich gelegenen Gschößwandprofil im klaren zu sein, wodurch der Anschluß an die Arbeiten B. Sanders am Tauernwestende gesichert erscheint.

Demgegenüber war es nicht möglich, gegen O hin direkte Zusammenhänge mit den Serien des Tauernnordrandes östlich des Stubachtales zu erkennen, von wo eine eingehende Beschreibung von H. P. Cornelius vorliegt (5).

Schließlich seien noch die Aufnahmsarbeiten jüngsten Datums erwähnt, die auf die vorliegende Untersuchung nicht unwesentlich eingewirkt haben. Durch die gleichzeitige Untersuchung der hier westlich und östlich anschließenden Abschnitte des Tauernnordrandes bis Mayrhofen und Zell am See durch meine Studienkollegen H. Fischer (14, 15), H. Holzer (23), E. Kupka (30) und O. Thiele (47) war es möglich, rund 2000 Gesteinsproben aus diesem 75 km langen Streifen zu vergleichen. Dieser Umstand und die ausgezeichnete Zusammenarbeit mit denselben Kollegen hat mir einen guten Überblick über die Verhältnisse im Mittelteil des Tauernnordrandes vermittelt.

Der Bereich der Sulzbachzungen und der damit unmittelbar zusammenhängenden Gesteinsgruppen

Die erste und in den wesentlichen Zügen bis heute aktuell gebliebene Beschreibung dieses Bereiches verdanken wir F. Löwl (33, 34), der auch den Namen „Sulzbachzunge“ einführte. Auf seinen Übersichtskarten zeichnet er die Umrisse dieser am O-Ende gespaltenen Zunge bereits ein, und dieselben Umrisse finden wir auch in der Folgezeit in den Veröffentlichungen der auf Blatt Hippach-Wildgerlosspitze aufnehmenden Geologen L. Kölbl (28) und W. Hammer (20). L. Kölbl führt aber eine neue Bezeichnungsweise ein, indem er die gespaltene Zunge Löwls in zwei selbständige Zungen — die südliche Sulzbachzunge und die nördliche Sulzbachzunge — auflöst. Diese Namen sind heute allgemein gebräuchlich und werden auch hier verwendet, trotzdem die Grenzen der Zungen z. T. wesentlich anders verlaufen, als man sie bisher zeichnete. Wie die Begrenzung nach den jüngsten Aufnahmen aussieht, geht aus Tafel VIII hervor.

Im Krimmler Achantal verschmelzen die beiden Zungen zu einem einheitlichen Zentralgneiskörper, der mit dem riesigen Zentralgneisareal der Tuxer- und Zillertaleralpen und des Großvenedigers zusammenhängt. In bezug auf die Größe dieses Gneisareals kann man die beiden Sulzbachzungen nur als kleine Anhänge bezeichnen, die allerdings in letzter Zeit öfters eine bedeutende Rolle bei großtektonischen Betrachtungen über den Ostalpenbau gespielt haben. Sie sind — wie im folgenden näher begründet werden soll — passiv verformte Lappen von Zentralgneis.

Die südliche Sulzbachzunge

Sie spaltet sich an der orographisch rechten Flanke des Krimmler Achentales ab und reicht über das Obersulzbachtal bis an die rechte Flanke des Untersulzbachtales. Ihr Tagesschnitt ist über 8 km lang und maximal 1,5 km breit. Die Verbindung mit der großen Gneismasse im W ist — abweichend von allen bisherigen Darstellungen — nur durch einen schmalen Stiel hergestellt. Die Untersuchung des Mittelteiles ergab keine wesentlichen Neuerungen, dagegen entspricht der Bau des O-Endes durchaus nicht der bisher einzigen eingehenden Darstellung von L. Kölbl (28).

Die Abgrenzung ist im S zumeist sehr scharf. Dem Zentralgneis der Zunge liegen hier vielfach grüne Gesteine in Grünschiefer- bis Albitepidotamphibolitfazies unmittelbar auf, die dem Granitisationshof der Habachzunge zugerechnet werden können. Die dazwischenliegende Grenzfläche ist tektonisch angelegt und steht steil. Sie beginnt im W in der Kammregion zwischen dem Krimmler Achental und dem Obersulzbachtal. Dort ist zwischen der südlichen Sulzbachzunge und der Habachzunge ein nur nach Metern bis Meterzehnern messender Grünschieferzwickel eingeschaltet, der den Kamm bei P. 2921 nördlich des Humbachkarkopfes übersteigt und sich beim Seebachsee rasch verbreitert. Weiter östlich liegen direkt an der S-Grenze der südlichen Sulzbachzunge mehrere Meßpunkte: P. 2195, P. 2100, P. 1924, P. 1778, sowie P. 1233 am Obersulzbach. Der Kamm zum Untersulzbach wird mitten zwischen P. 1990 (Silber-Ofen) und P. 1959 überquert (Streichen: N70 E, Fallen: 70 S), der Untersulzbach selbst etwa 150 m nördlich P. 1246 gekreuzt.

Der weitere Grenzverlauf kann schon als O-Grenze bezeichnet werden; diese zieht vom Untersulzbachtal ungefähr dem in der österreichischen Karte 1: 25.000 eingezeichneten Fußsteig entlang hinauf zur Popbergalm, wo sie auf etwa 1920 m Höhe ENE der Almhütten endet. Sicherlich gibt es auch auf dem weiter östlich gelegenen Heuschartenkopf (= „Hochschess“ bei Kölbl) Gneise, doch dürfen diese nicht mehr zur südlichen Sulzbachzunge (vgl. Kölbl 1932) gerechnet werden, da sie durch eine etwa $\frac{3}{4}$ km mächtige Schieferhüllenserie von der südlichen Sulzbachzunge getrennt sind. Diese niedriger metamorphe Serie liegt der Zunge an der eben angegebenen O-Grenze konform auf und gehört schon jenem tektonischen Komplex an, der die Habachzunge als Kern hat. Weitere Angaben über das O-Ende der Zunge finden sich weiter unten bei der Beschreibung des O-Teiles der Knappenwandmulde.

Die durchaus unscharfe N-Grenze — hier ist auf der ganzen Länge die Verbindung mit dem Überrest des ehemaligen Granitisationshofes (= Knappenwandmulde) erhalten geblieben — geht direkt an den Hütten der Popbergalm vorbei und überquert den Untersulzbach mitten zwischen P. 1153 und P. 1127. Sie zieht dann gerade über Berg und Tal bis zum Ober-Hacken-Kopf (P. 2406) und weiter über P. 2197 und P. 2876 (Söllenkarskogel) bis in die Nähe von P. 2109 (südlich des Söllenkars und östlich der Hoferalm im Krimmler Achental). Dort klingt die die beiden Sulzbachzungen trennende Knappenwandmulde aus und es beginnt das im W einheitliche Zentralgneisgebiet.

Da die N- und S-Grenze geradlinig verläuft, obwohl die gequerten Täler bis 1700 m tief eingeschnitten sind, kann man auf Steilstellung dieser

Grenzen und damit der ganzen Zunge schließen, was auch durch viele Messungen des flächigen Parallelgefüges immer wieder bestätigt werden konnte.

Die Abgrenzung der Zunge deckt sich streng mit dem Verbreitungsgebiet eines mittelkörnigen, hellen Zweiglimmergneises, den man früher unbedenklich als Orthogneis angesprochen hätte. Damit ist die Zunge als Kerngebiet der Granitisation vom zugehörigen Granitisationshof (= Knappenwandmulde) mit seinen Mischgneisen, Paragneisen und Amphiboliten unterschieden.

Der Zentralgneis der südlichen Sulzbachzunge sieht in der ganzen Erstreckung bemerkenswert einheitlich aus. Sein lichtiges Grau erhält durch den phengitischen Hellglimmer einen Stich ins Grünliche. Auch in unfrischem Zustand entbehrt sein Hellgrau durchaus jener wärmeren, gelblichen oder bräunlichen Tönung, die z. B. für den Gneis im O-Teil der nördlichen Sulzbachzunge so bezeichnend ist. Schwarze Biotitschüppchen von durchschnittlich $1\frac{1}{2}$ mm Länge begleiten die Hellglimmerfasern. Die Korngröße der reinweißen Feldspate beträgt etwa 2 mm, während der zerpreßte Quarz dem unbewaffneten Auge nicht weiter auffällt. Die Bezeichnung „Gneis“ ist hier wegen der merklichen Regelung der Glimmerschüppchen durchaus angebracht, wobei das Parallelgefüge meist deutlicher linear als flächig ausgeprägt ist. Dieser Gneis ist ebenso wie jener der nördlichen Zunge praktisch frei von Fremdeinschlüssen („basischen Knollen“).

Selten, wie z. B. westlich der Jagdhütte 1195 m im Untersulzbachtal, ist eine feinkörnige aplitische Randfazies des Zentralgneises entwickelt, bei welcher der dunkle Glimmer völlig fehlt. Daraus entsteht bei starker Verschieferung in den äußersten Metern der Zunge der sogenannte „Weißschiefer“ (Cornelius 1939).

Im N geht der Zentralgneis der südlichen Sulzbachzunge in einer höchstens 100 m breiten Übergangszone kontinuierlich in die Gesteine der Knappenwandmulde über. Das Übergangsgestein enthält mehr dunkle Glimmer und in gegen N hin zunehmendem Maße erscheinen darin 1—2 cm große, gedrungene Kalifeldspate, die sich immer deutlicher von der allmählich feiner, glimmerreicher und dunkler werdenden Glimmer-Quarz-Feldspatgrundmasse abheben, bis endlich jener auffällige Gneistyp erreicht ist, der im folgenden Kapitel als „Knappenwandgneis“ bezeichnet wird.

Die Knappenwandmulde.

Sie geht im S in ihrer ganzen Länge in die südliche Sulzbachzunge über und beide gemeinsam bilden eine petrogenetische und tektonische Einheit. Diese Einheit ist ein Randstück aus einem früher wohl viel größeren Granitisationsareal, das tektonisch zerstückelt wurde. Im N ist die Knappenwandmulde tektonisch abgegrenzt und ebenso auch im O. Namengebend ist die Knappenwand im Untersulzbachtal, die als Fundstätte der schönsten Epidote der Welt bekannt ist.

Die Knappenwandmulde erstreckt sich von den Söllenkaren des Krimmler Achentales bis an den Aschbach südlich von Neukirchen am Großvenediger in einer Länge von 11 km und in einer maximalen Breite von 1 km. In ihrer ganzen Längserstreckung wird ihr S-Rand vom auffälligen Knappenwandgneis aufgebaut, der daher zuerst beschrieben sei. Die übrigen Baumaterialien — meist Epidotamphibolite und Paragneise — werden dann

ihrer jeweiligen mengenmäßigen oder petrogenetischen Bedeutung entsprechend bei der Beschreibung der einzelnen Muldenabschnitte berücksichtigt.

Der Knappenwandgneis. In einem an Hellglimmer reichen, mittelgrauen und feinkörnigen Grundgewebe schwimmen durchschnittlich $1\frac{1}{2}$ cm und höchstens 4 cm große, oft gut idiomorph ausgebildete Kalifeldspate, deren helle Schnitte mit der dunkleren Zwischenmasse sehr kontrastieren. An feuchten Wänden macht sich der Helligkeitsunterschied besonders stark bemerkbar und dann erscheinen die Feldspate mit gedrungen-rechteckigem Querschnitt oft regellos eingestreut; im Handstück kann man aber auch in diesen Fällen ein deutliches lineares Parallelgefüge der Zwischenmasse erkennen. An mechanisch mehr beanspruchten Orten ist es zu einer starken Verfaserung gekommen, die so weit geht, daß endlich die Feldspatäugen bis zur Unkenntlichkeit ausgeschmiert sein können und Zeilenbau vorherrscht. Im Grundgewebe sind mit freiem Auge fast nur kleinere Feldspatkörnchen zu erkennen, die mit sehr viel faserig aggregiertem Glimmer (Serizit und feinsten Biotit) verknüpft sind. Quarz tritt dagegen ganz zurück.

Zuerst wurde dieser auffällige Gesteinstypus von L. Kölbl (28, S. 41) nebenbei erwähnt, dann vergleicht ihn W. Hammer (20) mit den nach seiner Beschreibung sehr ähnlichen Typen im Porphyrgnitgneis des Schwarzach- und Wimmertales. H. Leitmeier (Min. Petr. Mitt., 1942) erwähnt die Knappenwandgneise als „Augengneise (Venite)“ aus dem Gebiet der Wildalm und vom Untersulzbachtal oberhalb der Knappenwand. Keiner aber hat die große Bedeutung des Knappenwandgneises als Leitgestein unterstrichen, welches ohne Unterbrechung und in ganz gleichmäßiger Ausbildung ein 11 km langes Band bildet und auf diese Weise den Zusammenhang der verschiedenen Muldenabschnitte garantiert. Die anderen Muldengesteine ziehen nämlich nicht in dieser Geschlossenheit durch und geben damit Anlaß zur Aufteilung der Knappenwandmulde in einzelne Abschnitte in der folgenden Beschreibung.

Die genaue Untersuchung des westlichen Abschnittes der Knappenwandmulde brachte einige neue Einblicke sowohl in die regionalen Zusammenhänge der Gneiszungen und Schiefermulden, als auch in die zeitlichen Beziehungen zwischen der Petrogenese und der regionalen Durchbewegung in diesem Randgebiet zentralalpiner Granitisation.

Nach der Darstellung von Löwl und Kölbl sollte der Schieferstreifen gegen W im Zentralgneis schmal auskeilen. Hammer erkannte aber schon — obwohl er seine wenigen Beobachtungspunkte im einzelnen nicht richtig verband — daß der Schiefer „in einer mindestens 1.5 km breiten, quer zum Streichen verlaufenden Front“ austreichen muß. Diese Front verläuft allerdings nicht, wie Hammer annahm, von den Schönrainköpfen zum Söllenkarausgang, sondern ungefähr horizontal in etwa 1800—2200 m Höhe zwischen der Holzlahnerklamm im N und P. 2109 im S. Darüber stehen von den Karböden bis hinauf zum Kamm beiderseits des Hütteltalkopfes (2962 m) die verschiedenen Muldengesteine an, während dieselben unterhalb dieser Front durch feinkörnigen azidischen Zentralgneis ersetzt sind.

Als weithin sichtbare Grenzlinie läßt sich hier die N-Grenze der Mulde von der Holzlahnerklamm — die sie mit W—O-Streichen in etwa 2050 m Höhe

quert — bis zum Kamm mitten zwischen P. 2774 und P. 2962 verfolgen, wo auch Hammer (21) sie gesehen hat. Nördlich davon liegt der Porphyrgnitgneis der nördlichen Sulzbachzunge, während sich südlich derselben Grenzlinie ein sehr feinkörniger, wegen seines größeren Biotitgehaltes dunklerer Lagengneis ausbreitet, dessen oft 100 m lange, mehr oder minder dunkle Streifen vollkommen parallel zur N-Grenze verlaufen. Die von oben kommenden dunklen Streifen bleichen in 2000 m Höhe langsam aus und aus dem eindeutigen Paragneis wird unten ein extrem heller, feinkörniger Gneis, der nach der alten Einteilung schon eher zu den Ortho- als zu den Paragneisen zu stellen wäre und tatsächlich auch bereits von F. Löwl (34) bei der Söllenalpe als aplitische Randbildung des Granits beschrieben wurde. Dieser Gneis wird nun schon zum Zentralgneiskomplex gerechnet. Sowohl oberhalb wie unterhalb des Übergangsstreifens und in ihm selbst ist das Makrogefüge der Gneise gleich orientiert (Streichen ENE—E, Fallen 60° S bis 80° N). Der Übergangsstreifen verläuft etwa senkrecht zu diesem Flächengefüge, kann etwa 100 m Breite einnehmen und erinnert nicht im mindesten an einen magmatischen Kontakt. Aplite, Pegmatite und Schollenmigmatite fehlen hier ausnahmslos und derartige Bildungen sind auch nicht durch etwaige spätere Auswalzung getarnt worden. Keinerlei Anzeichen der Anatexis stören das langsame Ausklingen der Paragesteinsmerkmale nach der Tiefe hin. Es hat also allen Anschein nach einzig und allein der Intergranularraum als Transportweg bei den stofflichen Umsetzungen gedient. Die Vergneisung läßt sich hier also am ehesten durch eine Transformation an Ort und Stelle erklären.

Im inneren Söllenkar sieht der Zentralgneiskontakt etwas anders aus. Dort ist die Masse der Muldengesteine nämlich wesentlich basischer, und dunkelgrüne Epidotamphibolite und Prasinite überwiegen. Auf den blankgescheuerten Felsplatten in den Bachbetten und an den vielen Rundhöckern des Karbodens kann man zwischen 2000 und 2300 m Höhe die Auflösung des vom Obersulzbachtal herüberkommenden Prasinitstreifens in eine Vielzahl von unten immer kleiner werdenden und schütterer auftretenden Linsen studieren, die von saureren Mischgesteinen — die in aplitische Gneise übergehen — plastisch umhüllt sind. In diesem Gneiskontakt muß man schon die Möglichkeit partieller Anatexis in Betracht ziehen, wenn auch nur in einem einzigen Fall beobachtet werden konnte, daß eine 10 m lange Epidotamphibolitscholle von zwei armdicken, quergreifenden und sich kreuzenden Aplitgängen durchzogen wird. Sonst herrscht auch hier grundsätzlich die Einordnung in das allgemeine ENE-streichende und steil nach S fallende Flächengefüge. Tiefer unten im Tal findet man in der streichenden Fortsetzung des schollig aufgelösten Epidotamphibolitzuges nur noch selten Bänder oder Schlieren von Biotitschiefern, die wahrscheinlich die letzten Überreste schlecht verdauter grüner Gesteine sind.

Ebensolche Reste und feinkörnige, an winzigen Hornblendenädelchen reichere Gneise sieht man auch ab und zu in Karen westlich der Krimmler Ache, so bei der Weißkarhütte in nördlichster Position, dann besonders bei der Schattenwand und am S-Hang des Rainbachkogels. Prasinite fehlen in diesen Karen. Alle Spuren reichen jedoch nicht hin, um dort eine Fortsetzung der Knappenwaldmulde einzeichnen zu können.

An den Epidotamphibolitzone des inneren Söllenkares schließen sich im S wieder Paragneise an, die mit der Umgebung verfließende Wolken vom Typus des Knappenwandgneises führen. Letzterer herrscht dann in einem nach beiden Seiten hin unscharf begrenzten Streifen vor, in dem die P. 2109 und 2309 liegen und welcher den Kamm zwischen P. 2846 und P. 2876 in nördlicher Richtung mit etwa 50° S-Einfallen übersteigt. Der Knappenwandgneis leitet gegen SE in die Zentralgneise der südlichen Sulzbachzunge über und gegen SW, also gegen die Tiefe des Krimmler Achentales hin, in die Zentralgneise des zusammenhängenden Gneisareals. Ob und wie weit es auch hier bei der Gneisentstehung schon zu einer Anatexis gekommen ist, läßt sich nicht recht erkennen. Jedenfalls aber fehlen hier Aplitzgänge ebenso wie Schollen- oder Adermigmatite und andere Hinweise, die unter gewissen Umständen für die Einwirkung saurer Schmelzflüsse sprechen. Sehr schwierig erscheint es auch, eine Antwort auf die Frage zu geben, in welchem zeitlichen Verhältnis hier am W-Ende der Knappenwandmulde die Genese der Gneise zur heute meßbaren Flächentektonik steht. Letztere ist jedenfalls auf eine Einspannung zurückzuführen, die alle Gesteine der Mulde und die ihrer nächsten Umgebung steilgestellt, ja sogar leicht nach N überkippt hat, wobei die Flächen im Mittel nach ENE streichen. Die Parallelläufigkeit dürfte mehr auf Einengung als auf weiten Transport zurückgehen. Die scharfe nördliche Grenzfläche der Mulde ist dem allgemeinen Flächengefüge konform und an ihr hat wahrscheinlich eine nur wenige Kilometer weite Relativbewegung stattgefunden, bei der sich die Zentralgneise der nördlichen Sulzbachzunge bereits als starrer als die Muldengesteine erwiesen. Es hat daher hier die formgebende Durchbewegung zumindest die Bildung der Granite oder Granitgneise als Baustoff der Zungen und die Anlage eines Granitisationshofes (d. s. die Muldengesteine) überdauert. Andererseits ist anzunehmen, daß mit der Tektonisierung des Gebietes eine durchgreifende Metamorphose unter Bedingungen der Albitepidotamphibolitfazies parallel ging. Es blieben weite Strecken erhalten, auf denen der Zentralgneis in die Gesteine des Granitisationshofes übergeht. Das Aussehen dieser wohl erhaltenen Granitisationskontakte läßt aber keine nachträgliche Verformung im Ausmaß einer Deckenbewegung zu. Leider ist kein einziges der hier mit dem Zentralgneis in Kontakt stehenden Paragesteine auch nur annähernd stratigraphisch einzuordnen, so daß weder das Alter der letzten Granitisation, noch jenes der Tektonik nach unten begrenzt werden kann.

Der Mittelteil der Mulde

Der regionale Zusammenhang der grünen Gesteine im inneren Söllenkar des Krimmler Achentales mit den auch äußerlich ganz gleich aussehenden Prasiniten der Knappenwand im Untersulzbachtal konnte durch die erstmalige Aufnahme des Gebietes von der Hopffeldalm im Obersulzbachtal bis zur Kammregion nahe der Seebachscharte eindeutig sichergestellt werden. Wohl waren die beiden zuerst genannten Lokalitäten schon F. Löwl bekannt gewesen, er verband aber den Schieferstreifen in den Söllenkaren mit den zwischen der Kampriesenalm und der Berndldalm durchziehenden Schiefen und diese stellte er ganz richtig zwischen die südliche Sulzbachzunge und die Habachzunge. Dieselbe Verbindung über-

nahmen in der Folgezeit auch L. Kölbl und W. Hammer (20, 21)¹⁾, sowie alle fernstehenden Bearbeiter derselben Materie. Die drei genannten Autoren ließen dafür den zwischen den beiden Sulzbachzungen eingeklemmten Schieferstreifen gleich westlich des Obersulzbaches enden. Es genügt aber ein einziger Aufstieg vom Hopffeldboden zur Seekarscharte, um sich vom Durchziehen dieses Schieferstreifens bis ins Krimmler Achenttal zu überzeugen. So führt schon der obere Teil des zur Jagdhütte 1557 führenden Jagdsteiges durch Epidotamphibolite, die dann durch den Hopffeldgraben zwischen 1700 und 2200 *m* Höhe ausgezeichnet aufgeschlossen sind, bis 300 *m* mächtig werden und weiter über den übersichtlichen Karboden auf den vom Kleefelderkopf zum Hüttenkopf abfallenden Rücken verfolgt werden können. Auf der W-Seite dieses Rückens liegt im selben Epidotamphibolitzug der in Mineralogenkreisen bekannte Fundort „Seebachkar“ (18), an dem man noch heute schöne Mineralstufen von schwarzem Pyroxen, hellem Epidot und wasserklarem Apatit finden kann. Ebenso wie am Epidotfundort der Knappenwand sind lokal Epidosite ausgebildet, deren Entstehung offenbar mit der jungen Klüftmineralgeneration in engstem Zusammenhang steht. Von hier streichen die durchwegs steilstehenden Epidotamphibolite ins innere Söllentak hinüber. In gleicher Weise wie dort begleiten den Grüngesteinszug auch im Seekar beiderseits Paragneise in großer Mächtigkeit; sie verlieren aber im Gebiet der Hopffeldgräben rasch an Bedeutung.

Bei den Paragneisen überschreitet die Korngröße selten 1 *mm*, u. zw. bestehen sie hauptsächlich aus Quarz und Albit, wozu in geringen Mengen dunkler und heller Glimmer, Klinozoisit, barroisitische Hornblende, Granat, rhomboedrisches Karbonat, sowie Erz und Graphit treten kann. Unter dem Mikroskop entpuppte sich jedoch eine Probe, die 100 *m* nordöstlich der Seekarscharte genommen wurde und makroskopisch nicht sicher von den Paragneisen abzutrennen war, als Porphyroid mit durchschnittlich 1 *mm* großen Quarz- und Plagioklaseinsprenglingen. Einige Einsprenglingsquarze ließen noch eindeutig Korrosionsschläuche erkennen, in denen die Grundmasse unregelmäßig und viel feinkörniger erscheint als außerhalb, wo sie zu einem gutgeregelten Quarz-Albit-Grundgewebe mit viel Serizit umkristallisiert ist. Das Gestein ist nur schwach rupturrell deformiert. Damit ist die Beteiligung von Porphyroiden am Aufbau der Knappenwandmulde erwiesen.

