

ALPENKUNDLICHE STUDIEN

Geleitet von Franz Fliri, Werner Heißel, Herfried Hoinkes und Josef Ladurner

VI

K. Franz Bauer, Hermann Loacker und Helfried Mostler

Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg

(Abschnitt zwischen Zeller-Furche im W und Dientner Bach im E)

Mit 7 Abbildungen, 1 Karte und drei Profilen

1969

Im Kommissionsverlag der
Österreichischen Kommissionsbuchhandlung
Innsbruck

Gedruckt mit Unterstützung des Bundesministeriums
für Unterricht, der Salzburger Landesregierung
und der Illwerke, Vorarlberg

Alle Rechte, insbesondere das der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten

© 1969, Universität Innsbruck

IBM-Composersatz – Werner Heine

Herstellung: tv-Studio,

Innsbruck

Inhalt

1. Einleitung	7
2. Gesteine der Grauwackenzone	7
a. Grauwackenschiefer (Wildschönauer Schiefer, Pinzgauer Phyllite)	7
b. Grüngesteine	8
1) Diabase	9
2) Proterobase	14
3) Proterobas- und Diabaspilite	14
c. Porphyroide	14
d. Schwarze Schiefer ("Dientner Schiefer") und Kieselschiefer	16
e. Karbonatgesteine	17
3. Zur Stratigraphie	21
4. Gesteine der Schieferhülle und deren prostratigraphische Stellung	23
5. Tektonische Verhältnisse	25
6. Zusammenstellung	28
Literaturnachweis	29

1. Einleitung

Seit dem Jahre 1958 werden unter Leitung von Prof. Dr. Werner Heißel geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone durchgeführt. Im Rahmen dieser Untersuchungen wurde auch die Arbeit östlich der Zeller-Furche, zunächst bis zum Dientner Bach, der bei Lend in die Salzach mündet, im Jahre 1962 fertig gestellt. Später folgende conodonten-stratigraphische Untersuchungen ermöglichten erst eine stratigraphische Erfassung der Schichtglieder dieses Raumes und trugen wesentlich zur Kenntnis des tektonischen Geschehens dieses Gebietes bei. Teils aus den eben angeführten Gründen, teils aus der Notwendigkeit heraus eine Lücke zu schließen – über dieses Gebiet gab es bisher keine geologische Karte – haben sich die Verfasser entschlossen eine geologisch-tektonische Karte im Maßstab 1:50.000 über dieses touristisch stark frequentierte Gebiet herauszubringen. Dabei schien es zum Vorteil auch den Verlauf der Salzachtal-Linie bzw. einen kleinen Streifen der Schieferhülle mit darzustellen. Der Text soll in groben Zügen Gesteinsbeschaffenheit, stratigraphische Einstufung und tektonisches Schicksal dieses Raumes erläutern.

2. Gesteine der Grauwackenzone

Betrachten wir die geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete (H. VETTERS 1933), die einzige Karte, die über das von uns behandelte Gebiet Aufschluß gibt, so fällt auf, daß nur schiefriges Altpaläozoikum, im S mit Grünschiefer einschaltungen, im zentralen Gebiet mit Karbonatgesteinen, ausgeschieden ist. Dies läßt einen relativ monotonen Aufbau der Grauwackenzone östlich der Zeller-Furche vermuten. Dem ist aber nicht so. Es muß vor allem als ein empfindlicher Mangel vermerkt werden, daß die in diesem Raum so häufig auftretenden Porphyroide, die ein wichtiges stratigraphisches Leitelement darstellen auf der Österreich-Karte fehlen. Die Porphyroide lassen sich wie ein roter Faden durch die ganze Grauwackenzone hindurch – mehr oder weniger tektonisch beansprucht – von Schwaz im W bis nach Gloggnitz im E verfolgen.

a. Grauwackenschiefer (Wildschönauer Schiefer, Pinzgauer Phyllite)

Offen gestanden sind wir der Ansicht, daß eine Abtrennung der im Salzburger Raum auftretenden klastischen Gesteine durch Einführung des Terminus Pinzgauer Phyllit für vollkommen stofflich gleichwertige Gesteine (im E, Steiermark = feinschichtige Grauwackenschiefer, im W, Tirol = Wildschönauer Schiefer) überflüssig ist. Damit schließen wir uns K. METZ 1953 bzw. O. KÜHN 1960 an. Nur im S unseres Aufnahmegebietes treten klastische Gesteine auf (siehe Karte), die einen "quarzphyllitischen Habitus" aufweisen. Auf diesen könnte mit Vorbehalt der Begriff Pinzgauer Phyllit angewandt werden. Jedoch muß die Aufstellung dieses Begriffes nur aufgrund einer angenommenen höheren Metamorphose nicht nur im allgemeinen, sondern auch in diesem speziellen Falle abgelehnt werden. Der Mineralsprossung (Stilpnomelan, Chloritoid und Zoisit) zufolge, – Stilpnomelan und Chloritoid kommen sowohl im S unseres Kartenblattes als auch im zentralen Gebiet gemeinsam vor – gibt es kaum Metamorphoseunterschiede.

Stärkere Durchbewegung bedeutet noch lange nicht höhere Metamorphose! Vergleichen wir die weniger auf Druck und Temperatur empfindlich reagierenden gröberklastischen Schichtpakete innerhalb der gesamten Folge mit denen der Wildschönauer Schiefer, so machen sich keine spürbaren Unterschiede bemerkbar. Die etwa 800 bis 1000 m mächtigen klastischen Sedimente bestehen zu zwei Drittel aus feinklastischem Material. Die dazwischen geschalteten grobklastischen Lagen, die in ihrer Mächtigkeit zwischen 20 cm und 4 m schwanken, sind bis auf wenige Ausnahmen recht gleichmäßig aufgebaut. Es handelt sich hierbei meist um Subgrauwacken im Sinne von G. HUCKENHOLZ 1963, wie sich aus einer Reihe von quantitativ erfaßten Dünnschliffen ergab. Interessant war es einmal die Schwerminerale im Dünnschliff quantitativ zu erfassen, ausgenommen die Erze. Es sind folgende Schwerminerale festgestellt worden: Zirkon, Apatit, Turmalin und Rutil. Auf sie sei kurz eingegangen:

Zirkon: mit durchschnittlich 45 % Beteiligung der durchsichtigen Schwerminerale, stellt er den wichtigsten Bestandteil. Über 90 % davon sind abgerundet bzw. mehr oder weniger xenomorph; nur wenige sind langsäulig idiomorph ausgebildet.

Apatit: meist hypidiomorph entwickelt, oft zerbrochen; ihr Anteil schwankt z.T. recht stark von 15 bis 25 %.

Turmalin: stets xenomorph z.T. mit gut erkennbaren unregelmäßigen Zonarbau (Innenzonen grün, außen braun). 80 % aller Turmaline sind um 2 Potenzen größer als Zirkon, Apatit und Rutil.

Rutil; kommt nur sporadisch vor und wenn dann meist um 5 %, selten bis 10 %.

Die Subgrauwacken fallen durch ihren hohen Matrixanteil, vor allem aber durch ihre unsortierten eckigen Komponenten auf. Bei den Feldspäten herrschen Plagioklase gegenüber Kalinatron-Feldspäten vor. Andeutungen von Albitsaumbildungen sind nur spärlich zu finden. Diese Anwachssäume dürften aber nicht auf das ursprüngliche Ablagerungsmilieu (H. FÜCHTBAUER 1967), sondern auf die schwach wirksamen Metamorphoseäusserungen zurückgehen. Aus den gröberklastischen Horizonten fällt bisher stark ein Typus heraus, der sich durch sehr wenig Matrix und hohen Feldspatanteil auszeichnet. Im Diagramm von HUCKENHOLZ eingetragen entspricht er einer Arkose. Charakteristisch sind die vielen Plagioklase, die mengenmäßig die Kalinatron-Feldspäte weit übertreffen. Es gibt völlig klare, aber auch locker bis stark gefüllte Plagioklase, deren Spektrum von Albit bis Oligoklas streut. Bei den Kalinatron-Feldspäten sind vor allem Fleckenperthite, seltener schachbrettalbitisierte Typen vorherrschend.

b. Grüngesteine

Der Sedimentationsrhythmus, der sich in feinklastisch und grobklastischen Schüttungen äußert, wird zeitlich und örtlich durch Förderung basischer Laven und deren Tuffe unterbrochen. Jedenfalls ist durch Übergänge der klastischen Sedimente in Vulkanitabkömmlinge ihre ursprüngliche Verbindung gesichert. Ob alle Vulkanite in dieser klastischen, stratigraphisch tiefsten Einheit – wie noch zu besprechen sein wird – angehört sei zunächst offen gelassen. Für über zwei Drittel der Vulkanite ist eine syngenetische simatische Stoffzufuhr feststellbar. Die Grüngesteine treten in den verschiedensten Varietäten

auf, was vor allem Th. OHNESORGE 1926 westlich der Zeller-Furche veranlaßt hat diese weitgehendst aufzuspalten bzw. folgende Typen im Gelände auszuscheiden:

- Monzonitdiabase
- chloritisierte Hornblende-Pikrite
- Alkaliddiabasaplite
- Diabasbrockenschiefer
- Diabasamphibolite
- Amphibolite
- Uralitdiabase
- Plagioklasite
- Albitchloritschiefer
- Teschenitschiefer
- Serpentine
- Gabbros
- körnige Diabase
- Diabasporphyrite
- Diabasporphyritschiefer

Diese Untergliederung ist nicht nur im Feld unmöglich, sondern auch nach Dünnschliffen, wie die Durchsicht des Ohnesorg'schen Originalmaterials zeigte, wesentlich zu vereinfachen. Es zeigte sich, daß die Grüngesteine in Diabase, Proterobase, Diabas- und Proterobasspilite, Keratophyre, Serpentine und Gabbros (nur südlich Hopfgarten) und sehr selten in Plagioklasite aufgliederbar sind, und sich damit auf die Hälfte der von OHNESORGE ausgeschiedenen Typen reduzieren lassen. Im Raum zwischen Zell am See und Dientner Bach haben wir es mit all den eben genannten Typen zu tun, ausgenommen Serpentine und Gabbros. Die Anchimetamorphose erschwert meistens eine exakte Diagnose, daher wurden oft auch anchimetamorphe Effusiva aus den Familien der Gabbrodiorite, Granodiorite und Quarzdiorite um mit W.E. TRÖGER (1935:170) zu sprechen, als "Diabase" bezeichnet. Tatsächlich beschränkt sich der Terminus Diabas auf ein Gestein, das ausschließlich in die Familie der Gabbros einzureihen ist und zwar auf Basalt einschließlich Alkalitbasalt in Grünstiefazies. Aus diesem Grunde sollen hier diejenigen Grüngesteine, die tatsächlich auf Basalte zurückgehen, Diabase genannt werden. Nicht mehr mit Sicherheit auf einen Basalt zurückzuführende Typen werden als "Diabase" ausgeschieden. Die Anwendung des Begriffes Proterobas (HADITSCH & MOSTLER 1967:178) aus diesem Raume war auch nur durch den reliktschen Minealbestand (primärer Kaersutit) und der ausgezeichneten Erhaltung des ursprünglichen Gefüges möglich. Bezüglich des Gebauches der Begriffe Proterobasspilite und Diabasspilite halten wir uns an F. ANGEL 1955a.

