

Der Berglerstollen am Westrande des Unterengadiner Fensters (Paznaun)

Von Otto Reithofer ¹⁾

(Mit Tafeln I und II)

Vorwort

Im Jahre 1949 erschien zum 60. Geburtstag von Professor Doktor R. v. Klebelsberg in den Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum in Innsbruck ein Festband. Die von mir aus diesem Anlaß vorgesehene Arbeit „Geologische Ergebnisse beim Bau des Freispiegelstollens Gaschurn—Latschau im Montafon, Vorarlberg“ konnte in den Festband nicht aufgenommen werden, da sie außertirolisches Gebiet betrifft. Diese Arbeit sollte im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt erscheinen. Ihre Drucklegung war aber wegen der umfangreichen Tafeln bisher nicht möglich und wird es auch in absehbarer Zeit nicht sein. Ich möchte daher vorliegende Arbeit, die nur Tiroler Gebiet betrifft und damit besser in den Rahmen der Festschrift paßt, wenn auch verspätet, dem Gedenken meines verehrten Lehrers widmen.

Der Vorarlberger Illwerke Aktiengesellschaft danke ich für die Unterstützung meiner Arbeit und für die Genehmigung zur Veröffentlichung ergebenst.

Den Herren Ingenieuren der Projektierungsabteilung der Vorarlberger Illwerke in Rodund, der Hauptbauleitung Obervermuntwerk-Rodundwerk der E. A. G. vorm. Lahmeyer & Co. in Schruns, der örtlichen Bauleitungen und der Baufirmen danke ich für die zahlreichen Hilfeleistungen herzlich.

Einleitung

Der Berglerstollen liegt im hinteren Teil des Paznauntales südlich von Mathon (auf Blatt Mathon 170 der Österreichischen Karte 1:50.000). Der nördlich des Berglerkopfes aus dem Fimbertal ins Laraintal führende Stollen ist der östlichste Freispiegelstollen der Bachüberleitungen nach Vermunt der Vorarlberger Illwerke. Seine Lage ist dem Lageplan i. M. 1:25.000, Tafel I zu entnehmen (siehe auch Reithofer 1951, S. 107). Das Ostportal dieses Stollens liegt rund 450 m südlich vom Boden W. H., während sein Westportal etwa westsüdwestlich der früheren, inzwischen abgetragenen Außer Larainalpe liegt (Stollensohle in 1842-96 m Seehöhe). Der östlichste Teil des Stollens verläuft bis zur Einmündung der Klärkammern ungefähr gegen SW. Er diente während des Baues als Zugangsstollen. Durch diesen Stollenabschnitt wird bei der Entleerung der Klärkammern der sich dort ansammelnde Sand und Kies wieder nach außen in den Fimberbach gespült. Etwas westlich der Einmündung der Klärkammern liegt die Sohle bei Stollenmeter 73-17 in 1851-74 m Höhe. Von diesem Punkt an hat der

¹⁾ Adresse: Geolog. B. A., Wien, III.

Freispiegelstollen gegen die Außer Larainalpe einen etwa N 82° W gerichteten Verlauf. Nur in seinem westlichsten Teil schwenkt er etwas mehr gegen N ab. Der Stollenvortrieb wurde am 1. August 1951 begonnen, die Betriebsaufnahme erfolgte am 3. Oktober 1953. Die geologische Aufnahme des Berglerstollens wurde in der Zeit vom 5. bis 9. Juli und vom 23. Oktober bis 12. November 1952 in gleicher Weise durchgeführt wie die des Zaverna-Stollens (Reithofer 1951, S. 106).

Die Flyschkuppe südsüdwestlich vom Boden W. H.

Etwa 450 m südsüdwestlich vom Boden-W. H. erhebt sich unmittelbar auf der W-Seite des Fimberbaches eine Kuppe, die von zum Teil ziemlich stark gefaltetem Flysch aufgebaut wird. Der Rücken dieser Felskuppe ist flach und von kristallinem Blockwerk überstreut. Gegen W fällt ihre Oberfläche mäßig steil ab, während sie gegen O mit einer über 80 m langen und bis über 15 m hohen Felswand steil abbricht. Es ist sehr eigenartig, daß der sonst gegen Erosion weniger widerstandsfähige Flysch aus der Mitte des heutigen Talbodens nach Art eines Inselberges emporragt. Die drei großen aus diesem Felsrücken herausgesprengten Klärkammeru haben einen ausgezeichneten Einblick in den Aufbau dieses Inselberges vermittelt. Es handelt sich hier vorwiegend um zum Teil stark gefaltete, dünn- bis dickgebankte, hell- bis mittelgraue, meist feinkörnige, kalkige Quarzsandsteine, die sich durch große Härte auszeichnen. Trotz des großen Querschnittes dieser Felshohlbauten und der geringen Felsüberdeckung erwiesen sich diese Gesteine als durchaus standfest. Diese prachtvollen Aufschlüsse lassen mit Sicherheit erkennen, daß es sich hier um einen größeren, infolge seiner Härte erhalten gebliebenen Erosionsrest von anstehendem Flysch handelt und nicht um den Rest einer von O heruntergekommenen Rutschmasse. Dafür spricht auch die Lage der Schichtung der Gesteine und die ihrer B-Achsen, die sehr gut mit der auf der O-Seite des Fimberbaches als auch mit der im Stollen westlich des Felsrückens übereinstimmen.

Der Berglerstollen

Alle Angaben in der folgenden Beschreibung beziehen sich, falls nichts anderes angegeben wird, auf die nordwestliche bzw. nördliche Ulme an der Sohle.

Bei dem auf der N-Seite des oben angeführten Felsrückens liegenden O-Portal wird der Flysch von mehrere m mächtigem Hangschutt mit einer dünnen Humusdecke (1, siehe Tafel II!) überlagert. Der dem Unterostalpin des Unterengadiner Fensters angehörende Flysch (2) baut auf der W-Seite des Fimbertales, fast überall von Schutt überdeckt, die unteren Gehänge des Berglerkopfes auf und reicht hier bis zum Stollenmeter 571.8 nach W. Vom Portal bis 67 m (bis 23.8 m Getriebezimmerung, dann Kopfschutz bis 33 m) stehen vorwiegend ± dickgebankte, mittelgraue, kalkige Sandsteine an, die zum Teil stark gefaltet sind. Die Falten lassen sich im Stollen aber nie weiter verfolgen, es sind immer nur einzelne Faltenstücke erkennbar. Zwischen 55 und 66.5 m münden die Klärkammern in den Stollen ein. Zwischen 67 und 96 m ist der Flysch meist dünngeschichtet (1 bis 2 und mehr cm), wobei die Schichtung teilweise wenig deutlich ist. Dem Abfall der Oberfläche des Felsrückens entsprechend, verläßt der Stollen bei 105 m

den anstehenden Flysch (Getriebezimmerung von 97 bis 163.2 m). Nach Durchfahrung einer über 7 m langen Schuttstrecke (3) wurde ein großer Muskowitgranitgneisblock (4) angetroffen, dessen Bankung aber nicht recht erkennbar war. Dieser Block liegt auf seiner W-Seite teilweise auf anstehendem Flysch, dessen Oberfläche zwischen 116 und 120.8 m wieder auftaucht und bis 1 m über die Stollensohle emporragt. Auf der W-Seite dieses großen Blockes verbleibt der Stollen noch auf einer über 25 m langen Strecke im Schutt. Es handelt sich um Schotter, dessen kleine bis über kopfgroße Stücke meist gut gerollt sind. In diesen Schottern treten auch einzelne größere eckige Blöcke mit einem Durchmesser bis über 0.5 m auf. Zwischen 107 und 110 m liegt über dem First ein großer Gneisblock, der von feinem Schotter (Stücke bis ein paar cm $\varnothing$) unterlagert wird. Über das Alter dieser wahrscheinlich ziemlich jungen Schotter läßt sich nichts aussagen. Sie werden von einem Schuttkegel überlagert, dessen Material aus eckigen Kristallinstücken besteht. Die Grenze zwischen diesen beiden Schuttarten wurde nicht aufgeschlossen.

Bei 146.1 m taucht die Felsoberfläche wieder empor und erreicht bei 150 m den First. Zwischen 151 und 155 m ragt sie etwas darüber empor, während sie zwischen 156.6 und 159.7 m wieder ungefähr in Firsthöhe liegt. Bei 158 m reicht grober Schotter auf der nördlichen Ulme etwas in den Stollen herab. Bis 202 m treten dünn- bis dickgeschichtete kalkige Sandsteine mit einzelnen dunkleren Schieferlagen auf, deren Schichtung ziemlich deutlich ist. Besonders im äußeren Teil sind die Gesteine stärker gefaltet. Bis 210 m folgen sehr dickgebankte kalkige Sandsteinlagen, an die sich bis 235 m vorwiegend dickgebankte, hellgraue bis mittelgraue, kalkige Sandsteinlagen mit einzelnen Zwischenlagen von Schiefern anschließen. Von 210 bis 220 m ist die Schichtung meist deutlich, während sie bis 235 m undeutlich ist. Auch die Faltung ist hier schlecht erkennbar. Bei 231 m zieht eine Störung durch, längs der das Gestein mylonitisch und weich (= m. w.) ist (Kopfschutz von 226 bis 236 m).

Bei allen Zahlenangaben zwischen 202 und 494.6 m, die den Gesteinswechsel im Flysch und dessen Beschaffenheit betreffen, ist zu berücksichtigen, daß sie sich auf die südliche Ulme (an der Soble) beziehen. Bis 246.5 m stehen deutlich geschichtete, dünnere, hellgraue bis graue Sandsteinlagen und Schiefer an, an die bis 250 m stärkere, aber undeutlich gebankte solche Lagen grenzen. Bis Stollenmeter 270 wurden ganz dünn geschichtete (± 1 bis ein paar cm) hellgraue bis mittelgraue Sandsteinlagen mit einzelnen dunkleren Schieferlagen durchörtet und bis 285 m fast nur sehr undeutlich geschichtete, starke, hellgraue bis graue Sandsteinlagen. Bis 294 m wechsel-lagern dünne, harte Sandsteinlagen mit grauen und dunkelgrauen Schiefern, während letztere zwischen 294 und 336 m vorherrschen. Bis 332 m ist die Schichtung viel deutlicher, während westlich davon die Schiefer stärker gefaltet und verknetet sind. Zwischen 304 und 318.2 m handelt es sich fast nur um stark gefaltete und gestörte Schiefer (Einbau von 300 bis 319 m). Zwischen 313 und 317.2 m erfolgte später ein Einbruch, wobei es im First zur Bildung eines kleineren Kamins kam. Eine weitere nicht ganz standfeste Strecke fand sich 13 m weiter westlich (Einbau von 332.1 bis 335.8 m). Bis 368 m treten die Schieferlagen zugunsten der mehr dicker gebankten harten Sandsteinlagen stärker zurück. Zwischen 344 und 345 m wurde eine über 1 m starke, hellgraue Sandsteinlage beobachtet.