Der W-Teil der Knappenwandmulde läßt sich also in einer Klarheit, die nichts zu wünschen übrig läßt, vom W-Ende in den Söllentakaren bis an die westliche Trogschulter des Obersulzbachtales beim Hopffeldboden verfolgen. Dort jedoch sind in den tieferen Partien der Talwand nur mehr spärliche Reste der Mulde vorhanden, die so wenig auffällig sind, daß sie bisher immer übersehen wurden. Die Mulde dürfte hier kaum tiefer reichen als der Talgrund liegt. Damit kann man den Grund der Mulde im Obersulzbachtal in etwa 1200 *m* Höhe annehmen. Vergleicht man nun diese

¹⁾ W. Hammer schreibt zwar an einer Stelle (20, S. 292), daß der Schieferkeil bei der Söllentaln den Zentralgneis in die nördliche und südliche Sulzbachzunge zerspaltet, doch dürfte diese Bemerkung auf einem Irrtum beruht haben, denn auf Fig. 9 derselben Arbeit übernimmt er Löwls und Köbls Einteilung und auch in dem 1940 folgenden kurzen Beitrag „Zur Gliederung der Zentralgneise im Oberpinzgau“ rechnet er die grünen Gesteine des Söllentales zum mittleren Schieferkeil.

Höhenlage mit jener im Krimmler Achental, dann kann man auf ein regionales Einfallen der Muldenachse gegen ENE schließen, denn der Muldengrund schneidet den östlichen Hang dieses Tales bei durchschnittlich 1800 m Höhe und zieht sodann über dessen westlichen Hang hinweg. Mit diesem Eintauchen der stofflichen Achse gegen ENE stehen auch die Beobachtungen im O-Teil der Mulde vollkommen im Einklang — doch davon später. Hier sei nur darauf verwiesen, daß manche im W-Teil der Knappenwandmulde eingemessene B-Achsen mit diesem regionalen Achsenfallen nicht übereinstimmen, da sie in ENE-Richtung um die Horizontale pendeln. Dadurch darf man sich aber nicht verwirren lassen, es soll dies vielmehr ein Ansporn sein, später einmal nachzusehen, in welchem zeitlichen Verhältnis die Prägung der verschiedenen im Handstückbereich erkennbaren linearen Parallelgefüge zu der für die heutige Form der Knappenwandmulde maßgeblichen Gestaltung steht. Es wurden nämlich im ganz ähnlich gebauten Granitisationshof der Habachzunge an einigen Stellen zwei altersverschiedene Achsensysteme erkannt, von denen nur das jüngere mit der heutigen Stofftektonik übereinstimmt (siehe unten).

Der zwischen den beiden Sulzbachtälern liegende Abschnitt der Knappenwandmulde war schon bisher bekannt (Löwl, Kölbl, Hammer). Auf eine nähere Beschreibung dieses Teilstückes kann um so eher verzichtet werden, als sein stofflicher Aufbau, die Art seiner Kontakte und sein Linear- und Flächengefüge im großen und ganzen mit jenen Verhältnissen übereinstimmt, die im folgenden Kapitel von den tieferen Teilen der O-Flanke des Untersulzbachtales beschrieben werden.

Die Tektonik im O-Teil der Knappenwandmulde und in dessen näherer Umgebung

Ein etwa am Fuße der Knappenwand durch die Mulde gelegtes Profil läßt eine deutliche Dreiteilung innerhalb der Mulde erkennen. Der nördliche Teil — das ist vom Langwinkel angefangen etwa 400 m nach S — ist durch die dunkelgrüne Farbe seiner epidotamphibolitischen Gesteine charakterisiert; dann folgen etwa 50 m mächtige Paragneise und im südlichen Teil bestehen die hier ungliederten Felsen aus dem Knappenwandgneis. Dieser wird am Wandfuß etwa 300 m mächtig und geht schließlich nach S in einer rund 100 m mächtigen Übergangszone in den normalen Zentralgranitgneis der südlichen Sulzbachzunge über. Die soeben aufgezeigte Gliederung gilt aber nicht nur in diesem einen Profil, sondern auch für den ganzen O-Teil der Knappenwandmulde, also bis zum O-Ende derselben im Aschbachtal. Die Materialien der drei Gesteinsstreifen sind ihrem Aussehen nach sehr leicht zu unterscheiden und deshalb macht die Zuteilung der einzelnen Aufschlüsse zu diesem oder jenem Streifen kaum jemals Schwierigkeiten. Auch die Übergangsbildungen und Mischgebiete lassen sich rasch einordnen. Dies ist sehr wesentlich, da sich durch die Verfolgung der eindeutig zusammenhängenden Horizonte sowie die Beachtung der Flächen- und Achsentektonik die Innentektonik der Mulde gut aufklären läßt.

Besondere Bedeutung besitzt hier im O auch die N-Grenze der Mulde gegen die nördliche Sulzbachzunge, denn sie ist eine der wenigen scharfen Grenzen in diesem Raum und zur allgemeinen Orientierung besonders gut geeignet. An ihr haben — wie schon bei der Besprechung des W-Teiles der

Mulde erwähnt wurde — größere Bewegungen zu einer Zeit stattgefunden, in der die beiden Sulzbachzungen schon als starrere Massen vorhanden waren. Hier stehen die grünen Gesteine der Knappenwandmulde in tektonischem Kontakt mit den Zentralgneisen der nördlichen Sulzbachzunge — ein Kontakt, der im Feldbefund keine stoffliche Reaktion zwischen den beiden aneinandergrenzenden und in ihrem Pauschalchemismus so grundverschiedenen Gesteinen erkennen läßt. Die Grenze ist morphologisch durch den Langwinkel, einen sehr schmalen, die Knappenwand im N begrenzenden Wald- und Wiesenstreifen gekennzeichnet und ist immer mindestens ein paar Meter breit überwachsen, was auf stärkere postkristalline Deformation entlang dieser Linie hinweist. Beiderseits derselben sind die Gneise wie auch die Epidotamphibolite bis Chloritphyllite besonders stark verschiefert. Die aplitoide Bänderung der Grungesteine verläuft im großen streng parallel zur Zentralgneisgrenze, im einzelnen ist sie im Meterbereich flach gewellt.

Durch die Verbindung des Kartenbildes mit dem Profil durch die östliche Flanke des Untersulzbachtales (Tafel VII, Profil III) ergibt sich nun ein räumliches Bild von der Lagerung im östlichsten und zugleich tektonisch höchsten Teil der Knappenwandmulde. Dieses Profil ist senkrecht auf die in diesem Schnitt als Mittelwert angenommene Achsenrichtung durchgelegt, es zeigt also den getreuen Querschnitt der Körper auf. Der geringmächtige Paragneisstreifen ist in beiden Darstellungen vernachlässigt worden; man sieht aber trotzdem, daß die Mulde im Talgrund steilgestellt ist und nach oben hin über die nördliche Sulzbachzunge geschleppt wird. Alle Anzeichen deuten hier auf eine N-Bewegung der tektonisch höhergelegenen Horizonte hin. So konnte sich einerseits im „Windschatten“ der starreren südlichen Sulzbachzunge die Steilstellung des weicheren Muldenmaterials bis oben hin gut erhalten. Andererseits ist aber in den nicht mehr geschützten, weiter nördlich gelegenen Teilen — etwa in der Umgebung des Vierlochstadels — die Einspannung in ein den tieferen Teilen der Mulde fremdes Bewegungssystem mit flachliegenden Scherflächen deutlich zu sehen. Aber nicht nur die Scherflächen folgen der N-gerichteten, rascheren Bewegung, sondern auch die stofflichen Grenzflächen. Das sieht man ebenso an der gerundeten Oberseite der nördlichen Sulzbachzunge, die wieder gleich einem Rücken nach NE abtaucht, als auch bei der sich an diesen Rücken anschmiegenden Epidotamphibolitlage und dem anschließenden Knappenwandgneis. Die grünen Gesteine und der Knappenwandgneis liegen im Buchwald (siehe Profil VII, Tafel II) auf der schon nach N einfallenden Flanke der nördlichen Sulzbachzunge in derselben Anordnung von unten nach oben, wie im Profil am Fuße der Knappenwand von N nach S: nördliche Sulzbachzunge; Epidotamphibolite, Übergangs- und Paragneisstreifen, Knappenwandgneis.

Oben wird die Mulde von einer dünnen, oft zerrissenen Haut von Kalkmarmor abgeschlossen. Diese Kalkhaut liegt im S (unter dem Hachelkopf) diskordant auf dem steilstehenden Knappenwandgneis, wobei der hier nur schwach parallel struierte Gneis an der Grenze gegen den Marmor eine mindestens 5 m tief wirkende Schleppung¹⁾ aufweist. Weiter im N aber, besonders deutlich im Aschbachtälchen, liegt der Marmor konkordant über

¹⁾ An einer Stelle (direkt unter dem Hachelkopf) zeigt die Schleppung an, daß sich der Marmor im Verhältnis zur Unterlage nach S bewegt hat, doch ist das bei der Betrachtung der weiteren Umgebung als lokale Relativbewegung bei allgemeiner N-Vergenz zu erklären.

der Prasinit- und der Knappenwandgneislage, fällt also flach nach NNE ein. Hier liegt eine erzwungene, tektonische Konkordanz vor.

Die geringmächtige Haut von Kalkmarmor, der in einem eigenen Kapitel als „Hachelkopfmarmor“ noch näher beschrieben wird, überdeckt jedoch nicht nur die Knappenwandmulde, sondern auch die Oberseite der südlichen Sulzbachzunge. Auch hier ist die räumliche Lage des Marmorantels am besten aus der Darstellung auf der Karte und im Profil III der Tafel VII zu ersehen. Von dieser Zentralgneiszunge sind nur die äußersten Partien stärker verschiefert, u. zw. parallel zur kalkbedeckten Grenzfläche, während die schwache Gefügeregelung im Inneren immer auf Steilstellung hinweist. Die durch den Kalkmarmor besser markierte Oberfläche der Zunge hat einen Querschnitt, dessen sanfte Rundung gegen S gekehrt ist. Aus dem Querschnitt und der Lagerung der der Marmorhaut konform auflagernden Schiefer — die aber schon zu der tektonischen und petrogenetischen Einheit der Habachzunge gehören — läßt sich nun erschließen, daß der vom Hachelkopfmarmor überdeckte Körper die Form eines nach oben gewendeten, wohlgerundeten Rückens hat, der etwa 20° nach ENE eintaucht. Der ganze Körper, der gegenüber den gestaltenden tektonischen Kräften zuletzt als Einheit wirkte, besteht aus der südlichen Sulzbachzunge und der Knappenwandmulde, sowie der nördlichen Sulzbachzunge und dem mit ihr aufs engste verknüpften Sulzauer Parakristallin. Die Beschreibung der beiden letztgenannten Einheiten erfolgt in eigenen Kapiteln.

Einige Gesteine der östlichen Knappenwandmulde und die Beziehungen zwischen Petrogenese und Tektonik ebendort

Der Knappenwandgneis ist schon oben kurz beschrieben worden. An dieser Stelle sei nur nochmals auf sein grenzenloses Verfließen mit dem Zentralgneis der südlichen Sulzbachzunge verwiesen, wobei östlich und südöstlich von P. 1127 auf etwa 100 m Länge der Übergang besonders schön zu sehen ist. Auch die N-Grenze gegen den Paragneisstreifen ist unscharf, wenn auch wesentlich deutlicher als die südliche. So sprossen im Felsenirkus unter P. 1445, z. B. in etwa 1280 m Höhe, bis 2 cm groß werdende Kalifeldspate in dem an dieser Stelle nur wenig Regelung zeigenden, mittelgrauen und feinkörnigen Paragneis. Zuerst findet man sie in schütter besetzten Wolken, diese werden größer und dichter und schließen sich bald zum normalen Knappenwandgneis zusammen. Ob bei diesem Kalifeldspatwachstum nur wässrige Lösungen wirksam waren oder die Anwesenheit eines gewissen Anteiles an schmelzflüssiger Phase vorausgesetzt werden muß, ist derzeit Gegenstand eigener eingehender mikroskopischer Untersuchungen. Der ungestörte Verband zwischen dem Knappenwandgneis und dem Paragneis ist jedoch nur an wenigen Stellen erhalten geblieben; meist ist es zu Zerreibungen und auch Verschuppungen gekommen. Letztere machen sich besonders über der Knappenwand bemerkbar, z. B. von P. 1661 200 m weit nach N und E, wo nur mehr eine Mischzone kartierbar ist. Da schwimmen sogar grüne Schollen (Epidotamphibolite und Grünschiefer), die bis über 10 m mächtig werden können, in Paragneisen oder gar im Knappenwandgneis. Einen Teil dieser grünen Schollen wird man aber auch als Resorptionsreste betrachten können, die z. T. sehr tief im Knappen-

wandgneis stecken. Als Beispiel dafür sei die Chloritschieferscholle im Bachbett mit P. 1127 auf 1180 *m* Höhe angeführt.

Der die Mitte der Mulde einnehmende Paragneis erhält in der Nähe des viel mächtigeren Epidotamphibolitstreifens durch zunehmenden Gehalt an Chlorit und Biotit eine schmutzig-dunkelgrüne Färbung und ist im Felde bald nicht mehr von dessen Chloritphylliten und Grünschiefern abtrennbar, so z. B. kaum 100 *m* westlich des Aschbaches in 1100 *m* Höhe.

Für den dritten, durch seine dunkelgrüne Farbe gekennzeichneten Streifen der Knappenwandmulde sind feinkörnige grüne Gesteine in Grünschiefer- bis Albitepidotamphibolitfazies typisch, die stellenweise aplitoid gebändert sind. Leider ist es bisher nicht gelungen, das Ausgangsmaterial hierfür mit Sicherheit zu erkennen. In ganz ähnlichen Fällen hat einerseits F. Angel (1) und andererseits H. P. Cornelius (5) versucht, eine genetische Erklärung auf Grund der optischen Unterscheidung der verschiedenen, einander verdrängenden oder unwachsenden Hornblenden zu geben. Besonderer Wert wurde dabei auf die Farbe und auf die Auslöschungsschiefe gelegt, wobei die genannten Autoren zu entgegengesetzten Ergebnissen kamen. Die Hornblenden in den Epidotamphiboliten der Knappenwandmulde stehen jedoch mit keiner dieser Beschreibungen im Einklang, denn sowohl die hellen, als auch die dunklen haben hier eine Auslöschungsschiefe von durchschnittlich 20°. Nach dem äußeren Anschein sind jedoch die in intensiven Farben pleochroitischen, schwärzlichgrünen, feinfilzigen Hornblenden, die eine gute Wachstumsregelung zeigen, jünger als jene blaßgrünen, die unter dem Mikroskop kaum farbig erscheinen und in bis Zentimeter großen, ehemals wohl ziemlich isometrischen, heute aber stark verbogenen und zerrissenen Kristallen vorliegen. Die zuletzt angeführten Hornblenden halte ich für Relikte, welche aus einem teilweise grobkörnigen Amphibolit stammen. Man findet sie am ehesten in den tektonisch höchsten Teilen der Mulde, z. B. nordwestlich des Vierlochstadels bei der Heuhütte 1680 *m* und im Buchwald bis zum Aschbach. Demgegenüber bevorzugt die feinfilzige, dunkle Abart die Tiefe der Mulde, wo sie z. B. am Fuß der Knappenwand ausschließlich und zugleich besonders frisch vorkommt. Dort, in der nächsten Nähe des berühmten Epidotfundortes ist die Gesteinsprägung in der Albitepidotamphibolitfazies untrennbar mit der Mineralisation der heute noch offenen Klüfte verbunden, welche in der Hauptsache Epidot, eine feinfaserige grüne Hornblende, Apatit, Adular und zuletzt Kalkspat geliefert hat. Die Epidote und Hornblenden der Klüfte und jene im Nebengestein sind in vielen Fällen ident und die Epidotisierung von früher kalkreicheren Partien des Nebengesteins, die im kleineren Ausmaße bis zur Bildung von Epidositen geführt hat, ist z. T. noch gleichzeitig mit dem Epidotwachstum auf deren Klüften erfolgt. Die Klüftminerale sind aber nur in seltenen Fällen nachträglich verbogen worden; ihre Bildung hat die alpidische Orogenese überdauert. Somit war auch die Albitepidotamphibolitfazies im Nebengestein bis in die Zeit der kratonischen Zerklüftung der Tauern stabil. Die berühmte Epidotfundstelle (18), eine künstliche Höhle, welche am Fuß der Knappenwand herausgesprengt ist, bietet wegen der Größe des ganz frischen Aufschlusses gerade an der Stelle intensivster Epidotisierung ein ausgezeichnetes Studienobjekt für diese Fragen. Dem stehen aber die leicht zerrütteten Felsen des weiter oben bereits genannten Angit- und Epidot-

fundplatzes im Seekar kaum nach, wo man ebenfalls zur Auffassung engster Verknüpfung der Metamorphose des Nebengesteins mit der Bildung der verschiedenen Kluftminerale kommt.

Ebenso wie am Stüdlgrat, wo sie F. Angel (1) eingehend beschrieben hat, sind die Epidosite auch an den beiden Fundorten in der Knappenwandmulde nicht durch Eruptivkontakt, sondern nur durch Lösungsumsatz entstanden, wobei vermutet wird, daß die lokale Mobilisation eine größere Rolle spielt als eine weite Stoffwanderung¹⁾. Die Epidosite sind erst zu einer Zeit entstanden, als die Knappenwandmulde schon längst zwischen den beiden starren Backen der Sulzbachungen eingespannt war, also die Zungen bereits vorhanden und fester gewesen sein müssen als die Mulden-
gesteine. Daß in einer solchen früheren Phase die innere Tektonik der Knappenwandmulde sich der Gestalt der beiden Gneisungen angepaßt hat, geht aus dem Gefüge der Schieferungsebenen und Grenzflächen im inneren der Mulde ebenso hervor, wie z. B. die Hornblendenschiefer der Epidotamphibolite durch ihre schon makroskopisch beobachtbare Regelung auf eine derartige Phase hinweisen. Die Epidosite sind aber sicher noch gleichzeitig mit den Epidoten der offenen Klüfte entstanden, also nach Aufhören der Einwirkung gerichteten Druckes. Die Epidotamphibolite und besonders die Epidosite sind infolgedessen hier viel jünger als die Gneisungen!

Während nun in der Tiefe der Knappenwandmulde die Albitepidotamphibolitfazies bis in die allerletzte Zeit stabil war, ist sie besonders in den tektonisch höheren Muldentteilen längst von der Grünschieferfazies abgelöst worden und sogar die dabei stabilen Biotite und Chlorite sind nach der Kristallisation intensiv mechanisch deformiert worden. So zeichnet sich bei den grünen Gesteinen der Knappenwandmulde deutlich eine Abhängigkeit der Metamorphose von der tektonischen Position während der letzten alpidischen Bewegungsphasen ab.

Über die stratigraphische Stellung des Ausgangsmaterials der heute in der Knappenwandmulde vorliegenden Gesteinsserie kann kaum etwas Positives ausgesagt werden. Von allen diesen Gesteinen kann man nur annehmen, daß sie kaum dem Mesozoikum angehört haben dürften, sondern älteren Ursprungs sind. Die Epidotamphibolite lassen sich z. B. nicht mit den Prasiniten der oberen Schieferhülle parallelisieren, wie Vergleichsbegehungen im Stubachtal, im Fuschertal, bei der Pasterze und jüngst eine Kartierung südlich von Rauris ergaben. Die Prasinite unterscheiden sich weiters im Aussehen wesentlich von allen grünen Gesteinen der anderen tektonischen Einheiten des eigenen Aufnahmebereiches. Die Paragneise lassen sich nirgends auch nur mit einiger Sicherheit anhängen, dagegen hat schon W. Hammer (1936) auf die weitgehende Übereinstimmung der Knappenwandgneise mit einem im mittleren Wimmer- und Schwarzachtal auftretenden Gneistyp hingewiesen, was ich aus eigener Erfahrung nur

¹⁾ Eine Horizontbeständigkeit des alpidischen Lösungsumsatzes hat erst vor kurzem Chr. Exner im Naßfelder Gebiet erkannt und mit Beispielen belegt (13). Auch die aplitoide Bänder in den Grüngesteinen der Knappenwand sind hierfür Beispiele. Sie sind nach der Art der sie aufbauenden Minerale vollkommen ihrem basischen Nebengestein angepaßt und weichen von ihm nur in der Mengenverteilung derselben Minerale ab. L. Kölbl (28) spricht in diesem Zusammenhang von einer „Durchaderung“, doch trifft die mit dieser Bezeichnung verbundene Vorstellung quergreifender Adern mit verschwindenden Ausnahmen nicht zu.

bestätigen kann. Aber auch dieser Anhaltspunkt hilft uns in der Frage nach dem Alter des Ausgangsmaterials nicht viel weiter. Letzteres muß nur älter sein, als die Kalifeldspatisierung, und diese nehmen dort O. Thiele (47) und O. Schmidegg (46) unabhängig voneinander als vor-oberkarbonisch an, was ebenso auch für den Knappenwandgneis gelten kann. Das letzte Wort darüber ist hier wie dort noch lange nicht gesprochen, da gültige Beweise dafür ebenso wie Gegenbeweise noch nicht gefunden wurden.

Der Hachelkopfmarmor

Bereits im vorigen Kapitel wurde auf das Vorhandensein einer zwar sehr geringmächtigen, aber über mehrere Kilometer verfolgbaren und bei der Aufklärung der lokalen Tektonik sehr nützlichen Lamelle von Kalkmarmor hingewiesen. Über sie findet man in der Literatur keinerlei Aufzeichnungen, doch hat mich Herr Prof. Dr. Hans Leitmeier auf Grund seiner eigenen Beobachtungen auf das Auftreten von Marmor zwischen der Wildalm und der Popbergalm aufmerksam gemacht, wofür ich auch an dieser Stelle danken möchte. Für die Benennung wurde der etwa 2060 m hohe Hachelkopf ausgewählt, der etwa $3\frac{1}{2}$ km südlich von Neukirchen liegt und an dessen W-Abfall das mächtigste, größte und zugleich am höchsten gelegene Vorkommen des Marmors eine weithin sichtbare, helle Felswand bildet. Außerdem liegt gerade an dieser Stelle der Marmor mit einer zwar geschleppten, aber doch deutlich erkennbaren Winkeldiskordanz auf seiner Unterlage (hier Knappenwandgneis).

Verbreitung: Der Marmor streicht in einem einzigen, unzusammenhängenden Zug von etwas über 4 km Länge aus, der über P. 1134 in der Gabelung des Aschbaches beginnt und nach S über das Untersulzbachtal in die Nähe des Silberofens zieht. Hauptsächlich wegen der gleichen petrographischen Beschaffenheit werden des weiteren zwei kleine Kalkvorkommen zum Hachelkopfmarmor gerechnet, die an den Pforten der beiden Sulzbachtäler liegen und denen später — in Anschluß an die Beschreibung des Sulzauer Parakristallins — besondere Beachtung zuteil werden soll.

In der Gabel des Aschbaches tritt der graue, öfters weiß gebänderte und etwas Hellglimmer führende Kalkmarmor in einer 600 m langen Kette von Aufschlüssen zutage. Die wenige Meter mächtige Bank zeigt nur stellenweise einen stärkeren Faltenwurf und liegt im ganzen flach am nordschauenden Hang, hebt nach W und N hin aus und fällt 30—40° nach NNE ein. Sie taucht im O flach unter das höher gelegene, mit mächtigem Moränenschutt bedeckte Gebiet des Bärngartwaldes ab, ohne weiter östlich nochmals ans Tageslicht zu kommen.