1) Diabase

Zwanglos lassen sich 3 Typen unterscheiden:

- a. Diabase mit körnigem (doleritischem) Gefüge
- b. Diabase mit ophitischem Gefüge
- c. Diabase mit porphyrischem Gefüge

Diese Typenaufgliederung läßt sich gut bei größeren Grüngesteinskörpern durchführen,

deren Kerne von der Verschieferung fast durchwegs verschont blieben. Alle diese Typen sind meist randlich tektonisch überarbeitet, wobei dieser eine Kornverkleinerung voranging. Die Endprodukte daraus stellen den sogenannten tektonischen Flügel der Diabase nach F. ANGEL 1955b. Um Fehldeutungen auszuweichen, werden diese Typen unter "Diabas" geführt.

Diabase mit ophitischem Gefüge herrschen vor. Solche mit körnigem und porphyrischem Gefüge treten stark zurück; letztere beschränken sich auf das Hundsteingebiet und auf die Schwalbenwand (siehe Karte). Sie wurden von F. BAUER (1962:28) als feinkörnige Diabase betrachtet; H. LOACKER (1962:42) spricht von Porphyriten in Anlehnung an Th. OHNESORGE, der ähnliche Gesteine im Kitzbühler Raum als Diabasporphyrite bezeichnete. Der Begriff Diabasporphyrit geht aber nur auf eine Strukturvarietät der Diabase (W.E. TRÖGER 1935:170) zurück. Porphyrit selbst gehört zur Familie der Diorite, wäre also ein anchimetamorpher Andesit. Andesitische Ausgangsgesteine ließen sich aber in unserem Raum nicht nachweisen, obwohl dies nicht ganz ausgeschlossen wäre, zumal H. MOSTLER (1968:127) Andesitgerölle in den an Porphyroide gebundenen Konglomeraten nachweisen konnte. Die unter c. geführten Diabase sind überall, wo sie auftreten, mit Tuffen bzw. Tuffiten in rot-violetter z.T. intensiv grüner Färbung verknüpft. Diese führen nicht selten rote Kieselsäurelinsen und -knauer, auf die unten noch kurz eingegangen werden soll.

a. Diabase mit körnigem (doleritischem) Gefüge.

Vertreter dieses Typus sind durch meist große Plagioklase und etwa gleich großen Augiten gekennzeichnet, die sich gegenseitig nicht durchwachsen. Nur die sekundär entstandene Hornblende wächst etwas in die Plagioklase hinein. Die Plagioklastafeln, die oft garbenförmig nebeneinander liegen, sind mit Klinozoisit, Zoisit und Epidot gefüllt. Ihr Anorthitgehalt schwankt zwischen 4 und 10 %. Reliktisch höhere Anorthitgehalte konnten nicht festgestellt werden. Das Gefüge zeigt eindeutig, daß es sich um ehemals körnige Basalte gehandelt hat. Plagioklas und Augit, dazwischen immer Ilmenit, Titanomagnetit bzw. deren Umwandlungsprodukte sind in ihrem ursprünglichen Habitus und ihrer Größe erhalten geblieben. Durch einen autometamorphen Vorgang werden sie umgewandelt; Plagioklas zu Albit, Zoisit, Klinozoisit, Epidot und Serizit; Augit z.T. noch erhalten, größtenteils aber in Hornblende übergeführt. Zuletzt wurde das Gestein noch von einer leichten Metamorphose erfaßt, also anchi- bis epimetamorph eingeformt, wobei feine Hornblende-filze an den Uraliten wuchsen, als auch Chlorite randlich um Hornblende, aber auch in der Grundmasse aufsproßen.

Diabase mit ophitischem Gefüge

Diese mengenmäßig am stärksten verbreiteten Typen zeichnen sich durch ein ophitisches Plagioklasgebälk aus. Eine Gefügeumkehr (also ein Pyroxen- bzw. Hornblendegebälk) ist viel seltener. Der Mineralbestand setzt sich folgendermaßen zusammen: Plagioklastafeln und -leisten, polysynthetisch verzwilligt nach Albit- und Perklingsesetz; meist mehr oder weniger stark in Klinozoisit, Zoisit und Serizit umgesetzt; der An-Gehalt liegt zwischen 5

und 10 %. Aus dem einwandfrei erhaltenen Gefüge einerseits und der Zersetzung der Plagioklase (z.T. echte Fülle im Sinne von F. ANGEL 1933) andererseits, muß es sich ehemals um basische Plagioklase gehandelt haben. Zurückrechnungen aus der Fülle ergeben einen sauren bis intermediären Labradorit (50 bis 60 % an) als Ausgangsplagioklas. Dieser An-Gehalt entspricht vollkommen denen der Plagioklase von Basalten. Auffallend ist die recht gleichmäßige Verteilung der Fülle was auf ursprünglich homogen aufgebaute Plagioklase schließen läßt.

Die Augite (Klinopyroxene) sind meist noch gut erhalten, z.T. nur randlich chloritisiert. Es gibt aber auch Diabase, in denen die Augite nur mehr reliktsch auftreten; am häufigsten sind diese als Kern in Hornblenden erhalten; der übrige Augit ist vollkommen uralisiert. Selten tritt eine völlige Pseudomorphosierung des Augits durch Chlorit auf. Die Augitumrisse wurden dabei bestens konserviert. Dies deutet auf eine autometamorphe Bildung von Augit ohne Hornblendezwischenstadium hin.

Stets vertreten sind z.T. in nicht unbedeutenden Mengen Ilmenit, Titanomagnetit, Magnetit, Leukoxen und Apatit.

Während Plagioklas, Augit, Ilmenit, Titanomagnetit und Apatit zum primären Stoffbestand gehören, sind Chlorit, Hornblende ("grammatitische") Klinozoisit, Zoisit und Serizit Produkte der Autometamorphose. Darüber hinaus folgt eine weitere und jüngste Kristallisation, die den anchi- bis epimetamorphen Vorgängen zugeordnet werden kann: Epidot, Hornblende ("aktinolithische"), Zoisit, Stilpnomelan (Abb. 1) und schachbrettmusterte Plagioklase.

Abb. 1



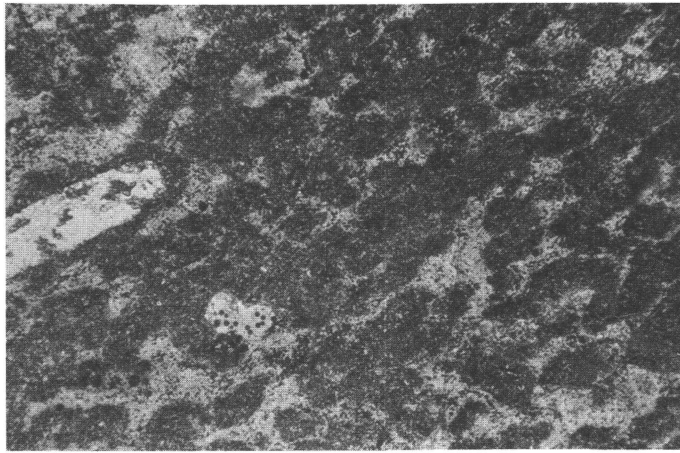
Sehr interessant ist die Zoisitbildung, die nicht nur in den Plagioklasen als Füllungsmaterial auftritt, sondern zerbrochene Plagioklaskristalle ausheilt; darüber hinaus siedelt Zoisit auch in Rupturen, die das Gestein durchziehen, wobei es zu beachtlichen Ansammlungen

von Zoisit kommen kann. Es scheint Zoisit in 2 Kristallisationen vorzukommen. Einmal als Füllungsmineral, ein zweites Mal auf den Ruinen der alten Kristalle aufbauend und zwar im Zuge einer Korn-Zerbrechung. Da Zoisit auch in den noch zu besprechenden Proterobasen vorkommt, die das Wirtsgestein der Blei-Zink-Vererzung von Thummersbach – Maishofen stellten, wobei Zoisit sogar als Gangart auftritt (HADITSCH & MOSTLER 1967:188), besteht kein Zweifel, daß dieser aus den diabasisch-proterobasischen Stoffbestand stammt. Allerdings steht die Frage noch offen, ob hydrothermale Umlagerung in den bereits sauritisierten Proterobasen den Stofftransport verursacht haben, oder ob die Zoisite im Zuge einer Kornzerkleinerung, die die Proterobase erfahren haben, entstanden sind.

c. Diabase mit porphyrischem Gefüge

Grundsätzlich lassen sich hier 2 Untertypen auseinander halten. Einmal solche mit Plagioklas und Augiteinsprenglingen, zum anderen Mal solche mit nur Plagioklaseinsprenglingen. Der erste Untertypus ist durch eine feinkristalline Grundmasse gekennzeichnet, die sich noch einigermaßen gut auflösen läßt. Sie besteht aus feinsten Feldspatleisten in deren Zwickel Augite und Erze bzw. Ilmenit und Leukoxenaggregate sitzen. Diese Grundmasse wird von einem sehr feinen Hornblende-Zoisit-Filz überwuchert. Jedenfalls blieb das ursprüngliche Gefüge dabei bestens erhalten. In dieser Grundmasse liegen vor allem Plagioklaseinsprenglinge mit vorherrschend einfacher Verzwilligung. Polysynthetische Verzwilligung tritt stark zurück. Die Plagioklase sind gefüllt. Mengenmäßig weit zurück sind Augiteinsprenglinge, vollkommen frisch nur an Spaltrissen und Rupturen sprossen Chlorite auf, die von diesen Schwächestellen aus die Augite weiter ankorrodieren bzw. auf deren Kosten weiterwachsen. Festgehalten werden soll, daß der Augit nie durch Hornblende ersetzt wird. Auch die sonst häufigen "Hornblendebärte" fehlen diesem Untertypus. Unmittelbar mit diesem verbunden sind solche, deren Grundmasse eine besondere Ausbildung zeigt. Es ist unverkennbar, daß es sich bei diesen um eine ehemals glasige Grundmasse handelte, die im Zuge der Entglasung ein "variolithisches" Gefüge erwarb. Dieses variolithische Gefüge wurde auch von der Anchimetamorphose abgebildet und zwar so, daß sich mehr oder weniger radial die Zoisite anordneten, dazwischen feinsten Hornblendefilz aufsprosst (siehe Abb:2..). Dieser Typus mit dem variolithischem Gefüge gleicht z.T. den Gefügen, die V. DIETRICH (1967:251) aus Grüngesteinen des Penninikums bekannt machte, allerdings wurden keine "Mini-Pillows" entdeckt. Pillow-Laven fehlen bisher überhaupt. Z.T. könnte es sich bei den oben angeführten Formen auch um ehemalige Hyaloklastite handeln. Für den zweiten Untertypus war früher der Terminus Diabasporphyrit sehr gebräuchlich. W.E. TRÖGER (1935:170) führt diesen nur als Gefügevarietät von Diabasen und beschränkt ihn auf solche, die nur Plagioklaseinsprenglinge führen. Die Grundmasse läßt sich nur sehr selten auflösen (sie besteht aus Augitresten und feinsten Plagioklasleisten) meistens ist sie in ein Haufwerk von Epidot, Zoisit, Chlorit und viel Ilmenit und Leukoxenbeteiligung umkristallisiert. Die großen Plagioklasbalken sind meist einfach verzwilligt, mit Zoisit und Chlorit gefüllt.