Bis 492 *m* wurden ganz dünngeschichtete dunkelgraue Schiefer mit vereinzelt, immer helleren, harten, kalkigen Sandsteinlagen, die mitunter auch linsenförmig sind, aufgeschlossen. Die einzelnen Tonschiefer- und Mergelschieferlagen haben eine Stärke von einigen *mm* bis *cm*. Bis 384 *m* ist die Schichtung deutlich, bis 390 *m* sind die Schiefer mehr verknietet und die Schichtflächen daher meist uneben. Bis 404 *m* sind die Schichtflächen wieder deutlich erkennbar, eben und nicht mehr gefaltet und verknietet wie auf der langen Strecke westlich davon bis 492 *m*. An mehreren Stellen sind diese Schiefer infolge stärkerer Störung nicht mehr ganz standfest (Kopfschutz von 422.2 bis 426.2 *m* und von 435.4 bis 440.5 *m*, Einbau von 442.2 bis 446 *m*, Kopfschutz von 466 bis 470 *m* und Einbau von 480.4 bis 484 *m*). Bis 498.3 *m* herrschen wieder die grauen, kalkigen Sandsteine gegenüber den Schiefen vor. An die hier undeutlich geschichteten Sandsteine schließen nach W ziemlich mächtige dunkelgraue bis schwärzliche Schiefer an. In ihnen treten bis 508 *m* einzelne hell- bis mittelgraue, meist sehr feinkörnige Sandsteinlagen auf. Die Schiefer sind bis 527 *m* nur mäßig stark gestört und größtenteils noch standfest (Einbau von 505.8 bis 510 *m*). Sie sind hier aber verfaltet und etwas verknietet und lassen die Schichtung meist nur undeutlich erkennen. Westlich von Stollenmeter 527 sind die Flyschschiefer stark gestört und größtenteils nicht mehr ganz standfest (Einbau von 530.8 bis 552 *m* und von 555.8 bis 568 *m*). Innerhalb dieser Schiefer tritt zwischen 540.7 und 546 *m* ein Schubspan von mylonitischem Kristallin (5) auf. Dieses ist mit den Schiefen im Liegenden und Hangenden verknietet und nur mehr zum Teil als Muskowitgranitgneis erkennbar. Im Liegenden dieser Kristallinscholle sind die Hangendpartien der Schiefer besonders stark gestört und verknietet und die Kalzitadern teilweise zu Augen ausgewalzt. Auch bei 571.8 *m* sind die grauen bis dunkelgrauen Flyschschiefer im Liegenden der Überschiebung innerhalb einer ein paar *m* breiten Zone außerordentlich stark gestört und verknietet, während die Störungen auf der übrigen Strecke bis zur Hangendgrenze des Schubspans nicht allzu stark sind. In den Schieferstrecken der ganzen Flyschzone kommt es dort, wo die Schiefer steil stehen und ihr Streichen $\pm$ parallel zu den Ulmen verläuft, verhältnismäßig rasch zur Bildung von Fugen, die sich langsam erweitern. Die Schiefer blättern dann im Verlaufe der Zeit mit 1 bis ein paar *dm* starken Lagen von den Ulmen ab.

Im Berglerstollen ist die Überschiebung des Silvrettakristallins auf den Flysch des Unterengadiner Fensters ausgezeichnet aufgeschlossen. Die fast ebene Schuhfläche taucht hier mit etwas mehr als 20° gegen W hinab. Es handelt sich hier um einen stark quarzitischen Schiefergneis, der mit dünnen bis mehrere *m* mächtigen hellgrauen bis grauen, ganz feinkörnigen Quarzitlagen (6) wechsellagert. Stellenweise herrscht der Quarzit vor, der zum Teil ganz dünn gebankt (einige *cm*) oder auch ganz dünn gebändert (einige *mm*) ist. Daneben finden sich immer wieder auch mehr massige Quarzitlagen. Die Bankung des Schiefergneises ist meist ziemlich undeutlich, während die Quarzitlagen vielfach deutlich gebankt sind. Infolge dieses ständigen Wechsels der beiden Gesteinsarten, die $\pm$ stark von meist ganz dünnen Pseudotachylitadern durchsetzt werden, ist ihre Trennung auch bei einer in einem großen Maßstab durchgeführten Stollenaufnahme nicht möglich. Die Liegendpartien dieses Gesteins sind an der Überschiebungsfläche nicht allzu stark diaphoritisches. Das Gestein liegt

hier zwar ziemlich flach, aber sein Streichen und Fallen läßt sich nicht messen. Erst bei Stollenmeter 620 war die Lage des quarzitisches Schiefergneises einwandfrei festzustellen. Aber auch weiter westlich ist seine meist flache Lagerung vielfach nur recht undeutlich zu erkennen (bis 770 m).

In den Schiefergneisen und Quarziten des Berglerstollens sind Querklüfte $\perp$ B ziemlich häufig. Auch Pyritspuren sind hier nicht selten. Der quarzitisches Schiefergneis ist bis 927·9 m größtenteils nicht sehr stark gestört und sehr fest. Bei 927·9 m wurde eine zum Teil offene Bewegungskluft beobachtet. Zwischen dieser und 940·7 m ist das Gestein zum Teil stark gestört und weniger fest, teilweise auch wenig hart. Dann folgt wieder eine über 35 m lange, feste Zone. Zwischen 976 und 993·9 m ist das Gestein auf der nördlichen Ulme stärker gestört und wenig fest, während die südliche Ulme von diesen Störungen kaum betroffen wird (Einbau von 985 bis 992·8 m). Bei 1000 m tritt eine Lettenkluft (= L.) auf. Abgesehen von einem stark gestörten Streifen zwischen zwei Lettenklüften bei 1010 m ist das Gestein bis 1022·5 m fest. Trotz der vielen Störungen zwischen 1022·5 und 1037·5 m ist der Fels gerade noch standfest. Daran anschließend ist er bis 1052 m stark gestört, von zahlreichen m. und w. Lagen und dünnen Lettenklüften durchsetzt und daher stellenweise nicht mehr standfest (Kopfschutz von 1039·6 bis 1055 m). Bei 1092 m und an verschiedenen anderen Stellen treten mit Quarz verheilte Klüfte (im Stollenprofil mit „v“ bezeichnet) auf, längs denen Bewegungen stattgefunden haben. In diesem Stollen konnte nicht beobachtet werden, daß die verheilten Klüfte nochmals aufgerissen wurden.

In dem bis 1192·3 m festen quarzitisches Schiefergneis wurde um 1120 m eine bis 0·4 m starke m. und w. Ruschelzone und bei 1164·5 m ein Gang von weißem Quarz (7) beobachtet. Bis 1198·7 m ist das Gestein wieder sehr stark gestört, zum Teil m. und w. (Kopfschutz von 1192·4 bis 1202·2 m). Zwischen 1198·7 und 1371·6 m ist der Schiefergneis auf einer längeren Strecke verhältnismäßig wenig stark gestört und fest. Bei 1300 m tritt ein kleiner Pegmatitgang, reich an größeren Muskowittäfelchen (8) auf. Von etwa 1000 m an ist die Bankung des quarzitisches Schiefergneises gegen W vielfach sehr undeutlich, u. zw. umso mehr, je stärker das Gestein quarzitisches ist (je mehr äußerst feinkörnige Biotitquarzitlagen auftreten). Das Gestein ist dann vielfach mehr gestengt als gebankt und wo dies der Fall ist, läßt sich häufig ein sehr starkes Pendeln im Streichen der s-Flächen beobachten, soweit solche neben der Stengelung überhaupt erkennbar sind. Wo das Gestein auch nur etwas gestengt ist, sind die B-Achsen sehr deutlich. Dagegen sind diese Achsen dort, wo das Gestein deutlich gebankt ist, stellenweise nicht vorhanden oder recht undeutlich.

Bis 1398 m ist das von zahlreichen m. und w. Lagen und Lettenklüften durchsetzte Gestein stark gestört, teilweise zerdrückt und nicht mehr standfest (Einbau von 1373 bis 1398 m). Daran schließt nach W eine über 900 m lange Strecke an, innerhalb der das Gestein verhältnismäßig wenig stark gestört und noch durchaus fest ist. Bei 1410 m tritt ein großer und ein kleinerer turmalinreicher Pegmatitgang ohne Glimmer (9) auf, die beide mit dem Nebengestein verlötet sind. An den beiden kleinen Pegmatitgängen (10) bei 1418 m (südliche Ulme) wurde kein Turmalin beobachtet. Bei 1471 m zieht eine bis 10 cm starke Lettenkluft durch. Weitere ganz weiße Pegmatitgänge (11) finden sich bei 1510, 1542, 1553 und 1560 m.

Bei dem bei 1542 *m* handelt es sich um einen Lagergang parallel *s.* Zwischen 1580 und 1598.5 *m* bricht ein starker Pegmatitgang mit viel zum Teil größeren Muskowittäfelchen und sehr wenig Turmalin (12) durch, der nahe seiner Westgrenze von einem schmalen ebensolchen Gang begleitet wird. Die ziemlich schmalen Pegmatitgänge bei 1700 *m* sind ohne Glimmer und sehr arm an Turmalin (13). Die bis 3 *dm* mächtige weiße Quarzitlage (14) bei 1748 *m* (südliche Ulme) ist stark zerdrückt, während die dünne weiße Quarzitlage (15, ebenfalls // *s*) bei 1753 *m* fest ist. Ähnlich verhält es sich fast 30 *m* weiter westlich. Dort ist der von zwei Störungen begrenzte weiße Quarzit (16) auf der südlichen Ulme und am First fein zerdrückt, während der Hauptteil des Quarzits fest und unversehrt ist. Dünne bzw. mächtigere Lagen von weißem Quarzit (17) sind dem Schiefergneis bei 1807, 1849, 1872 und 1913 *m* zwischengelagert. Um 2005 *m* zieht ein dünner bis 4 *dm* starker, *m.* und *w.* Zerrüttungsstreifen durch. Bei 2204 und bei 2316 *m* treten Gänge von weißem Pegmatit (18) auf. Sehr eigenartig ist der Umstand, daß der von mehreren Störungen durchsetzte weiße Quarzit (19) bei 2240 *m* auf der südlichen Ulme und am First mindestens doppelt so mächtig ist wie auf der nördlichen Ulme. Auch der Quarzgang (20) bei 2315 *m* hat eine eigenartige Umgrenzung. Zwischen 2320 und 2330 *m* zieht ein starker Gang von derbem weißen Quarz und etwas weißem Pegmatit (21) durch, der mit dem Nebengestein mehrfach verzahnt ist. Die beiden Gesteine sind hier etwas stärker gestört (Kopfschutz von 2319.2 bis 2320.7 *m* und von 2323.2 bis 2327.8 *m*).