Zwei kleine Kalkhöcker, welche der von der Wildalm eben nach W ziehende Weg anschneidet (Streichen N30 W, Fallen 15° N), stellen die Verbindung zu der 1100 m weiter südwestlich beginnenden Kette von kleineren und größeren Vorkommen her, die nach S bis in das Untersulzbachtal hinabzieht. Am Anfang dieser Kette ist der Hachelkopfmarmor noch in zwei schmale Bänder zerschlissen, doch unter dem Hachelkopf selbst bildet er eine auffallende Wand, deren Höhe von rund 10 m etwa der Mächtigkeit des Marmors entspricht. Hier fällt er — kaum merklich um eine gegen NE eintauchende Achse gewellt — mit etwa 20—35° gegen NE ein. Von diesem höchstgelegenen Vorkommen kann der Marmor nach S hin an

einer kleinen Kärstufe über der Popbergalm weiter verfolgt werden, wo seine Mächtigkeit rasch abnimmt und er wieder in zwei Bänder aufgespalten wird. In der Meterdimension kann dort seine Lagerung recht unruhig werden, im großen aber zeigt er das Ebenmaß der Wölbung seiner Unterlage wunderbar auf. Sein Einfallen dreht über E nach SE und gewinnt allmählich an Steilheit. So hat der Marmorzug 1 km südlich der Kulmination erst 200 m an Höhe verloren und ist 60° nach ESE geneigt. Dann aber sinkt er rasch ins Tal hinab und läßt sich in dem steilen Terrain bis 1520 m sehr gut verfolgen, wo er N37E streicht und 73° S einfällt. Dann wurde er am selben Hang in der Höhe von etwa 1350 m beobachtet (Streichen N60E bei 70° S-Einfallen). An dieser Stelle wird er schon von einer etwa 70 m mächtigen, aus Zentralgneis bestehenden und zur südlichen Sulzbachzunge gehörenden Rückenschuppe überfahren. Auch diese Rückenschuppe trägt noch einige, maximal 1 m mächtig werdende Linsen und Fetzen grobkörnigen weißen Marmors, andere schwimmen in deren Sog. In dem felsigen Gelände ENE des Steges 1195 m treten derartige Marmorbänder auf, die oft nur 1 dm stark sind und dann besonders leicht mit den umgebenden Glimmerschiefern reagieren. In einem bis zu 3 cm dicken Reaktionssaum wachsen dann schwärzlich grüne Hornblenden und ein braungrünes, strahliges Epidotmineral.

Eine steile Bachrunse am westlichen Gehänge des Untersulzbachtales zeigt den Marmorzug nochmals auf 150 m Länge, dann ist er wohl zu Ende. Er ist hier zwischen die südliche Sulzbachzunge und ihre Rückenschuppe eingeklemmt (unten: Streichen N75E, Fallen 70° S; oben ein wenig flacher werdend). Hier ist der Marmor zumeist weiß und gut gekörnt. Bessere Anzeiger für die mineralfaziale Stellung der postkinematischen Metamorphose liegen in der gleichen tektonischen Position liegenden Gesteinen mit sandigem oder tonigem, kalkfreiem Ausgangsmaterial vor. Z. B. wachsen in einem grauen, seidenglänzenden Phyllit Querbiotite, und diese werden wieder von roten, bis 10 cm großen Granaten (mit unverlegtem Interngefüge) verdrängt. In anderen Gesteinen ist Schörl in bis 3 cm langen Nadeln wirr auf den Schieferungsflächen verstreut. Auch am O-Ende der Rückenschuppe sind ähnliche Phyllite von einer spät- bis postkinematischen Kristallisation überholt worden, die ihnen ein allgemein frisches Aussehen verliehen hat. Es sei nur die Bildung von Querbiotit und Querschlorit, Magnetitoktaedern, winzigen Epidotstengeln mit Orthitkern und bis 1½ cm großen Albitrundlingen genannt. Letztere weisen z. T. unverlegtes Interngefüge auf. Ob das Ausgangsmaterial dieser Gesteine einst im primär-sedimentären Zusammenhang mit dem Hachelkopfkalk stand, ist nicht sicher, erscheint aber dem Verfasser als ziemlich wahrscheinlich. Der Hachelkopfmarmor liegt auch in der Regel direkt nicht auf dem Zentralgneis oder auf den charakteristischen Gesteinen der Knappenwandmulde. Meist ist er in niedrig metamorphe, kalkfreie Gesteine eingehüllt, die ebenso nur wenige Meter mächtig sind und wahrscheinlich aus Tonen, Sandsteinen und Arkosen entstanden sind. Sie liegen auch in der Verbindungslinie der einzelnen Marmorvorkommen, wurden aber in Karte und Profil nicht ausgeschieden. Diese Begleitgesteine zeigen nach eigenen Vergleichen viele Übereinstimmungen mit ebensolchen unter dem Kalkzug des Übergangs (zwischen Wimmer- und Schönachtal im Gerlosgebiet; Lit. 47). Sie stimmen aber auch gut mit den von Sander, Dal Piaz, Bleser, Hammer u. a. gegebenen Beschreibungen der Basisgesteine des Hochstegenkalks überein.

Die Kartierung des Hachelkopfmarmors erleichterte im O des Untersulzbaches sehr die Abgrenzung des stofflichen und tektonischen Bereiches der beiden Sulzbachzungen gegen die darüberliegende Einheit, deren Kern die Habachzunge ist. Nur wo das Marmorband bei besonders starker tektonischer Beanspruchung auf weitere Strecken zerrissen ist, wird es manchmal schwierig, die Grenze genau festzulegen. So werden z. B. westlich der Wildalm die beiderseits der Grenzfläche vorliegenden Gneisabarten durch intensive Verschieferung, die bis zur Phyllonitisation führt, einander angeglichen. Im übrigen zeigt der Hachelkopfmarmor keine Spuren einer Injektion, selbst dort nicht, wo er die südliche Sulzbachzunge direkt überdeckt.

Die nördliche Sulzbachzunge

Der Name stammt von L. Kölbl (28), doch hat F. Löwl schon um die Jahrhundertwende diese Zentralgneiszunge in ihren Umrissen erkannt und als den nördlichen Teil seiner gespaltenen „Sulzbacher Zunge“ bezeichnet.

Die südliche Begrenzungsfläche der Zunge wurde, da sie zugleich die nördliche der Knappenwandmulde ist, bereits in diesem Zusammenhang kurz beschrieben. Sie ist eine steile tektonische Grenzfläche.

Das erschlossene O-Ende liegt im Buchwald auf 1250 m Höhe, 300 m ostnordöstlich von P. 1356. Vermutlich taucht aber die nördliche Sulzbachzunge erst 0.5 km weiter nordöstlich, also im Streichen gemessen in 2 km Entfernung vom Untersulzbach, unter die von S her überschobenen Gesteine der Knappenwandmulde endgültig unter. Der innere Bau des O-Endes ist am Steilabfall des Bärngartwaldes gegen den Untersulzbach recht übersichtlich erschlossen. An der Oberkante des Steilabfalles in etwa 1500 m Höhe, fallen die S-Flächen um 20° oder auch flacher gegen SE—NE ein, und bei P. 1334 lassen die dicken Bänke N45 E-Streichen bei 45° S-Fallen erkennen, oder der Zentralgneis erscheint dem freien Auge völlig unregelmäßig. Der N-Rand des anstehenden Zentralgneises zieht 50 m tiefer am Hang durch und läßt sich auf gleichbleibender Höhe im Buchwald nach E verfolgen. Dort zeigt der Gneis immer wieder — soweit er etwas deutlicher geregelt ist — ein NNE-Streichen bei einem unter 45° liegenden Fallwinkel. Die tektonische Achse ist hier leicht gegen NE geneigt. — Diese Angaben beziehen sich jedoch immer auf die tektonisch höchsten Partien der Zunge; in der Tiefe des Untersulzbachtales fällt sie hingegen randlich steil nach S ein, und im Inneren ist sie fast ohne makroskopisch auffallendes Parallelgefüge. Es liegt nahe, die flachere Lagerung in den höchsten Teilen dieser Zunge durch eine Schleppung zu erklären, da auch die tektonisch höchsten Anteile der Knappenwandmulde unzweifelhaft eine Schleppung nach N über die nördliche Sulzbachzunge mitgemacht haben.

Beim Untersulzbach und östlich davon wird die Zunge von einem zumeist gelblich angewitterten, sonst fast rein weißen Granitgneis aufgebaut, der fast keine dunklen Gemengteile enthält. Bei einer Korngröße von meist 3 mm erkennt man mit freiem Auge leicht die trüben, weißen Feldspate mit ihren oft etwas verbogenen Spaltflächen, die großen, klaren Quarze und die verstreut liegenden Serizitfasern, welche das oft kaum merkliche Parallelgefüge kennzeichnen. Daneben kommen helle, fast weiße Porphyroidgneise

vor, mit bis 15 mm großen, in seltenen Fällen noch rosa gefärbten Kalifeldspateinsprenglingen in einer z. T. noch dichten Grundmasse.

Die N-Grenze der nördlichen Sulzbachzunge ist östlich des Untersulzbachtales vom Hangschutt verdeckt; beim Untersulzbach und dann nach W bis zum Obersulzbach ist der Granitgneis der Zunge mit einem nördlich anschließenden Parakristallin tektonisch verzahnt. Auffällig ist dabei, daß das Parakristallin, das weiter unten als „Sulzauer Parakristallin“ noch näher beschrieben wird, in der Regel unter den Zentralgneis einfällt.

Zwischen den beiden Sulzbachtälern ist der Kontakt zwischen der Zunge und dem Parakristallin an allen Stellen millimeterscharf und unter niedrigsten mineralfaziellen Bedingungen geprägt. Der Randbereich des Parakristallins weist keine Anzeichen einer magmatischen Kontaktwirkung auf. Der Porphyrganitgneis ist ebenso wie die stellenweise ausgebildete feinkörnige (aplitische) Randfazies wohl durch Kornzerbrechungen stark beeinflusst, hat aber keine deutliche Regelung oder gar Phyllonitisation über sich ergehen lassen. Die Bewegungen haben sich in der Hauptsache im anschließenden, weicheren Parakristallin abgespielt, wo plastisch umflossene Gneisknödel, Gneislinsen oder Gneislamellen die Bewegungsbahnen kennzeichnen. Auch das Material dieser Abscherungsreste, das makro- und mikroskopisch völlig dem der nördlichen Sulzbachzunge gleicht, hat trotz des Transportes keine auffällige Verschieferung erlitten, höchstens Andeutungen von Harnischflächen sind zu finden.

Wie im Inneren der Zunge tritt auch am N-Rand zwischen den beiden Sulzbachtälern ein heller Porphyrganitgneis auf, der sehr arm an dunklen Bestandteilen ist und auch keine dunklen Schollen führt. Ein Schliff durch eine wenige Meter von der N-Grenze entnommene Gneisprobe zeigt folgendes: Korngröße unter 3 mm, alle Bestandteile sind postkristallin mehr oder minder stark mechanisch beansprucht worden, was sich besonders deutlich am Quarz durch Kornzerfall und undulöse Auslöschung, sowie am spärlichen, teilweise in Chlorit umgewandelten Biotit durch Verbiegung zeigt. Aber auch der Mikroklinperthit löscht oft uneinheitlich aus und der gefüllte Plagioklas hat verbogene Lamellen. Im ganzen Schliff ist Trümmertextur zu beobachten, jedoch keine ohne Kornauszählung merkliche Kornregelung. Risse im Mikroklinmikroperthit sind durch Quarz und Chlorit ausgeheilt; Mikroklingitterung ist nur selten deutlich. Bei einigen stark, aber ganz fein gefüllten Plagioklaskörnern, die intensiv deformiert wurden und daher nicht mehr einheitlich auslöschten, verfließt die Serizitfüllung mit jenem Serizit, der sich im allerfeinsten Korngrus wolkig angesiedelt hat.

Am Obersulzbach schiebt sich gegenüber dem Wirtshaus Siggen ein Zentralgneiskeil nach NE vor, an dessen Ende die granitaplitische Randfazies ausgebildet ist. Die Grenzverhältnisse bei dieser Verkeilung werden im Abschnitt über das Sulzauer Parakristallin näher beschrieben.

Gegen W liegt der auf etliche Kilometer letzte grenznahe Gneisaufschluß bei etwa 1220 m Höhe westlich von Kalchhütten. Er ist insofern wichtig, als hier der Zentralgneis nachweisbar höchstens 60 m von der Krimmler Trias entfernt ist, und gerade in den gneisnächsten Metern eben dieser Trias gut erkennbare Kalkalgenreste (? *Physoporella*) gefunden wurden. Der Metamorphosegrad des Triaskalks scheint hier nicht höher zu sein als sonst, und auch der mittelkörnige, helle Zentralgneis weist kein merkliches

Parallelgefüge auf. Und doch müssen es weiträumige tektonische Verschiebungen gewesen sein, die diese Annäherung ermöglichten (siehe S. 174!). Daß trotzdem keine stärkere Verschieferung der beiden Materialien im Vergleich zu mehr geschützten Lagen im Inneren der Gneis- oder Kalkmasse verursacht wurde, ist wohl der zwischen den beiden starreren Massen ausgequetschten Schieferzone zu verdanken, die als ausgezeichnetes Schmiermittel diente, von der selbst aber an dieser Stelle praktisch nichts mehr erhalten blieb.

Am O-Hang des Krimmler Achentales ist die Grenzregion des Zentralgneises schlecht erschlossen. Wahrscheinlich reicht hier die kaum parallel struierte Ausbildung des Porphyrgnitgneises bis an den nördlichen Gneisrand.

In der Nähe der Krimmler Wasserfälle und westlich davon macht der Porphyrgnitgneis einen besonders unfrischen Eindruck. Überall hat — schon nach den äußeren Kennzeichen zu schließen — die Diaphoresis das Material mehr oder weniger stark überprägt. Der Biotit ist zumeist chloritisiert und verbogen, grünliche Hellglimmerschüppchen und das Grünlichweiß der gefüllten Plagioklase geben dem Gneis das Gepräge. Die selten auftretenden größeren Feldspat-Spaltflächen sind in der Regel verbogen. In randlichen Partien südlich der Schneckenscharte findet man auch Typen, deren Handstücke bei etwas besserer Kornregelung dem unterostalpinen Mauterndorfer Granitmylonit völlig gleichen. Die bereits von F. Löwl (33, 34) angeführten basischen Knollen treten auch in diesem Gebiet ganz zurück.

In den von Löwl zuerst erkannten und dann von W. Hammer (21) wieder untersuchten schmalen Verschieferungszonen in der Nähe der Krimmler Wasserfälle ist die Phyllonitisierung des Zentralgneises bis ins Extrem fortgeschritten. Es entstehen dann (z. B. 500 m östlich des unteren Wasserfalles) feingefaltete, hellgraue und seidengänzende Phyllonite, die dem Innsbrucker Quarzphyllit makroskopisch völlig gleichen können; nur die groben Feldspat- und Quarzkörner, die an weniger beanspruchten Stellen übrig geblieben sind, sowie der kontinuierliche Übergang in fast richtungslos-körnigen Porphyrgnitgneis lassen die wahre Herkunft erkennen. Diese starke Verschieferung des Zentralgneises ist an wenige, locker verteilte Durchscherungszonen gebunden, die steil stehen und subparallel zum N-Rand der Gneismasse verlaufen. W. Hammer (21) hat sie nach E hin ins Krimmler und Sulzauer Rinderkar verfolgt und glaubte an den Zusammenhang dieser Bewegungszonen mit dem Grünschieferzwickel der Knappenwand, den Kölbl (28) ja nur bis an den W-Hang des Oberulzbachtales verfolgt hatte, dessen volle Ausdehnung aber nun kartiert wurde (Knappenwandmulde). Dieser Zusammenhang existiert also nicht. Hammer brachte diese Verschieferungszonen weiters mit jenem Schieferkeil in Verbindung, der westlich der Wilden Gerlos zwischen die Zentralgneise des Hanger und der Ankenspitze von W her eingreift, oder statt dessen eventuell mit seiner „Steinkarschartenstörung“. Nun hat aber die Verfolgung der sicheren S-Grenze der nördlichen Sulzbachzunge vom O-Ende bis ins Krimmler Tal ergeben, daß die von Hammer 1940 vorgeschlagene Gliederung des Zentralgneises nicht zutrifft, und daß die steilstehenden Verschieferungszonen im Inneren des Zentralgneisgebietes nicht unbedingt mit wichtigeren tektonischen Grenzen zusammenfallen müssen.

Bei der Übersicht über die nördliche Sulzbachzunge und die damit im W zusammenhängende Gneismasse erkennt man, daß hier ein steilstehender, tektonisch geformter Gneiskörper vorliegt, der das Nebengestein an keiner einzigen Stelle nachweisbar (oder auch nur wahrscheinlich) syn- oder gar posttektonisch entweder magmatisch oder metamorph beeinflusst hat. Die Entstehung seines granitischen Substrates muß deshalb in die Zeit vor der alpidischen Durchbewegung fallen.

Unsere Erfahrungen über die Grenzverhältnisse des Gneises stimmen auf das beste mit den Beobachtungen W. Hammers vom W-Ende desselben Gneiskörpers (im südlichen Gerlosgebiet) überein; der Gneiskörper verdankt daher in der ganzen aufgeschlossenen Länge (vom Schönachtal bis über den Untersulzbach, d. i. auf 18 km) seine Begrenzung und damit seine heutige Gestalt der mechanischen Verformung.

Zu einer ganz anderen Auffassung über die Genese der nördlichen Sulzbachzunge kam L. Kölbl (28). Seiner Vorstellung nach wäre die Zunge in eine bereits steilstehende Schieferserie eingedrungen, wobei in der Umgebung der Wildalm sogar schwarze Grauwackenphyllite injiziert worden seien. Daß die nördliche Sulzbachzunge dies nicht getan hat, glaube ich bei der Kartierung des in Frage kommenden Gebietes im Maßstab 1:25.000 erwiesen zu haben (vgl. auch S. 155 und 176).

An der N-Grenze schließen, wie im vorhergehenden z. T. bereits dargelegt wurde, zweierlei Gesteine an die nördliche Sulzbachzunge: Westlich des Obersulzbaches liegt der Hochstegenkalk auf dem Gneis, wobei der Kontakt in der Regel völlig überwuchert ist. Östlich desselben aber steht der Zentralgneis der Zunge in direktem (tektonischen) Kontakt mit dem Sulzauer Parakristallin, so daß man an vielen Stellen die Hand an die Grenze legen kann. Entsprechend dieser engeren stofflichen Verbindung soll nun als nächstes eine kurze Charakterisierung des Sulzauer Parakristallins erfolgen.

Das Sulzauer Parakristallin und der damit zusammenhängende Teil des Hachelkopfmarmors

Schmutziggraue, mehr oder minder grün oder braun getönte Grauwackenschiefer und in viel geringerer Menge ebenso gefärbte Grauwackengneise setzen dieses Parakristallin zusammen, das mit maximal 500 m Mächtigkeit und 2 km aufgeschlossener Länge zur Gänze im Beobachtungsbereich liegt. Eine Fortsetzung ist einzig und allein unter dem Schutz des Buchwaldes zu vermuten. Im S grenzt es tektonisch an den Zentralgneis; im N wurde es vom Hachelkopfkalk überfahren, der an seiner Basis eventuell Gneisspäne mitgeführt hat. Derzeit ist über das Alter der hiehergehörigen Gesteine nicht mehr auszusagen, als daß sie dem in den Hohen Tauern bisher bekannten Mesozoikum in keiner Weise ähnlich sind und daher als vor-mesozoisch angesehen werden müssen. Die alles überprägende, zuletzt wirksame Mineralfazies war die Grünschieferfazies (Turner).

W. Hammer (19) bezeichnet die hier gehörenden Gesteine als Porphyroide und deren Begleitschiefer und steht damit im Gefolge Th. Ohnesorges. Er vergleicht sie auch mit den Wennser Porphyroidgneisen und hebt die hier vorwaltende, starke postkristalline Deformation als Unterschied hervor. Die Wennser Biotitporphyroidgneise Hammers stehen aber nach meinen Erfahrungen weder petrographisch noch tektonisch mit den Sulzauer Gesteinen in einem engeren Zusammenhang. Hammer dürfte den Porphyroidanteil im „Sulzauer Parakristallin“ sehr überschätzt haben, da mir hier nur

an wenigen Stellen Gesteine untergekommen sind, die den verschiedenen anderen metamorphen sauren Ergußgesteinen meines Aufnahmegebietes ähnlich sehen, und auch da nur sehr entfernt. Eine Beteiligung von Tuffiten oder die sedimentäre Einstreuung von Porphyrvwitterungsmaterial ist schon eher anzunehmen, womit die Ausscheidung von „Porphyrmaterialschiefern“ durch Ohnesorge (vgl. 19) z. T. gerechtfertigt erscheint. Die mikroskopische Untersuchung steht jedoch noch aus.

Der Kontakt mit dem Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge

Im W ist am Hang 500 m westlich Kalchhütten zwischen dem Porphyrgranitgneis und dem Hochstegenkalk nur ein wenige Meterzehner breiter, unaufgeschlossener Streifen, der auch in der Schuttführung keinerlei Anhaltspunkte über die Zusammensetzung des Untergrundes bietet. Die nächsten Aufschlüsse gleich hinter Kalchhütten zeigen wieder einen Kalkmarmor (siehe unten), der sich mit saigerer Grenze an das südlich folgende Sulzauer Parakristallin anlehnt. 150 m südwestlich davon steht man dann am O-Ende einer Anzahl kleiner Felsbuckel, die aus der aplitischen Randfazies des Zentralgneises bestehen. Sie werden vom Sulzauer Parakristallin unterteuft, denn dieses liegt am etwas tiefer gelegenen Fahrweg nahezu söhlig, bei etwa 5—8° nach ENE einfallender Achse. Weiter südlich fallen die Scherflächen nach S ein und werden immer steiler. Westlich P. 920 läuft endlich das Parakristallin in drei schmalen steilstehenden Keilen im Granitgneis der nördlichen Sulzbachzunge aus. Die etwas um die Waagrechte schwankenden, zwischen E und ENE verlaufenden Achsen machen es in Verbindung mit dem Grenzverlauf wahrscheinlich, daß die Keile räumlich gesehen den Zentralgneis von unten her aufspalten. In den beiden südlichen der drei (höchstens einige Meter mächtigen) Schieferzwickel ist nun die Zentralgneisgrenze nicht mehr scharf, denn in Zentimeter- bis Dezimeter-Mächtigkeit ergibt der Feldbefund einen habituellen Übergang, der wohl schon wieder intensiv tektonisch überprägt, aber doch nicht ausgelöscht worden ist. Dies ist aber die einzige Spur eines Überganges zwischen dem Zentralgneis und dem Sulzauer Parakristallin und sein Charakter war wegen der starken nachträglichen Tektonisierung nicht genauer zu beurteilen.

Auch weiter im E hat an der S-Grenze des Sulzauer Parakristallins eine randliche Verteilung mit dem Zentralgneis stattgefunden, wobei die Zentralgneiskeile immer von oben her in das Parakristallin eingedrungen sind. Dabei ist der Kontakt heute als ein durchaus tektonischer anzusprechen. Man sieht in der Regel millimeterscharfe Grenzen zwischen zumeist sehr massig erhaltenen, diaphoritischen Granitgneisen oder deren aplitischen Randfazies einerseits und serizitischen, feinstkörnigen Phylliten von Grauwackengesteinen andererseits. Dabei ist auffällig, daß die Paragesteine immer unter den Zentralgneis einfallen, zwar meist steil, doch kann auch ein Einfallen von 40° S an der Grenze abgelesen werden.

Zentralgneislinsen und -schuppen finden sich außerdem in allen Niveaus des Parakristallinzuges mit 1—100 m aufgeschlossener Länge. Dergleichen kann man am Fahrweg in das Obersulzbachtal bei der Kapelle, und zwei kleinere Linsen etwa 200 m taleinwärts am Weg beobachten. Am größten ist der Aplitzug, welcher sich zwischen den beiden Fahrwegen vom Schiedhof und von Einöd in das Untersulzbachtal befindet. Er ist nur etwa 40 m vom Hachelkopfmarmor entfernt und läßt damit die Hauptmasse des Parakristallins südlich liegen. Gegenüber den Schieferungsebenen im Parakristallin und auch gegenüber der N-Grenze desselben ist er etwas schräge gestellt, was möglicherweise auf die Entstehung aus einem echten Aplitzug hindeuten mag, der noch nicht vollends in die heutige Schieferungsebene eingeschichtet ist.

Ob nun ganz allgemein vor der intensiven Tektonisierung der Kontaktfläche zwischen dem Granitgneis und dem Parakristallin ein Transgressionsverband oder etwa magmatischer Primärverband vorlag, darüber ist derzeit keine Entscheidung möglich. Eine an dieser Stelle in Frage kommende Möglichkeit muß aber mit Bestimmtheit ausgeschlossen werden, nämlich die eines alpidischen syn- oder gar postorogenen Injektions- oder ganz allgemein Granitisationskontaktes. Die Stellen stärkerer alpidischer Mobilisation, die dem Verfasser vom O der Habachzunge und aus der weiteren Umgebung von Gastein (beschrieben von Chr. Exner) bekannt sind, sehen ungleich frischer aus.