Abb. 2



Ganz kurz sei noch auf die mit den porphyrischen Diabasen in Verbindung stehenden oft sehr mächtigen Tuffe und Tuffite eingegangen, die durch ihre auffallende rot-violette bis intensiv grüne Färbung hervorstechen. Besonders schön erschlossen sind sie im Gebiet des Hundssteins; das Statzer Haus (am Hundstein) selbst steht auf diesen Tuffen und Tuffiten.

Charakteristisch für diese ist die Umwandlung des Augits bzw. der gesamten ursprünglich femischen Minerale in eine hämatitische Substanz. Daß es sich um ehemalige Augitkristalle mit eingewachsenen Plagioklaskristallen handelt, zeigt einerseits die noch gut erhaltene kristallographische Begrenzung der Augite, andererseits sind die Plagioklaskristalle nicht von der hämatitischen Substanz erfaßt worden. Jedenfalls sind z.T. Kristalle z.T. schon richtige Kristallaggregate (Lapilli) in ein toniges Sediment geraten. Es handelt sich dabei z.T. um richtige Kristalltuffe bis lapilliführende Tuffe und Tuffite (siehe Abb:3..). Lokal kam es zu einem stärker auftretenden SiO_2 Überschuß, der zu einer Verkieselung der Tuffe und Tuffite führte, darüber hinaus wurden richtige jaspilitische Kieselbänke und -Knollen (intensiv rote Färbung) produziert.

Abb. 3



2) Proterobase

Das Vorkommen von Proterobasen ist auf den westlichen Teil des Aufnahmegebietes beschränkt, besonders um das Gebiet von Thumersbach. Es handelt sich um einwandfrei nachweisbare Diabase mit primärer Hornblende. Diese zählen genauso wie die Diabase zur Familie der Gabbros. Sie sind durch folgenden Mineralbestand gekennzeichnet: Augit (monokliner Pyroxen) z.T. nur randlich uralitisiert z.T. ist er stark, oft ganz in Chlorit umgewandelt unter Erhaltung seiner ursprünglichen Kristallform, z.T. gibt es Pseudomorphosen von Chlorit und Großkornepidot nach Augit. Der Augit, soweit er sich erhalten konnte, ist mehr oder weniger farblos, also kaum pleochroitisch. $Z/c = 40 - 43^\circ$.

Die Plagioklase bilden ein typisch ophitisches Gebälk und sind gefüllt. Neben der echten Fülle treten noch reichlich Einschlüsse von Apatit und Erzen auf. Sekundär bilden sich kleine xenomorphe völlig klare Albite. Der Anorthitgehalt der Altplagioklase schwankt zwischen 3 und 10 %. Die Hornblende, die mit ca. 20 % am Gesamtgestein beteiligt ist, ist rotbraun und ähnelt dem Kaersutit. Es handelt sich hierbei um kurzsäulig ausgebildete Hornblendekristalle. Auffallend ist eine starke Korrosion, die wir als eine primär magmatische Korrosion deuten. Jedenfalls sind sowohl Augit als auch primäre Hornblende randlich uralitisiert, z.T. ist die kaersutische Hornblende nur mehr im Kern reliktsch erhalten. Während Uralit und Füllung der Plagioklase autometamorphe Produkte sind, sind aktinolitische Hornblende, Großkornepidot und Zoisit, letztere nur z.T., im Zuge der anchimetamorphen bis schwach epimetamorphen Eiformung entstanden.

3) Proterobas- und Diabaspilite

Hier werden Gesteine zusammengefaßt, die dem Gefüge nach den ophitischen Diabasen und Proterobasen entsprechen, nur weisen diese im Gegensatz zu den Diabasen und Proterobasen trotz bester Gefügekonservierung Plagioklase ohne echte Füllung auf. Das heißt, es muß sich hierbei um primär saure Plagioklase bzw. um autometamorph albitisierte Plagioklase handeln. F. ANGEL (1955:2) rechnet die Plagioklase (3 bis 10 % An-Gehalt) zum primären Bestand, W.E. TRÖGER (1935:145) und F. RONNER (1963:81) sehen in den Spiliten bzw. Diabasspiliten autometamorph albitisierte Diabase. Von beiden letzteren Autoren werden sie in die Familie der Diorite gestellt.

c. Porphyroide (Porphyroide und Quarzporphyr-stämmige Orthoserizitschiefer im Sinne von F. ANGEL etc. 1966)

Entgegengesetzt den bisherigen Darstellungen sind auch östlich der Zeller-Furche Porphyroide z.T. recht mächtig entwickelt. Ein Teil der Porphyroide verbirgt sich im Kleide von Serizitschiefern. Verbindungen dieser mit einwandfrei schon im Gelände erkennbaren Porphyroiden einerseits und der Nachweis von magmatisch korrodierten Quarzdihexaedern andererseits sind klare Belege, daß es sich bei diesen um ursprünglich saure Vulkanite handelte. Stichproben von derartigen Serizitschiefern noch weiter im E über Bischofshofen hinaus bis nach Radstadt haben ergeben, daß sich abgesehen von noch eindeutig im Felde zu erkennenden Porphyroiden, der Großteil der Serizitschiefer auf stark durchbe-

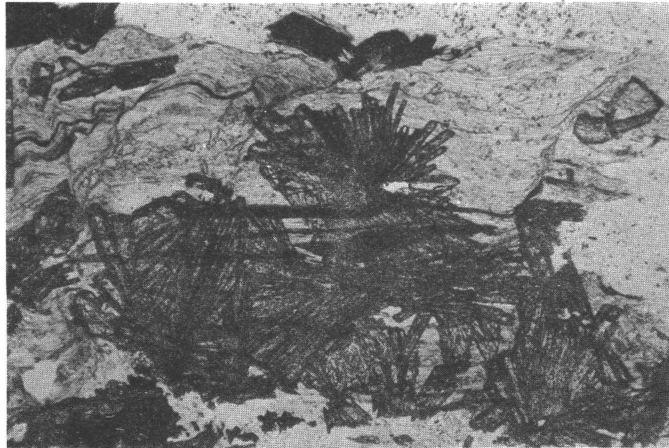
wegter Porphyroide zurückführen läßt. Demnach haben wir in der Grauwackenzone, beginnend bei Schwaz i. Tirol mehr oder weniger durchlaufend Porphyroidgesteine, die bis in das Semmeringgebiet durchziehen. Auf die Bedeutung dieser Gesteine wurde bereits eingangs hingewiesen. 1968 hat H. MOSTLER darauf hingewiesen, daß die sauren Eruptivgesteine schon primär starken Mächtigkeitsschwankungen unterlagen. Dies macht sich besonders in unserem Aufnahmegebiet bemerkbar. So kommen mächtige Porphyroidkörper nur im NW Teil des Arbeitsgebietes vor; gemeint sind hier reine Effusiva und nicht Tuffe oder Tuffite; letztere sind es, die am häufigsten im Raum östlich der Zeller-Furche auftreten. Gerade dieses Vorherrschen von vielen Tuffen, die sich z.T. als "welded tuffs" deuten lassen, weisen in Richtung Ignimbrite*. Die Gesteine, die wir als Porphyroide bezeichnen, fallen oft schon von weitem durch ihre hellen Farben auf. Diese schwanken zwischen gelblich weiß und hellgrün, mit einer speckig glänzenden Oberfläche. Die meisten Typen sind stark verschiefert. Z.T. handelt es sich um zerlegte wohl ehemals zusammenhängende Körper, die nun in Schuppen und größeren Schollen schieferungskonkordant in den Grauwackenschiefern schwimmen. Durch Übergänge von Tuffen zu Tuffiten ist ihre syngenetische Entstehung mit diesen gesichert. Inwieweit die Porphyroide normal oder invers liegen, darüber geben die an die Porphyroide gebundenen Geröllhorizonte, die immer im Hangenden dieser auftreten (H. MOSTLER 1968:122) Auskunft. Dem Mineralbestand nach handelt es sich bei den Porphyroiden jedenfalls sicher um Quarzporphyryabkömmlinge. Typen, die auf quarzkeratophyrische Ausgangsprodukte zurückgehen, wurden bisher nirgends entdeckt. Daraus sieht man, daß die Porphyroide der Kitzbühler Grauwackenzone vollkommen mit denen im Salzburger Raum übereinstimmen. Eine Reihe von Porphyroiden läßt sich auseinander halten. Da mehrere Typen in ein und demselben Aufschluß auftreten, wird auf eine spezielle Untergliederung verzichtet. Vorherrschend sind Typen, die nur magmatisch korrodierte Quarzdihexaeder führen; die Feldspäte (sowohl Plagioklase als auch Kali-Natron-Feldspäte) sind umgesetzt in eine "illitisch-serizitische" Substanz, wobei festgehalten werden muß, daß durch viele Übergangsstadien in noch bestens erhaltenen Porphyroiden, zuerst immer der Plagioklas (Oligoalbit) umgesetzt wird. Damit sind wir bei einem Typus angelangt, der sich aus Quarzdihexaedern und Kali-Natron-Feldspäten, die in einer serizitischen feinquarzführenden Grundmasse schwimmen, zusammensetzt. Dieser wiederum bildet alle Übergänge zu noch bestens erhaltenen Porphyroiden mit Quarzdihexaedern, zersprungenen Quarzkristallen, Plagioklasen (polysynthetisch verzwilligte Oligoalbite) Kali-Natron-Feldspäte (mit Pertithlamellen) z.T. Schachbrettalbit. Vereinzelt wurden auch Biotite, meist abgebaut, (opazitiert, chloritiert) gefunden. Selten ist noch das Fluidalgefüge erhalten. Allerdings fehlen eutaxitische Gefüge in diesem Raum.