Von diesem Gang an ist der mit Quarzit- und Biotitquarzitlagen wechsel-lagernde Schiefergneis auf einer Strecke von etwas mehr als 300 *m* Länge ziemlich wenig gestört und fest. Nur die spröderen Biotitquarzite, die mitunter auch etwas vorherrschen, wie z. B. zwischen 2410 und 2440 *m*, sind stellenweise etwas zerdrückt aber noch fest. Bei 2385.4 *m* zieht eine graphitische Störung (= *g.*) durch. Zwischen 2450 und 2470 *m* sind besonders zahlreiche Querklüfte $\pm \perp B$ zu beobachten. Bei 2518 *m* (südliche Ulme) sind einige Lagen des Schiefergneises geradezu erfüllt mit kleinen Feldspat-*augen*. Zwischen 2576 und 2588 *m* ist der weiße Pegmatit, der vielleicht nur einem einzigen, mehrfach verzweigten Gang angehört (22), zum Teil stark zerdrückt. Bei 2578 *m* schwimmt eine kleine Scholle von Schiefergneis innerhalb des Pegmatits. Bei 2643 *m* (südliche Ulme) reicht ein schmalerer Pegmatitgang (23) von *S* her etwas in den Stollen hinein. Die sich hier kreuzenden Störungen machten die Einziehung eines Kopfschutzes zwischen 2638.8 und 2641.7 *m* notwendig. Von hier an ist der Schiefergneis einschließlich der in ihm auftretenden Einschaltungen anderer Gesteine mit Ausnahme von zwei kürzeren, stärker gestörten Zonen auf einer Strecke von rund 290 *m* Länge verhältnismäßig wenig stark gestört. Zwischen 2668.5 und 2690.5 *m* zieht ein starker Gang von muskowitreichem Pegmatit durch, in dem der Turmalin mehr nestweise angereichert ist, stellenweise aber auch fehlt (24). In diesem Pegmatitgang ist nahe seiner *W*-Grenze ein schmaler Schiefergneisstreifen eingeschlossen. Ein ebensolcher aber weniger mächtiger Gang zieht bei 2755 *m* durch. Bei 2787 *m* ist dem Schiefergneis ein über 1 *m* mächtiger Amphibolit mit einzelnen größeren Granaten (25) zwischengelagert, der an seiner *W*-Grenze von einer dünnen weißen Quarzitlage (26) begleitet wird. Die starken Pegmatitgänge bei 2800 und 2825 *m* (Kopfschutz von 2819.8 bis 2830 *m*) sind arm an Muskowit,

stellenweise aber reich an Turmalin (27). Im ersteren Gang schwimmt eine stärkere, im letzteren eine schmale Scholle von Schiefergneis.

Bei 2851 *m* wird der Schiefergneis von einer über $\frac{1}{2}$ *m* starken, m. und w. Ruschelzone durchsetzt (Kopfschutz von 2848·2 bis 2851 *m*). Zwischen 2852·6 und 2869·0 *m* steht feinkörniger Amphibolit an, der mit einzelnen Schiefergneis- und Biotitquarzitlagen wechsellagert (28). Dieser wird auf der südlichen Ulme sowohl an seiner Liegend- als auch an seiner Hangendgrenze von je einem muskowitarmen Pegmatitgang mit Turmalin (29) begleitet. An der Liegendgrenze ist zwischen dem Amphibolit und dem Ganggestein zum Teil auch noch etwas Schiefergneis (30) zwischengeschaltet. Pegmatitgänge gleicher Beschaffenheit finden sich bei 2873 (mit einer ganz dünnen Zwischenlage von Schiefergneis), 2881, 2872 (südliche Ulme, ganz dünner Gang) und 2901 *m* (südliche Ulme). Auch der starke Pegmatitgang zwischen 2902·8 und 2919·8 *m* ist ziemlich arm an Muskowit, während der Turmalin nestweise angereichert ist. Zwischen 2927 und 2936 *m* ist auf der südlichen Ulme eine undeutliche Faltung im Schiefergneis zu beobachten. Bei 2941 *m* wurde ein deutlicher Harnisch aufgeschlossen. Bei 2963 *m* setzt ein kleiner Pegmatitgang ohne Glimmer mit etwas Turmalin (31) durch und bei 3016 *m* ein etwas breiterer, stark gestörter, zum Teil m. g. Zerrüttungsstreifen. Zwischen 3017·6 und 3035·7 *m* steht sehr harter, fester, feinkörniger Amphibolit an, der mit einzelnen Schiefergneis- und Quarzitlagen wechsellagert (32). Bei 3073·5, 3086·5 und 3107·7 *m* sind dem Schiefergneis $\pm$ schmale weiße Quarzitlagen zwischengeschaltet. Besonders eigenartig ist das Vorkommen von weißem quarzitischem Schiefergneis (34) bei 3100 *m*. Während dieses Gestein auf der nördlichen Ulme gegen 2 *m* mächtig ist, beträgt seine Mächtigkeit auf der südlichen Ulme nur etwa 2 *dm*. Diese Zunahme der Mächtigkeit im Streichen von SW gegen NO ist darauf zurückzuführen, daß hier an Stelle des Biotits Muskowit tritt oder daß ersterer hier ausgebleicht wurde. Der untere Teil des bei 3112 *m* durchziehenden, vorwiegend weißen quarzitischem Schiefergneises (35) ist etwas gegen O verschoben.

Zwischen 3120 und 3125·5 *m* handelt es sich um zwei schmalere Zonen von meist stark quarzitischem weißem Schiefergneis bis Quarzit (36). Der westlichen Zone ist eine schmale Amphibolitlage (37) zwischengelagert. Bei 3126·6 *m* beginnt eine breitere Zone von vorwiegend stark quarzitischem weißen Schiefergneis mit einzelnen dünnen Amphibolitlagen (38), die gegen W häufiger werden, aber im Stollenprofil nicht ausgeschieden werden konnten. Noch viel dünnere solche Lagen fanden sich weiter östlich. Bei 2936, 2940 und 2938 *m* (südliche Ulme) wurden je einige bis ein paar *cm* starke Amphibolitlagen festgestellt. Bei 3153 *m* zieht eine breitere m. und w. Ruschelzone parallel zur Bankung durch. Schmale Lagen von sehr hartem Amphibolit (39) treten bei 3158, 3160·5 und 3215 *m* auf, ferner noch weiter westlich bei 3313·6 und 3319 *m*. Zwischen 3253·2 und 3272 *m* herrscht sehr harter, feinkörniger Amphibolit bei weitem vor, dem einzelne Schiefergneis- und Quarzitlagen zwischengeschaltet sind (40).

Von den drei kleinen Pegmatitgängen // s (41) um 3325 *m* ist der längste am schmalsten (nur bis 10 *cm* stark). Er ist der westlichste Pegmatitgang im Bereich des Berglerstollens. Zwischen 3354 und 3361·3 *m* ist der von mehreren breiten m. g. und w. Zerrüttungsstreifen durchsetzte Schiefergneis stark gestört und nicht mehr standfest (Einbau von 3353·8 bis 3362·4 *m*).

Nach W anschließend ist das Gestein stark zertrümmert, zum Teil nicht mehr hart, die Bankung nicht mehr erkennbar, aber gerade noch standfest. Von 3370 m an wird das Gestein nach W (ohne deutliche Grenze) wieder allmählich fest. Zwischen 3394.2 und 3402.3 m ist der Schiefergneis stark verschiefert und von mehreren Störungen und Lettenklüften durchsetzt aber trotzdem noch ziemlich standfest. Bei 3406 m findet sich eine Einschaltung von fast 2 m mächtigem Amphibolit (42) und bei 3443.2 m liegt die Westgrenze der mächtigen Schiefergneismasse des Berglerkopfes. Von hier an wird auf einer über 100 m langen Strecke fester, harter, feinkörniger Amphibolit mit vereinzelt Schiefergneis- und Quarzitlagen (43) durchörtet. Das teilweise ziemlich undeutlich gebankte Gestein wird von zahlreichen Querklüften $\pm \perp$ B durchsetzt, die eine Bankung vortäuschen. Bei 3547.8 m schließt eine nur wenige m mächtige Zone von Schiefergneis und Quarzit (44) an, die von ziemlich mächtigem Amphibolit (45) überlagert wird. Von 3573 m an (nach W) sind dem Amphibolit einzelne Aplitgneis- und Quarzitlagen zwischengeschaltet. Bei etwa 3585 m beginnt mit ganz unscharfer Grenze eine stark gestörte Zone. Das gerade noch einigermaßen standfeste Gestein ist teilweise zertrümmert und weich, seine Bankung ist stellenweise nicht mehr erkennbar. Von 3600 bis etwa 3615.8 m ist der Amphibolit wieder weniger stark gestört und fest. Weiter westlich ist das Gestein wegen der rasch abnehmenden Überlagerung und der oberflächlichen Auflockerung nicht mehr genügend standfest (Einbau von 3615.8 m bis zum W-Portal).

Bei 3630.2 m verläßt der Stollen den anstehenden Fels und verbleibt noch auf einer Strecke von 88 m Länge in der sehr festen, dicht gelagerten, meist grünlichgrauen Würm-Grundmoräne (46), die von mehrere m mächtigem Moränenschutt der Schlußvereisung (47) und einer dünnen Humusdecke überlagert wird.

Die Beschaffenheit des Berglerstollens und die Lage der Gesteine

Die geologische Beschaffenheit des Berglerstollens ist als sehr günstig zu bezeichnen, obwohl rund $\frac{1}{7}$ seiner Länge im Flysch liegt. Die folgende Tabelle vermittelt einen ungefähren Überblick über das Verhalten der durchörteten Gesteine. Sehr standfestes bis gerade noch standfestes

Gestein	Gesamtlänge	ohne Einbau	Kopfschutz	Einbau
Flysch	500.3	378.0 = 75.6%	32.3 = 6.4%	90.0 = 18.0%
Amphibolit	239.2	227.8 = 95.2%		11.4 = 4.8%
Pegmatit	93.1	83.3 = 89.5%	9.8 = 10.5%	
Quarzit	16.4	13.2 = 80.5%	3.2 = 19.5%	
Schiefergneis ..	2711.5	2635.0 = 97.2%	34.2 = 1.3%	41.4 = 1.5%
Summe ...	3560.5	3338.2	79.5	142.8

Gestein blieb während des Stollenvortriebes ohne Holzeinbau. Bei etwas gebräuchem Fels war das Einziehen eines Kopfschutzes erforderlich und bei gebräuchem bis sehr gebräuchem war ein Holzeinbau notwendig.

Das durchörterte Gebirge war nirgends druckhaft. Gerade an den Stellen der größten Überlagerung (bis 900 m) waren die Gesteine wenig gestört. Abgesehen von der Getriebezimmerng in den Schnittstrecken im Bereiche der beiden Stollenportale war innerhalb der 3560·5 m langen Felsstrecke nur auf einer Länge von insgesamt 222·3 m (= rund 6·2%) ein Holzeinbau bzw. Kopfschutz erforderlich, was für eine so lange Strecke sehr wenig ist. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß der Stollenquerschnitt mit zirka 6 m² verhältnismäßig klein ist.

Die tektonische Beanspruchung der Gesteine ist größtenteils nicht sehr stark, obgleich der Stollen zwei tektonische Einheiten quert, die durch eine deutliche Überschiebungsfläche voneinander getrennt sind. Auch für die Störungen in diesem Stollen treffen die früher gemachten Bemerkungen (Reithofer 1951, S. 106) zu. Trotz der großen Überlagerung war im Stollen keine Erwärmung zu beobachten.

Die Lage der Gesteine kann dort, wo sie erkennbar ist, den Stollenaufnahmen entnommen werden. In der Flyschstrecke schwankt das Hauptstreichen der Schichtflächen zwischen N 68 und 91° O corr., wobei das Einfallen mit 74° S bis 80° N erfolgt. Die wenigen meßbaren B-Achsen pendeln zur Hauptsache zwischen OW und N 62° O corr. und fallen zwischen O und 45° gegen W ein. Ihre Lage stimmt ziemlich gut mit der der B-Achsen in den Bündnerschiefern des Unterengadiner Fensters (Cornelius 1942) überein.