Der auf dem Sulzauer Parakristallin liegende Teil des Hachelkopfmarmors

An der N-Grenze des Sulzauer Parakristallins liegen an den Ausgängen der beiden Sulzbachtäler kleine Kalkmarmorvorkommen. Sie sind, wenn man vom sichtbaren Kontakt mit dem Parakristallin absieht, rundum von jungen Lockergesteinen umgeben, die alle weiteren Zusammenhänge verdecken. Es darf aber angenommen werden, daß beide Kalkvorkommen einander tektonisch entsprechen. Gewisse Schwierigkeiten treten bei der Frage nach der tektonischen Zugehörigkeit des westlichen Vorkommens auf, das bei Kalchhütten liegt. Es liegt einerseits in einer Linie mit dem östlichsten Auftreten von Kalken der Hochstegenkalkfazies (siehe unten), sein Material hat aber ein ganz anderes Aussehen. Helle, bläulichgraue bis weiße, oft leicht gebänderte Marmore treten hier auf, die in ihrer Summe die größte Ähnlichkeit mit den Marmoren am O-Ufer der Untersulzbach-Klamm haben. Der bläulichgraue Typ läßt sich aber im Handstück nicht von der gleich aussehenden Kalkart der sicheren Krimmler Trias unterscheiden, die 300 m nördlich von Kalchhütten bei P. 874 ansteht. Der Zwischenraum zwischen beiden Punkten ist von Schutt überdeckt. Anders ist die Lage am Untersulzbach. Hier ist zwischen dem dunkelgrauen Plattenkalk der Krimmler Trias (beim Schiedhof) und dem 300 m weiter südlich liegenden, maximal 15 m mächtigen, hellen Kalkmarmor (an der Pforte der Untersulzbachklamm) durch den Bach ein Porphyroidvorkommen angerissen, und deshalb kann man beide Kalke hier mit Sicherheit voneinander trennen.

Am Untersulzbach, speziell an dessen östlichem Hang, gleichen die blaugrauen und weißen, z. T. gebänderten Marmore vollkommen jenen des Aschbaches und denen vom Hachelkopf. Hauptsächlich wegen dieser äußeren Gleichheit werden die an den Ausgängen der beiden Sulzbachtäler auftretenden Kalke in eine Linie mit jenen Vorkommen gestellt und zum Hachelkopfmarmor gerechnet.

In der Kalkanschoppung westlich vom Ausgang der Untersulzbachklamm hat eine teilweise (sekundäre) Dolomitisierung stattgefunden und auch eine ganz schwache Vererzung mit Bleiglanz. Außerdem findet man hier an der nach S gekehrten Basis eine mehrere Meter mächtige Entwicklung von weißem, braun anwitterndem Kalk mit auswitternden Quarzkörnern, während sie sonst nur einige Zentimeter mächtig ist. Außer den bis 5 mm großen Quarzkörnern treten an der SW-Ecke des besagten Vorkommens als besondere Seltenheit bis 8 cm groß werdende Knollen eines granitischen Gesteines im Kalk auf. Die bis ins Feinste getriebene mikroskopische Untersuchung erwies deren Abkunft von der nördlichen Sulzbachzunge, u. zw. durch die Identität der Feldspate, das gleiche, aggressive Verhalten des Quarzes und das Fehlen dunkler Gemengteile, aber auch durch den vollkommen gleichen — und doch so komplizierten — Ablauf der Petrogenese. Diese muß im Zentralgneis völlig abgeschlossen gewesen sein — z. B. samt der Füllung der Plagioklase —, bevor die meist mit einer Serizithaut umhüllten Fremdkörper in den Kalk eingebettet wurden. Wie aber kamen sie in den Kalk? Ihre sedimentäre Einstreuung ist wegen der mit dem Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge bis in die letzte Phase identischen Petrogenese nicht wahrscheinlich, da ja bei der alpidischen Metamorphose in der Gneiszone andere Umwandlungen (Stoffwechslerscheinungen) zu

erwarten sind, als in vom Kalk völlig umschlossenen Gneisgeröllen. Gegen die sedimentäre Entstehung spricht auch die Frische der Feldspate. Deshalb scheint die Deutung als Reibungsbreccie richtiger zu sein. Daraus kann man ableiten, daß der Hachelkopfkalk einmal in unmittelbarem Kontakt mit dem Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge gestanden haben muß, daß er aber seither so weit abgesichert wurde, daß heute zwischen dem Fundort der Kalkbreccie und dem nächsten Punkt der Zunge ein gut 300 m mächtiges Parakristallin zwischengeschaltet ist. Damit erhält man ein Maß für die Bewegungen, die sich zwischen dem Hachelkopfmarmor und seiner Unterlage abgespielt haben, nachdem der Zentralgneis schon ganz fertig ausgebildet vorlag. Im übrigen steht etwa 5 m südlich von hier, an der äußersten SE-Ecke des Karbonatvorkommens ein gelblicher, metergroßer Klotz aus dem Waldboden, der z. T. aus einem gelblichen, azidischen Flasergneis besteht und seinem Aussehen nach wohl ein Scherling von der nördlichen Sulzbachzunge ist.

Außer den Zentralgneisresten findet man an der Kalkbasis westlich vom Untersulzbachausgang im Schutt groben, weißen Serizitquarzit, der an die Triasquarzite anderer Einheiten erinnert. Er ist auch am Fahrweg vom Schiedhof in das Untersulzbachtal wieder an der Basis des Kalkes aufgeschlossen und ist dort 1 m mächtig.

Es ist wichtig festzuhalten, daß der Kalkmarmor an der N-Grenze des Sulzauer Parakristallins früher zumindest z. T. direkt auf dem Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge gelegen haben muß (siehe oben). Hiemit ergeben sich auffallende Parallelen sowohl nach O — dort liegt der Hachelkopfkalk vom Aschbach an in 4 km Länge auf Zentralgneis oder dessen Randfazies — als auch nach W. Westlich der Sulzbachtäler hat nämlich der Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge noch heute eine geringmächtige Kalkmarmorbedeckung: Es ist dies der Hochstegenkalk, der von hier an nach W den ganzen nördlichen Gneisrand bis zum Tauernwestende begleitet. Wenn nun trotz der in allen Teilen nachgewiesenen Auflagerung auf den Zentralgneis der Hachelkopfmarmor in dieser Arbeit mit einem eigenen Namen belegt wurde, dann ist dies deshalb geschehen, weil einmal der Zusammenhang mit dem Hochstegenkalk durch die Ungunst der Aufschlußverhältnisse nicht direkt zu sehen ist, und weil zweitens das Aussehen der beiden Kalkarten etwas verschieden ist — eine Verschiedenheit, die jedoch zwanglos auf das Konto der tektonischen Fazies geschrieben werden kann.

Der Hochstegenkalk

W. Hammer und H. Dietiker haben den Hochstegenkalk vom Hochstege bei Mairhofen im Zillertal bis nach Krimml verfolgt. Hier bildet er eine geringmächtige, wahrscheinlich tektonisch konkordante Bedeckung der nördlichen Begrenzungsfläche des Zentralgneises. Nichts deutet darauf hin, daß er bei der Entstehung des porphygranitischen Substrates seiner heutigen Unterlage kontaktmetamorph oder metasomatisch beeinflußt worden wäre. Der Hochstegenkalk gehört ganz allgemein ins Mesozoikum; R. Klebelsberg hat aus ihm einen *Perisphinctes* sp. beschrieben (25), doch geht es wohl nicht an, deswegen alle hierher gehörenden Kalkvarietäten in den Oberjura zu stellen.

Im Beobachtungsgebiet, das ja nur mehr die östlichsten Ausläufer des Hochstegenkalkes erfaßt, zeigen die sehr feinkörnigen Kalkmarmore zumeist graue Färbung, die sich durch einen charakteristischen bläulichen Stich von dem mehr bräunlichen Grau mancher Kalke der Krimmler Trias bald unterscheiden läßt. Von den dunkler bläulichgrauen Kalkphyllitmarmoren der Schuppenzone des Plattenkogels unterscheiden sie sich durch geringeren Glimmergehalt und das Fehlen der jene begleitenden Kalkphyllite. Die bläulichen Typen sind im Blaubachtal und bei der Breitscharte meist als Breccienmarmore ausgebildet, die hier die Hauptmasse des Hochstegenkalkes stellen. Viel geringer ist die Menge an weißem Breccienmarmor, den man im südlichen Ast des Blaubachtales findet. Dort kommen aber auch als Seltenheit hellgraue, wenig metamorphe Plattenkalke vor, die in einigen mächtigeren Vorkommen des Gerlosgebietes fast den Typus des Hochstegenkalkes darstellen. Weiters gibt es südlich des Blaubachtales auch massige, feinkristalline Kalke (weiß mit einem Schuß lila) und ebenso selten bräunlichweiße Bänderkalke. Alle diese Arten sind praktisch glimmerfrei.

Bei der Schneckenscharte, also am W-Ende der N-Grenze liegt der Hochstegenkalk der Oberfläche des Zentralgneises mit 60° N bei N70 E konkordant auf. Dies gilt bis südlich von Oberkrimml, also auf eine Länge von 2.5 km.

Der Schutt des Krimmler Beckens begräbt dann ein etwa 3 km langes Stück des N-Randes, doch sind aus dem regionalen Bild heraus keine großen Abweichungen von der angegebenen Streichrichtung zu erwarten. Wegen einiger Besonderheiten in der Lagerung der nördlich folgenden Einheiten kann man südlich des Falkensteins auf eine kleine Ausbauchung des Gneisrandes um höchstens 500 m nach N schließen.

Auch der weitere Verlauf des nördlichen Gneisrandes zeichnet sich durch schlechte Aufschlußverhältnisse aus. Es ist dies im Waldgebiet am W- und N-Hang des Rabenkopfes, wo man infolge der Bedeckung mit Gehänge- und Moränenschutt in der Grenzziehung eine Unsicherheit von 100 m in Kauf nehmen muß. Hochstegenkalk wurde hier nicht mehr anstehend gefunden, doch wird aus dem Vorhandensein von Kalken der Hochstegenfazies im Gehängeschutt (Bräuer-Graben 1420 m) auf dessen wahrscheinlich linsenförmiges Vorkommen geschlossen.

Über die räumliche Stellung des Gneisrandes nördlich vom Rabenkopf läßt sich nur ganz grob behaupten, daß wohl die Hauptstreichrichtung zwischen ENE und E im großen gesehen beibehalten wird, daß hier aber mit Seigerstellung und teilweiser Überkippung gerechnet werden muß. Dies geht nicht aus Strukturen im massigen, wirt zerklüfteten Gneis hervor, sondern wird aus der Lagerung der nördlich folgenden Gesteine abgeleitet.

500 m westlich Kalchhütten (Obersulzbach) steht ein größerer Kalkklotz an, der aus bläulichweißem Breccienmarmor besteht. Das Aussehen des Kalkes und die tektonische Lage zunächst dem Zentralgneis begründen die Zuordnung zum Hochstegenkalk, obwohl nur 30 m weiter nördlich die gerade an dieser Stelle durch Funde von Wirtelalgen belegten Dolomite und Kalke der Krimmler Trias anstehen und zwischen beiden Vorkommen weder aufgeschlossen noch im Schutt ein fremdes, trennendes Material zu finden war.

Die Sulzbachungen als Kernteile der Krimmler Gneiswalze

Alle im vorhergehenden beschriebenen petrographischen Einheiten sind nur Teile eines größeren tektonischen Körpers, für den ich die Bezeichnung „Krimmler Gneiswalze“ vorschlage. Ihn als ganzen zu betrachten, ist die Voraussetzung für das Eingehen auf eine wichtige Frage, nämlich jene,

ob man hier im Gebirgsbau voralpine und alpine Strukturen unterscheiden kann.

Daß die beiden Sulzbachzungen gemeinsam mit der Knappenwandmulde und dem Sulzauer Parakristallin von einer Kalkhaut überdeckt sind und auch gemeinsam damit in der für den heutigen Gebirgsbau entscheidenden tektonischen Phase zu einem einzigen Körper vereinigt waren, der einer fremden Umgebung gegenüberstand, darauf wurde schon oben an mehreren Stellen hingewiesen. Dabei wurde naturgemäß immer nur die Oberseite dieses Körpers betrachtet, denn nur sie ist hier durch den heutigen Tagesschnitt erschlossen. Sie wurde mit einem Rücken von etwa halbkreisförmigem Querschnitt verglichen, dessen Achse etwa 20° nach ENE eintaucht. Während nun die Oberseite des Körpers wenig östlich vom Untersulzbach untertaucht, kann man die Unterseite 18 km weiter westlich im Schönachtal (Gerlosgebiet) studieren. Die grundlegenden diesbezüglichen Erkenntnisse stammen von W. Hammer (20); sie wurden dann durch Arbeiten von O. Thiele (47) und O. Schmidegg (46) bestätigt und teilweise ergänzt. Auch dort tauchen die für die Stofftektonik maßgeblichen Achsen nach O ein (etwa $25\text{--}30^\circ$ nach E bis ENE) und so konnte der Versuch unternommen werden, durch den ganzen homogen deformierten Bereich ein Sammelprofil senkrecht zur Deformationsachse zu legen. Das Ergebnis zeigt Tafel VIII. Dabei wurden die kilometerweit auseinanderliegenden Profile von der Oberseite, der Mitte und der Unterseite des Körpers konstruktiv vereinigt. Sicherlich weichen auch bei einem derartig stark nach einer Verformungsachse gestreckten Körper die wahren Profile in jedem beliebigen Schnitt etwas von dem nächsten ab, aber in dem vorliegenden Sammelprofil soll auch nur der Deformationstypus charakterisiert werden, und dafür ist die Methode hinreichend genau.

Die „Krimmler Gneiswalze“ besteht, wie das Profil zeigt, in der Hauptsache aus Zentralgneis. Dieser steht im S noch in Zusammenhang mit dem Zentralgneisareal der Zillertaler Alpen und der Venedigergruppe, doch ist der Zusammenhang durch die „Habachmulde“ auf etwa 5 km eingeschnürt. Von oben her wird der Zentralgneis der Walze etwa bis zur Mitte durch die Knappenwandmulde aufgespalten, wodurch zwei steilstehende „Zungen“ entstehen: Die schwächere südliche und die voluminösere nördliche Sulzbachzunge. Der Rest von Parakristallin auf der letzteren („Sulzauer Parakristallin“) ist nur schwer in diese Projektion einzufügen, ebenso wie die teilweise Überkipfung des nördlichen Gneisrandes durch das Dickerwerden der Walze bei Krimml verzerrt wird. Westlich von Krimml fällt der nördliche Gneisrand steil nach N ein, was im Profil richtig zur Darstellung kommt. Die Unterseite der Walze ist aus dem Kartenbilde, der Höhe der einzelnen Grenzpunkte und dem Achseneinfallen rekonstruiert, steht aber auch im Einklang mit Hammers Profil (20 Fig. 7). Man sieht dabei, daß auch von unten her Schieferkeile in den Zentralgneiskörper eingreifen, jedoch lange nicht so weit wie von oben. Der ganze Körper ist mindestens 4 km über die Paragesteine des Schönachtals nach N geschoben worden. Unter letzteren kommt noch eine tiefere Zentralgneismasse zum Vorschein, die O. Thiele (47) nach dem Vorgange L. Kobers als „Ahornkern“ bezeichnet hat. Auch sie hat (im Wimmertal) einen oben gerundeten Querschnitt und taucht nach E bis ENE ab (20, 10, 47, 46). Sie zeigt aber auch sonst größte Übereinstimmung mit der Krimmler Gneiswalze. Beiden liegt im N der Hoch-

stegenkalk auf, beide werden auch auf ihrer Oberseite noch von einer zerrissenen Kalkhaut bedeckt, deren Zusammenhang mit dem sicheren Hochstegenkalk noch etwas fraglich ist (siehe auch S. 167, und Lit. 46, 47). Besonders bei der Kalkbedeckung des Ahornkernes sieht es jedoch so aus, als würde der weichere und früher mächtigere Hochstegenkalk bei der Ausquetschung der „Schönachmulde“ (Thiele) abgeschürft worden sein und die Marmorfetzen über der Kulmination wären nur höher metamorphe Abscherungsreste desselben. Auch beim Ahornkern ist der Gneis bis unter die Kalkgrenze steilgestellt (47, 46) und zeigt in den äußersten Metern eine Schleppung, die ganz lokal (unter dem Kugelater Hauer) ebenso nach S weist, wie bei der Kulmination der Krimmler Gneiswalze unter dem Hachelkopf.

Besonders wichtig ist, daß die Krimmler Gneiswalze in den Hochstegenkalk buchstäblich eingewickelt ist. Daher muß — wenn man den Hochstegenkalk als mesozoisch ansieht — die Walzenbildung zwangsläufig alpidisch sein. Ganz abgesehen davon, hat auch die fossilbelegte Krimmler Trias südlich von Wald dieselbe Steilstellung wie der nördliche Gneisrand und ist vom Zentralgneis sogar noch ein wenig überfahren worden. Diese Trias konnte — ebenso wie die zwischen ihr und dem Hochstegenkalk liegenden Gesteine — nicht in das Sammelprofil aufgenommen werden, da für jenen Bereich ein westgerichtetes Achseneinfallen bestimmend ist.

Die Gesteine der „Habachmulde“, die wohl aus dem steilgestellten, tieferen Muldentheil ausgequetscht worden sind und sich nun nach N über die Krimmler Gneiswalze legen, machen zum größeren Teil noch die Tektonik ihrer Unterlage mit, während die Habachzunge selbst in den höheren Teilen schon ein Eigenleben führt.

Es liegt nun auf der Oberseite zweier zumindest z. T. sehr ähnlich gebauter Gneiskörper eine dünne, sicher tektonisch so sehr reduzierte Marmorhaut. Beim Ahornkern hat der darunter befindliche Gneis mit Ausnahme einer randlichen Phyllonisationszone steilgestellte Schieferungsflächen und es besteht das Liegende ebenso wie bei allen weiter im W gelegenen und von Sander (42, 43, 44) bekannt gemachten Diskordanzen nur aus Zentralgneis. Bei der Krimmler Gneiswalze überspannt die Marmorhaut dagegen vier verschiedene petrographische Einheiten. Auch diese stehen steil und die Marmorhaut greift über sie z. T. flachliegend hinweg. Hier ist die Möglichkeit, daß noch voralpidische Strukturen reliktsch erhalten geblieben sind, nicht von der Hand zu weisen. Mein verehrter Lehrer, Herr Prof. Dr. L. Kober, hat dieser Frage in den Seminarstunden größte Bedeutung beigemessen. Seiner Vorstellung nach würde die zeitliche Abfolge des Geschehens etwa so aussehen: ein Granitgebiet wird mit den noch erhalten gebliebenen Resten des „Alten Daches“ von einer (wahrscheinlich der variszischen) Gebirgsbildung erfaßt und steilgestellt; sodann erfolgt eine Zeit der tiefgreifenden Abtragung des Gebirges und darauf die transgressive Auflagerung von sandigen und kalkigen Sedimenten (z. B. Hochstegenkalk). Die tektonische und metamorphe Überprägung während der alpidischen Orogenese und eine neue Abtragung bilden den Abschluß des Geschehens. — Es war nun die wichtigste Aufgabe, zu prüfen, inwieweit einzelne Beobachtungen nun als Beweise für diese kühne Idee Kobers angesehen werden dürfen. Der beste Beweis wäre wohl die Auffindung einer

Transgressionsdiskordanz. Musterhafte Beispiele dafür kennen wir z. B. aus dem helvetischen Autochthon der Schweiz. Hier in den Tauern hat jedoch die alpidische Tektonik ungleich stärker gewirkt, wie man aus der enormen Strapazierung der zerfetzten Kalkauflage gerade bei den wegen des Auftretens einer Winkeldiskordanz interessantesten Punkten leicht ersehen kann. Es ist aber auch begreiflich, daß gerade auf den höchsten Punkten der Wölbung von Gneiskörpern der Marmor der Einwirkung der darüber gleitenden Massen ganz besonders ausgesetzt war. So ist es wohl erklärlich, daß es bisher noch nicht gelungen ist, eine Stelle zu finden, an der noch ein ungestörter Transgressionsverband mit primärer Winkeldiskordanz vorliegt, während geschleppte Diskordanzen bereits an mehreren Punkten in der Nähe des nördlichen Gneisrandes gefunden wurden. Die Entstehung dieser geschleppten Diskordanzen kann aber auch auf eine andere Weise erklärt werden, nämlich durch die disharmonische Tektonik zweier verschieden beweglicher Stoffe.

B. Sander veröffentlichte schon 1911 (43, S. 270) ein überzeugendes Profil einer Winkeldiskordanz zwischen Zentralgneis und Hochstegenkalk aus dem Elskar und 1920 (44) brachte er gleich drei Profile aus demselben Kontakt im Gebiet zwischen der Langen Wand und der Realspitze, also immer aus der Gegend westlich Mairhofen im Zillertal. Die Verschieferung im Gneis steht im großen bis zu senkrecht auf die Auflagerungsfläche der Basisbildungen des Hochstegenkalkes, von denen weiße und rote Quarzite, Graphitquarzite, Porphyroide und Arkosen genannt sind. Sander schließt dort auf das Fehlen eines Intrusivkontaktes und das Vorhandensein einer Bewegungsfläche; sichere Schlüsse auf Sedimentärkontakt kann er aber nicht ziehen. W. Hammer (20) zeichnet eine große Diskordanz zwischen Zentralgneis und Hochstegenkalk im Profil durch die O-Flanke des Wimmertales, eine Diskordanz, deren viel größere Reichweite erst aus der Arbeit von O. Thiele hervorgeht (siehe unten). Hammer schließt dort nur auf eine tektonische Diskordanz, auf eine „große Störungsfläche, an welcher nach der Intrusion und nach der Tauernkristallisation, vielleicht schon während letzterer beginnend, tektonische Bewegungen erfolgt sind“.

Bemerkenswert ist folgende Beobachtung von B. Sander (44, S. 284): „Anderenorts, wie an der Langen Wand bei Maierhofen und am Tristenspitz im Pustertal setzt die saigere Schieferung der Gneise quer durch die Kontaktfläche in Quarzit und Marmor über.“ Das bedeutet nämlich, daß die saigere Schieferung des Gneises zumindest z. T. jünger sein muß, als die Überlagerung durch den Marmor! Ganz entsprechende Beobachtungen haben beim Ahornkern unabhängig voneinander Thiele und Schmidegg gemacht. Jener fand „sowohl ober- wie unterhalb des Bandes Saigerstellung, u. zw. im Zentralgneis echte saigere s-Flächen, in den Gesteinen oberhalb jedoch enge steilstehende Zick-Zack-Fältelung“ (47, S. 12). An der Oberseite der Krimmler Gneiswalze begegnet man derselben Erscheinung nochmals, wenn sie dort auch nicht so stark ausgeprägt ist, wie am O-Ende des Ahornkernes. Fig. 1 zeigt das Schema der Lagerung direkt unter dem Hachelkopf. Unten stehen die nur schwach angedeuteten Schieferungsflächen im Knappenwandgneis saiger. Mit der Schleppung setzt auch die Phyllonitisierung dieses Gneises ein. Darüber folgen einige Meter phyllonitisches Parakristallin, das schon ebenso flach liegt, wie der etwa 10 m mächtige Marmor. Auch die Schiefergneise über dem Marmor

haben in den marmornächsten Metern noch flachliegende Schieferungsflächen. Dann aber werden sie gefaltet, u. zw. zeigen die meterlangen Falten mit zunehmendem Abstände vom Marmor immer größere Amplituden und schließlich werden die Umbiegungen so spitz, daß man die einzelnen Falten nicht mehr länger in ihrem Zusammenhang verfolgen kann. Dann kann man im Schiefergneis nur mehr eine steile s-Fläche einmessen. Diese ist also sichtlich durch enorme Zuspitzung aus ehemals zusammenhängenden, flachliegenden Falten entstanden. Die steilgestellte Verschieferungsfläche ist daher über dem Marmor jünger als die flache Lagerung des Marmors selbst. Jene ist durch eine ganz späte NS-Einengung verursacht, die wohl auch an der Bildung und Steilstellung der s-Flächen im Knappenwandgneis nicht ganz unbeteiligt war. Auch die südgerichtete Schleppung des Knappenwandgneises ist als lokale Relativbewegung bei dieser späten NS-Einengung anzusehen. Bei diesem Stand der Dinge ist also anzunehmen, daß die

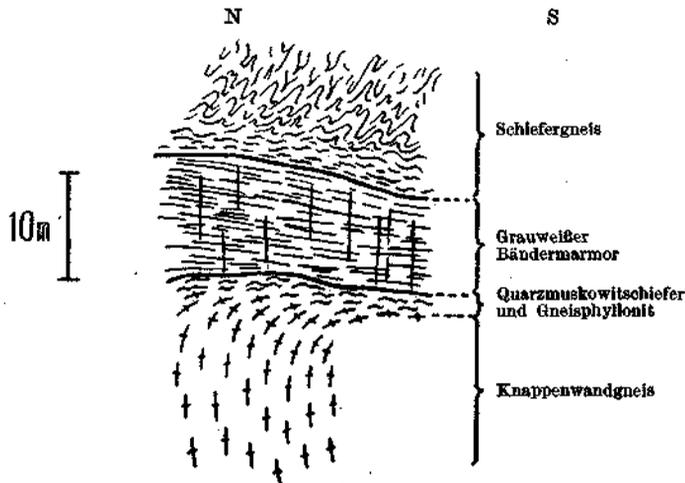


Fig. 1. Schema der Diskordanz unter dem Hachelkopf

Verschieferung des Knappenwandgneises im Liegenden der Diskordanz zumindest z. T. ganz jung ist, jünger als die Auflagerung des Kalkes. Falls aber eine alte Anlage von Verschieferungsebenen im Gneis bestanden haben sollte, dann müssen wir zumindest annehmen, daß sich die Lage derselben im Raum bei der jungen Einengung verändert hat, daß sie rotiert wurden. Also kann hier aus der genauen Analyse des einzelnen Aufschlusses kaum mehr mit Sicherheit auf das Vorhandensein einer primären Winkeldiskordanz rückgeschlossen werden, und schon gar nicht auf den Winkel, der zwischen der Unterlage und der Auflage ehemals bestanden hätte.