Quarzdihexaeder, Plagioklas und Kalinatron-Feldspat, sowie Biotit und Zirkon bilden den primären Mineralbestand. Einem autometamorphen Prozeß zuzuordnen, vielleicht sogar auf eine Propylitisierung zurückgehend sind Umsetzungen des Biotits sowie Umbildungen von Plagioklas seltener auch von Kalinatron-Feldspat. Als letzte Kristallisation sind Serizitbildung z.T.? Schachbrettalbitbildung und Stilpnomelansprossung klar abzutrennen. In

* Über diese Probleme informiert die Arbeit von H. MOSTLER: *Alter und Genese der Porphyroide in der Nördlichen Grauwackenzone* (Veröff. d. Univ. Innsbruck, in Druck)

wahrscheinlich zu den Porphyroiden gehörenden Serizitschiefern sproßt Chloritoid (Abb. 4). Abschließend sei kurz noch einmal auf die bereits erwähnten Konglomerate, die an die Porphyroide gebunden sind, zurückzukommen. Bei genauer Betrachtung fehlen Geröllhorizonte kaum an einem der bearbeiteten Porphyroidkörper, ausgenommen solche, die tektonisch abgeschert wurden und so in den Grauwackenschiefern wurzellos schwimmen. Es sind meist feinkonglomeratische Lagen, seltener Grobkonglomerate. Auffallend ist zunächst nur, daß das porphyroidische Bindemittel gegen das Hangende immer mehr abnimmt zugunsten eines tonig-sandigen Materials. Auch im Raum östlich der Zeller-Furche finden sich alle aus der Unterlage stammenden Gesteinstypen aufgearbeitet. Auf das Problem der Packungsdichte bzw. dem Matrixanteil dieser Konglomerate wurde bereits (siehe Fußnote vorher) hingewiesen.

Abb. 4



d. Schwarze Schiefer ("Dientner Schiefer") und Kieselschiefer

Von den Grauwackenschiefern stets gut abzutrennen sind schwarze Tonschiefer. Sie sind feinblättrig (z.T. wohl auf eine Feinschichtung zurückgehend) schwarz abfärbend und führen, wenn auch sehr selten, Fossilien (Dienten und Entachen-Alem). Sie stellen, wie noch zu besprechen sein wird, ein wichtiges stratigraphisches Leitelement. Auffallend ist ihre Verknüpfung mit Kieselschiefern einerseits und geringmächtigen Kalken andererseits, woraus sich alle Übergänge von kieseligen schwarzen Tonschiefern zu Kieselschiefern z.T. richtigen Lytiden ergeben. Kalkführende Tonschiefer führen über "Kalkphyllite" zu bituminösen eisenschüssigen Kalken. Die in unserem Kartenblatt ausgeschiedenen Dientner Schiefer haben eine Spielweite von schwarzen graphitischen Tonschiefern mit SiO_2 -Anteil, der zu Kieselschiefern überleitet z.T. über kalkige Tonschiefer, die erst bei etwa 50 % Karbonaatanteil von diesen abgetrennt werden können.

Weiters sind die Anteile gleich mitzubespochen, die als Kieselschiefer und Lydite in einer Schichtfolge stecken, die wir Kalk-Kieselschiefer-Serie nennen, infolge einer engen Wechsellagerung von SiO_2 -führenden Sedimenten mit Kalken. Dazu kommen noch eine inten-

sive Verschuppung, die eine Abtrennung der kalkigen und kieseligen Anteile selbst im Maßstab 1 : 10.000 unmöglich macht. Während die schwarzen Tonschiefer infolge der starken Pigmentierung sich mikroskopisch kaum weiter auflösen lassen, zeigen die Kieselschiefer und Lydite z.T. noch recht gut ihr ursprüngliches, sedimentäres Gefüge. Bei ersteren ist eine deutliche Feinschichtung erkennbar, wobei Reste von Radiolarien oder auch Graptolithenbruchstücke zu erkennen sind. Einmal wurde auch ein Scolecodontenquerschnitt gefunden. Die Lydite sind ungeschichtet; Radiolarien umkristallisiert lassen sich auch hier beobachten. Allerdings sind die Lydite nicht so biogenreich und auch der Erhaltungszustand ist nicht so gut im Vergleich zu denen der Entachen-Alm. Verfolgen wir die Rolle, die die Kieselsäure in diesem Raum spielt, so fällt auf, daß in den Grauwackenschiefer trotz der vielen zwischengeschalteten Vulkanite keine Kieselsäure frei wurde. Nur in einem Diabas-Typus (mit porphyrischen Gefüge) wurden knollig ausgebildete SiO₂ Ausscheidungen festgestellt. Sobald aber die ersten schwarzen Schiefer auftreten, oder Karbonatgesteine sich lateral einschalten, tritt eine enorme SiO₂ Produktion auf, also zu einer Zeit, in der sich kein Vulkanismus bisher weit und breit hat nachweisen lassen. Das Auftreten der Kieselsäureproduktion setzt sowohl in der Kitzbühler als auch in der Salzburger Grauwackenzone zeitlich vollkommen übereinstimmend ein. Die Kieselsäureproduktion geht allerdings ihre eigenen Wege, ist also von einem anderen Diktator als die übrigen Sedimente, den wir bisher noch nicht kennen, abhängig.

e. Karbonatgesteine

Wie im vorhergehenden Abschnitt bereits erwähnt, sind mit den Kieselschiefern aufs engste die ersten d.h. ältesten Karbonatgesteine verbunden. Es sind dies einmal jene, die von den Dientner Schiefern über "Kalkphyllite" zu gebankten hellgrau anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrau erscheinenden Kalken mit Crinoidenhäckseln überleiten. Sie ziehen in einem mächtigen Zug über das Aufnahmegebiet noch weiter nach E, mit geringen Unterbrechungen bis St. Johann i. P. Eine ortsweise auftretende Bänderung ist das einzige auffallende Merkmal dieser Kalke, deren ehemaliges Gefüge entweder sehr eintönig war oder aber durch Umkristallisation völlig verwischt wurde. Ein zweiter Typus, der mit den kieseligen Sedimenten in engster Verbindung steht, stellt einen dunkelbraun bis ockerfarbenen anwitternden Kalkmergel. Es handelt sich hierbei um das interessanteste Karbonatgestein unseres Raumes, zumal das ursprüngliche Gefüge zum Großteil noch recht gut erkennbar ist. Wenn sich auch gewisse Schwankungen im Dünnschliffbereich ergeben haben, so findet man selten ein so gleichförmig gestaltetes Sediment wie dieses. Es sind feingeschichtete ostrakodenführende Kalkmergel (Tongehalt nicht nur diffus verteilt, sondern auch in Feinschichten). H. MOSTLER (1968 : 110) fand in den karbonatischen Anteilen (biogenreicher Mikrit) neben den bereits erwähnten Ostrakoden auch Calcisphären, Filamente, Skelettelemente von Crinoiden und Conodontenquerschnitte. Auffallend ist außerdem eine Konkretionsbildung innerhalb dieser Mergel, wobei sich die Konkretionen nicht scharf von dem umgebenden Sediment abheben. Bei starker tektonischer Beanspruchung werden diese infolge der primär gegebenen Inhomogenitätsunterschiede stark verschiefert, wobei die karbonatischen Areale in ein gleichmäßig körniges Calcitpflaster übergeführt werden, die tonigen Lagen in einen Serizit/Chlorit-Filz umkristallisierten.

Eine bemerkenswerte Stellung nehmen die Kalke des Hundsteins ein. Sie sind den Kalken der Steigwandmulde (=Kalke verbunden mit Dientner Schiefern) sehr ähnlich. Sie führen ortsweise sehr viel Crinoidenhäcksel; nach H. LOACKER (1962 : 36) wurden Kalke mit bis zu 80 % Crinoidenstielgliedern gefunden. Auffallend ist ihre isolierte Stellung. Nirgends konnte der sichere Nachweis einer primär sedimentären Verbindung mit den darunter oder darüber liegenden klastischen Sedimenten erbracht werden. Durch ihre Kompaktheit, Grobbankigkeit bilden sie markante Strukturen, deren vollkommenste in der Hundsteinantiklinalie (siehe Abb. 5...) und Steigwandmulde auftritt. Leider haben sich bisher die crinoidenreichen Kalke, die auch im Kitzbühler Raum, wenn sie auch sehr selten auftreten, noch nicht stratigraphisch erfassen lassen.

Vergleichen wir die Karbonatgesteine unseres bearbeiteten Raumes mit denen der Kitzbühler Grauwackenzone, so fällt ein Unterschied besonders auf. Im Kitzbühler Raum sind es fast ausschließlich Dolomitgesteine, während wir es hier nur mit Kalken zu tun haben, abgesehen von spärlichen Magnesit- und Sideritvorkommen, wie die Idealprofile aus beiden in Betracht gezogenen Bereichen (siehe Abb. 6) zeigen.

Dies wirft eine Reihe von Fragen auf.

1. Haben wir es mit primär unterschiedlichen Karbonatvorkommen zu tun?
2. Inwieweit spielen frühdiagenetische Umwandlungen eine Rolle?
3. Sind späte Dolomitierungen anzunehmen, die erst im Zuge der variszischen oder gar alpidischen Gebirgsbildung ausgelöst wurden?

Die erste Frage ist verhältnismäßig leicht zu beantworten, denn die primären Unterschiede sind gut erkennbar, d.h. es handelt sich um völlig verschiedene Ablagerungsmilieus. Die dabei mitbeteiligten Kieselsäureprodukte können wir hier ausklammern, da sie wie vorher erwähnt, vollkommen eigene Wege gehen. Im Kitzbühler Raum sind es schwarze laminierte Dolomite. Die Laminiierung wird durch einen Schüttungswechsel hervorgerufen. Es alternieren biogener Grobdetritus (vor allem Crinoidenstielglieder und Pinnulae etc.) mit Feindetritus bis Kalkschlamm. Die gleichalten Kalke auf unserem Kartenblatt sind tonig verunreinigt z.T. richtige Mergel. In diesem Milieu haben sich hauptsächlich Ostrakoden wohlgefühlt. Eine typische Beckenfazies! Aber wir haben es auch mit reinen Kalken zu tun, die sich aus aufgearbeiteten "Crinoidenrasen" zusammensetzen, ganz gleich, wenn sie auch jünger als die dunklen laminierten Dolomite sind, denn auch die unterdevonischen Dolomite im Kitzbühler Raum sind z.T. biogenreich; ein Großteil zeigt auch laminiertes Gefüge, z.T. sind es richtige Stromatolithe z.B. im Raum zwischen Schwaz und Brixlegg. Ein primärer Faziesunterschied bleibt auf jeden Fall. Damit ist allerdings noch nicht die Frage beantwortet, inwieweit frühdiagenetische Dolomitbildung zu berücksichtigen wäre. Sie muß auch zumindestens teilweise unbeantwortet bleiben. Für die höheren Teile des Schwazer Dolomites ist sie mit sehr großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen. Eins läßt sich jedenfalls, für alle oberpermischen bis unterdevonischen z.T. laminierten Dolomite sagen, daß sie zu oberpermischer Zeit schon als Dolomitgesteine vorlagen, wie die Komponenten der oberpermischen Konglomerate (Basalkonglomerate) zeigen. Damit ist vorerst einmal eine alpidische Dolomitierung auszuschließen.