Innerhalb des Silvrettakristallins pendelt das Streichen der s-Flächen stellenweise stark, verläuft aber vorwiegend N 58 bis 83° O corr. Das Einfallen erfolgt hauptsächlich mit 38 bis 63° gegen NW. Auch die Lage der B-Achsen schwankt ziemlich stark. Größtenteils ist ihr Streichen N 64 bis 95° W gerichtet, wobei sie mit 20 bis 35° gegen W bzw. WNW einschließen. Eine ausführlichere Beschreibung der Lage der Gesteine mit einigen Diagrammen ist im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Reithofer 1954) erschienen.

Vergleich mit den geologischen Verhältnissen ober Tag

Zwischen dem Fimber- und Laraintal war eine Begehung entlang der Stollentrasse auf einem großen Teil dieser Strecke möglich. In dem Übersichtsprofil i. M. 1:10.000 (Tafel I) sind die ober Tag angetroffenen, einfachen geologischen Verhältnisse dargestellt. In der näheren und weiteren Umgebung der Stollentrasse ist die Grenze zwischen dem Flysch und dem Kristallin nirgends aufgeschlossen. Westlich von dem sich aus dem Talboden erhebenden Flyschrücken breitet sich eine große Schutthalde aus feinem bis grobem Kristallinmaterial aus. Sehr auffallend ist in diesem Schutt der verhältnismäßig große Anteil von Stücken mit grauen bis dunkelgrauen und grünlichgrauen Pseudotachylitadern. Die aufschlußlose Zone hat hier eine Breite von rund 0·5 km. Erst in zirka 2080 m tritt der anstehende Fels wieder zutage. Es handelt sich um festen, dickgebankten, mehr massigen, quarzitisches Schiefergneis, der von zahlreichen, meist sehr feinen Pseudotachylitadern durchsetzt wird. Besonders die basalen Lagen der Silvretta-

decke im Hangenden des überschobenen Flysches sind stark von diesen feinsten Gängen und Adern durchsetzt. Diese Pseudotachylitgänge treten sowohl mit der horizontalen als auch mit der vertikalen Entfernung vom Fensterrand stark zurück, doch konnten einzelne auch nördlich unter dem Berglerkopf und sogar noch auf der O-Seite des Laraintales angetroffen werden.

Auf der O-Seite des Berglerkopfes täuscht der Schiefergneis wegen seiner mehr massigen Ausbildung stellenweise auf Entfernung einen Granitgneis vor. Mit Ausnahme der untersten Partien sind dem Schiefergneis hier wiederholt $\pm$ mächtige Lagen von Quarziten, häufig Biotitquarziten, zwischengeschaltet. Auch alle möglichen Ubergänge zwischen diesen Gesteinen sind hier zu beobachten. Die feinkörnigen Quarzitlagen zeichnen sich durch größere Härte und Festigkeit aus, können aber wegen der häufigen Wechsellagerung mit den glimmerreicheren Schiefergneislagen nicht eigens ausgeschieden werden. Diese Gesteinsfolge baut im Bereich der Stollentrasse den Berglerkopf und den oberen Teil des Gehänges auf der O-Seite des Laraintales auf, wobei stellenweise die Schiefergneise, an anderen Stellen die Quarzite mehr vorherrschen. Besonders in den höheren Teilen des Gehänges auf der O-Seite des Berglerkopfes ist das Gestein vielfach stark gefaltet. An solchen Stellen sind die Biotitquarzite meist deutlich gestängelt. Hier treten oberhalb von zirka 2500 *m* verschiedene zum Teil ziemlich mächtige Pegmatitgänge auf. Einige solche Gänge finden sich auch nördlich und nordwestlich unter dem Gipfel des Berglerkopfes. Diese durch ihre weiße Farbe weithin sichtbaren Pegmatitgänge keilen im Streichen rasch aus.

Auf der O-Seite des Berglerkopfes zieht 100 *m* (im O) bis 170 *m* (im W) südlich der Stollentrasse eine OW verlaufende Störung durch, die sich durch die verschiedene Lage der Gesteine auf beiden Seiten der durch sie entstandenen Rinne zu erkennen gibt. In dieser Rinne liegt zwischen 2450 und 2560 *m* gut bewachsener Moränenschutt. Eine weitere, viel deutlicher hervortretende Störung zieht etwa 300 *m* nördlich der Trasse aus dem Finnhertal bis ins Kar auf der W-Seite des Hauptkammes hinüber. Diese beiden Störungen liegen aber außerhalb des Bereiches des Freispiegelstollens.

Im Kar nördlich des Berglerkopfes ist das Anstehende auf einer zirka 110 *m* langen Strecke und im Kar auf der W-Seite dieses Kopfes auf einer solchen von 660 *m* Länge durch Moränen- und Gehängeschutt verhüllt. Auf der O-Seite des Laraintales tritt der Amphiholit im Hangenden des Schiefergneises im Bereich der Stollentrasse nur auf einer kleinen Fläche zutage. Westlich darunter ist er bis zum Larainbach mit Moränenschutt überdeckt. Im tief eingeschnittenen Graben des Berglerbaches stehen westlich unter der Alpe Innerbergle mächtige Amphibolite an, die mit denen im westlichsten Teil des Berglerstollens und wohl auch mit denen auf der gegenüberliegenden Talseite westlich der Außer Larainalpe zusammenhängen.

In das Übersichtsprofil i. M. 1 : 10.000 wurde auch die Stollenaufnahme übertragen, soweit dies bei dem kleinen Maßstab möglich war. Der Profilstreifen dürfte entsprechend der Stollenhöhe nur etwa $\frac{1}{4}$ *mm* hoch sein. Deshalb war es notwendig, die Eintragungen in der Weise nach oben zu verlängern, daß die Winkel unverändert blieben. Es handelt sich hier also um kein überhöhtes Profil. Eine Verbindung der Eintragungen im Stollen

mit denen ober Tag war nur im westlichsten Teil des Stollens möglich. Für den ganzen übrigen Stollen war dies nicht ratsam, da bei dem einförmigen Bau des Gebirges charakteristische Gesteinszüge fehlen, die eine richtige Verbindung gewährleisten würden. Ob die schmalen Amphibolitzone zwischen km 2.79 und 3.40 nach oben hin auseinander oder an der Oberfläche nur nicht aufgeschlossen sind, läßt sich nicht entscheiden.

Die geoelektrischen Untersuchungen

Im September 1949 wurde mit Hilfe von geoelektrischen Messungen (Fritsch 1949) durch das Fimbertal im Bereiche des sogenannten Inselberges ein Querprofil aufgenommen, das einen Einblick über die Mächtigkeit der Schuttüberdeckung vermitteln sollte. V. Fritsch führt aus: „Der westliche Hang besteht aus einem ungemein festen, porenarmen und wenig zerklüfteten Fels. Dagegen ist die mechanische Beschaffenheit des Bündner Schiefers im O-Hang nicht günstig. Er enthält viele Klüfte und Störungszonen“. Diese Aussage über die Beschaffenheit des O-Hanges ist zweifellos richtig. Dagegen besteht der westliche Hang nur zum Teil aus einem ungemein festen und wenig zerklüfteten Fels. Es sind dies die dickgebankten, kalkigen Sandsteinbänke, wie sie z. B. in den Klärkammern anstehen. In der Zusammenfassung heißt es: „Der Kontakt zwischen beiden Formationen“ (gemeint sind Bündnerschiefer und Kristallin) „liegt wahrscheinlich unter dem Meßbereich des Punktes 2“. An einer früheren Stelle schreibt V. Fritsch: „Etwas unklar sind die Verhältnisse im Punkt 2. Dieser dürfte wohl schon im Kontaktbereich liegen ...“. Den obigen Ausführungen ist zu entnehmen, daß sich der Kontaktbereich durch die ausgeführten Messungen nicht mit Sicherheit ermitteln ließ. Nach dem dem Gutachten beigegebenen Profil ist anzunehmen, daß das Kristallin bis zum Punkt 2 nach O reicht. Dieser Punkt liegt zirka 65 m westlich vom Fimberbach. Obwohl die beiden zu untersuchenden Formationen geoelektrisch sehr verschieden sind, stimmen die Ergebnisse in keiner Weise mit den im Stollen angetroffenen geologischen Verhältnissen überein.

Der Kontakt zwischen Flysch und Kristallin liegt im Stollen rund 500 m westlich von Punkt 2. Und westlich dieses Punktes reicht der Schutt auf einer rund 36 m langen Strecke bis unter die Sohle des Berglerstollens hinab. Weder die Feststellung der Kontaktstelle noch die Bestimmung der Schuttmächtigkeit an den entscheidenden Stellen stimmte mit den tatsächlichen Verhältnissen überein.

Die Wasserverhältnisse

In den Stollenprofilen sind nur die sehr deutlichen Tropfstellen und alle schwachen und stärkeren Quellen verzeichnet. Die trockenen und feuchten Stollenstrecken erreichten zusammen eine Gesamtlänge von 952 m (= 25.7% der Stollenlänge). Bei weitem am bedeutendsten war die Länge der trockenen bis feuchten Strecken mit stellenweisen schwachen Tropfstellen (2523 m = 68.2%). Die mittelstarken Tropfstellen hatten eine Länge von zusammen 141 m (= 3.8%), die starken eine solche von 72.5 m (= 1.9%). Die Länge aller sehr starken Tropfstellen betrug nur 9.5 m (= 0.3%). Stark herabrinrendes Wasser wurde an zwei Stellen mit zusammen 2 m Länge beobachtet (= 0.05%).

In der folgenden Tabelle sind die in der Materialprüfungsanstalt der Vorarlberger Illwerke unter Leitung von Dipl.-Ing. G. Hentschel ausgeführten Untersuchungen zusammengestellt. Sie vermittelt einen Überblick über den Chemismus der Stollenwässer, soweit dies für die Zwecke der Bauleitung nötig war.

Tag der Probeentnahme	Stollenmeter	Karb. Härte	Sulfate	PH-Wert	Freie Kohlensäure
11. 1951	3568.2	2.52	Spuren	—	—
11. 1951	3483.5	2.52	Spuren	—	—
1. 1952	3263.4	1.70	Spuren	—	—
2. 1952	3169.3	1.96	Spuren	5	—
3. 1952	3703.2	2.80	Spuren	5	—
3. 1952	3263.4	2.80	Spuren	5	—
29. 5. 1952	772.0	1.96	Spuren	5—6	keine
29. 5. 1952	929.0	1.96	Spuren	5—6	keine
29. 5. 1952	1173.0	1.68	keine	5—6	keine
29. 5. 1952	1515.0	1.96	keine	5—6	keine
29. 5. 1952	1700.0	1.96	keine	5—6	keine
29. 5. 1952	682.0	1.96	keine	5—6	keine
29. 5. 1952	875.0	1.68	keine	5—6	keine
7. 6. 1952	79.0	1.68	keine	5	keine
7. 6. 1952	162.5	1.68	keine	5	keine
7. 6. 1952	564.1	1.68	Spuren	5	keine
7. 6. 1952	578.3	1.68	Spuren	5	keine
7. 6. 1952	614.5	1.40	Spuren	5	keine
7. 6. 1952	680.5	1.68	Spuren	5	keine
7. 6. 1952	706.0	1.40	Spuren	5	keine
13. 7. 1952	707.0	1.96	Spuren	5—6	keine
23. 7. 1952	980.0	1.68	keine	6	keine
23. 7. 1952	997.0	1.68	keine	6	keine
23. 7. 1952	1008.0	1.68	keine	6	keine
23. 7. 1952	1066.5	1.68	keine	6	keine
8. 1952	2878.2	1.96	Spuren	—	—
8. 1952	2824.2	1.96	Spuren	—	—
8. 1952	2501.2	1.68	Spuren	—	—

Alle hier aufgezählten Proben enthalten keine Sulfide und keine Chloride. Die hier untersuchten Wässer sind alle sehr weich.