Der einzelne Aufschluß ist daher — soweit die bisherige Untersuchung gezeigt hat — nicht geeignet, um das Vorhandensein einer primären Winkeldiskordanz und damit das Auftreten älterer, wahrscheinlich variszischer Strukturen nachzuweisen. Wenn ich dennoch an die von L. Kober (siehe oben und Lit. 27) geäußerte Möglichkeit glaube, daß sich hier an der N-Abdachung der Tauernkuppel, also im Schatten des Venediger-Gneiskernes noch Reste variszischen Gebirgsbaues erhalten

haben, dann ist dafür der Befund ausschlaggebend, daß in der Krimmler Gneismasse vier verschiedene petrographische Einheiten vom selben Marmor überspannt werden, und daneben auch der Vergleich mit dem Großgeschehen in anderen Teilen der Alpen (Tribulaun, Südtirol und Aarmassiv).

Ganz abgesehen davon, ob nun der Hochstegenkalk auf einem Granit- oder Gneisgrundgebirge sedimentiert wurde oder nicht, möchte ich bezüglich des Alters des Zentralgneises annehmen, daß das granitische Substrat bereits aus vormesozoischer Zeit stammt. Darauf weisen u. a. Porphyroidgneise in der nördlichen Sulzbachzunge hin, die sicher schmelzflüssiger Entstehung sind. Es geht aber wohl nicht an, hier einen Porphyr ins Mesozoikum zu stellen. Dieser Porphyr hat nun ganz genau wie das Ausgangsmaterial des damit zusammenhängenden Zentralgneises in alpidischer Zeit eine durchgreifende metamorphe Überprägung durchgemacht, die nicht über die Albitepidotamphibolitfazies hinausging. Eine spezielle Arbeit über diesen Fragenkreis ist in Vorbereitung. Es sei besonders angemerkt, daß obige Angabe über das Alter des Zentralgneises vorläufig nur für die Granitgneise der Krimmler Gneiswalze gemünzt ist und nicht für die Zentralgneise ganz allgemein.

Der Bereich nördlich der Krimmler Gneiswalze

Die Gesteine dieses Bereiches stehen nicht in direktem Zusammenhang mit den beiden Sulzbachzungen. Ein solcher Zusammenhang wurde aber von L. Kölbl (28) angenommen, weshalb hier auf die wichtigeren Gesteinsgruppen dieses Bereiches und ihre Lagerungsverhältnisse eingegangen werden muß.

Die Schieferserie zwischen Hochstegenkalk und Krimmler Trias

Beiderseits Krimml liegt über dem Hochstegenkalk eine großenteils mesozoische Schieferserie, die im Profil des Plattenkogels ihre maximale Breite von rund 3 km erreicht, auf deren komplizierte und noch längst nicht geklärte Gliederung jedoch hier nicht näher eingegangen werden soll. Im Hinblick auf ihre Beziehungen zur nördlichen Sulzbachzunge werden nur einige Details aufgezeigt, welche die Streichrichtung betreffen.

Während nämlich J. Neher und H. Dietiker (10) hier eine tektonische Konkordanz mit dem Zentralgneis sehen, schreibt L. Kölbl (28), der übrigens die ganze Serie als vormesozoisch ansieht und nicht von der Grauwackenzone abtrennt: „Die im Profil des Plattenkogels noch mächtig entwickelte Serie wird ... vom Zentralgneis schräg abgeschnitten; nur die unmittelbar an die Trias der Nesslinger Wand anschließenden Phyllite lassen sich mit den mesozoischen Schichten weiter nach O verfolgen.“

Am klarsten läßt sich nun die Streichrichtung der Gesteinszüge im Inneren der Schieferserie durch das Herausheben eines Kalkphyllitmarmor- und Kalkphyllituzuges aufzeigen, dessen Material im Gelände mit unbedingter Sicherheit von allen anderen Gesteinen der bunten Serie zu unterscheiden ist und außerdem ohne Wiederholung und Komplikation in einer sanft geschwungenen Linie vom Plattenkogel bis fast an den Abbruch des Walderwieser-Waldes zum Obersulzbach verfolgt werden kann. Er ist in der beigelegten Karte (Tafel VI) aus der sonst nicht näher differenzierten Zone herausgehoben, ebenso wie jene Grünschiefer, die sich an die Kalkphyllite

immer im S anschließen. Beide Gesteine können dem Baumaterial der sogenannten „Oberen Schieferhülle“ der östlichen Hohen Tauern gleichgesetzt werden. Sie liegen im W des Aufnahmegebietes etwa in der Mitte der Schieferserie und halten auf $7\frac{1}{2}$ km Länge bis in den östlichsten Zipfel derselben aus, wo sie ganz nahe an die N-Grenze der Schieferserie und damit an die Krimmler Trias herantreten. Daher ist auf die ganze Länge die Streichrichtung W—E, ja sogar etwas nach ENE gerichtet und kein Anzeichen deutet darauf hin, daß die Schiefer vom Zentralgneis — etwa durch einen magmatischen Quergriff — schräg abgeschnitten wurden. Viel wahrscheinlicher ist es dagegen auf Grund der neuen Beobachtungen, daß die Schieferserie zwischen den relativ starreren Körpern des Zentralgneises und der Krimmler Trias ungleichmäßig ausgewälzt wurde.

Einige weitere Beobachtungen über den Bau der Schieferserie seien hier noch festgehalten. Westlich des Krimmler Achantales stimmt grob genommen die Fächerstellung, so wie sie schon C. Diener (9), F. Löwl (34) und am besten H. Dietiker (10) zeichneten. Zwischen Krimml und dem Plattenkogel tritt an verschiedenen Stellen eine sekundäre Fältelung und Faltung in Millimeter- bis Meterzehner-Bereich mit flach nach N eintauchender Achse auf, welche die sonst zumeist WNW—W-streichenden Achsen überprägt. Im O ist im Bräuergraben auf 1200 m Höhe das Einfallen etwa 70—80° nach SSW, es wird in den höheren Partien aber noch flacher und bei P. 1490 im westlichen Walder-Wieser-Wald liegt die Schieferserie beinahe söhlig auf den inversen Begleitern (siehe unten) der Krimmler Trias.

Weitere Angaben über diese Schieferzone finden sich besonders bei H. Dietiker (10), aber auch in (33, 9, 34, 38, 28, 20 und 4). In jüngster Zeit wurde ihre westliche Fortsetzung von O. Thiele (47), O. Schmidegg (46) und F. Karl (24) untersucht.

Die Dolomite und Kalke der Krimmler Trias

Einen beachtlichen Teil des Untersuchungsgebietes nehmen die Dolomite und Kalke der Krimmler Trias ein. J. Neher und H. Dietiker (10) haben deren Verbreitungsgebiet in der Hauptsache bereits richtig abgegrenzt, nur die kleinen, aber tektonisch wichtigen Vorkommen östlich des Untersulzbaches sind ihnen, nach der Kartenskizze Dietikers zu schließen, entgangen. L. Kölbl (28) verwendet für die Krimmler Trias die Bezeichnung „Trias der Neßlinger Wand“.

Es wurde nicht angestrebt, eine durchgehende stratigraphische Gliederung der Krimmler Trias und der damit zusammenhängenden Begleitgesteine herauszufinden. Viel wesentlicher für die Problemstellung war vielmehr, die im W bereits bekannte Krimmler Trias möglichst weit nach O zu verfolgen. So sollen nur einige Bemerkungen das Material und dessen stratigraphische Stellung betreffen.

Das triadische Alter der Kalke und Dolomite der Neßlinger Wand war seit dem Wirtelalgenfund C. Dieners (9) gesichert. Ich konnte es durch einen neuerlichen Fund von Wirtelalgenresten bei derselben Wand bestätigen, aber auch durch einen zweiten, der fast 5 km weiter östlich gemacht wurde (WSW P. 1051 auf etwa 1200—1220 m Höhe an der S-Grenze der Krimmler Trias). Nach einem Vergleich mit der Beschreibung der Dienerschen Funde von J. Pia (41, S. 44 und Abb. 17, Tafel V) dürfte es sich bei den neuen Funden ebenfalls um *Physoporella pauciforata* handeln. Schließlich fanden sich ganz gleich aussehende Formen im Hangechutt des östlichsten Vorkommens der Krimmler Trias (siehe unten).

Beinahe ebensoviel Wert für die Sicherstellung des triadischen Alters haben zwei kleine Gipsvorkommen westlich von Sulzau. Das eine ist bei der Anlage eines Fahrweges auf einige Meter Länge angeschnitten worden und liegt auf 1080 m Höhe östlich der Ruine Burgfried. Das zweite, das wohl einer anderen Triasschuppe angehört, ist

100 m nordwestlich P. 1166 im Buschwerk am Rand einer Wiese versteckt. Beide sind sicher stratigraphische Gipsvorkommen, bei denen allerdings der unmittelbare Verband mit den triadischen Karbonatgesteinen nicht aufgeschlossen ist. Daher kann man sie nicht mit Sicherheit dieser oder jener Stufe der Trias zurechnen.

Dem Skyth gehören wahrscheinlich weiße Quarzite an, die in der Karte zu den „Begleitern der karbonatischen Krimmler Trias“ gestellt wurden und sowohl südlich der Kalk- und Dolomitenmassen (z. B. im SE der Samalm), in ihnen selbst (am Bräueregg und nordwestlich der Ruine Burgfried) und auch nördlich derselben (südlich vom Ronach-Wirtshaus) liegen. Sie sind meist mit grünen und grauen Quarziten und Serizitquarziten vergesellschaftet, sowie auch mit grauen, braun anwitternden Karbonatquarziten (südöstlich der Samalm und am Bräueregg). Rauhacken sind eher an die abgetrennten Triaslinsen gebunden, so z. B. westlich des Kitzpalfen. Sonst sah ich sie nur mehr an der N-Grenze der Krimmler Trias, genau gegenüber dem Ronach-Wirtshaus im oberen Salzachtal.

Ein weißer, seltener auch hellgrauer, alabasterähnlicher Marmor, der von silbrigen Serizitfasern mehr oder weniger spärlich durchzogen ist, wurde von Dietiker bei der Beschreibung der Triasbasis hinter Haus „Schmid“ (10, S. 71) dem Anis zugerechnet. Dieser Glimmermarmor bildet die Basis der Trias auf 1320—1350 m Höhe südöstlich der Samalm, dann ist eine Linse von ihm durch das Bachbett des Berger-Grabens bei 1140 m angerissen. Beim Falkenstein liegt er über Quarzit (Dietiker). Weiters ist er im Bräuer-Graben gut erschlossen und auch am Bräueregg, hier wieder an Quarzit stoßend. Schließlich findet man ihn noch 100 m westlich und 200 m östlich von P. 1362 und zu allerletzt baut er einen kleinen Felszug 100 m südlich der Ruine Burgfried auf, wobei er sich ausnahmsweise von der S-Grenze der Krimmler Trias entfernt.

In der Krimmler Trias überwiegen die Dolomite mengenmäßig über die Kalke. Das ist sehr wichtig, da in den übrigen tektonischen Einheiten des bisher beschriebenen Gebietes die Dolomite zumindest sehr gegenüber den Kalksteinen zurücktreten oder auch ganz fehlen.

An der N-Grenze der Krimmler Trias, in der Nähe des Gerlospasses, wurden einige Meter mächtige, monogene Dolomitbreccien beobachtet, die eine stärkere Streckung und Plättung erfahren haben. Diese Breccien stehen aber stratigraphisch den Dolomiten nahe und können nicht als Äquivalent der typischen unterostalpinen Breccien vom Typus „Schwarzeck-Breccie“ und „Tarntaler-Breccie“ angesehen werden. Von den Dolomitbreccien der oberen Radstädter Decke E. Braumüllers (1937, S. 59) unterscheiden sie sich nur durch stärkere Deformation.

L. Kölbl (28) läßt nun die Krimmler Trias südlich von Wald nicht wie J. Neher bis an die Salzach herantreten, sondern schaltet noch einen schmalen Streifen von Phyllit ein — ein Streifen, der in seiner Kartenskizze das Heranstreichen des Quarzphyllites an den Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge anschaulicher macht. Für dieses Quarzphyllitvorkommen fand ich jedoch im Gelände keinerlei Anhaltspunkte, und da nun das O-Ende der Krimmler Trias bei Neukirchen — nördlicher als es Kölbl annahm — liegt (siehe unten), ist es unwahrscheinlich, daß die Quarzphyllite die Salzach bei Wald überschreiten.

Am Knick des Untersulzbaches gegenüber dem Schiedhof liegt direkt am Bach jenes Vorkommen von dunkelgrauem, gestriemtem Kalk, von dem Kölbl schreibt (28, S. 59): „Auch hier würden wir in der direkten Verlängerung des Streichens nach einigen hundert Metern auf den Zentralgneis treffen.“ Infolgedessen ist es möglich, daß nach seiner Darstellung auch die im N der Krimmler Trias liegenden Phyllite mit dem Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge in Berührung kommen, so daß ein „richtiger Injektionskontakt“ zwischen penninischem Zentralgneis und „typisch ostalpinen Gesteinen“ zustande kommt.

Die tatsächlich östlichsten Aufschlüsse der Krimmler Trias liegen aber am Rand des Buchwaldes südlich Neukirchen, höchstens

80 m über der Salzach in einer Gegend, in der kaum ein anstehender Fels zu erwarten war. W. Del Negro hat bereits in seiner „Geologie von Salzburg“ (8, S. 167) die Konsequenzen aus diesem Fund gezogen. Hauptsächlich findet man in den verstreut liegenden, kleinen Aufschlüssen einen kleinstückig zerfallenden, grauen Dolomit, der in der gleichen Art und mit denselben Varianten auch südwestlich von Sulzau (am Felszug mit P. 1051) vorkommt. Daneben tritt noch gelblicher Dolomit mit blaßlila Seriziflatschen auf, der an einigen weiter im W gelegenen Stellen für die Basislagen der Krimmler Trias typisch ist, und schließlich wurden in den grauen Kalken des Hangschuttes auch Wirtelalgenreste von derselben Erscheinungsform wie im W gefunden. K. Peters scheint diese Dolomitvorkommen schon gekannt zu haben, denn er schreibt (39, S. 786): „Bei Neukirchen gibt es zu wenig Aufschlüsse, nur so viel läßt sich behaupten, daß hier ... die vorderen Schichten des Kalkschiefers und dichten Kalkes in Dolomit umgewandelt sind.“ Diese vorzügliche und wichtige Beobachtung hat nun nach fast 100 Jahren ihre Bestätigung gefunden, nachdem sie so lange nicht beachtet wurde.

Die S-Grenze der Krimmler Trias gegen eine Porphyroid- und Grauwackenquarzitserie verläuft hier ungefähr zwischen den Höhenlinien 900 und 920 m, streicht ENE—WSW mit etwa 45° S-Einfallen. Mit dieser Grenzfläche stehen die meist nur ganz schwach vorgezeichneten Schichtflächen im Inneren der massigen Dolomite nicht im Einklang, die etwa N85 W bis N45 W streichen und 30—45° S einfallen. Dieselben Erfahrungen kann man aber auch in besser aufgeschlossenen Teilen der Krimmler Trias machen. Erstens ist die hauptsächlich durch Farbwechsel erkennbare Feinschichtung mechanisch fast unwirksam und zweitens herrscht hier nicht Gleitbrettsondern Einengungstektonik. Ein besonders schönes Beispiel für letztere ist an dem schon vorhin erwähnten Felszug mit P. 1051 südwestlich Sulzau zu beobachten. Dort sind nämlich bei etwa 1150 m Höhe die Schichten in mehrere übereinanderliegende Falten in der Größe von etwa 10 m gelegt, vergleichbar mit der Zickzackpackung von Watte. Die nur wenige Meter südlich davon verlaufende S-Grenze der Krimmler Trias steht aber saiger.

Das Problem des O-Endes war bei weitem das wichtigste, das sich mir bei der Untersuchung der Krimmler Trias bot. Es ist nun durch die Auffindung der typischen Krimmler Ausbildung der Trias südlich von Neukirchen gelöst worden. Es wird also die Krimmler Trias nicht, wie Kölbl gemeint hat, vom Zentralgneis der nördlichen Sulzbachzunge schräge abgeschnitten. — Das Triasvorkommen südlich Neukirchen macht es aber auch unmöglich, daß hier die nördlich der Trias gelegenen Quarzphyllite im Tagesschnitt mit dem Zentralgneis einer der beiden Sulzbachzungen in Berührung kommen und deshalb ist auch ein Injektionskontakt zwischen diesen beiden Stoffen ausgeschlossen. Alle weiteren Ergebnisse, welche die Untersuchung der Krimmler Trias noch zeitigte, treten gegen diese Erkenntnis in den Hintergrund. Einige davon seien hier nur kurz zusammengestellt:

Die überkippte Schichtstellung bei Neukirchen war leicht durch die schwache Überkipfung des nahen nördlichen Gneisrandes zu erklären. Im Walder-Wieser-Wald stehen die Kalke und Dolomite im großen und ganzen steil und streichen E—W. Die Faltungsachsen liegen hier zumeist horizontal,

im westlichen Teil desselben Waldes senken sie sich schwach gegen W. Tektonische Winkeldiskordanzen und ungleichalterige Gefügeregelungen sind öfters zu erkennen. Mit Annäherung an den Gerlospaß macht sich schließlich die immer stärker werdende Tendenz der Krimmler Trias und der sie unmittelbar umgebenden Gesteine bemerkbar, nach W einzutauchen. So messen die Achsen in der Nähe der Paßhöhe etwa 20° W bei E—W-Richtung. Damit verläßt die Krimmler Trias mein Aufnahmegebiet.

H. Dietiker (10)¹⁾, O. Thiele (47) und E. Kupka (30) haben genügend Beobachtungen zusammengetragen, welche die Zusammengehörigkeit der Krimmler Trias und der Trias der Gschößwand bei Mairhofen sicherstellen. Letztere gehört nach den Kartierungsergebnissen B. Sanders (44) zu den Tarntaler Gesteinen. L. Kober (1938) bezeichnet alle eben genannten Triasvorkommnisse als unterostalpin.

Die Begleiter der karbonatischen Krimmler Trias

An die Dolomite und Kalke der Krimmler Trias schließen sich auf das engste Halbphyllite, und mit derselben ganz schwachen Metamorphose auch mehr oder minder verunreinigte Quarzite, Breccien und wahrscheinlich Porphyroide an, die die Tektonik der Krimmler Trias weitgehend mitgemacht haben. Sie entstammen wohl demselben Ablagerungsraum, wie die damit verbundenen Karbonatgesteine und alle bilden gemeinsam eine tektonische Einheit. Diese umfaßt also permische und triadische Anteile neben nachtriadischen, jedoch ist die Auswalzung der weicheren Schichten eine derart intensive gewesen, daß kaum Normalprofile erhalten geblieben sind. Das ist besonders bei den zwischen Krimmler Trias und Innsbrucker Quarzphyllit eingeklemmten, in der Hauptsache nachtriadischen Schichten leicht zu erklären, denn sie bildeten das Schmiermittel für den darübergleitenden Quarzphyllit. Der tektonische Komplex der Krimmler Trias und ihrer Begleiter gehört nach der Einteilung Kobers ins Unterostalpin. Er ist faziell und tektonisch schwer vom Liegenden abzugrenzen, obwohl gewisse Unterschiede zu erkennen sind. Scharf ist dagegen auf der ganzen Linie die Grenze gegen den Innsbrucker Quarzphyllit. Hier — und diese Aussage läßt sich nach den Untersuchungen von H. Dietiker, O. Thiele (47) und E. Kupka (30) sowie eigenen Beobachtungen zumindest auf die Strecke zwischen Zillertal und Habachtal ausdehnen — stoßen zwei nach Alter und Metamorphose einander ganz fremde Gesteinswelten aneinander. Ich kenne zwischen hier und dem Zentralgneis keine Linie, die einen auch nur einigermaßen damit vergleichbaren Hiatus zwischen zwei Komplexen erkennen ließe. Daher halte ich die Unterkante des Quarzphyllits für die wichtigste Überschiebungslinie in diesem Raum, in dem man sich über die Grenzziehung zwischen Pennin und Ostalpin noch immer nicht einig ist. Eine derartig weitgreifende Frage kann aber unmöglich vom Blickwinkel einer einzigen Detailkartierung aus gelöst werden.

¹⁾ Hier wird auf den ersten Teil der Arbeit Dietikers zurückgegriffen, in dem das Beobachtungsmaterial zusammengestellt ist, sowie auf die Darstellung auf Tafel I, während im zweiten, tektonischen Teil derselben Arbeit und auf Tafel II diese Vorkommen zwei ganz verschiedenen Einheiten des Staubschen Deckenschemas zugeordnet wurden (Krimmler Trias = grisonid = mittelostalpin, Gschößwandtrias = Matreier Schuppenzone = höchstes Pennin).

a) Die im S der Krimmler Trias gelegenen Begleitgesteine

Entsprechend der leichteren Zerstörbarkeit der hieher zu rechnenden Gesteine sind die Aufschlüsse viel dürftiger als im Gebiet der z. T. prachtvolle und übersichtliche Wände aufbauenden Kalke und Dolomite. Die wenigen aus dem Waldboden herausragenden Höcker geben nur eine schwache Markierung des Verlaufes und auch da ist es noch ungewiß, wie weit Gehäugerutschungen hier noch Umstellungen bewirkt haben. Dies ist wohl der Grund, weshalb die engen Beziehungen dieser Gesteine zur Krimmler Trias bisher noch nie so recht erkannt wurden. Bei der näheren Untersuchung wurde aber nun eine Gesteinsvergesellschaftung erkannt, welche die Krimmler Trias in vielen Profilen in übereinstimmender Ausbildung begleitet, sich in jeder Lage völlig den Körperformen der karbonatischen Trias anschmiegt und faziell gut dem entspricht, was in anderen, im Sinne Kobers unterostalpinen Gebieten als Perm und Skyth aufgefaßt wird.

Zu den „Begleitern“ zählt hier eine Reihe von Gesteinen von kaum phyllitischer Metamorphose, deren Ausgangsmaterial tonig bis sandig und dabei kalkarm bis kalkfrei war und unter denen weiße Quarzite besonders hervorstechen.

Südöstlich der Samalm liegen diese Begleiter überkippt auf der Trias (N 60 W, saiger bis 20° S) und sind dort etwa 100 m mächtig. H. Dietiker (10, S. 70) hat dann einen dürftigen Rest dieser Serie auf der Straße von Vorderkrimml nach Krimml beschrieben, den er z. T. dem „Kristallin mit metamorphem Quarzporphyr“ zuordnet, z. T. als Quarzit des Werfener Niveaus bezeichnet. Hingegen wurden die Quarzite, Karbonatquarzite und Phyllite, die weiter ostwärts im Walder-Wieser-Wald zwischen Bräueregg und P. 1490 (ebenso wie jene nahe der Samalm) auf Krimmler Trias liegen, von Dietiker zu seiner penninischen Schistes lustrés-Decke gerechnet.

Weiters liegen hieher gehörige grünliche Quarzite mit flachem N-Fallen über der Krimmler Trias im östlichen Walder-Wieser-Wald, u. zw. an der Oberkante des gegen den Obersulzbach gerichteten Abhanges zwischen P. 1362 und P. 1166. In den Wiesen gleich nördlich P. 1166 ist ein wahrscheinlich etwas abgesackter Rest mit der typischen Gesteinsvergesellschaftung der Triasbasis (weiße Quarzite, verunreinigte bis graphitisch gefärbte Quarzitschiefer) aufgeschlossen, der auf einen von oben kommenden Einschnitt in den sonst einheitlich erscheinenden Zug der Krimmler Trias hinweist.