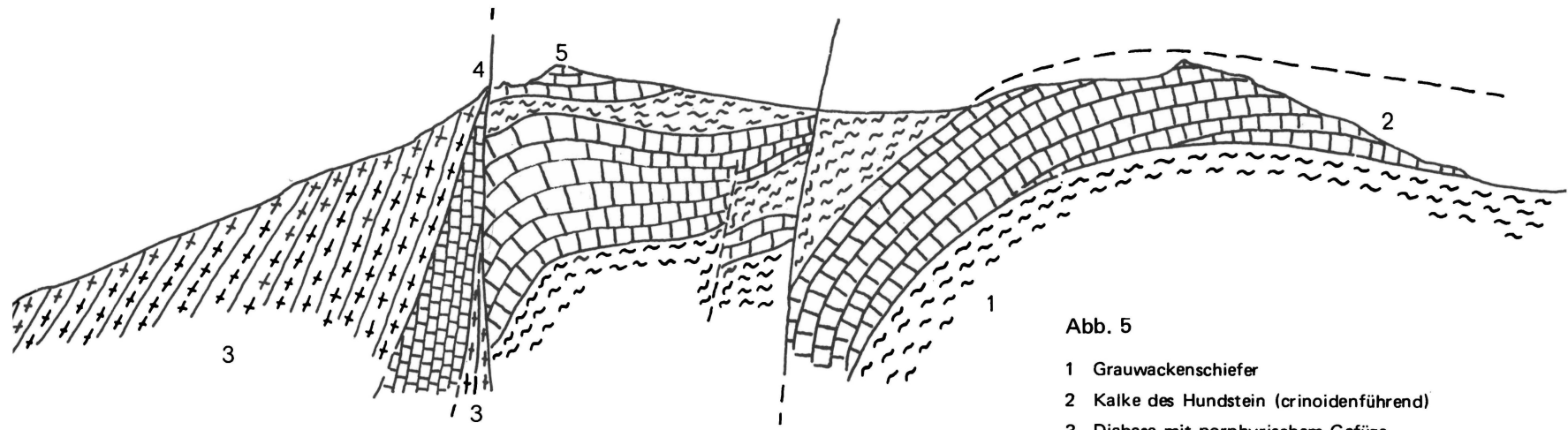
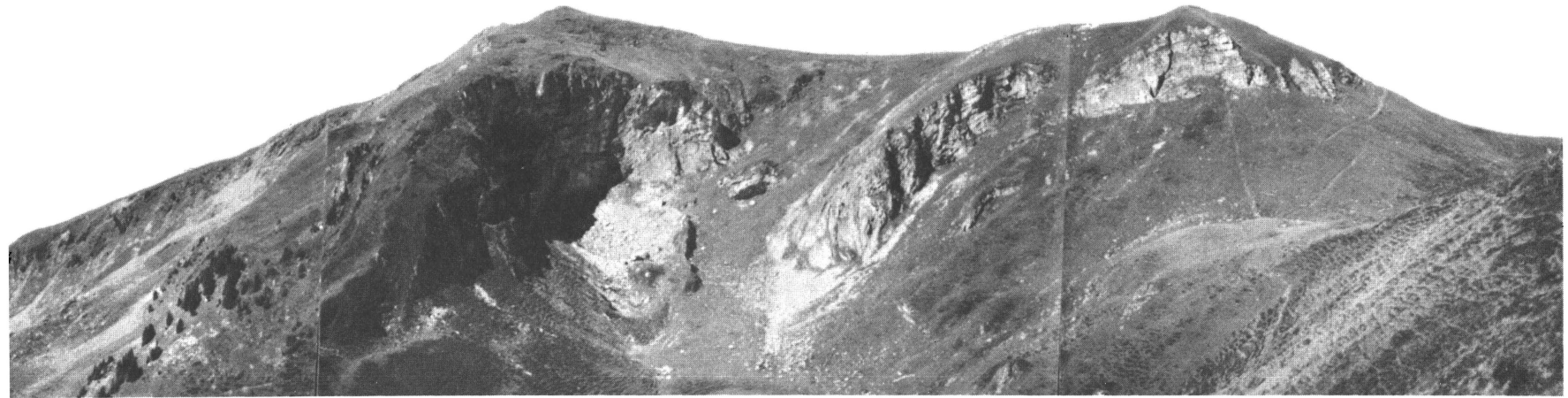


Abb. 5

- 1 Grauwackenschiefer
- 2 Kalke des Hundstein (crinoidenführend)
- 3 Diabase mit porphyrischem Gefüge
- 4 Hundsteinstörung (Störungsbündel)
- 5 Hundsteingipfel

	Zonen	Aufnahmegebiet K.F.Bauer H.Loacker H.Mostler		Kitzbüheler Raum
O.Ludlow	Conodonten			
	siluricus			
M.Ludlow	ploeckensis			
U.Ludlow	crassa			
	sagitta			
				Kalkmergel - Mergel

Im Vergleich mit den stratigraphischen Verhältnissen in den Kitzbühler Alpen einerseits und durch fossilbelegte Karbonatgesteine im Arbeitsraum östlich der Zeller-Furche, andererseits ist einer zeitliche Zuordnung der in den vorherigen Kapiteln besprochenen Gesteine möglich geworden (Abb. 7). Die Grauwackenschiefer mit ihren syngenetischen basischen Vulkaniteinschaltungen (Diabase, Proterobase, Diabas- und Proterobasspilite) sind in das Ordovizium einzustufen. Inwieweit höheres Kambrium daran beteiligt sein könnte, steht noch vollkommen offen. Die sauren Vulkanite (Porphyroide) bilden einen sehr markanten Leithorizont. Mit ihrem Auftreten wird die tiefere Serie der Grauwackenschiefer (H. MOSTLER 1968 : 120) abgeschlossen. Sie markieren die Ordoviz/Silur-Grenze. Im Salzburger Raum setzt sich die tonige Sedimentation in das Silur hinein fort und zwar sind es fast ausschließlich feinklastische Sedimente (Dientner Schiefer), die in ihren hangenden Partien bereits Kieselsäureeinschaltungen aufweisen, z.T. schon richtige Kiesel-schiefer führen, ganz im Gegensatz zum Kitzbühler Raum, in welchem vorherrschend Karbonatgesteine über den Porphyroiden folgen. Diese feinklastischen Sedimente, die über den so wichtigen an die Porphyroide gebundenen Konglomeraten folgen, sind in das höhere Llandovery bzw. untere bis mittlere Wenlock zu stellen. Mit den ersten richtigen Lyditeinschaltungen bewegen wir uns bereits im oberen Wenlock bzw. tieferen Unterludlow. Mit dem mittleren Unterludlow setzt sich die karbonatische Sedimentation vollkommen durch. Es handelt sich hierbei vor allem um Ostrakoden-führende Kalkmergel bis Mergel. Während wir die meisten Karbonatgesteine im zentralen Gebiet zeitlich im wesentlichen auf das mittlere Ludlow bzw. tiefere Oberludlow beschränken konnten, sind im SW des Arbeitsraumes auch hochsilurische, möglicherweise tief unterdevonische Kalke vorhanden. Jüngere Gesteine als Obersilur/tiefstes Unterdevon, wie sie im Kitzbühler Raum vorkommen *, konnten nicht nachgewiesen werden.

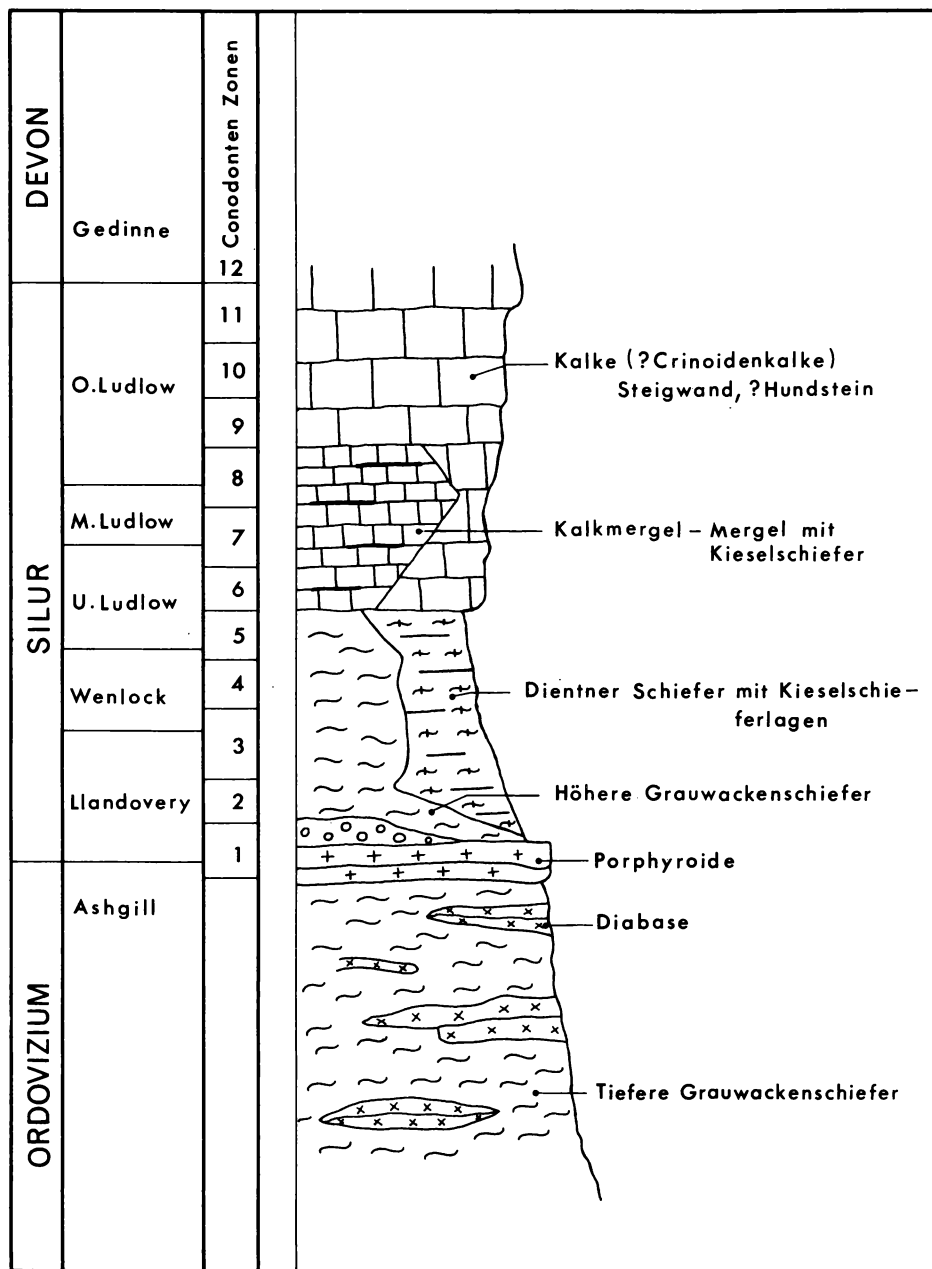
Conodontenfauna:

Conodontenführend sind nur die Kalke der Steigwandmulde und die Kalkmergel bis Mergel des Langecks, der Schwalbenwand und Klingspitze.