Überblick

Die geologische Spezialkarte Blatt Nauders (Hammer 1923) reicht nur in der Umgebung der Vesulspitze etwas über den Kamm nach W in den östlichsten Teil des Fimbertales hinüber. Auch in der Abhandlung über das Gebiet der Bündnerschiefer (Hammer 1914) wurde der auf tirolischem Boden liegende Teil des Fimbertales und das Vidertal nicht eingehender behandelt. In dieser Arbeit findet sich eine schematische Darstellung der Randzonen. Nach dieser verläuft etwa südlich vom Gräbelkopf ein Streifen von basischen Eruptiva gegen WSW, der auf seiner S-Seite von Flyschschiefern begleitet wird. Letztere setzen sich nach obiger Darstellung über den Kartenrand gegen WSW fort. Auch in den der Arbeit beigegebenen Profilen sind mehrfach Flyschschiefer verzeichnet, während auf der später

erschienenen geologischen Karte (Hammer 1923) die Bezeichnung Flysch nicht mehr zu finden ist.

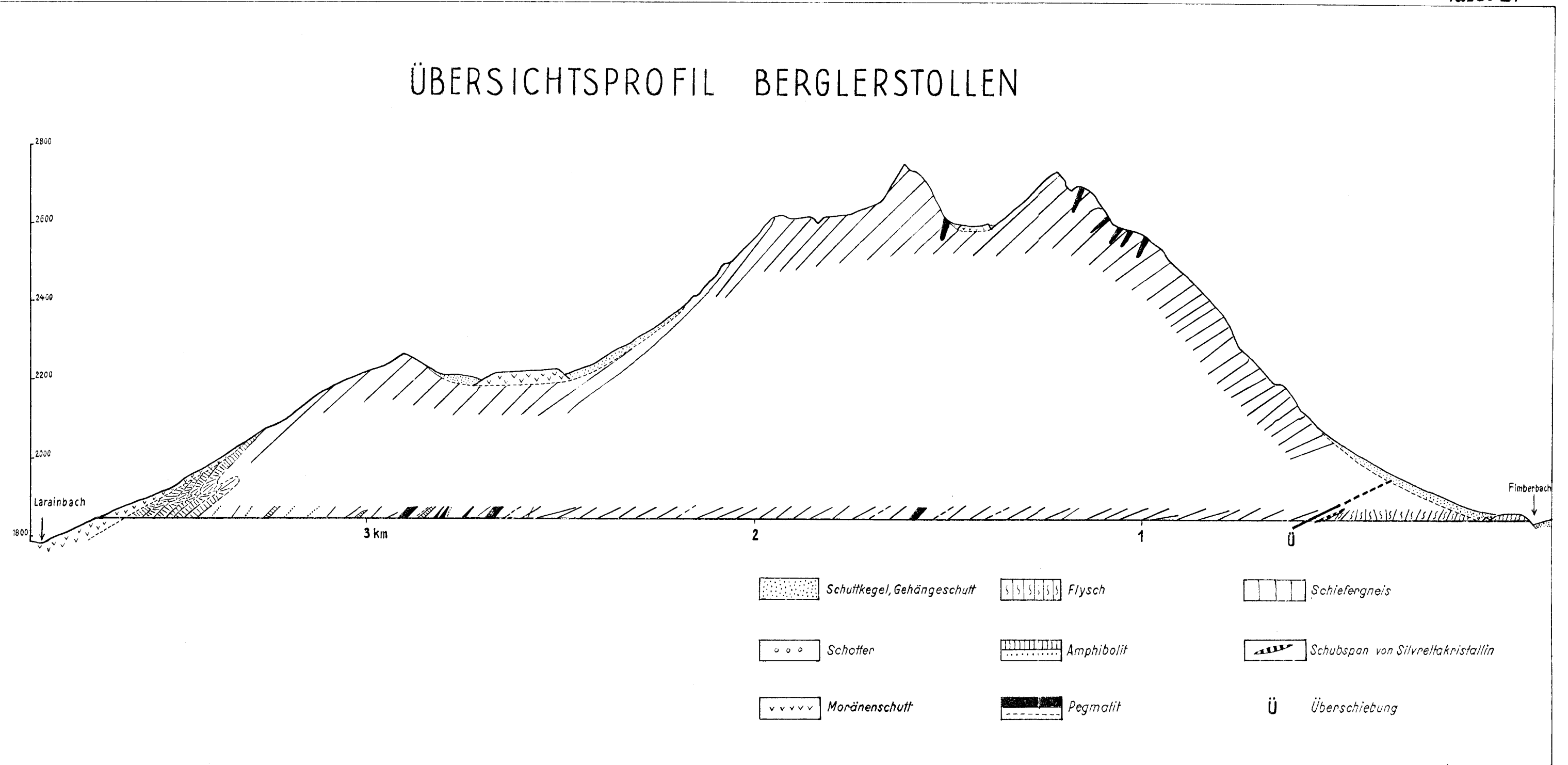
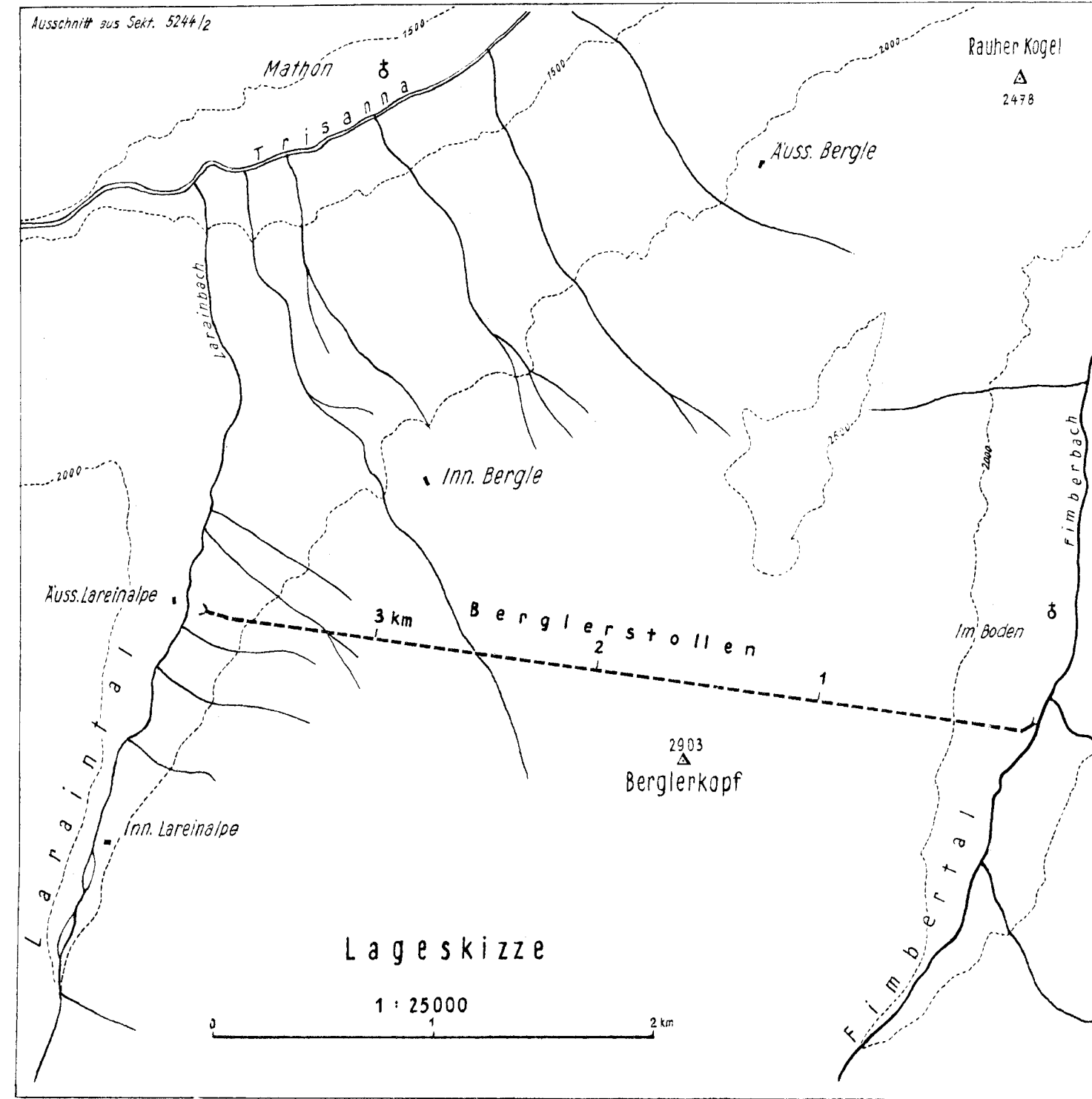
W. Paulcke spricht schon im Jahre 1904 von flyschsandsteinartigen Gesteinen zwischen „Alp Id und Gampneralm“ und am Larainispitz. Später werden Flyschgesteine im Futschöltal, südlich der Heidelberger Hütte und östlich unter Gemsbleisspitze und Bidnerspitze (Paulcke 1910 und 1913) erwähnt.

Auf der geologischen Karte des obersten Jamtales von J. Cadisch ist auf einer größeren Fläche Flysch ausgeschieden und ebenso ist auf den Profilen durch die Silvrettagruppe und den südwestlichen Teil des Unterengadiner Fensters (Cadisch, Bearth und Spaenhauer 1941) im Liegenden der Silvrettadecke dasselbe Gestein in weiter Ausdehnung verzeichnet. Es handelt sich um Flysch der oberen Kreide, der stellenweise über dem Gault, stellenweise über den Mergelkalken (Couches rouges) folgt und eventuell zum Teil ins Tertiär zu stellen ist. Dieser Flysch gehört der unterostalpinen Tasna-Decke an, die in den jüngeren Schichten große Übereinstimmung mit der Falknis-Sulzfluhdecke aufweist (Cadisch 1953). Als Flysch s. str. bezeichnet derselbe Autor (1946) einen mächtigen Komplex vorwiegend feinkörniger, toniger bis kalkiger Schiefer mit sandigen und quarzitischen Lagen. Es unterliegt keinem Zweifel, daß es sich auch im östlichen Teil des Berglerstollens nur um dieselben Gesteine handeln kann, da sogar noch am Flim Spitz und Grübele Kopf Flysch und Ophiolite der Tasnaserie mit dem Altkristallin des Fensterrahmens verschuppt sind (Cadisch 1953). Dagegen ist Flysch im Raume Prutz-Pezidkamm nicht festzustellen (Medwenitsch 1953).