Ob die Porphyroide, die am Untersulzbach zwischen dem Hochstegenkalk und der Krimmler Trias liegen, hieher zu rechnen sind, ist ungewiß. Dasselbe gilt für die Porphyroide im S der Trias von Neukirchen. Beide Vorkommen könnten auch in eine Linie mit den Porphyroiden des Farnbichl gestellt werden, die also westlich von Krimml gleich über dem Hochstegenkalkzug liegen. Alle soeben genannten Porphyroide sind aus Quarzporphyren oder deren Tuffen hervorgegangen und haben korrodierte Quarze.

b) Die Schuppenzone zwischen Krimmler Trias und Innsbrucker Quarzphyllit

Dieser auf 4 km Länge verfolgbaren, aber durchschnittlich nur 200 m breiten Zone wurde bisher kaum Beachtung geschenkt. An der W-Grenze des Aufnahmegebietes besitzt sie die größte Mächtigkeit und läßt sich deutlich in zwei durch Triasdolomit getrennte Schuppen gliedern. Gegen O hin dünnt sie langsam aus und ist zwischen Nöblach und Seiten zum letztenmal mit nur mehr 20 m Mächtigkeit erkennbar.

Zuerst hat Th. Ohnesorge (38) über die Existenz dieser Zone in meinem Aufnahmegebiet berichtet und sie als „Gruppe mit grünlichen Quarzserizitschiefern“ bezeichnet. Er betrachtet sie als wahrscheinlich auch stratigraphisch über der Krimmler Trias gelegenes, höchstes Glied der Oberen Schieferhülle.

L. Kölbl (28) geht über diese Zone hinweg, indem er die „Phyllite des Blattes Rattenberg“ ohne weitere Unterscheidung auf der Krimmler Trias liegen läßt.

H. Dietiker (10) hat nur das westliche Drittel der heutigen Ausdehnung unserer Schuppenzone zwischen Krimmler Trias und Innsbrucker Quarzphyllit erkannt und auf seiner tektonischen Kartenskizze im Anschluß an die im Gerlosgebiet getroffene Einteilung hier die Ausläufer zweier tektonischer Einheiten ausgeschieden, die er beide seiner Matreier Zone, also dem höchsten Pennin, zurechnet. Es sind dies „das Kristallin auf der rechten Flanke des Gerlostales“ und die „Richbergkogelserie“.

In dieser nördlichen Schuppenzone findet man eine ganze Anzahl von verschiedenen Gesteinen, die nun ohne Rücksicht auf ihre stratigraphische Stellung angeführt seien. Da gibt es weiße Quarzite von genau dem gleichen Aussehen wie an der Triasbasis im S; grünliche Serizitquarzite, die in ebenso gefärbte, feinblättrige Quarzserizitschiefer übergehen; dunkelgraue Quarzite mit bis 2 mm großem Korn und braune, dichte Quarzite (südlich Ronach-Wirtshaus); schwarze, kalkfreie Phyllite, die — zum Unterschied vom Quarzphyllit der anschließenden Quarzphyllitzone — nur eine mäßige, aufsteigende Metamorphose mitgemacht haben. Sie leiten in dunkel blaugraue Kalkphyllite und ebenso gefärbte Kalke über (im Bachbett, das vom Gerlospaß zur Salzach führt). Die letztgenannten Kalke stehen aber offensichtlich in genetischem Zusammenhang mit den Breccien dieses Gebietes, von denen besonders solche erwähnt seien, bei denen in dunkelgrauem Kalk hellgraue und auch gelbliche Dolomitstücke von einigen Zentimetern Größe eingestreut sind, und andere, deren mehr hellbraune, kalkphyllitische Grundmasse neben den mehrere Zentimeter großen Kalk- und Dolomitbrocken auch weiße, bis 1 cm große Quarzgerölle einschließt (z. B. beim Salzachknie nördlich von P. 1350). Des weiteren seien noch braungraue und grüngraue Kalklagenphyllite erwähnt.

Besondere Beachtung verdienen davon die Dolomitreccien, denn sie stimmen bis ins Detail mit jenen vom Unterpinzgau überein, die H. P. Cornelius (5), E. Braumüller (4) und H. Holzer (23) beschrieben haben. Das Vergleichsmaterial der beiden letztgenannten Autoren stand mir zur Verfügung, wofür ich ihnen sehr dankbar bin. Ganz gleichartige Breccien sind auch weiter im W (Richbergkogel, Penken und Tarntaler Berge) verbreitet. H. Dietiker hat einige der hier vorkommenden charakteristischen Breccien im Kapitel „Die Richbergkogelserie“ (10) eingehender beschrieben, wovon im obersten Salzachtal die Typen 1 und 4 am wichtigsten sind. Sie sind hier am besten am S-Ufer der Salzach gleich unterhalb des Ronachwirthauses aufgeschlossen.

Das Alter der Dolomitreccien und der damit durch Übergänge verbundenen, dunkelblaugrauen und weißgedertten Kalke und schwarzen (Kalk-) Phyllite ist insofern nach oben hin begrenzt, als die Breccien u. a. Fragmente von typischen Triasdolomiten führen. Auf der angewitterten Oberfläche eines solchen Fragmentes habe ich helle Ringel und Rechtecke gefunden, die ich auf Schnitte von *Diplopora* sp. zurückführen möchte.

Erwähnenswert mag noch sein, daß gerade im östlichsten Aufschluß der nördlich der Krimmler Trias gelegenen Begleiter grünlichweiße Serizitquarzite auftreten, die mit den porphyroidverdächtigen Typen H. Dietikers [10; neue petrographische Bearbeitung durch F. Karl (24)] völlig übereinstimmen, wovon ich mich im Gebiet der Ht. Königsleiten-Alm überzeugen konnte. Dort liegen sie immer unter (= südlich) der breccienführenden „Richbergkogelserie“ Dietikers, hier am O-Ende derselben sind sie die einzige Einschaltung zwischen Krimmler Trias und Quarzphyllit. Th. Ohnesorge (38) erwähnt sie als „Gruppe mit grünlichen Quarzserizitschiefern“ nördlich der Salzach außerhalb Nödlach und stellt sie stratigraphisch über die Trias. Ich halte hingegen mit Dietiker ein permisches Alter dieser vorläufig nur als Quarzporphyryderivate anzusprechenden Gesteine für wahrscheinlicher.

Die verschiedenen Baumaterialien lassen sich nun nicht etwa als Gesteinsbänder in der ganzen Länge der Schuppenzone verfolgen, sondern lösen sich von einem Profil zum anderen gegenseitig ab. Dieselbe Erscheinung charakterisiert nach H. Dietiker auch die starke Auswulzung der westlichen Verlängerung dieser Zone im Gerlosgebiet. Der Kontakt gegen den hangenden Quarzphyllit ist ein tektonischer, gegen die Krimmler Trias kann dagegen stellenweise — wie z. B. im W-Teil — ein nur wenig gestörter Primärverband angenommen werden; an anderen Stellen jedoch, wie bei Nödlach, ist die Verschiebung gegen den liegenden Dolomit sicher sehr beträchtlich gewesen. Die Zone ist bei der Auswulzung auch in sich zerglitten, so daß der stratigraphische Verband darin zumeist gestört ist.

Das Schichtfallen ist mittelsteil bis steil nach N. Das Achsengefälle nimmt mit Annäherung an den Gerlospaß etwas zu, wo es endlich um 25° NW beträgt. Es stimmt dann mit der in dieser Region ebenso westtauchenden Achse der Krimmler Trias überein.

Es ist wahrscheinlich, daß zumindest Fetzen dieser Zone auch noch weiter im O zwischen Krimmler Trias und Innsbrucker Quarzphyllit vorhanden sind. Die fragliche Region nahe den Höfen Orgler, Leiten und Lahn ist aber durch Gehängeschutt des Quarzphyllites bedeckt und über die weitere Fortsetzung schreibt auch Th. Ohnesorge (38) im Jahre 1929: „... sie ist im Walder-Wieser-Wald, wo nach der tektonischen Situation ein Hangendes des Nesslingerwandkalkes (= Krimmler Trias — Aut.) nicht mehr zu erwarten ist, auch nicht mehr zu finden.“

Die Innsbrucker Quarzphyllitzone

Von dieser weiträumigen Einheit (37) wurde das südliche Randgebiet mit untersucht. Es ist dies nämlich der nördlichste Gesteinszug, der nach der Beschreibung Kölbls (28) mit den Sulzbachzungen noch in Injektionskontakt stehen soll.

Das bei weitem überwiegende Baumaterial ist hier ein mittelgrauer bis dunkelgrauer Quarzphyllit, dessen stumpfe, graue Grundfarbe von Verwitterungslösungen meist mehr oder minder ocker getönt ist. Auf seinem unebenen Hauptbruch wechseln einfache und gekreuzte Fältelungen einander ab. Verschieden gerichtete Einspannungen haben auch öfters zu linsigen Zerschörungen geführt. Die häufig auftretenden Quarzschwielen sind mit verformt worden. Bemerkenswert erscheint mir, daß das Aussehen dieses Gesteins in den verschiedenen Aufschlüssen verblüffend gleich bleibt. Dies läßt sich nicht nur von der 13 km langen Strecke von der Salzachbrücke der Gerlosstraße bis zur Haltestelle „Habachtal“ der Pinzgauer Lokalbahn behaupten, sondern auch vom S-Rand des Quarzphyllites bis zum Zillertal¹⁾. So ist eine saubere Abtrennung des Quarzphyllites von den südlich davon bis zum Zentralgneis sich erstreckenden Materialien gut möglich. Das erkannten auch Ohnesorge, Hammer und Dietiker — und im westlich anschließenden Bereich Thiele, Schmidegg und Kupka — und alle zogen immer wieder die gleiche Linie als S-Grenze der Quarzphyllitzone. Nur Kölbl steht auch in dieser Hinsicht abseits, wie am deutlichsten seine Kartenskizze in (28) zeigt.

An der Gerlosstraße kann man in einer dünnbesäten Reihe von zumeist dürftigen Aufschlüssen zwischen dem Ronach-Wirtshaus und Hinterwaldberg die Lagerungsverhältnisse in der Nähe der S-Grenze der Quarzphyllitgrenze studieren, während die Grenze selbst nirgends zutage tritt. Hier ist die Feintektonik äußerst unruhig und das Flächen- und Achsengefüge gestattet kaum Rückschlüsse auf die heutige Stofftektonik, wie z. B. auf das örtliche Einfallen der südlichen Grenzfläche der Quarzphyllitzone.

Erst in der Nähe von Wald wird die Lagerung wohl wegen der um einige hundert Meter größeren Entfernung von der vermutlichen S-Grenze etwas ruhiger und die s-Flächen fallen dort durchschnittlich 50° gegen N ein; dabei ist die B-Achse etwa 35° nach WNW—NW geneigt. Bei Neukirchen fällt die B-Achse etwa 30° nach W—WNW ein. Hier sind der Quarzphyllitzone auch Grünschiefer (z. T. Prasinite) und Marmore eingelagert (37). Nördlich der Station Habachtal weisen die B-Achsen kaum eine größere Streuung auf, während die zugehörigen tautozonalen s-Flächen im Diagramm einen vollen Kreis beschreiben; das B fällt durchschnittlich 25° nach N80 W ein. Die Verlängerung dieser Achse nach E weist hoch über die südlich von Steinach und Wenns gelegenen Wälder hinweg.

¹⁾ Meinen Kollegen Dr. O. Thiele und Dr. E. Kupka danke ich für die Vorweisung ihrer Handstücke.

Für ein Hinüberstreichen der „Phyllite des Blattes Rattenberg“ — also unserer Innsbrucker Quarzphyllite — über die Salzach, wie es L. Kölbl (28) behauptet, für ein Hineinstreichen „typisch ostalpiner Gesteine direkt in das penninische Tauernfenster“ finden sich im Raum nördlich der Krimmler Gneismasse keinerlei Anhaltspunkte, denn südlich der Salzach ist da kein Quarzphyllit zu finden und die B-Achsen am nördlichen Ufer zeigen — wie oben angegeben — nicht waagrecht in die Tauern hinein, sondern darüber hinaus in die Luft. Gegen ein Hineinstreichen spricht u. a. auch die nun wiedergefundene östliche Fortsetzung der Krimmler Trias gleich südlich von Neukirchen, so daß ein direkter Kontakt zwischen dem Innsbrucker Quarzphyllit und den Sulzbachzungen nicht angenommen werden kann. Das Hineinstreichen in die Hohen Tauern wird seit Kölbl immer wieder als schwerwiegendes Argument gegen die Fensternatur der Tauern angeführt. Dieses Argument ist nun im angegebenen Raum hinfällig.

Einige Bemerkungen über die Habachzunge und deren Umgebung

Es wäre ein großer Fehler, etwa allein auf Grund des Kartenbildes anzunehmen, daß die Habachzunge grundsätzlich gleich gebaut sei wie die Krimmler Gneiswalze und der O-Teil des Ahornkernes. Die Habachzunge hat weder eine walzenförmige Gestalt — z. T. ist überhaupt keine tektonische Körperbegrenzung erfaßbar — noch taucht sie im O unter. Außerdem werden nahe dem O-Ende (Scharn-Hochalm) ein paar Nebengesteinszüge vom Zentralgneis spitzwinkelig abgeschnitten (Cornelius, Lit. 6), u. zw. unter Erhaltung des Reaktionssaumes. — So erscheint eine kurze Beschreibung der Habachzunge und ihrer Umgebung als Gegenstück zu den beiden Sulzbachzungen wertvoll, u. zw. besonders deshalb, weil in der bisher einzigen eingehenderen und zusammenfassenderen Bearbeitung aller drei Zentralgneisungen (Kölbl, 1932) von solchen grundsätzlichen Unterschieden keine Rede ist.

Die Habachzunge (Löwl) besteht aus Granitgneis, der in manchen Teilen (z. B. Fazenwand im Habachtal) bei der Betrachtung mit dem freien Auge keine Regelung aufweist, aber immer ein metamorphes Gestein ist. Ihre N-Grenze steht im Habachtal wie auch in den Sulzbachtälern steil. Dieselbe ist am schärfsten im Untersulzbachtal ausgebildet, dagegen westlich und östlich davon vielfach ganz unscharf. Dort ist dann der Übergang in die Gesteine der nördlich anschließenden „Habachmulde“ ungestört erhalten geblieben. Als „Habachmulde“ wurde jener Keil niedriger metamorpher Gesteine bezeichnet, der die Habachzunge von der Krimmler Gneiswalze trennt, der in der Tiefe (die im W aufgeschlossen ist) auskeilt und weiter oben (etwa zwischen Untersulzbach- und Habachtal) über 1 km mächtig wird. Die Muldengesteine — von denen als die wichtigsten schwarze Glanzschiefer bis Phyllite, helle Glimmerschiefer, Paragneise, grüne Mischgneise sowie grüne Gesteine in der Grünschiefer- bis Albitpidotamphibolitfazies genannt seien — stehen in der Tiefe der Mulde steil. Weiter oben legen sie sich, wie man sehr schön im Profil durch die O-Flanke des Untersulzbachtales sehen kann, sehr regelmäßig über die Krimmler Gneiswalze. Erleichtert wird die erste Orientierung über die Tektonik der Muldengesteine durch die Verfolgung der Grenzflächen der schwarzen Phyllite. Diese Grenzflächen zeichnen z. B. an der O-Flanke des Habachtales die

flache Rundung der Oberseite der Krimmler Gneiswalze nach, während die s-Flächen in derselben Gegend steil stehen und daher stoffdiskordant sind (spätalpidische Transversalverschiebung). Die schwarzen Phyllite tauchen hier ebenso nach E bis ENE unter, wie die darunterliegende Krimmler Gneiswalze, und daher richtet sich auch ihre Feinfältelung nach demselben flach nach E bis ENE eintauchenden Achsenplan.

In der Gegend des Leutachkopfes, das ist am Kamm zwischen dem Untersulzbach- und Habachtal, kann man an der S-Grenze der schwarzen Phyllite außer der eben genannten Achsenrichtung auch noch eine zweite beobachten, die mit der ersteren einen bis zu rechten Winkel einschließt. Es ist übrigens treffender, hier nicht von einer Gesteinsgrenze, sondern von einer mehr als 50 m breiten diffusen Übergangszone des Phyllites in einen feinstkörnigen Gneis zu sprechen, welcher der Albitepidotamphibolitfazies angehört und in der Kammregion bis zum Heuschartenkopf am typischsten entwickelt ist („Heuschartenkopfgneis“: Albit [Plag. I—II nach Exner¹⁾], Quarz, Biotit; wenig Mikroklin, Klinozoisit, Serizit, Granat). In den Übergangsgesteinen, in denen dunklere Phyllitflecken von mehreren Zentimeter Größe mit helleren, dichten Quarz-Albit-Anreicherungen abwechseln, ist nun die Ausbildung der flach nach E eintauchenden Achse auf die Feinfältelung des Phyllitanteils beschränkt, während die Streckung der hellen und dunklen Flecken und auch die Einordnung der Biotite einer anderen, auf Falten nachweisbar älteren Achsenregelung angehört. Letztere ist altersmäßig an die lokale Vergneisung gebunden und ist daher eine kristalloblastische B-Achse, während die erstere sich als schiefe Überprägung erweist, die selektiv nur das Korngefüge der weicherer Anteile des Gesteines erfaßt hat. Wahrscheinlich sind beide Achsenrichtungen alpidisch geprägt.

Dieselben Mischgesteine, die beim Leutachkopf dem südfallenden schwarzen Phyllit aufliegen, findet man des weiteren auch weiter im N im Schönbachtal, am Eingang ins Habachtal östlich vom W.H. Wurnitsch, dann hinter der Ortschaft Habach am Hangfuß und in letzten Ausläufern im Steinachtal. Auch dort, wo sie schon bis an die Talebene der Salzach heranreichen, sind sie an den dunklen und hellen Flasern immer leicht wiederzuerkennen. Sie liegen an den genannten Punkten über nach N abfallenden schwarzen Phylliten, denn in dieser Position liegen die Gesteine der Habachmulde bereits auf der N-Flanke der Krimmler Gneiswalze. Dieselben Gesteine, die im S besonders in der Umgebung des Leutachkopfes ein durchaus frisches Aussehen haben, also im wesentlichen durch aufsteigende Metamorphose charakterisiert sind, haben hier im N, besonders im Schönbachtal, eine unvergleichlich stärkere Phyllonitisation durchgemacht, die an einzelnen Stellen bis zu einer weitgehenden Angleichung an das Aussehen des Innsbrucker Quarzphyllits ausartet, was nicht verwunderlich ist, denn dieser ist nach den Untersuchungen von B. Sander (45) ebenso ein Albitblastophyllonit.

Mischgneise und niedrig metamorphe Gneise von der Art des „Heuschartenkopfgneises“ (siehe oben) kommen im O des Habachtales, nachdem

¹⁾ Ch. Exner: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern (Beiträge zur Kenntnis der Zentralgneisfazies, I. Teil), Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. (3), 1, 1949.

der schwarze Phyllit bei der Rabenklamm unter ihnen nach E abgetaucht ist, bis an den Talgrund des Salzachtales heran, u. zw. zwischen Habach und Steinach. Hier macht sich schon deutlich der tektonische Einfluß der nahen Quarzphyllitzone bemerkbar, die am gegenüberliegenden Hang des Salzachtales meist 20—35° W—WNW einfallende B-Achsen hat (z. B. hinter der Haltestelle „Habachtal“ der Pinzgauer Lokalbahn). L. Kölbl (28) hat angenommen, daß in dieser Gegend die Quarzphyllitzone in einem breiten Streifen quer über das Salzachtal herüberstreicht und mit den Zentralgneisungen in Injektionskontakt steht. Die freien Enden der soeben im Quarzphyllit angegebenen, W-fallenden Achsen — die übrigens einem Homogenbereich angehören, welcher sich über Neukirchen hinaus nach W und bis zur Station „Hollersbach“ im O erstreckt — weisen aber über die südlich der Salzach liegenden Berge hinaus in die Luft. Gerade hier ist die Einmessung der B-Achsen der Angabe des Streichens und Fallens (28) vorzuziehen. Das B ist nämlich das beständigere Datum und die s-Flächenscharen sind diesem B tautozonal zuordenbar. Außerdem streichen die Grenzen der in den Quarzphyllit eingelagerten Grünschieferzüge bei der Haltestelle „Habachtal“ WSW—ENE aus, also ungefähr parallel zur S-Grenze der Steinkogelschiefer (37). Beides gemeinsam spricht gegen eine ursprüngliche Zusammengehörigkeit der beiden Talseiten, auch wenn man die deutliche stoffliche Verschiedenheit hüben und drüben auf sekundäre Einwirkungen — stärkere Vergneisung im S oder stärkere Phyllonitisation im N — zurückführen wollte. Übrigens haben die in die Quarzphyllitzone eingelagerten Marmore vom Gernkogel und von Neukirchen ihre Fortsetzung wahrscheinlich in den nördlich von Mühlbach auftretenden Marmorlinsen, worauf wieder der gleichbleibende Abstand der beiden letztgenannten Vorkommen von Steinkogelschiefer hindeutet. In der weiteren Verlängerung dieser Richtung tritt endlich bei Mittersill nochmals der gleiche Marmor im Quarzphyllit auf¹⁾. Auch dies gibt einen Hinweis auf das regionale Streichen der Quarzphyllitzone.

Zwischen Wenns und Veitlehen liegt in nächster Nähe der Spitze der Habachzunge ein größeres Kalkmarmor-Vorkommen (39, 22, 38, 28, 19, 40, 31, 14), dessen regionale Einordnung noch immer nicht geklärt ist. Ohnesorge hat diesen Kalk zum Hochstegenkalk gerechnet (38) und Kölbl brachte ihn mit den in der Quarzphyllitzone bei Neukirchen und unter dem Gernkogel auftretenden Kalkresten in Verbindung (28). Gegen eine Zugehörigkeit zur Krimmler Trias spricht, daß man keine der dort auffälligen und kennzeichnenden Kalk- und Dolomitarten hier wiederfindet, wenn man von vollkommen untypischen weißen und grauen Kalkmarmoren absieht, die man ebenso auch im Hochstegenkalk und in den Kalken der Quarzphyllitzone wiederfinden kann. Besonders fehlen hier die Rauhwacken und gelben Dolomite und die Begleitgesteine der Trias von Krimml (gewisse Quarzite, Tonschiefer und Dolomitbreccien). Bei dem im Bergbau gefundenen Gips (19) wäre erst zu prüfen, ob nicht dessen Genese mit der Vererzung zusammenhängt.

Th. Ohnesorge hat am O-Ende des etwa linsen- bis walzenförmigen Kalkvorkommens Fossilreste gefunden, die F. Heritsch (22) untersuchte und unter Vorbehalt ins Altpaläozoikum stellte. Nun konnten im Sommer

¹⁾ Blatt Kitzbühel—Zell am See der Geologischen Spezialkarte.

1949 an derselben Stelle ¹⁾ wieder verschiedene Korallen gefunden werden, jedoch keine, die den von F. Heritsch beschriebenen Favositiden oder Monticuliporiden ähnlich sehen. Dafür sind mir u. a. besonders ästige Korallen aufgefallen, die bei 2—3 mm Querschnitt deutlich etwa 12 Septen erkennen lassen. 2 km weiter westlich ²⁾ glückte ein weiterer Fossilfund. Nach der Meinung von Herrn Prof. Dr. O. Kühn, dem für die derzeit noch andauernde, schwierige Untersuchung der stark umkristallisierten Korallenreste ganz besonders gedankt sei, dürfte hier ein Vertreter der Gattung *Proheliolites* vorliegen.

Die Lagerung des Wenns-Veitlehener Kalkes ist durch junge Brüche stark gestört; er endet z. B. im W an einem Bruch (Hammer, Lit. 19). Die Zerbrechung hat auch zu sekundären Achsenverstellungen geführt, jedoch ist (besonders im O) der Einfluß der nahen Quarzphyllitzone mit den flach W—NW-fallenden Achsen unverkennbar.