Kalke der Steigwandmulde:

Belodus triangularis STAUFFER
Hindeodella equidentata RHODES
Neoprioniodus bicurvates (BRANSONS & MEHL)
Neoprioniodus excavatus (BRANSON & MEHL)
Özarkodina media WALLISER
Paltodus unicostatus BRANSON & MEHL
Spathognathodus inclinatus (RHODES)
Spathognathodus cf. steinhornensis ZIEGLER

* A. MAVRIDIS & H. MOSTLER: Nachweis von Oberdevon in der Kitzbühler Grauwackenzone.
– Veröffentlichungen d. Universität Innsbruck 1969 (in Druck)



Aufgrund dieser Fauna, die aus den höheren Teilen der Steigwandkalke stammt, ist ober-silurisches bis unterdevonisches Alter anzunehmen. Sollten auch die tiefsten Teile des gleichen Alters haben, so würde dies bedeuten, daß die Dientner Schiefer auch noch höheres Silur vertreten können. Nach bisherigen lithostratigraphischen Ergebnissen scheint es aber nicht der Fall zu sein, d.h. die Dientner Schiefer reichen an allen studierten Profilen ausnahmslos nur bis in das höhere Unterludlow.

Kalk-Mergel vom Langeck:

Kockelella variabilis WALLISER
Neoprioniodus multiformis WALLISER
Ozarkodina media WALLISER
Plectospathodus extensus RHODES
Spathognathodus inclinatus inclinatus (RHODES)
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL)

Nach dieser Fauna sind die Kalkmergel bis Mergel vor allem durch das Auftreten von Kockelella variabilis in die crassa-siluricus-Zone nach O. H. WALLISER (1964:40) zu stellen, entspricht einer Zeitspanne von mittlerem Unterludlow bis zum oberen Mittel-ludlow. Eine genauere Einstufung ließ sich bisher nicht feststellen. Zeitlich diesen ganz entsprechend sind Conodontenfaunen aus der Schwalbenwand und Klingspitze, die hier zusammengefaßt werden können.

Kalkmergel der Klingspitze und Schwalbenwand:

Neoprioniodus excavatus (BRANSON & MEHL)
Neoprioniodus multiformis WALLISER
Plectospathodus extensus RHODES
Spathognathodus inclinatus inclinatus (RHODES)
Synprioniodina silurica WALLISER
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL)

Die Form Neoprioniodus multiformis ist hier ausschlaggebend für die Einstufung (crassa-siluricus-Zone).

4. Gesteine der Schieferhülle und deren prostratigraphische Stellung:

Auf den Gesteinsbestand südlich der Salzachtal-Linie wird nur kurz eingegangen. Es handelt sich vorwiegend um feinklastische Sedimente mit "phyllitischem Habitus" und z.T. stark umkristallisierten Karbonatgesteinen, den Klammkalken. Vereinzelt schalten sich in die feinklastischen Sedimente Grüngesteine ein (Chloritschiefer und Serpentine).

Bei den phyllitischen Typen handelt es sich um hellgrüne Serizit-Chlorit-Schiefer mit quarzitischen Zwischenlagen. Vereinzelt führen diese auch Fein- bis Grobkonglomerate;

letztere selten. Diese Gesteinsvergesellschaftung wurde von H. MOSTLER 1963 zu einer Serie der "Quarzit-Verrucano-Serie" zusammengefaßt. Die "Quarzit-Verrucano-Serie" entspricht lithologisch z.T. der Wustkogel-Serie von G. FRASL 1958 und wird aufgrund analoger Vorkommen in das Perm eingestuft.

Die teilweise in den grünen Serizit-Chlorit-Schiefern auftretenden "rauhwackoiden" Lagen mit einem Karbonatgehalt, der bis 30 % des gesamten Mineralbestandes stellen kann, macht es manchmal schwierig diese in das Perm einzustufen, da ganz ähnliche Typen von A. TOLLMANN 1963 in den Jura gestellt wurden. Jedoch sind nach unserer Ansicht die Gerölleinschaltungen (rosa Quarze, Kieselschiefer, etc.) eher ein Zeichen für die Zuordnung zum permischen "Verrucano".

In dieser Serie sind ab und zu Grüngesteine eingeschaltet. Sehr interessant sind Serpentin-körper, die sich weiter im E (H. MOSTLER 1964) als Abkömmlinge von Pikriten erwiesen haben. Neben kleinen Serpentin-körpern (mächtige Serpentin-körper treten erst weiter im S auf, E. BRAUMÜLLER (1939 : 53) sind es vor allem Chloritschiefer, Sie setzen sich hauptsächlich aus Chlorit zusammen, der Hornblende oder Augit pseudomorphosieren dürfte (zusammenhängende oft scharf begrenzte Chloritaggregate) Plagioklase (polysynthetisch verzwilligt) mit An-Gehalt von 5 %; teils in Zeilen, teils unregelmäßig verteilt tritt Epidot auf; mit ihm vergesellschaftet ist Titanit und Leukoxen. Interessant ist hier das Auftreten von Stilpnomelan, auf den schon E. BRAUMÜLLER (1939 : 53) aufmerksam machte *.

Als ein weiteres im östlichen Teil der Schieferhülle auftretendes wichtiges Bauglied, ortsweise direkt auf die Salzachtal-Störung stoßend, ist der Klammkalk anzuführen. Es sind zum Großteil graublau gebänderte Kalke, die aber auch starken Schwankungen sowohl was ihre Farbe als auch Gefüge betrifft ausgesetzt sein können. Auch wechselt der Tongehalt stark, sodaß von reinen Klammkalken alle Übergänge zu Kalkphylliten z.T. zu schwarzen Kalkphylliten bestehen. Die Klammkalke sind z.T. gut gebankt z.T. stark verschiefert. Sehr oft stellen sie riesige B-Tektonite. An ihrer Basis treten echinodermenreiche Quarz-Feldspat-Detritus-führende Kalke auf, die wiederum in sedimentären Zusammenhang mit den schwarzen Phylliten stehen. Allerdings fehlen diese schwarzen Schiefer in diesem von uns dargestellten Raum fast ganz, nur die Klammkalke sind noch in tektonisch tiefere Einheiten eingespießt. Ihre letzten Ausläufer überschreiten gerade noch das Wolfbachtal.

Abschließend sei noch eine kurze Betrachtung über die Auswirkung der Metamorphose im Bereich der Grauwackenzone sowie im nördlichen Abschnitt der Schieferhülle dargelegt. Südlich wie nördlich der Salzachtal-Linie finden wir gleiche Metamorphoseverhältnisse. In der Schieferhülle sind die Grüngesteine durch folgende Mineralsprossungen gekennzeichnet: Albit, Epidot, Chlorit, Aktinolith, Titanit und Stilpnomelan; die schwarzen Phyllite durch die Minerale Albit, Chlorit, Muskovit und Chloritoid. In der Grauwackenzone finden wir in den Diabasen des tektonischen Flügels, z.T. auch im pseudomorphosen

* E. BRAUMÜLLER spricht von Chrysobiotit = synonym Stilpnomelan (Chrysobiotit ist eine Bezeichnung, die H.P. CORNELIUS 1935 einführte und hierbei an eine bestimmte Biotitart dachte).

Flügel folgende Minerale: Albit (Anwachssäume), Chlorit, Epidot/Zoisit und Stilpnomelan. In den Porphyroiden und Serizitschiefern sprossen Albit (Anwachssäume), Stilpnomelan und ? Chloritoid, während sich in den klastischen Sedimenten Albit (Chlorit), Stilpnomelan und Chloritoid neu bilden.

Aufgrund dieser angeführten Mineralparagenese ist sowohl für die Gesteine der Schieferhülle (in unserem betrachteten Kartenbereich) als auch für die Grauwackenzone eine Thermo-Dynamometamorphose wirksam gewesen, die der niedrig temperierten Grünschieferfazies des Barrow Typs entspricht, und zwar ließen sich im südlichen Teil der Grauwackenzone und im nördlichen Teil der Schieferhülle die kritischen Minerale der Grünschieferfazies Chlorit, Stilpnomelan und Chloritoid nachweisen. Somit sind diese in die B.1 1 Quarz- Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies nach H. G. F. WINKLER (1967 : 92) zu stellen. Damit ist aber noch nicht belegt, ob die Metamorphose südlich und nördlich der Salzach gleich alt ist, bzw. ob tatsächlich die Metamorphose über die Salzachtal-Linie hinweggreift. Betrachten wir die beiden sicher posttektonisch gesproßten Minerale, Stilpnomelan und Chloritoid (sie bilden büschel- bis rosettenförmige Kristallaggregate), so dürften die Alter dieser sich nördlich und südlich der Salzach entsprechen, sind also junge Bildungen, die an tektonischen Grenzen nicht Halt machten. Nachdem aber schon in permischen Konglomeraten Gesteine der Grauwackenzone mit den Mineralen wie aktinolithische Hornblende, Epidot, Zoisit und Chlorit vorliegen, muß es jedenfalls auch eine variszische metamorphe Einförmigkeit in die Grünschieferfazies gegeben haben. Chloritoid und Stilpnomelan konnten in diesen Konglomeraten noch nicht nachgewiesen werden. Chloritoid tritt aber nur bei ganz speziellen Gesteinschemismus (G. HOSCHEK 1967 : 128) auf, sodaß es wohl eines großen Zufalles bedarf diese in Geröllen der permischen Konglomerate anzutreffen. So muß die Frage einer Trennung von variszischer und alpidischer Kristallisation noch offen bleiben.

Innerhalb der Grauwackenzone haben sich in dem von uns betrachteten Raum keine Metamorphoseunterschiede feststellen lassen, etwa Unterschiede bei tektonisch tieferen und höheren Einheiten.