Auch im Bereich des Berglerstollens unterlagert der Flysch der Tasna-Decke den kristallinen Fensterrahmen völlig diskordant, wie dies J. Cadisch (1951) für die Tasna-Schichtreihe vor allem für den tirolischen Anteil des Unterengadiner Fensters angibt. Die Störung der Hangendpartien des Flysches im Liegenden der Überschiebung beschränkt sich auf eine verhältnismäßig schmale Zone. Eine gleitbrettartige Zerschierung des Silvrettakristallins (Medwenitsch 1953) im Hangenden der Überschiebung konnte hier nicht festgestellt werden. Abgesehen von dem dünnen Schubspan von mylonitischem Kristallin, der bei der Überschiebung zwischen die oberflächennahen Flyschschichten geraten ist, sind hier die basalen Kristallinlagen wenig gestört und zeigen nur eine schwache Diaphthorese. Die oberostalpine Silvrettadecke wird im Bereiche des Berglerstollens vorwiegend von Schiefergneisen und Quarziten aufgebaut, zu denen noch im westlichsten Teil des Stollens Amphibolite hinzutreten. Die Schiefergneise und Quarzite werden hier von einer größeren Anzahl von Pegmatitgängen, meist Quergängen, durchsetzt, die alle ungeschiefert sind. Diese Gänge wurden aber in gleicher Weise wie das Nebengestein von Störungen betroffen. Trotz der zum Teil großen Überlagerung sind nirgends druckhafte Zonen aufgefahren worden. Gerade an den Stellen mit der größten Überlagerung waren die Gesteine nur wenig gestört. Die Anlage des tief eingeschnittenen Kares nördlich unter dem Berglerkopf und des Bergler Loches ist wahrscheinlich auch auf das Durchziehen von tektonischen Linien zurückzuführen. Diese machten sich aber im Stollen in keiner Weise unangenehm bemerkbar. Auch eine höhere Erwärmung war im Stollen nicht festzustellen.

Literatur

- Cadisch, J., Bearth, P., und Spaenhauer, F.: Erläuterungen zu Blatt 420, Ardez. Geol. Atlas der Schweiz 1: 25.000, Bern 1941.
- Cadisch, J.: Über den Flysch der Tasna-Decke (Unterengadin). *Ecologae geologicae Helvetiae*, Vol. 39, Basel 1946.
- Cadisch, J.: Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. *Ecologae geologicae Helvetiae*, Vol. 43, Basel 1950.
- Cadisch, J.: Geologie der Schweizer Alpen, II. Aufl., Basel 1953.
- Cornelius, H. P.: Zur Kleintektonik im „Unterengadiner Fenster“ (Ostalpen). *Berichte des Reichsamtes für Bodenforschung*, Jahrg. 1942, Wien 1942.
- Fritsch, V.: Geoelektrisches Gutachten über die Banstelle Fimbartal. 7. November 1949. Nicht veröffentlicht.
- Hammer, W.: Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. *Jahrbuch der k. k. Geolog. Reichsanstalt*, Bd. 64, Wien 1914.
- Hammer, W.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders, mit Erläuterungen, Wien 1923.
- Medwenitsch, W.: Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Peidkamm. *Skizzen zum Antlitz der Erde* (Kober-Festschrift), Wien 1953.
- Paulcke, W.: Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. *Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. B.*, Bd. 14, Freiburg i. B. 1904.
- Paulcke, W.: Beitrag zur Geologie des „Unterengadiner Fensters“. *Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins, Karlsruhe* 1910, Bd. 23.
- Paulcke, W.: Geologische Exkursionen im Unterengadin, Fetan-Finstermünz. *Exk. Führer Graubünden-Tauern*. Leipzig 1913.
- Reithofer, O.: Geologische Beschreibung des Druckstollens Vallùla-Vermunt (Zavarna-Stollen). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Bd. 94, Wien 1951.
- Reithofer, O.: Über Flächen- und Achsengefüge in den Triebwasserstollen der Silvrettagruppe. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, Bd. 97, Wien 1954.





Legende:

Schiefergneis

weissen quarzitischen Schiefergneis

Quarzit und derber Quarz

Turmalin- und Muskowitpegmatit

schmaler Pegmatitgang

Amphibolit

Flysch

Wärm-Grundmoräne

Moränenschutt der Schlussvereisung

Schotter

Gehängeschutt

Gesteinsgrenzen, Schichtung bzw. Schichtung der Gesteine

Bewegungshächen

Hornische parallel zu den Ulmen

tektonisch stark beanspruchte Gesteinspartien

 Tropfsteinen schwache Quellen
stärkere Quellen

Gesteinsgrenzen

Grenzen einer bestimmten Gesteinsbeschaffenheit

//s = parallel zur Schichtung bzw. Bankung
g = graphitisch
H = Hornisch
L = Lettenklüfte, Schmierlassen
m = mylonitisch
V = mit Quarz verheilte Bewegungsflächen
W = weich

Berglerstollen

Geologisches Detailprofil

von Dr. O. Reithofer 1952
1:400

Über ein geregeltes Sideritgefüge

Von Josef Ladurner

(Mit 4 Diagrammen)

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck

Ein Sideritgefüge wird auf seine c-Achsenregelung hin untersucht und mit dem Quarz- und Glimmergefüge des betreffenden Gesteins hinsichtlich der Beziehbarkeit ihrer Regeln verglichen. Das Sideritgefüge wird als ein weiteres Beispiel von mit Calcit, Dolomit, Ankerit und Korund isotypen Gefüge beschrieben. Die Gefügetracht der Siderite wird untersucht.

Die Größenangaben der einzelnen Querschnitte erfolgen in Millimetern, dabei ist D der jeweils längste Durchmesser eines Kornquerschnittes und d der darauf senkrecht stehende Durchmesser. Die angegebenen Werte für D und d wurden aus einer größeren Zahl von Messungen als Mittelwert errechnet.

Im Anschluß an die bisherigen Korngefügeuntersuchungen an Calcit (L 1), Dolomit (L 4) und Ankerit (L 5) wird nun ein Sideritgefüge hinsichtlich seiner Gefügeregel untersucht.

Das Handstück entstammt der Zone des Innsbrucker Quarzphyllits, Fundstelle Penzenboden (Arztal). Herrn Dr. O. Schmidegg bin ich für die freundliche Überlassung des Handstückes zu Dank verpflichtet, ebenso für die Zurverfügungstellung der chemischen Analyse dieses Gesteins. Die chemische Analyse (Dipl.-Ing. K. Fabich, Geologische Bundesanstalt Wien) ergab: 58.66% Fe_2O_3 (41.03% Fe), 2.86% Al_2O_3 , 5.71% MgO , Spur CaO , 12.5% unlöslicher Rest.

Das Handstück ist von dunkelbrauner Farbe, an der Oberfläche durch Anwitterung schwarzbraun gefärbt.

Deutlich ist eine lineare Richtung b, während ein s nur leicht angedeutet ist. Das Quarzgefüge, das sich durch seine helle Farbe bereits im Handstück vom Sideritgefüge gut abhebt, bildet verschieden große Anhäufungen, die im Anschliff $\perp$ b vorwiegend insular angeordnet sind, zum Teil aber auch eine leicht flächige Anordnung erkennen lassen, wodurch ein s (ab) in diesem Gefüge angedeutet ist. Im Anschliff $\perp$ a ist vielfach eine deutliche Anordnung der Quarze in schmalen Zeilen $\parallel$ b des Gefüges gegeben und auch im Anschliff $\perp$ c läßt sich neben einer flachen Anordnung in (ab) stets eine deutliche Längung der Quarzanhäufungen $\parallel$ b des Gefüges erkennen.

In diesem Gestein treten neben vorwiegend Siderit noch Quarz und Muskowit als Gefügegenossen auf, vereinzelt kommt etwas Pyrit vor.

Zur Kennzeichnung der Gefügetracht der einzelnen Minerale wurden drei aufeinander senkrecht stehende Schlitze ($\perp$ a, $\perp$ b, $\perp$ c) untersucht. Die Gefügeeintrassungen erfolgten im Schliff $\perp$ b.

Im Schliff $\perp$ b sind die Sideritquerschnitte isometrisch, vorwiegend aber leicht heterometrisch. Kristallographische Umgrenzungen fehlen. Die Spaltbarkeit nach (011) ist stets vorhanden, Zwillingslamellierung [bei Siderit nach c (0112)] konnte im vorliegenden Material nicht beobachtet

werden. Der mittlere Korndurchmesser beträgt bei den ausgesprochen isometrischen Kornquerschnitten 0.311 mm . Bei den heterometrischen Sideritkornquerschnitten ist das Verhältnis von $D : d = 0.464 \text{ mm} : 0.330 \text{ mm}$, wobei die längsten Korndurchmesser D stets mehr oder weniger $\parallel a$ des Gefüges liegen.

Die meist sehr kleinen Quarze bilden im Schliff $\perp h$ vorwiegend insulare Anhäufungen („Quarz in Quarz“-Gefüge) mit zum Teil aber auch deutlicher Erstreckung dieser Anhäufungen $\parallel s$ (ab) des Gefüges. Neben dieser Anordnung des „Quarz in Quarz“-Gefüges in b-axialen Anhäufungen mit zum Teil flacher Ausweitung in s (ab) ist aber auch eine Anordnung des „Quarz in Quarz“-Gefüges in h0l- und $\bar{h}0l$ -Flächen des Gefüges wahrnehmbar mit $h0l \wedge s$ (ab) = 47° und $\bar{h}0l \wedge s$ (ab) = 54° .

Neben diesem „Quarz in Quarz“-Gefüge kommt Quarz auch als Einzelkorn in meist sehr kleinen Querschnitten zwischen Sideritquerschnitten vor.

Die Quarzkörner sind meist sehr klein, nur vereinzelt treten wesentliche größere Körner innerhalb des feinkörnigen Quarzgefüges auf. Die Kornquerschnitte sind im Schliff $\perp b$ mehr oder weniger isometrisch mit einem mittleren Korndurchmesser von 0.040 mm , zum geringeren Teil aber auch heterometrisch mit einem mittleren Verhältnis von $D : d = 0.090 \text{ mm} : 0.049 \text{ mm}$, wobei für eine große Zahl derartiger heterometrischer Kornquerschnitte eine Anordnung von D mehr oder weniger $\parallel a$ des Gefüges gegeben ist, während für andere derartige Kornquerschnitte keine eindeutige Zuordenbarkeit von D zu irgend welchen Gefügerichtungen gegeben erscheint.

Muskowit kommt in kleinen schmalen Querschnitten vor ($D : d = 0.116 \text{ mm} : 0.019 \text{ mm}$), die eine deutliche Anordnung von D parallel jenen aus dem „Quarz in Quarz“-Gefüge abzulesenden Gefügeflächen nach h0l und $\bar{h}0l$ erkennen lassen, während die ebenfalls durch das „Quarz in Quarz“-Gefüge gegebene (ab)-Fläche im Glimmergefüge nicht oder nur sehr undeutlich in Erscheinung tritt.

Im Schliff $\perp a$ zeigen die Sideritkornquerschnitte zum Teil eine deutliche Längung subparallel b des Gefüges mit dem Verhältnis von $D : d = 0.515 \text{ mm} : 0.339 \text{ mm}$.