Im Norden des Wenns-Veitlehener Kalkes befindet sich nahe Wenns noch ein grünlichgrauer Gneisphyllonit, dessen tektonische Zugehörigkeit vorläufig ganz ungeklärt ist. W. Hammer hat dort in der Geologischen Spezialkarte, Blatt Kitzbühel—Zell am See auch Quarzphyllit eingetragen. Es mag sein, daß ein solcher in den untersten Stollen bei Wenns angefahren wurde. Die dunklen Phyllite aber, die ich obertägig in dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet sah, möchte ich nicht zur Innsbrucker Quarzphyllitzone rechnen. Sicher davon abzutrennen sind jene westlich des Wennser Baches befindlichen Gesteine, die Hammer ebenso als Quarzphyllit einzeichnete, die sich jedoch nach den im Gebiete des Leutachkopfes gemachten Erfahrungen als streifige z. T. schwach vergneiste und schon wieder phyllonitisierte Schwarzphyllite der Habachmulde erweisen.

Im Süden ist die Grenzregion des Wenns-Veitlehener Kalkes manchmal besser aufgeschlossen. So grenzt der Kalk beim Wennser Graben gegen einen wenige Meter mächtigen schwarzen Phyllit und auf diesen folgt nach einer unscharf begrenzten Phyllonitisationszone ein Gneis. Meist ist es nur eine feinkörnigere Randfazies der Habachzunge, aber gerade unten im Graben findet man bis 5 m an den Kalk herankommend noch stark verschieferte Reste des typischen grobkörnigen Habachgneises. Die Grenzverhältnisse sprechen für eine sicher tektonische Auflagerung des Kalkes auf den Zentralgneis und nichts deutet auf eine metamorphe Beeinflussung des Kalkes durch den nahen Zentralgneis hin. In der Mitte und im O legt sich ein weicherer Grünschiefer konkordant an die nach S gewölbte Begrenzungsfläche des Kalkes an.

Im Rosenangerwald (Bezeichnung nach der alten Karte 1:25.000) verwehrt eine mächtige Moränenbedeckung den Einblick in die Grenzverhältnisse bei der N-Spitze der Habachzunge. Von hier an gegen das Habachtal geht die Habachzunge ganz allmählich in die Gesteine der Habachmulde (z. B. in den Heuschartenkopfgneis: siehe oben) über. In den feinkörnigen Randgneisen liegen oftmals größere unzusammenhängende

¹⁾ 2-3 km südöstlich von Mühlbach, auf dem um 1950 angelegten „Neuen Fahrweg“ von Mühlbach auf die Gehralm, etwa 100—150 m vor dem Veitlehener Graben in 1160 m Höhe anstehend.

²⁾ 1-5 km südlich von Mühlbach am „Alten Fahrweg“ von Mühlbach zur Gehralm, knapp unter dem Oberrand des Marmors auf 1180 m Höhe, d. i. etwa 50 m westlich des alten Einbaus „Sta. Luzia“.

Reste von nicht oder nicht völlig verdauten, grauen Phylliten, von Prasiniten bis zu riesenkörnigen Amphiboliten und ausnahmsweise (über der Feschwand) auch von Serpentin. Die internen stofflichen Grenzflächen stehen ebenso wie die s-Flächen in diesem Bereich vorwiegend steil und streichen ungefähr nach NE. Nur die äußerste N-Spitze der Habachzunge ist fast ganz in die N—S-Richtung eingestellt.

Die Lagerungsverhältnisse an der O-Grenze der Habachzunge wurden bereits von H. P. Cornelius (6) trefflich beschrieben. Er erkannte die diaphthoritische Bewegungsfläche, die auf der Großen Gehralm den Zentralgneis von dem groben, aplitisch durchäderten und nun der Albit-epidotamphibolitfazies angehörigen Amphibolit im W der Achselalm trennt und steil nach NW einfällt. Diese Bewegungsfläche zieht gegen SW in die Zentralgneiszunge hinein, in Richtung auf den Mahdleitenskapf. Cornelius erkannte weiter, daß die Gneisgrenze bei der Reichertleitenalm nur diskordant verlaufen kann und daß westlich der Scharn-Hochalm einzelne Nebengesteinszüge vom Gneis unter sehr spitzem Winkel abgeschnitten werden. Die eigene Kartierung und auch die Einmessung der von Cornelius nicht erwähnten tektonischen Achsen konnten — mit Vorbehalt ganz geringfügiger Ausnahmen — den Befund von H. P. Cornelius nur bestätigen, den er abschließend in folgende kurze Worte zusammengefaßt hat: „... der Zentralgneisrand von der Großen Gehralm bis zur Leckbachscharte folgt zwar in der Hauptsache dem Streichen des Nebengesteins, schneidet es aber häufig auch mehr oder minder spitzwinkelig ab.“

Einige neue Beobachtungen können dieses Bild ergänzen:

An der östlichen Flanke des Habachtales liegen im Granitgneis die B-Achsen meist horizontal und streichen SW—NE. Im Raum zwischen dem Breitkopf und Schaflegerkopf und der Reichertleitenalm fallen sie im Zentralgneis eher flach nach NE ein.

Demgegenüber tauchen die Achsen in den zwischen der Reichertleitenalm und der Achselalm auftretenden Amphiboliten (bis Grünschiefern) allgemein gegen SW unter. Um dieselbe flach nach SW geneigte Achse ist auch der schwarze Phyllit gewellt, der bei der Achselalm unter den Amphiboliten liegt, in einem geringmächtigen Band beinahe horizontal ausstreicht und ganz grob genommen 30° nach SW einfällt. Und ebenso fallen auch die Achsen in den Grünschiefern, Prasiniten und schwarzen Phylliten einheitlich flach nach SW ein, welche mit sehr unregelmäßigem Flächengefüge die felsigen Hänge unter der Achselalm bis an den Hollersbach aufbauen, u. zw. von der Einmündung des Scharnbaches bis fast an den Talausgang. Es liegt also im Längsprofil durch den Steilhang der Achselalm oben der grobe Amphibolit, unten jedoch Schwarzphyllit und Grünschiefer bis Prasinit. W. Petraschek erkannte nun (40), daß zwischen diesen beiden Stoffkomplexen eine Schubfläche durchzieht, an der auch Talkschiefer auftreten und die nahe der Hangendgrenze des bei der Achselalm flach ausstreichenden Schwarzphyllitbandes verläuft. Auf dieser 30° SW fallenden Schubfläche ist wohl der Zentralgneis und der grobe, injizierte Amphibolit lokal der niedrig metamorphen Serie von Phyllit und Grünschiefer flach aufgeschoben worden.

Es gibt daher zwei Bewegungsflächen, die die Habachzunge im O abschneiden: Die soeben erwähnte und die weiter oben angeführte, die bei

der Gehalm durchzieht. Beide tauchen unter den Zentralgneis ein. Damit — und durch die W-fallenden Achsen — unterscheidet sich der Aufbau des O-Endes der Habachzunge grundsätzlich von dem der beiden Sulzbachzungen und des Ahornkernes, die alle tunnelförmig nach E untertauchen. Außerdem ist hier die Zunge wohl wirklich zu Ende, u. zw. deshalb, weil die granitischen Stoffe nicht mehr genug Kraft hatten, um weiter ins Nebengestein einzudringen und es zu assimilieren. Die tektonische Umgestaltung dürfte demgegenüber nur eine geringere, sekundäre Rolle gespielt haben.

Zu welcher Zeit das Eindringen der granitischen Stoffe erfolgte, ist kaum anzugeben, da auch die Altersfrage der mit der Zunge in Kontakt stehenden Nebengesteine derzeit völlig ungeklärt ist. Die Ergebnisse meiner bisherigen Schliftuntersuchungen deuten jedoch darauf hin, daß vor der heute alle Stoffe gleichmäßig überziehenden Metamorphose, die von der Grünschieferfazies bis zur Albitepidotamphibolitfazies geht, u. a. auch Granite (oder Granitgneise) und Amphibolite einer höheren Mineralfazies, wahrscheinlich der Amphibolitfazies vorlagen. Die niedrig metamorphe Überprägung kann ohne Schwierigkeit der alpidischen „Tauernkristallisation“ (Sander) zugeordnet werden. Zu welcher Zeit die höhere Mineralfazies stabil war, ist hingegen ungewiß, doch würde ich sie derzeit eher für voralpidisch ansprechen.

Auch H. Leitmeier hat es als einer der besten Kenner der lokalen Verhältnisse für möglich gehalten, daß der Zentralgranitgneis ein alpidisches Mobilisat eines vormesozoischen Granits oder Granitgneises ist (Tschermaks Min. Petr. Mitt., 53, 1942). Beachtenswert ist in dieser Hinsicht die spät- bis posttektonische Mineralisation in der Umgebung des Smaragdfundortes der Leckbachscharte, welche Leitmeier eingehend untersucht und beschrieben hat (31). In Verbindung mit den eigenen Beobachtungen ist aus dieser Beschreibung zu schließen, daß während der Mineralisation sowohl im Gneis als auch im basischen Nebengestein höchstens die Albitepidotamphibolitfazies stabil war. Deshalb halte ich die Bildung der Smaragdserie und auch der zugehörigen Aplite (nach Leitmeier sind es meist Albitite!) für das Werk einer jungen Stoffmobilisation, u. zw. genauer definiert einer metamorphen Reaktion unter den maximalen Bedingungen der Albitepidotamphibolitfazies, die am Kontakt zwischen einem älteren Granit (oder Granitgneis?) und Amphibolit- (oder Gabbro-) sowie Peridotitmassen erfolgte.

Zusammenfassung

Die Sulzbachzungen sind Randteile jenes Granitgneisareals, welches den Tuxer, Zillertaler und den Venediger Kern umfaßt. Sie spalten sich auf der Karte im Krimmler Achantal von dem sonst mehr oder minder zusammenhängenden Granitgneisgebiet ab und reichen nach ENE bis etwas über das Untersulzbachtal. Sie werden durch eine auffällige Para- und Grüngesteinszone voneinander getrennt, die von den Söllenkaren im Krimmler Achantale bis etwas über die Knappenwand im Untersulzbachtale hinaus nach O durchzieht und nach dem berühmten Mineralfundpunkt als „Knappenwandmulde“ benannt ist. Die wahrscheinlich vormesozoischen Muldengesteine sind Reste des Granitisationshofes der südlichen Sulzbachzunge, während die nördliche Sulzbachzunge tektonisch an sie

anstößt. Eine stark vergneiste Fortsetzung dieser Mulde nach W wurde noch westlich der Krimmler Ache vom Verfasser festgestellt und die jüngsten Beobachtungen von Hornblendegneisen und Glimmerschiefern im Gebiet der Zittauer Hütte im oberen Wildgerlostal durch O. Schmidegg (Verh. G. B. A., 1950/51) deuten darauf hin, daß auch dort noch die Verlängerung der richtigen, gut ausgeprägten Knappenwandmulde — wenn auch nur mehr schemenhaft — beobachtbar ist.

Beide Zungen und die dazwischen eingeklemmte Knappenwandmulde sind steilgestellt. An die nördliche Sulzbachzunge schließt sich im NE noch das ebenfalls steilgestellte „Sulzauer Parakristallin“ aufs engste an, eine hauptsächlich aus Phyllit bis Paragneis bestehende, wohl vormesozoische Serie, deren Kontakt mit dem Zentralgneis sehr stark tektonisiert ist.

Die beiden Sulzbachzungen, die Knappenwandmulde und das Sulzauer Parakristallin sind nur Teile eines größeren tektonischen Komplexes, welcher in der für den heutigen Gebirgsbau maßgeblichen Gebirgsbildungsphase als ein einheitlicher Körper gewirkt hat: also Teile der „Krimmler Gneiswalze“. Diese Walze ist zwischen dem Schönachtal im W, wo sie etwa 4 km weit nach N über fremde Paragesteine überschoben ist (Hammer, 20), bis zu ihrem tunnelförmigen Untertauchen beim „Ende“ der Zungen zwischen Untersulzbach und Habachtal, also auf 18 km Länge, bekannt. Die Walzenachse fällt etwa 15—30° nach ENE ein. Im SW ist die Walze noch mit dem Haupt-Gneisareal verbunden.

Die Krimmler Gneiswalze hat an der Oberseite einen halbkreisförmigen Querschnitt und von diesem nehmen die beiden Sulzbachzungen den größten Raum ein. Sie sind in den Bauplan der Walze streng tektonisch eingeschichtet. Sie enden nicht etwa deshalb in der Nähe des Untersulzbachtales, weil dort eine von SW her kommende Intrusion oder Injektion am Ende ihrer Durchschlagskraft war, sondern, weil sie dort im Rahmen der Krimmler Gneiswalze als scharf begrenzte, tektonische Körper gemäß dem gemeinsamen Achsenplan flach nach ENE untertauchen. Die schon zum petrogenetischen und tektonischen Einflußbereich der Habachzunge gehörenden Gesteine der „Habachmulde“ legen sich dort von S her über die Gneiswalze. Zur Habachmulde gehören auch die Phyllite, Glimmerschiefer und Feinkorngneise der Wildalm. Direkt auf der Oberseite der Krimmler Gneiswalze liegt aber noch eine rudimentäre, bis etwa 10 m mächtige, aber kilometerweit verfolgbare Marmorhaut: der „Hachelkopfmarmor“, der so lange mit einem eigenen Namen belegt sei, als seine Zugehörigkeit zum Hochstegenkalk noch unsicher ist. In seiner Fortsetzung, und — besonders westlich Krimml — als Bedeckung der scharfen nördlichen und z. T. — im Schönachtal — auch als Bedeckung der unteren Begrenzungsfläche der Krimmler Gneiswalze ist nämlich der Hochstegenkalk schon längst gefunden worden (34, 20). Weil dieser (mesozoische) Hochstegenkalk und auch der viel mächtigere Hochstegenkalkzug vom Hanger von der Gneiswalze überschoben wurde, ist die Walzenbildung als sicher alpidisch anzusehen. Die Walze wurde dabei, da der Granitgneis darin das vorherrschende Bauelement ist, als härterer Körper von den weicheren Schiefergesteinen der angrenzenden Komplexe plastisch umflossen.

Heute sind alle Gesteine der Krimmler Gneiswalze ausnahmslos einer niedrigen Metamorphose angepaßt, u. zw. ist höchstens die Albitepidot-amphibolitfazies stabil. Relikte einer höheren Fazies dürften u. a. in

gewissen Hornblenden der Knappenwandmulde vorliegen. Besonders bemerkenswert erscheinen dem Verfasser aber ein stark verschiefertes Porphyroid mit korrodierten Quarzen am S-Rand der nördlichen Sulzbachzunge bei der Seescharte und ein Porphyroidgneis in der Zunge selbst, u. zw. östlich vom Untersulzbachtal. Die Untersuchung des Porphyroidgneises zeigte nämlich, daß hier ein saures, echt magmatisches Gestein später vollkommen der Zentralgneisfazies angepaßt wurde; u. zw. sehen die Feldspate, die ja besonders empfindliche Anzeiger für petrogenetische Abläufe sind, heute genau so verändert aus — dieselben Füllungstypen der Plagioklase und gewisse Perthitarten treten auf — wie sonst im normalen Granitgneis der nördlichen Sulzbachzunge. Da nun kaum zu erwarten ist, daß hier ein saurer Vulkanismus im alpinen Zyklus aktiv war, erscheint es dem Verfasser wahrscheinlich, daß das porphyrische und damit auch das granitische Ausgangsmaterial des Zentralgneises der nördlichen Sulzbachzunge aus voralpidischer Zeit stammt.

Die von L. Kober (27) erkannte Möglichkeit, daß an der Oberseite der Krimmler Gneiswalze noch Reste variszischer Tektonik reliktsicher erhalten seien, hat ihre guten Gründe. Ganz abgesehen von der großen Unsicherheit der stratigraphischen Deutungen in diesem Gebiet, sieht aber der Verfasser die darauf hinweisenden Anzeichen nicht als genügende Beweise an, da bei der unter dem Hachelkopf aufgefundenen Winkeldiskordanz zwischen Gneis und Hachelkopfkalk wegen der enormen Tektonisierung die Frage offen bleiben mußte, ob ein Transgressionskontakt vorliegt — oder nicht.

Die nördlich an die Krimmler Gneiswalze anschließenden Gesteinszüge einschließlich der Krimmler Trias und der Innsbrucker Quarzphyllitzone gehören einem anderen tektonischen Bereich an, in dem in gegen N zunehmendem Maße flach nach NW eintauchende Faltenachsen auftreten. Ein schräger Quergriff von Zentralgneis in diese Gesteine fand in der heute von der Abtragung freigelegten Tiefe nicht statt. Die Metamorphose dieser Gesteine steht in keinem Verhältnis zu der Entfernung vom Zentralgneis.

Zum Vergleich mit den beiden Sulzbachzungen wurde noch die Habachzunge und ihre Umgebung mit untersucht. Der hervorstechendste Unterschied liegt in der Beschaffenheit des Zungenendes: trotz der späteren Zerstückelung durch querliegende Bewegungsf lächen sieht man, daß die sonst ebenso steilstehende Habachzunge beim Hollersbachtal gegen O hin ausklingt und die Achsen der angrenzenden schwarzen Phyllite und Grünschiefer unter das Zungenende nach WSW einfallen. Außerdem konnte hier die Beobachtung von H. P. Cornelius (6), daß der Zentralgneis die Nebengesteinszüge an der SO-Front der Habachzunge ostwärts der Leckbachscharte schräge abschneidet, voll bestätigt werden. Im N legen sich die Gesteine der Habachmulde, also des niedrig metamorphen Granitisationshofes der Habachzunge, konkordant und gleichachsig über die Krimmler Gneiswalze und reichen z. T. bis an die Talebene der Salzach heran (zwischen Neukirchen und Wens). Z. T. stößt der Wens-Veitlehener Kalk mit tektonischer Grenze an.

Die Innsbrucker Quarzphyllitzone bleibt im N des Salzachtales. Wenn man die freien Enden der nach WNW fallenden Faltenachsen verlängert denkt, heben sie über die südlich der Salzach gelegenen Berge in die Luft aus. Nur in diesem Sinne ist es vertretbar, daß die Quarzphyllite auf breiter

Front die Salzach überqueren, nicht aber im heutigen Tagesschnitt. Es dringen also alle drei genannten Zentralgneiszungen nicht in die nordalpine Grauwackenzone ein, zu welcher der Quarzphyllit von einem Teil der Ostalpengeologen gestellt wird.

Die Richtung der wichtigsten alpidischen Bewegungen ist durch die Schleppung der zwischen den starreren Zentralgneiszungen ausgequetschten Schiefermulden (Schönachmulde [47], Knappenwandmulde und Habachmulde) nach N sichergestellt. Es müssen sich, um diese Schleppung hervorzurufen, mächtige, tektonisch höhere Bewegungshorizonte relativ zu den Zungen nach N bewegt haben. Alle nördlich der Krimmler Gneiswalze liegenden Gesteine dürften daher aus dem S stammen. Sie sind wohl teils von der normalen Auflage des Zentralgneisgebietes abgeschert, teils noch weiter im S beheimatet. Genaue Grenzen der tektonischen Einheiten nach der Fazies der Herkunftsgebiete sind da aber wegen der großen Unsicherheit in der Stratigraphie und wegen der sich gegen O hin ins Enorme steigernden tektonischen Reduktion des im W von Krimml noch mehrere Kilometer mächtigen Serieninhaltes nicht näher anzugeben. Nur die S-Grenze der Quarzphyllitzone ist, soweit sie aufgeschlossen ist, soharf, und kennzeichnet daher wohl eine wichtige, tiefreichende Überschiebungsfäche¹⁾. Die erwähnten großen alpidischen Wanderbewegungen wurden schließlich in unserem Beobachtungsraum immer mehr von der für die Tiefentektonik so bezeichnenden NS-Einengung abgelöst und dabei wurden die nun nördlich an die Zungen anschließenden Gesteine bis einschließlich der Krimmler Trias ebenso wie die Zungen steilgestellt und südlich von Wald wohl auch geringfügig von Zentralgneis überschoben.

P. S. Nach der Einreichung der fertigen vorliegenden Arbeit gab mir Herr Dr. Oskar Schmidegg zwei von ihm im Jahre 1951 aufgefundene Aufschlüsse in besonders dankenswerter Weise bekannt. Sie haben wegen ihrer Lage einige Bedeutung und wurden von mir im Sommer 1952 aufgesucht. Der erste Aufschluß liegt im Buchwald, etwa 300 m südöstlich von P. 944 und zeigt mittelgrauen Hornblendgneis mit Kalifeldspataugen. Der zweite Fundpunkt liegt im Rutschgebiet des unteren Aschbaches, wo erst nach meinen früheren Begehungen ein Bachanriß auf 1020 m Höhe gerade den wenige Meter mächtigen Hachelkopfmarmor aufdeckte. Dieser liegt unmittelbar auf der von mir bereits in (16) theoretisch geforderten Verbindungslinie zwischen den Vorkommen von Hachelkopfmarmor im oberen Aschbachtal und jenen beim Ausgang des Untersulzbachtals. Beide Punkte konnten noch in die Karten aufgenommen werden.

Angeführte Literatur

1. Angel, F.: Der Stüdlgrat (Großglockner). — Verh. G. B. A., 1929.
2. Beck-Mannagetta, P.: Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. — Jb. G. B. A., 94, 1951.
3. Bleser, P.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. — Bull. de l'Inst. Grand-Ducal de Luxembourg, Arch. nouv. ser. Tome XIII., 1934.
4. Braumüller, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 30, 1937.
5. Cornelius, H. P.: Geologie des Großglocknergebietes. I. Teil. — Abh. Zweigst. Wien, Rst. f. Bodenf., 1939.
6. Cornelius, H. P.: Beobachtungen am Nordostende der Habachzunge. — Ber. R. A. f. Bodenf., 1944.

¹⁾ W. Heißel erblickt hierin wohl den W-Teil seiner Nordrandstörung, die er von Wagrein über die Liechtenstein- und die Kitzlochklamm nach Bruck und Brenntal und bis N der Gerlosplatte verfolgt hat. Bei Wagrein und bei der Liechtensteinklamm ist das Tertiär noch in die Störung einbezogen. (Verh. G. B. A., Sonderheft A, 1950/51.)

7. Dal Piaz, G.: Studi geologica sull'Alto Adige orientale e Regione limitrofe. — Mem. Ist. geol. Univ. Padova, 10, 1934.
8. Del Negro, W.: Geologie von Salzburg. — Wagner, Innsbruck, 1949.
9. Diener, C.: Einige Bemerkungen über die stratigraphische Stellung der Krimmler Schichten und über den Tauerngraben im Oberpinzgau. — Jb. k. k. G. R. A., 50, 1900.
10. Dietiker, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. — Dissertationsarbeit aus d. eidgen. techn. Hochsch. Zürich, 1938.
11. Dünner, H.: Zur Geologie des Tauernwestrandes am Brenner. — Dissertationsarbeit Univ. Zürich, 1934.
12. Exner, Ch.: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 91, 1949.
13. Exner, Ch.: Die geologische Position des Radhausberg-Unterbaustollens bei Badgastein. — Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte, 95, 1950.
14. Fischer, H.: Beitrag zur Geologie des Tauernnordrahmens zwischen Stubach- und Habachtal. — Unveröff. Dissert., Univ. Wien, 1948.
15. Fischer, H.: Zur Geologie zwischen dem Stubachtal und dem Habachtal. — Verh. G. B. A., 1947.
16. Frasl, G.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen Gerlospaß und Habachtal. — Unveröff. Dissert., Univ. Wien, 1949.
17. Frasl, G.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im Oberpinzgau. — In L. Kober (27).
18. Gasser, G.: Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlberg und der Hohen Tauern. — Innsbruck, 1913.
19. Hammer, W.: Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollerbachtal. — Jb. G. B. A., 85, 1935.
20. Hammer, W.: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostals (Tirol). — Jb. G. B. A., 86, 1936.
21. Hammer, W.: Zur Gliederung des Zentralgneises im Oberpinzgau. — Mitt. Rst. f. Bodenf., Zweigst. Wien, 1940.
22. Heritsch, F.: Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. — Verh. G. B. A., 1919.
23. Holzer, H.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Stubach- und Dietsbachtal. — Mitt. Ges. Geol. u. Bergb. Stud. Wien, 1, Heft 3, 1949.
24. Karl, F.: Die Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal (Tirol). — Min. Petr. Mitt. (3), 2, 1951.
25. Klebelsberg, R. v.: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk. — Z. D. Geol. Ges., 1940.
26. Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Wien, Springer, 1938.
27. Kober, L.: Bericht über Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien. — Verh. G. B. A., 1948.
28. Kölbl, L.: Das Nordostende des Großvenedigermassivs. — Sitzber. Ak. Wiss., Wien, m.-nw. Kl., Abt. 1, 141, 1932.
29. Kölbl, L.: Das Tauernproblem in den Ostalpen. — Geol. Rundschau, 26, 1935.
30. Kupka, E.: Zur Geologie des Tauernfensters im Raume von Mayrhofen im Zillertal (Gmünd im Gerlostal bis Astegg bei Finkenberg), Tirol. — Unveröff. Dissert.; Univ. Wien, 1951.
31. Leitmeier, H.: Die Blei-Zink-Vorkommen der Achselalpe im Hollersbachtal. — Min. Petr. Mitt., 47, 1936.
32. Leitmeier, H.: Das Smaragd-vorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. — Min. Petr. Mitt., 49, 1937.
33. Löwl, F.: Der Großvenediger. — Jb. k. k. G. R. A., 44, 1894.
34. Löwl, F.: Exkursionen durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. — Führer des XI. int. Geol. Kongr., Wien, 1903, Nr. IX.
35. Neher, J.: Der Nordrand der Hohen Tauern im Venedigergebiet. — Unveröff. Dissert.; Eidgen. T. H. Zürich, 1932.
36. Ohnesorge, Th.: Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbüheler Alpen und über die Tektonik dieser Gebiete. — Verh. k. k. G. B. A., 1908.
37. Ohnesorge, Th.: Blatt Rattenberg der Geologischen Spezialkarte (1:75.000); aufgenommen von Th. Ohnesorge und O. Ampferer. — G. R. A., 1918.
38. Ohnesorge, Th.: Bericht über geologische Untersuchungen um Wald und Krimml im Oberpinzgau. — Anz. Ak. Wiss. Wien, 1929, Nr. 17.