5. Tektonische Verhältnisse

Die Gesteine der Schieferhülle, soweit sie unser Kartenblatt erfassen, gehören dem oberen Penninikum an. Zentralalpines Mesozoikum (Unterostalpin) wurde in diesem Raum nicht angetroffen. Die letzten Späne von zentralalpinem Mesozoikum, das an die Salzachtal-Störung herantritt, wurden kurz vor Lend (H. MOSTLER 1963) angetroffen. Weiter nach W laufen auch allmählich die Klammkalke aus, die ursprünglich zum Unterostalpin gerechnet wurden, später von A. TOLLMANN 1962 und H. MOSTLER 1963 zum Penninikum gestellt wurden, von ersteren dem Hochpenninikum zugerechnet. Der schräge Zuschnitt des Penninikums durch die Salzachtal-Störung bringt es mit sich, daß wir es weiter im W nur mehr mit Gesteinen der oberen Schieferhülle zu tun haben, tiefere Schieferhülle erst außerhalb unseres Kartenblattes an seine Stelle tritt. Wesentlich scheint es uns hier festzuhalten, daß Klammkalkspäne bzw. riesige B-Tektonite in tektonisch tiefere Einheiten der oberen Schieferhülle einspießen.

Der Verlauf der Salzachtal-Störung geht aus dem Kartenblatt hervor; erwähnenswert sind z.T. mächtige Mylonite (HEISSEL 1951, MOSTLER 1963) bzw. Kataklastite. Die Störung pendelt um die Vertikale, fällt bald steil nach S, bald nach N ein. Morphologisch ist sie zum Großteil sehr hervorstechend; markant ist die besonders deutliche B-Achsendivergenz nördlich und südlich davon. Im S sind es konstant 90° Achsen mit einem $5 - 20^\circ$ Abtauchen, während es im N im Bereich der Grauwackenzone B-Achsen sind, die um 110° streichen und im wesentlichen mit 20 bis 35° gegen E abtauchen (siehe Diagramme in der Karte). Damit sind wir bereits bei der Tektonik der Grauwackenzone angelangt, die wir im Detail im folgenden besprechen wollen. Zunächst, als grober Überblick sei angeführt, daß sich das Gebiet grundsätzlich in zwei tektonische Abschnitte gliedern läßt und zwar in einen südlichen, steilen Sattel-Muldenbau und in einen nördlichen flach liegenden Schuppenbau, verbunden mit inversen Deckschollen. Anhand der beigegebenen Profile kann man sehr schön den Sattel-Muldenbau verfolgen. Ganz im S von der Salzach in dem Bereich, in welchem die klastischen Gesteine einen "quarzphyllitischen Habitus" aufweisen, ist der Sattel-Muldenbau nicht mehr nachzuweisen, sondern es kam dort ortsweise zu einer starken Verschuppung, wobei diese schmale Schuppungszone steil gestellt wurde, und wohl mit der Salzachtal-Störung in Verbindung zu bringen ist. Allerdings verliert sich dieser steil stehende Schuppenbau in der Nähe von Lend vollkommen.

Verfolgen wir das Profil 1, das nach Überschreiten der Salzachtal-Linie die Grauwackenzone erreicht, so treffen wir zunächst auf einen sehr schmalen steilstehenden Schuppenbau, der kurz vor Erreichen des Michel-Grabens in einen steilstehenden Sattel-Muldenbau überleitet, wobei das Ausheben der von E heranreichenden Steigwandmulde noch mit berücksichtigt wurde. Aber schon im oberen Michelgraben taucht ein weitbespannter Sattel auf, dessen Nordschenkel sehr flach unter dem Westteil der Schwalbenwand abtaucht. Diese Antiklinale wird aus ordovizischen Subgrauwacken, Grüngesteinen und Tuffen aufgebaut. Sie führt auf gut 3 km Länge eine Blei-Zink-Vererzung (G. J. HADITSCH & H. MOSTLER 1968), die sich erst aufgrund einer genauen tektonischen Analyse dieses Raumes eindeutig auf diese Längenerstreckung als ununterbrochene Vererzung erwiesen hat. Der Nordschenkel dieser eben genannten Antiklinale wird von einer Deckscholle überlagert, die eine inverse Schichtfolge aufweist. Es ist dies die Schwalbenwand-Scholle, die im Hangendsten ordovizische Subgrauwacken führt, darunter Porphyroide, die z.T. noch intern verschuppt sind; unter den Porphyroiden (Ordoviz/Silur-Grenzhorizont) folgen an sie gebundene Konglomerate, denen nach unten hin Subgrauwacken (Llandovery-Wenlock) und Kalkmergel-Mergel (unteres bis mittleres Ludlow) folgen. D.h. die Karbonatgesteine stoßen direkt an die ordovizische Basisserie. Allerdings ist die tektonische Linie keineswegs scharf, sowie etwa eine Reihe von alpidischen Überschiebungsbahnen, sondern diese tektonische Bahn ist in sich stark gestört, teilweise durch Internschuppung nicht immer im Gelände genau lokalisierbar.

Das zweite Profil trifft zunächst wieder auf die steile Schuppungszone im S, durchschreitet dann den Westteil der Honigkogel- und Steigwandmulde; letztere mit Südvergenz, und trifft dann auf die gestörte und verschuppte Antiklinale des Hundsteins. Die Hundstein-Störung, die auf 6 km sich in E-W-Richtung verfolgen läßt, ist eine sehr bedeutende tektonische Linie. Sie zerbricht und zerstückelt den von Thumersbach bis zum Hundstein verlaufenden Antiklinalzug. Sie hat auch insofern Bedeutung, als sie die Vererzung im

Michelgraben (Thumersbach) abschneidet, ohne daß die Erze an der Störungszone mobilisiert wurden ist diese jünger als die Vererzung. Hier soll auch gleich das Ansichtsprofil (siehe Abb. 5...) des Hundsteins besprochen werden, das einen Einblick in die Internektontik geben soll. Typisch sind die strukturerhaltenden Karbonatgesteine, wie sie im Ostteil zunächst auftreten. Diese werden von einer Störung abgeschnitten bzw. der Nordteil gehoben unter starker Verquetschung der Subgrauwacken. Eine weitere Störung, die mit der Hundsteinstörung in Verbindung steht bzw. einen lokalen Ableger stellt, bricht den südlichsten Teil der Antiklinale nochmals unter teilweisen Schleppungen, wobei der äußerste Teil der Hundsteinkalke steilgestellt wurde und sich dem Streichen und Fallen der Hundsteinstörung anpaßte. Abgesplitterte Späne von kleinen Karbonatgesteinskörpern stecken in z.T. stark gequälten Subgrauwackenschiefern.

Verfolgen wir nun das Profil 2 vom Hundstein gegen N zum Langeck, so finden wir dort dieselbe tektonische Position, wie an der Schwalbenwand. Die Antiklinale, wenn auch im S stark zerstückelt, weist im N einen flach nach N abtauchenden Schenkel auf, der wiederum analog zur Schwalbenwand eine inverse Deckscholle trägt; allerdings ist die Unterlage an der Basis der Langeck-Scholle stark geschuppt. Betrachten wir den Nord-Abschnitt des Profiles 3 gleich mit, so fällt besonders die Umgebung der Klingspitze heraus, die aus einem flach liegenden Schuppenbau besteht, der wiederum als Ganzes gefaltet wurde. Es handelt sich hier um eine "einfach potezierte Faltung" im Sinne von A. TOLLMANN (1968 : 61). Der Schuppenbau der Klingspitze ist durch die Ergebnisse der conodontenstratigraphischen Untersuchungen belegt.

Werfen wir noch kurz einen Blick auf den S-Abschnitt des Profiles 3, so fällt zunächst auf, daß von dem schmalen Schuppenbau der unmittelbar nördlich der Salzachtal-Störung im W unseres Kartenblattes noch gut faßbar ist, im E allmählich flacher wird, d.h. sich nicht mehr der Salzachtal-Linie anpaßt. Plausible Gründe hierfür haben sich noch nicht erbringen lassen.

Abschließend seien noch zwei weitere Störungen genannt. Es ist dies einmal die N-S-streichende Störung, die die südvergente Steigwandmulde in Form eines ac-Bruches durchschlägt. Sie kann bis zur Klingspitze verfolgt werden, wo sie die sonst unter die Kalk-Kieselschiefer-Serie der Klingspitze hineinziehenden Porphyroidkörper um gut 100 anhebt. Als weitere Störung ist noch ein E-W-verlaufender steiler Bruch zu nennen, der den N-Teil der Schwalbenwand-Deckscholle abschneidet, bzw. die Diabase (mit porphyrischem Gefüge) stark anhebt. Die vielen kleinen Störungen, die sich am besten in den Karbonatgesteinskörpern studiert werden können, wurden nicht weiter ausgewertet; dies bliebe nun nach Kenntnis der Stratigraphie und des tektonischen Großbaues Aufgabe einer kleintektonischen Gefügeanalyse.

Das Gebiet der nördlichen Grauwackenzone östlich der Zeller-Furche wurde im Abschnitt zwischen Zell am See und Lend unter Einbeziehung der Salzachtal-Störung und eines schmalen Streifens der oberen Schieferhülle geologisch aufgenommen, conodontenstratigraphisch überarbeitet und tektonisch analysiert. Die wichtigsten Ergebnisse wurden in einer geologisch-tektonischen Karte 1 : 50.000 festgehalten.

Nach einer Besprechung der vorherrschendsten Gesteinstypen, wobei vor allem ein Hauptgewicht auf die Grünschieferhülle gelegt wurde (besonders auf die Untergliederung der Diabase), wurde speziell auf die Porphyroide hingewiesen, die sich durch die gesamte Grauwackenzone verfolgen lassen und auch im Gebiet östlich der Zeller-Furche recht häufig auftreten.

Stratigraphische Einstufung der gesamten Schichtfolge, sowie Vergleiche mit der Kitzbühler Grauwackenzone, standen im Vordergrund der Betrachtungen. Als wichtigste Ergebnisse seien hier klastische Schichtfolgen, die vom Ordoviz bis ins mittlere Silur reichen, genannt, ohne daß sich Karbonatgesteine in diesem Zeitabschnitt entwickelten, wie etwa in den Kitzbühler Alpen. Außerdem wurden erstmals Faziesgegensätze des mittleren und höheren Silurs zwischen dem von uns aufgenommenen Bereich von der Kitzbühler Grauwackenzone aufgezeigt. In ersterem sind es nur Kalkgesteine, in letzterem fast ausschließlich Dolomite.