Das „Quarz in Quarz“-Gefüge bildet deutliche Zeilen $\parallel b$ des Gefüges mit in vielen Fällen wahrnehmbarer Längung der einzelnen Kornquerschnitte subparallel b des Gefüges und einem Verhältnis von $D : d = 0.108 \text{ mm} : 0.047 \text{ mm}$. Neben diesen heterometrischen Kornquerschnitten treten aber auch in großer Zahl isometrische Kornquerschnitte auf.

Die Glimmer zeigen im Schliff $\perp a$ vielfach lange schmale Kornquerschnitte, die fast immer eine Anordnung subparallel b des Gefüges erkennen lassen.

Im Schnitt $\perp c$ des Gefüges zeigen die Sideritkornquerschnitte vorwiegend eine deutliche Längung $\parallel h$ des Gefüges mit einem mittleren Verhältnis von $D : d = 0.521 \text{ mm} (\parallel h) : 0.469 \text{ mm} (\parallel a)$.

Das „Quarz in Quarz“-Gefüge zeigt Anhäufungen, die neben einer Anordnung in s (ab) nahezu immer auch eine deutliche Längung $\parallel b$ des Gefüges erkennen lassen. Die einzelnen Kornquerschnitte der Quarze sind zum Teil isometrisch, zum Teil aber auch deutlich wahrnehmbar gelängt in b mit $D : d = 0.110 \text{ mm} : 0.048 \text{ mm}$.

Die Glimmer haben mehr oder weniger schmale, aber meist ausgesprochen stengelige Kornquerschnitte und zeigen vorwiegend eine deutliche Einstellung ihres längsten Korndurchmessers $\parallel$ b des Gefüges.

Die Siderite lassen also in ihrer Korngestalt in vielen Fällen eine mehr oder weniger deutliche Längung $\parallel$ b des Gefüges erkennen, daneben kommen aber auch ausgesprochen isometrische Körner vor. Für die gelängten Körner ist auf Grund der Messungen in drei aufeinander senkrecht stehenden Schläffen als Bezugskörper ein dreiaxsiges Ellipsoid anzunehmen, vielleicht auch in manchen Fällen ein Rotationsellipsoid. Der längste Korndurchmesser der heterometrischen Körner fällt mit b des Gefüges zusammen, für die Körner, deren Bezugskörper ein dreiaxsiges Ellipsoid ist, fällt dann der mittlere Korndurchmesser mit a des Gefüges und der kürzeste Korndurchmesser mit c des Gefüges zusammen.

Gefügeeintrassungen wurden an Siderit, Quarz und Muskowit im Schliff $\perp$ b des Gefüges vorgenommen.

Das Glimmerdiagramm (Diagramm D 1) zeigt einen schmalen, geschlossenen Gürtel $\perp$ b, der nur im Pol von s (ab) auf eine kurze Strecke hin unterbrochen ist. In diesem (ac)-Gürtel ist eine Anordnung der Glimmer-Achsen in zwei scharf peripher gelegenen Häufungen gegeben, die zwar in Ebene (ac) stark in die Länge gezogen sind, stets aber durch unterbesetzte Stellen des Diagramms voneinander getrennt sind. Innerhalb dieser beiden langgestreckten Häufungen treten einzelne Übersetzungen (Untermaxima) auf, in der einen Häufung sind es drei derartige Überbesetzungen (M1—M3), in der anderen ist nur eine derartige Überbesetzung (M4) vorhanden.

Die diesen beiden Häufungen der Glimmerregel zuordenbaren Gefügeflächen nach h0l und $\bar{h}0l$ bilden, sofern man die beiden Häufungen als Ganzes betrachtet, mit der im Schliffbild gegebenen und auch im Handstück leicht angedeuteten Ebene s (ab) Winkel von 46° und 53° ; stimmen also, was Neigung und Richtung anlangt gut überein mit dem aus dem Schliffbild ablesbaren Gefügeflächen nach h0l und $\bar{h}0l$ des „Quarz in Quarz“-Gefüges. Für das ebenfalls im „Quarz in Quarz“-Gefüge deutliche s (ab) ist im Glimmerdiagramm keine entsprechend starke Besetzung vorhanden, im Gegenteil, das Glimmerdiagramm zeigt gerade im Pol von s (ab) eine deutliche Unterbesetzung.

Das Sideritgefüge (Diagramm D 2) zeigt ebenfalls einen geschlossenen c-Achsengürtel $\perp$ b des Gefüges. Innerhalb dieses (ac)-Gürtels ist, ähnlich wie im Glimmerdiagramm D 1, eine Anordnung der stärker besetzten Stellen des Diagramms in zwei Gruppen gegeben, die in ihrer Lage mit jenen des Glimmerdiagramms übereinstimmen, nur daß die Trennung zwischen den einzelnen Gruppen hier nicht in allen Fällen eine so deutliche ist wie in D 1. Es lassen sich also auch in D 2 die Hauptbesetzungen jenen zwei Scharen von h0l und $\bar{h}0l$ -Flächen des Glimmergefüges zuordnen, sofern man auch hier wieder diese beiden Häufungen zunächst als Ganzes betrachtet. Innerhalb dieser beiden Gruppen liegen nun stets mehrere stärker besetzte Stellen (Untermaxima) die, wenn man, wie es im Glimmerdiagramm D 1 und später dann im Übersichtsdiagramm D 4 geschehen ist, sie den im Glimmerdiagramm D 1 gegebenen Gefügeflächen s_1 — s_4 zuordnet, meist eine deutliche Beziehbarkeit zu diesen Flächen erkennen lassen, was Ausweitung und Besetzungsdichte anlangt.

Die einzelnen Untermaxima in den beiden Gruppen liegen in Abständen von 20 bis 30° von der Peripherie des Diagramms entfernt und lassen in vielen Fällen eine deutliche Anordnung auf Kleinkreisen (r um 26°) erkennen. Diese Kleinkreisbesetzungen umgeben peripher gelegene, in den meisten Fällen stets deutlich unterbesetzte Stellen.

Gleich wie im Glimmerdiagramm ist auch im Sideritdiagramm keine dem s (ab) eindeutig zuordenbare stärkere Besetzung gegeben.

Auch das Quarz c-Achsendiagramm (Diagramm D 3) zeigt einen geschlossenen Gürtel $\perp b$ des Gefüges, in dem sich, ähnlich wie im Glimmer- und Sideritdiagramm, zwei Gruppen von Häufungen abheben, zuordenbar wieder jenen Gefügeflächen nach $h0l$ und $\bar{h}0l$, sofern man zunächst auch hier wieder jede der beiden Häufungen als Ganzes betrachtet.

Die c-Achsenpole der Quarze lassen sich auch in D 3 auf Kleinkreise mit $r = 20-30^\circ$ anordnen, deren Mittelpunkte, gleich wie im Sideritdiagramm peripher liegen und vielfach deutliche Unterbesetzung zeigen. Diese einzelnen ringförmigen Besetzungen lassen sich wieder jenen schon aus der Glimmerregel und Sideritregel gegebenen Gefügeflächen s_1-s_4 mehr oder weniger deutlich zuordnen.

Die Mittelpunkte dieser Kleinkreise des Quarz c-Achsendiagramms fallen also zusammen mit den Mittelpunkten jener Kleinkreise, auf denen im Sideritdiagramm die c-Achsen liegen. In diese Minima des Siderit- bzw. Quarz c-Achsendiagrammes fallen nun die Maxima des Glimmerdiagramms.

Diagramm D 4 gibt eine schematische Übersicht hinsichtlich Zuordenbarkeit der einzelnen Besetzungen. Die schwarzen, peripher gelegenen Punkte sind Glimmermaxima (M1—M4), die diesen Glimmermaxima zuordenbaren Gefügeflächen sind mit s_1-s_4 bezeichnet. Die voll ausgezogenen Kleinkreise entsprechen Kleinkreisbesetzungen im Sideritgefüge, die punktiert ausgezogenen Kleinkreise sind Besetzungen im Quarzgefüge.

Dieses Diagramm D 4 zeigt deutlich, wie die Achsenmaxima des Glimmergefüges ringförmig von Achsenmaxima des Siderit- und Quarzgefüges umgehen sind und wie die einzelnen Besetzungen im Sideritdiagramm und Quarzdiagramm den aus der Glimmerregelung erschlossenen und zum Teil auch im Handstück sichtbaren Gefügeflächen s_1-s_4 zuordenbar sind.

Aus diesen Gefügeeinmessungen ergibt sich also für Siderit als Gefügekorn eine gleiche Einregelung, wie sie bisher an Calcit (L 1), Dolomit (L 4) und Ankerit (L 5) nachgewiesen ist, nämlich die Einregelung des flachen Rhomboeders e ($01\bar{1}2$) in $h0l$ und $\bar{h}0l$ -Flächen des Gefüges.

Die weitgehende Übereinstimmung dieses Siderit c-Achsendiagramms mit den c-Achsendiagrammen von Calcit und Dolomit B-Tektoniten macht auch für Siderit als Gefügekorn einen ähnlichen Translationsmechanismus wie für Calcit oder Dolomit mit Translation nach e ($01\bar{1}2$) wahrscheinlich. ($01\bar{1}2$) ist zwar als Fuge in keinem der untersuchten Körner sichtbar, es muß das aber nicht unbedingt der Fall sein, da auch bei Calcit genügend Fälle bekannt sind, in welchen Achsenmaxima um Achsenminima ein Maximum von nicht als Fugen nachweisbaren Translationsflächen erschließen lassen (s. u. a. L 6). Auch bei Dolomit und Ankerit ist bei gleichen Regeln wie im Sideritgefüge ($01\bar{1}2$) als Fuge nicht nachweisbar.

Es ist also auch bei Siderit eine wechselweise Einstellung der drei untereinander gleichwertigen flachen Rhomboederflächen e (01 $\bar{1}2$) in h0l-Flächen des Gefüges als wahrscheinlich anzunehmen. Diese unmittelbare Einregelung von (01 $\bar{1}2$) in h0l-Flächen des Gefüges ergibt dann jene mittelbare Einregelung der c-Achsen auf Kleinkreisen um das Lot der betreffenden h0l-Fläche, wie sie in diesem Sideritdiagramm deutlich ist.

Dieses Sideritgefüge ist also neben Dolomit, Ankerit und Korund (L 2, 3, 4, 5) ein weiteres Beispiel von mit Calcittektoniten isotypen Gefügen.

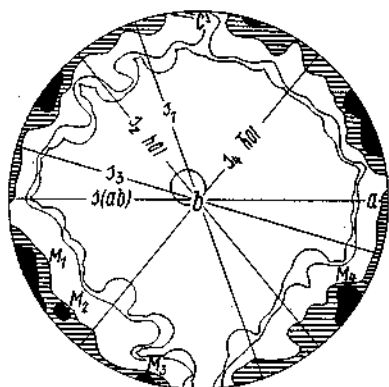
Rotiert man das Quarzdiagramm D 2 und Sideritdiagramm D 3 aus der Lage $\perp b$ des Gefüges konstruktiv in die Lage $\perp a$ des Gefüges, so ergibt sich für die beiden rotierenden Diagramme ein in Ebene (ac) deutlich gespaltener Gürtel, wie er bereits durch B. Sander sowohl an Calcit-B-Tektoniten (L 6, D 78), als auch an Quarz B-Tektoniten (L 6, D 49) nachgewiesen wurde, und wie er auch in L 4, D 23 und L 5, D 2 für Dolomit bzw. Ankerit-B-Tektonite gegeben ist.