39. Peters, K.: Die geologischen Verhältnisse des Oberpinzgaues, insbesondere der Zentralalpen. — Jb. k. k. G. R. A., 5, 1854.
40. Petraschek, W.: Die alpine Metallogenese. — Jb. G. B. A., 90, 1947.
41. Pia, J.: Neue Studien über die triadischen Siphonae verticillate. — Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ungarns u. d. Orient, 25, 1912.
42. Sander, B.: Vorläufige Mitteilungen über Beobachtungen am Westende der Hohen Tauern und in dessen weiterer Umgebung. — Verh. k. k. G. R. A., 1909.
43. Sander, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (Erster Bericht). — Denkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-nw. Kl., 82, 1911.
44. Sander, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. (Zweiter Bericht). — Jb. G. St. A., 70, 1920 (1921).
45. Sander, B.: Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck. — Mitt. Rst. f. Bodenf., Zweigt. Wien, 1, 1940.
46. Schmidegg, O.: Bericht über die 1947 und 1948 durchgeführten geologischen Aufnahmen im Gebiete von Gerlos. (Blatt Hippach-Wildgerlosspitze der österr. Spezialkarte, 5148.) — Verh. G. B. A., 1949.
47. Thiele, O.: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos (Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., Wien, 2, 2. Heft, 1950.
48. Turner, F. J.: Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. — Mem. Geol. Soc. Amer., 30, 1948.

Des weiteren waren es besonders folgende Werke und Arbeiten, auf deren Erfahrungsschatz, deren Vorstellungen oder Fragestellungen viele von den in der vorliegenden Arbeit niedergelegten Gedanken aufbauen oder durch die diese Gedanken angeregt wurden. Sie haben den Weg bereitet.

Angel, F.: Mineralfazies und Mineralzonen in den Ostalpen. — Wissenschaftliches Jahrbuch d. Univ. Graz, 1940.

Angel, F. und Staber, R.: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). — Min. u. petr. Mitt., 49, 1937.

Backlund, H.: Der Magmaaufstieg in Faltengebirgen. — Bull. Comm. Geol. Finlande, 115, 1936.

Barth, T. F. W., Correns, C. W. und Eskola, P.: Die Entstehung der Gesteine. — Berlin, 1939.

Bubnoff, S. v.: Der Werdegang einer Eruptivmasse. — Fortschr. Geol. u. Pal., 7, 1928.

Christa, E.: Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. — Jb. G. B. A., 81, 1931.

Christa, E.: Das Greiner-Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographischer Betrachtung. — Univ. Verlag Wagner, Innsbruck, 1934.

Cornelius, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Zeitschr. D. G. G., 92, 1940.

Cornelius, H. P.: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. — Mitt. R. A. f. Bodenf., Zweigt. Wien, 1941.

Cornelius, H. P.: Zur Geologie des Felber und Matreier Tauernales und zur Altersfrage der Tauernzentralgneise. — Ber. R. A. f. Bodenf., 1941.

Cornelius, H. P.: Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose der Hohen Tauern. — Min. u. petr. Mitt., 54, 1942.

Del Negro, W.: Zum Streit über die Tektonik der Ostalpen. — Zeitschr. D. G. G., 93, 1941.

Drescher-Kaden, F. K.: Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantibetischen Reaktionsformen. — I. und II. Teil, Chemie der Erde, 12, 1939/40 und 14, 1942.

Drescher-Kaden, F. K.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. — Springer Verlag, Berlin, 1948.

Erdmannsdorfer, O. H.: Studium im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. — Teil XIII.: Über Granitstrukturen. — Sitzber. Heidelberger Akad. d. Wiss., m.-nw. Kl., 1942.

Erdmannsdorfer, O. H.: Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen. — Chemie der Erde, 15, 1943.

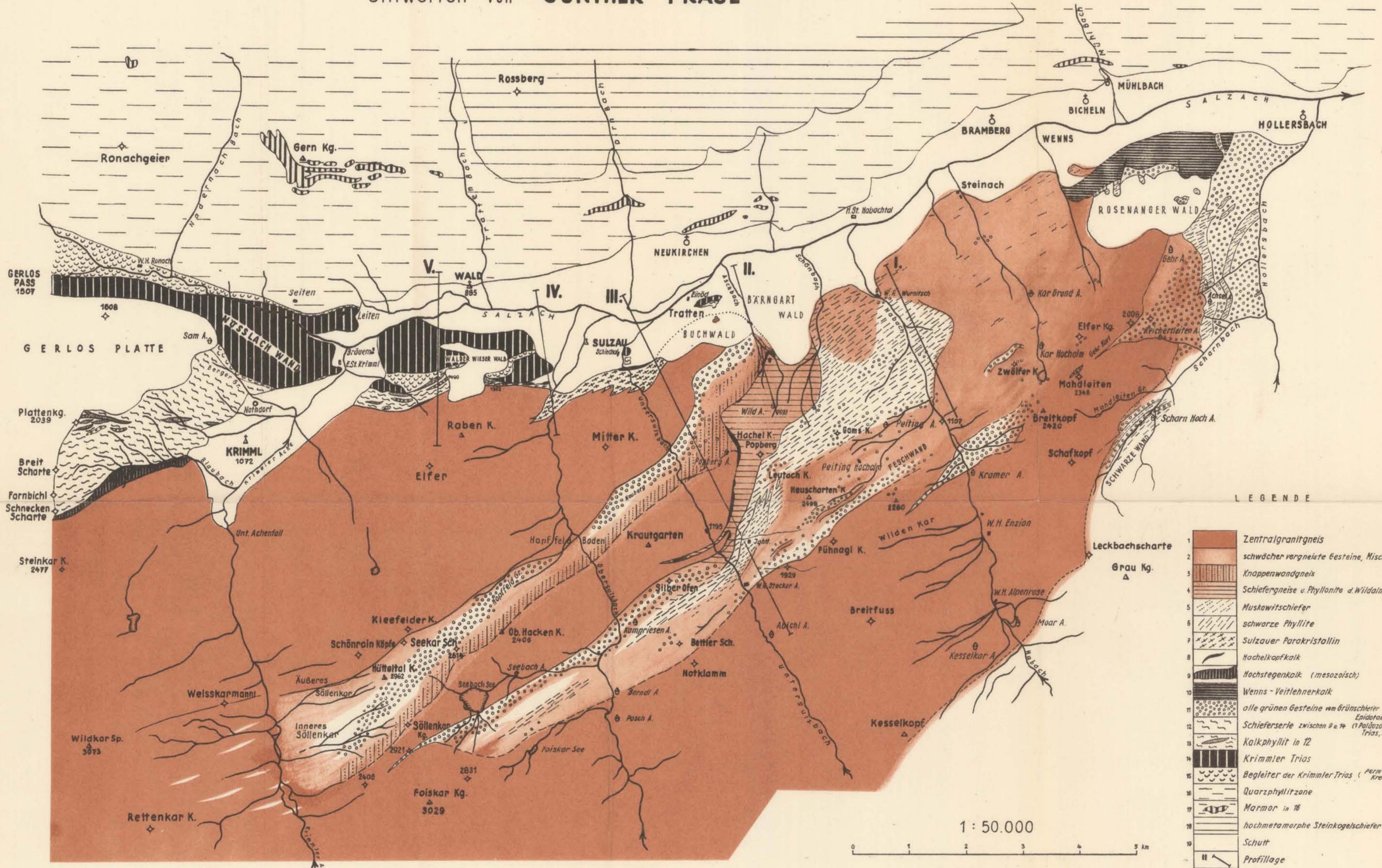
Erdmannsdorfer, O. H.: Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere Zweiglimmergraniten. — Heidelberger Beitr. zur Min. u. Petr., 1, 1948.

- Eskola, P.: The problem of the mantled gneiss domes. — Quarterly Journal of the Geol. Soc. London, 104, 1948.
- Exner, Chr.: Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3. Folge, 1, 1948.
- Exner, Chr.: Tektonik, Feldspatbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. — (Beitr. Zentralgneisfazies I.), Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3. Folge, 1, 1949.
- Exner, Chr.: Mallnitzer Rollfalte und Stirnfront des Sonnblick-Gneiskernes. — Jb. G. B. A., 93, 1949.
- Exner, Chr.: Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlusftigen bei Badgastein. — (Beitr. Zentralgneisfazies V.), Tschermaks Min. u. petr. Mitt., 3. Folge, 2, 1951.
- Exner, Chr.: Geologische Probleme der Hohen Tauern. — Verh. G. B. A., 1952.
- Hammer, W.: Bemerkungen zu Blatt Kitzbühel—Zell a/S. der Geologischen Spezialkarte (1:75.000), Verh. G. B. A., 1937.
- Hammer, W.: Beiträge zur Tektonik des Oberpinzgaus und der Kitzbüheler Alpen. — Verh. G. B. A., 1938.
- Huttenlocher, H. F.: Über Verschiedenheiten im Verlauf magmatischer und metamorpher Prozesse. — Naturforsch. Ges. Bern, 4, 1947.
- Köhler, A.: Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgeneseis. — Tschermaks Min. u. petr. Mitt., 3. Folge, 1, 1948.
- Köhler, A. und Raaz, F.: Gedanken über die Bildung von Feldspat-Zwillingen in Gesteinen. — Verh. G. B. A., 1945.
- Kölbl, L.: Aufnahmebericht über Blatt Hippach-Wildgerlosspitze. — Verh. G. B. A., 1931.
- Kölbl, L.: Aufnahmebericht über Blatt Hippach-Wildgerlosspitze. — Verh. G. B. A., 1932.
- Kölbl, L.: Geologische Skizze des Habachtales. — Festschr. z. 50jähr. Bestehen d. Sekt. Jena des D. u. Ö. A. V., Jena, 1932.
- Kraus, E.: Die Baugeschichte der Alpen. — Akademie Verlag, Berlin, 1951.
- Leitmeier, H.: Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtales, ein Beitrag zur Kenntnis der Entetehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. — Tschermaks Min. u. petr. Mitt., 53, 1942.
- Leitmeier, H.: Einführung in die Gesteinskunde. — Wien 1950.
- Origin of Granite, Conference at meeting of the Geol. Soc. of America. — Mem. Geol. Soc. America, 28, 1948.
- Prey, S.: Die Metamorphose des Zentralgneises der Hohen Tauern. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 29, 1937.
- Sander, B.: Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. — Jb. k. k. G. R. A., 64, 1914.
- Sander, B.: Über Flächen- und Achsengefüge. — (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht), Mitt. R. A. f. Bodenf., Wien, 1942.
- Sander, B.: Die allothigenen Bestandteile der Tuxer Grauwacken. — Jb. Naturw. Mediz. Ver., Innsbruck, 1947.
- Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — I. Teil, Wien 1948.
- Stark, M.: Porphyroide und verwandte Eruptiva aus dem Groß-Arl- und Gasteiner Tal. — Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien; m.-nw. Kl., Abt. 1, 149, 1940.
- Steinmann, G.: Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 3, 1910.
- Wegmann, C. E.: Zur Deutung der Migmatite. — Geol. Rundschau, 1935.
- Wenk, E.: Ostalpinnes und penninisches Kristallin. — Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., 28, 1948.

Geologische Übersichtskarte : Die Sulzbachzungen und ihre Umgebung

Nach eigenen Aufnahmen (1947-50) und unter Benützung der Karten von H.P. Cornelius (1944) und W. Petraschek (1947). - Quarzphyllitzone nach der amtl. Geologischen Karte 1:75.000

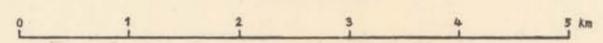
entworfen von **GÜNTHER FRASL**



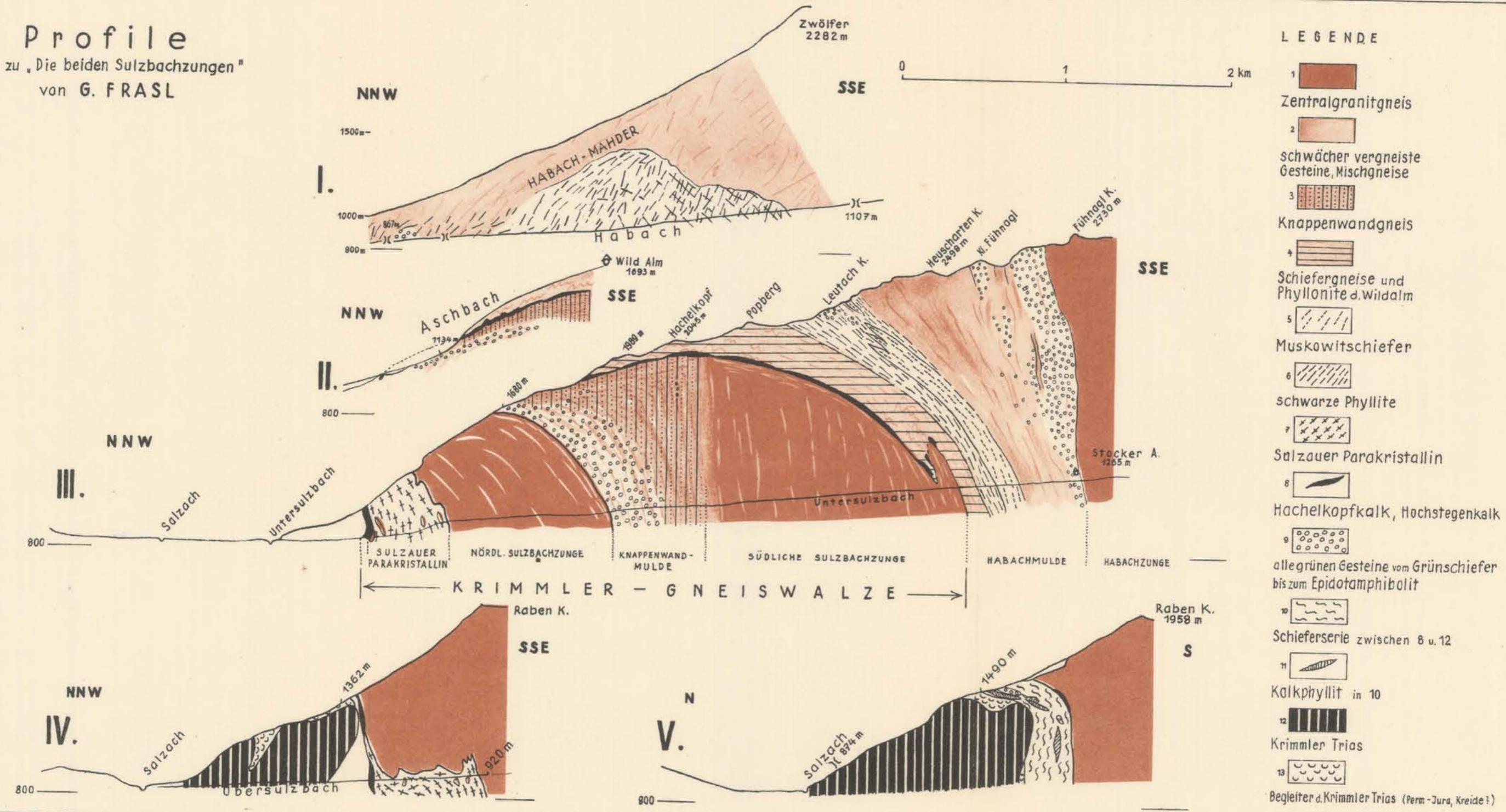
LEGENDE

- 1 Zentralgranitgneis
- 2 schwächer vergneiste Gesteine, Mischgneise
- 3 Knappenwandgneis
- 4 Schiefergneise u. Phyllonite d. Wildalm
- 5 Muskawitschiefer
- 6 schwarze Phyllite
- 7 Sulzauer Parakristallin
- 8 Hachelkapfalk
- 9 Hochstegenkalk (mesozöisch)
- 10 Wens-Veitlehnerkalk
- 11 alle grünen Gesteine von Grünschiefer bis zum Epidotamphibolit
- 12 Schieferserie zwischen 9 u. 11 (Paläozoikum, Trias, Jura)
- 13 Kalkphyllit in 12
- 14 Krimmler Trias
- 15 Begleiter der Krimmler Trias (perm.-Jura, Kreide)
- 16 Quarzphyllitzone
- 17 Marmor in 16
- 18 hochmetamorphe Steinkogelschiefer
- 19 Schutt
- 20 Profillage

1 : 50.000



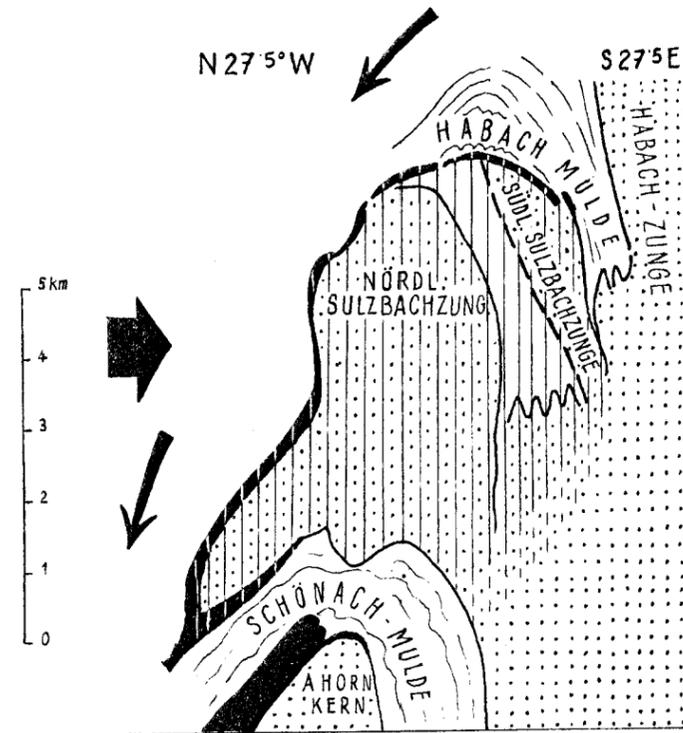
Profile
zu „Die beiden Sulzbachzungen“
von G. FRASL



- LEGENDE**
- 1 Zentralgranitgneis
 - 2 schwächer vergneiste Gesteine, Mischgneise
 - 3 Knappenwandgneis
 - 4 Schiefergneise und Phyllonite d. Wildalm
 - 5 Muskowitschiefer
 - 6 schwarze Phyllite
 - 7 Salzauer Parakristallin
 - 8 Hachelkopfkalk, Hochstegenkalk
 - 9 alle grünen Gesteine vom Grünschiefer bis zum Epidotamphibolit
 - 10 Schieferserie zwischen 8 u. 12
 - 11 Kalkphyllit in 10
 - 12 Krimmler Trias
 - 13 Begleiter d. Krimmler Trias (Perm-Jura, Kreide?)

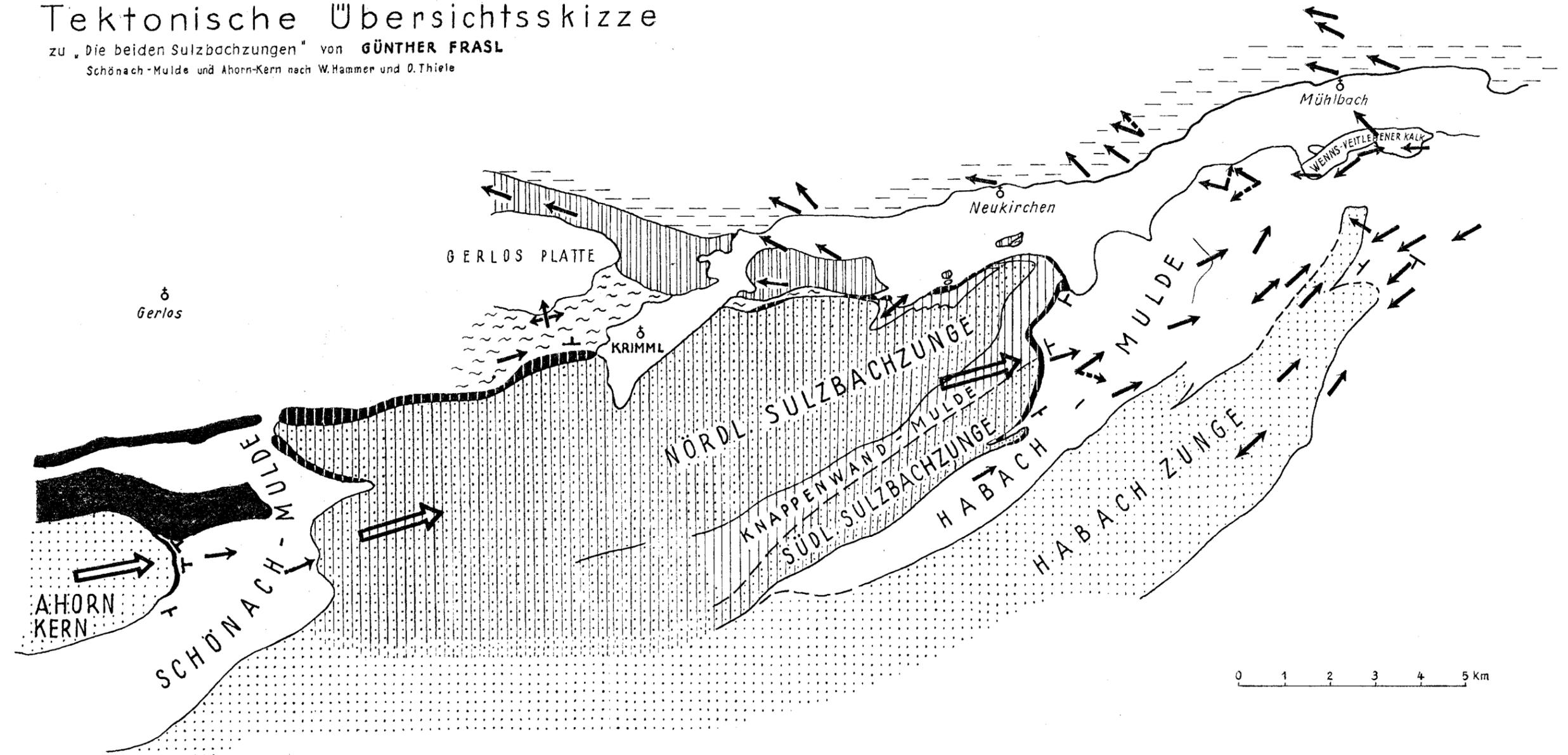
Schematisches Sammelprofil durch den Homogenbereich der Krimmler Gneiswalze

(senkrecht zur mittleren Achsenneigung von 22° nach N62:5°E)



Tektonische Übersichtsskizze

zu „Die beiden Sulzbachzungen“ von GÜNTHER FRASL
Schönach-Mulde und Ahorn-Kern nach W.Hammer und O.Thiele



- ←
Bewegungs-
richtung der
I. Phase
- ←
Einengung
II. Phase
- ⇌
Achsengefälle
d. Krimmler Gneis-
masse und des
Ahornkernes
- Hochstegenkalk
u. Hachelkopfkalk
- ⋯
Zentralgranit
gneise
- B-Achsen
- ⇌
relativ ältere
von zwei ge-
kreuzten Achsen
- ▨
Krimmler
Trias
- ~
Schieferserie
zwischen Hoch-
stegenkalk u.
Krimmler Trias
- ▤
Innsbrucker
Quarzphyllitzone
- ▧
Krimmler
Gneiswalze