Ganz kurz wurde auf Metamorphosefragen eingegangen, wobei sich nachweisen ließ, daß sowohl im schmalen Streifen der Schieferhülle, als auch im Südteil der Grauwackenzone durch die Mineralparagenesen Albit, Epidot, Chlorit, Aktinolith, Titanit und Stilpnomelan, sowie Albit, Muskowit und Chloritoid die niedrig temperierte Grünschieferfazies des Barrow-Typs wirksam war, die sich der B 1. 1 Quarz-Muskovit-Chlorit-Subfazies (H. G. F. WINKLER 1967) zuordnen läßt.

* Anschrift der Verfasser: Dr. K. Franz Bauer, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, Wien III; Dr. Hermann Loacker, Vorarlberger Illwerke, Rotund bei Schruns, Vorarlberg; Univ.-Doz. Dr. Helfried Mostler, Geologisch-Paläontologisches Institut, Universitätsstr. 4, Innsbruck, Tirol.

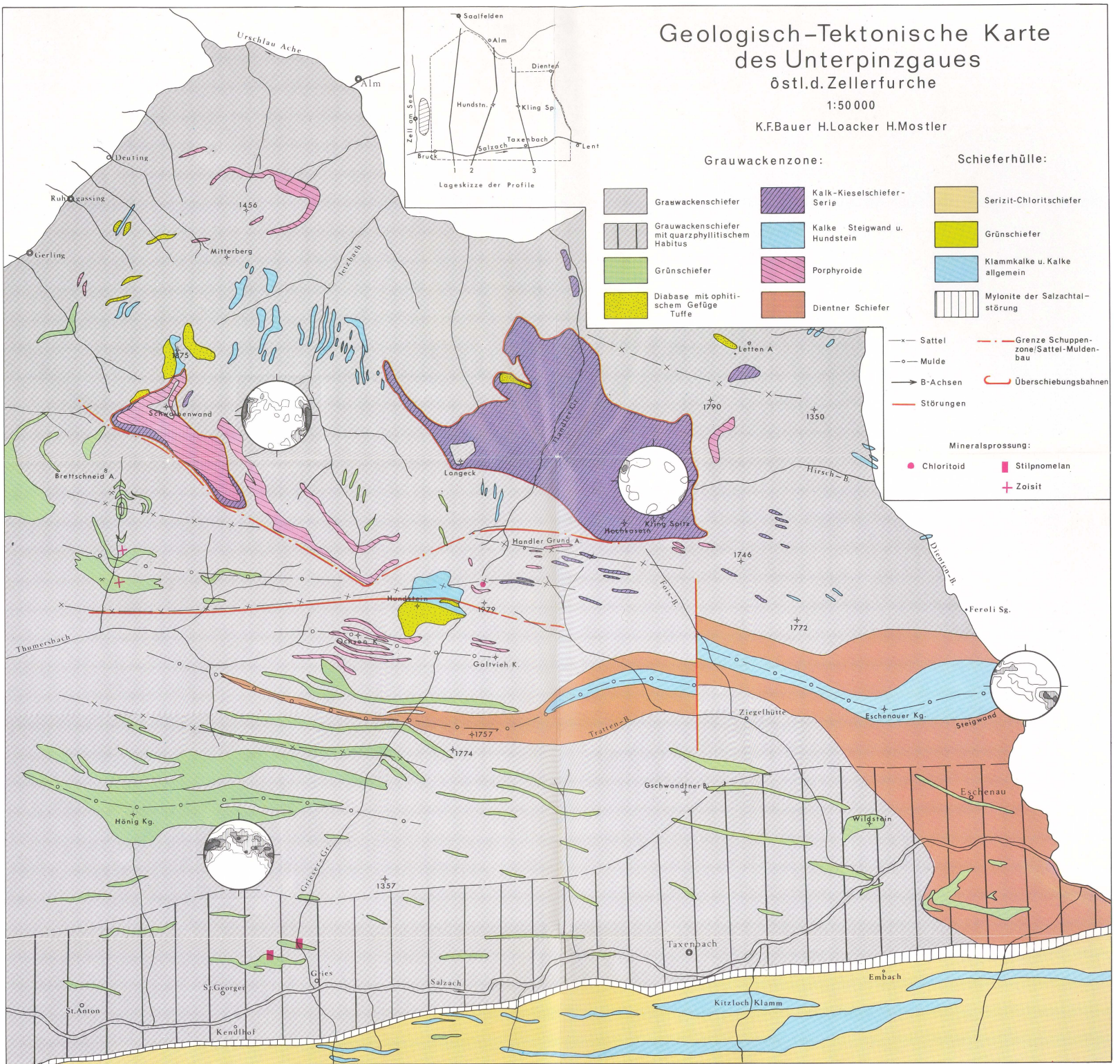
- ANGEL, F.: Über die spilitisch-diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. — Mitt.Geol.Ges. Wien 1955, 48, Wien 1955 a.
- ANGEL, F.: Über Diabasformen aus dem Bereich des Murauer Paläozoikums. — Verh.Geol.B.A., Wien 1955 b.
- ANGEL, F. & HANSELMAYER, J. & F. LASKOVIC: Drei Sonderfälle aus der Porphyroidmasse des Laming-Tales bei Bruck/Mur, Obersteiermark. — Min.Mitt.Bl.Joanneum 1/2, Graz 1966.
- BAUER, F.: Beiträge zur Geologie der Dientner Berge zwischen Dientner Bach und Grießer Graben. — Unveröff.Diss.Univ.Innsbruck 1962.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. — Mitt.Geol.Ges.Wien 30/31, (1937, 1938) 37 — 150, Wien 1939.
- DIETRICH, V.: Geosynklinaler Vulkanismus in den oberen penninischen Decken Graubündens (Schweiz). — Geol.Rundsch. 57, 246 — 264, Stuttgart 1967.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb.Geol.B.A., 101, 323 — 472, Wien 1958.
- FÜCHTBAUER, H.: Der Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Sandsteindiagenese in mittleren Buntsandstein. — Sediment.Geol. 1, 159 — 179, Amsterdam 1967.
- HADITSCH, J.G. & H. MOSTLER: Die Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätte Thumersbach bei Zell am See (Nördliche Grauwackenzone, Salzburg). — Archiv f. Lagerstättenforsch. i.d. Ostalpen, 5, 170 — 191, Leoben 1967.
- HEISSEL, W.: Grauwackenzone der Salzburger Alpen. — Verh.Geol.B.A., Sonderheft A, Wien 1951.
- HOSCHEK, G.: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid. — Contr.Mineral. and Petrol. 14, 123 — 162, 1967.
- HUCKENHOLZ, M.G.: Der gegenwärtige Stand in der Sandsteinklassifikation. — Fortschr. Min. 40, 1963.
- KÜHN, O.: Lexique strat. internat. 1, Europe, fasc. 8, Antriche 6465. Paris (CNRS) 1962.
- LOACKER, H.: Beiträge zur Geologie der Dientner Berge zwischen Zeller-Furche und Grieser Graben. — Unveröff.Diss., Innsbruck 1962.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt.Geol.Ges.Wien 44, 1 — 84, Wien 1953.
- MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl. und des Kleinarl-Tales (Salzburg). — Verh. Geol.B.A. Wien, 132 — 135, Wien 1963.
- MOSTLER, H.: Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstalstörung und der sie begleitenden Gesteine. — Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. 14, 185 — 196, Wien 1964.
- MOSTLER, H.: Geologische Aufnahmen 1965 auf Blatt St. Georgen (124/3) Verh.Geol.B.A., Wien 1966.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). — Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud. 18, 1967, 89 — 150, Wien 1968.
- OHNESORGE, Th.: Aufnahmsbericht über Blatt Kitzbühel — Zell a. See. — Verh.Geol.B.A. 1925, Wien 1926.
- RONNER, F.: Systematische Klassifikation der Massengesteine, 380 S, Springer-Verlag Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. — Geol.Rundsch. 52, 226 — 237, Stuttgart 1962.

- TOLLMANN, A.: Das Westende der Radstätter Tauern (Tappenkarberge). – Mitt.Geol.Ges.Wien 55 (1962) 85 – 125, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Potenzierte Faltung in den Ostalpen. – Geotekt.Forsch. 29, 60 – 80, Stuttgart 1968.
- TRÖGER, W.E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. – Berlin 1935.
- TRÖGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale Teil 1. – Stuttgart 1959.
- TRÖGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. – Stuttgart 1967.
- WALLISER, O.H.: Conodonten des Silurs. – Abh.Hess.L.A.Bodenforsch. 41, Wiesbaden 1964.
- WINKLER, H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine, 2. Auflage. – Springer-Verlag, Berlin 1967.

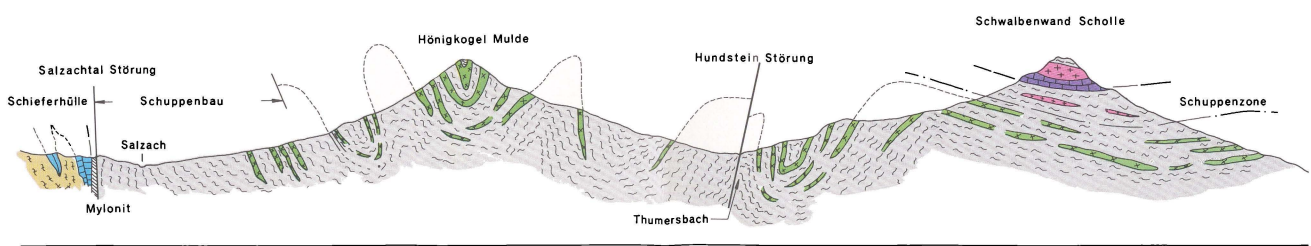
Geologisch-Tektonische Karte des Unterpinzgauer östl.d.Zellerfurche

1:50 000

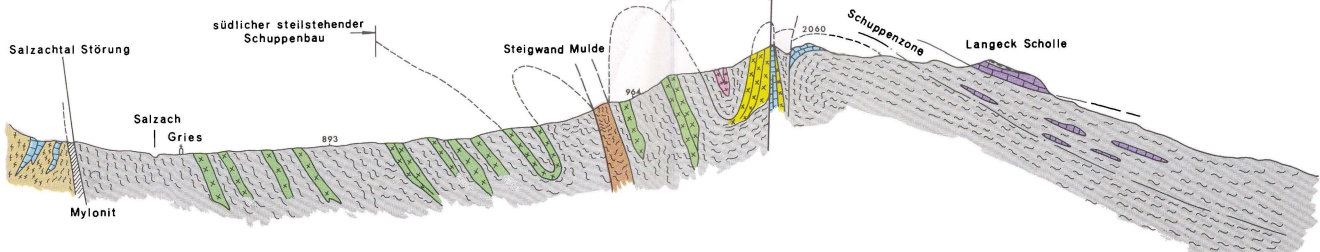
K.F.Bauer H.Loacker H.Mostler



Profil 1
1:50000



Profil 2
1:50000



Profil 3
1:50000