Die Besetzung des (ac)-Gürtels des Siderit c-Achsendiagramms erlaubt neben der Symmetrieebene $||$ (ac) keine weitere Symmetrieebene senkrecht zum Gürtel, stellt also einen B-Tektonit mit monokliner Symmetrie dar, wodurch also hinsichtlich der Gefügesymmetrie eine Übereinstimmung mit Dolomit B-Tektoniten gegeben erscheint, wie sie in L 4 aus derselben Zone (Innsbrucker Quarzphyllit) beschrieben und als Typus I der Dolomitregelung gekennzeichnet sind. Auch mit dem Ankeritgefüge, das ebenfalls einer Einschaltung im Innsbrucker Quarzphyllit (Volderer Tal) entstammt und das auch Regelungstypus I aufweist, ist dadurch Übereinstimmung gegeben (L 5).

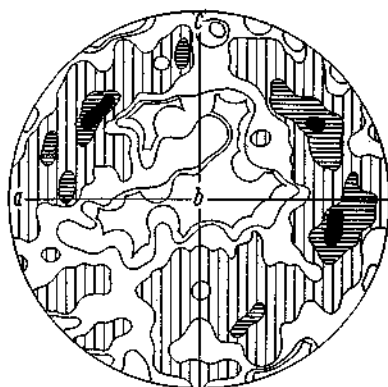
Was die Gefügetracht des Siderits als eine dem Gitterbau zugeordnete Außengestalt des Kornes betrifft, so ergab sich für dieses Sideritgefüge in vielen Fällen eine deutlich gelängte Korngestalt nach b des Gefüges. Die c-Achsen der Siderite besetzen dabei einen ziemlich breiten Gürtel $\perp b$, aber mit einem genau senkrecht b deutlichen Abfall in der Besetzungsdichte (gespaltener Gürtel). Es bildet also die gestaltliche Vorzugsrichtung der Siderite (Längung in b) mit der eingemessenen kristallographischen Richtung (c-Achse der Siderite) im Durchschnitt einen Winkel von 60°.

Literaturverzeichnis

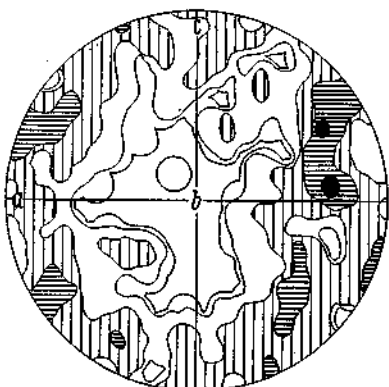
1. Felkel, E.: Gefügestudien an Kalktektoniten, Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 79, Wien 1929.
2. Ladurner, J.: Zur Kenntnis von Korundgefügen (Achsenverteilungsanalyse an Naxos-Smirgel), N. Jahrb. f. Mineralogie, Abh. 84, 1952.
3. Ladurner, J.: Die Rolle der Endfläche des Korunds (0001) in der Gefügeregel verschiedener Vorkommen von Naxos-Smirgel, N. Jahrb. f. Mineralogie, Monatshefte, 1952.
4. Ladurner, J.: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittektonite, Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 96, Wien 1953.
5. Ladurner, J.: Zum Verhalten von Ankerit im geschlossenen Gefüge und als Einzelkorn, Tscherm. Min. Petrogr. Mitt., 6, 1955.
6. Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. II. Teil: Die Korngefüge, Springer Verlag, Wien-Innsbruck 1950.



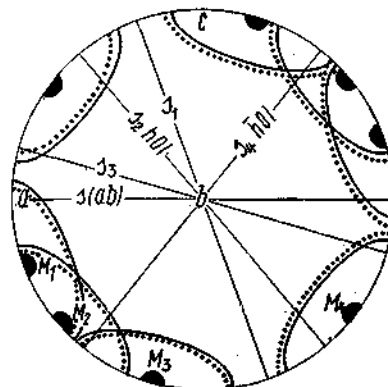
D 1



D 2



D 3



D 4

Diagramm D 1: Penzenboden, $\perp$ b, 200 Muskowit c-Achsen; 11 — 5 — 3 — 1 — 0.5, 0%.

Diagramm D 2: Penzenboden, $\perp$ b, 400 Siderit c-Achsen; 4 — 3 — 2 — 1 — 0.5 — 0.2, 0%.

Diagramm D 3: Penzenboden, $\perp$ b, 400 Quarz c-Achsen; 4 — 3 — 2 — 1 — 0.5 — 0.2, 0%.

Diagramm D 4: Schematische Übersicht hinsichtlich der Zuordenbarkeit der einzelnen Besetzungen. Schwarze Punkte: Glimmermaxima M 1 — M 4, s_1 — s_4 sind die entsprechenden Gefügeflächen; voll ausgezogene Kleinkreise: Besetzungen im Sideritdiagramm; punktierte Kleinkreise: Besetzungen im Quarzdiagramm.

Achsenverteilungsanalyse eines Glimmermarmors

(Tauernhülle Glocknerstraße)

Von Ingeburg Schüller

(Mit 19 Diagrammen auf Tafel III)

Aus dem Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck

Die vorliegende Arbeit zeigt die Durchführung einer Achsenverteilungsanalyse am Beispiele eines in der Tauernhülle verbreiteten Glimmermarmors. Es wurde dabei versucht, festzustellen, ob Inhomogenitäten, wie sie für kristalline Quarz-Tektonite bekannt sind, auch an Calcit-Tektoniten angenommen werden können. Auch das Verhalten der im Gestein befindlichen Glimmer und Quarze wurde beachtet. Gleichzeitig wurde in dem für die AVA benutzten Bereich die Frage nach der Achsendivergenz einander berührender und sich nicht berührender Calcitkörner behandelt und bei Auszählung der Punktdiagramme die Frage nach etwaigen Fehlerquellen untersucht. Die AVA wurde nach zwei Standpunkten (Teilung des Achsendiagramms in Sektoren — Berücksichtigung der Maxima) durchgeführt und die gewonnenen Ergebnisse einander gegenübergestellt.

Für die Beschreibung wurden die in der Gefügekunde üblichen Koordinaten verwendet.

Die Arbeit wurde am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck unter der Leitung von Herrn Professor Dr. B. Sander durchgeführt, dem ich die Anregung zu diesem Thema verdanke und vor allem für das Untersuchungsmaterial und seine rege Anteilnahme Dank schulde. Alle Kenntnisse über den speziellen Gang der Untersuchung im Falle meiner Fragestellung fußen neben Publikationen — hier war es vor allem das Manuskript des II. Bandes der „Gefügekunde geologischer Körper“, für dessen Überlassung ich hier nochmals danken möchte — auf seinen Ratschlägen.

Eine freudige Verpflichtung ist es mir, für immerwährende Hilfsbereitschaft in allen technischen Belangen, vor allem aber für die Einweisung in die Handhabung des Universaldrehtisches und in das statistische Auszählverfahren Herrn Assistenten Professor Dr. Josef Ladurner zu danken.

Es wurde, bevor die eigentliche Arbeit an der Achsenverteilungsanalyse (AVA) in Angriff genommen werden konnte, eine für diese Fragestellung nötige Präparatauswahl vorgenommen, da Regelungen, die eine scharfe Trennung von Maxima erlauben, für eine AVA besonders geeignet sind. Die Aufnahme eines Probendiagramms für den interessierenden Bereich (zeilenweise Messung ohne Vernachlässigung eines Kornes) und die Feststellung des Vorhandenseins mehrerer voneinander trennbarer Maxima, bildeten demnach die Voraussetzung für die Durchführung der AVA. Die Größe des betrachteten Schliffbereiches betrug $7 \times 8 \text{ mm}$. Um ein genaues Abbild des gewünschten Schliffbereiches zu erhalten, wurde dieser fotografiert (15 Teilaufnahmen 9×12) und anschließend zweifach linear vergrößert, damit auch das kleinste Einzelkorn groß genug war, um es deutlich mit Nummer und Farbsignal zu versehen. Das so gewonnene, vergrößerte Schliffbild wurde auf Oleatenpapier durchgepaust, gleichzeitig

wurden undeutliche Korngrenzen mit Hilfe des Mikroskopes ausgebessert und Lichtpausen des Schliffbildes angefertigt. Jedes Korn wurde im Schliffbild durch eine Zahl gekennzeichnet und der einem Korn zugehörige Polpunkt der Achse im Diagramm mit derselben Zahl versehen. Durch diese Methode (schon bei Ramsauer, L. 25) ist es gleichzeitig möglich, sollten andere Fragestellungen im Laufe der Arbeit auftauchen, jederzeit die Achsenlage eines bestimmten Kornes wieder zu finden. Das ausgezählte Diagramm (1827 Achsenpole) wurde nach zwei verschiedenen Gesichtspunkten (D 12, 13) für die AVA ausgewertet und dazu die Tafeln angefertigt. Die Querschnitte von Körnern, deren Achsen ein bestimmtes Areal des Diagramms besetzen, wurden mit demselben Schraffensignal versehen.

Um die Feinlagen der einzelnen Richtungsgruppen des nicht sehr deutlich inhomogenen Gefüges besser übersichtlich zu machen, wurde zur statistischen Darstellung gegriffen; diese Darstellung erfolgte auf zweierlei Art (siehe S. 25 und D 14, 15, 16, 17). Durch Herrn Prof. Sander wurde ich angeregt, die statistische Darstellung, die zunächst wie üblich auf Grund eines quadratischen Auszählfeldes vorgenommen wurde, mit einer Darstellung, der ein hexagonales Auszählfeld zugrunde lag, zu vergleichen, um etwaigen Fehlern durch Verzerrung, die durch den verschieden großen Abstand zweier Mittelpunkte des Auszählkreises (horizontal bzw. vertikal und diagonal) im quadratischen Auszählfeld hervorgerufen werden könnten, vorzubeugen. Es hat sich hierbei gezeigt, daß sich keine wesentlichen Änderungen im Gesamtbild der statistischen Darstellung durch die Abänderung des Auszählfeldes von quadratisch zu hexagonal ergeben hatten. Mit dieser Erfahrung stimmen die nachmals von J. Ladurner bei der Auszählung der Korundgefüge (L. 27) gemachten Erfahrungen überein.

Der Marmor Glocknerstraße ist ein im Handstück grauer Marmor mit am Anschliff erkennbarem s und makroskopisch sichtbarem Lineargefüge auf s — dadurch ergeben sich die Koordinaten im Handstück [$s = (ab)$, $\perp s = c$] —, das aus Calcit mit Helglimmer, Quarz, etwas Feldspat, spärlich Zoisit, besteht. Üblicherweise wird mit a -Schliff der Schliff $\perp a$ bezeichnet usw. Nach L. 26 sind mit hkl (ohne Klammern!) Flächen des Korngefüges bezeichnet, mit (hkl) solche des Kornes. Unter dem Mikroskop zeigt Calcit lückenlos aneinanderschließende, im a -Schliff nach b des Gefüges gelangte Kornquerschnitte von Gestalt eines Rhombus oder Polygons, während im b -Schliff die Fläche (ah) durch Kornlängung in der Fläche $h0l$ verdrängt ist, die mit (ab) einen Winkel von 20 bis 25° einschließt. Im Schliff parallel (ab) herrschen isometrische Kornquerschnitte gegenüber nach b gelangten vor. An Lamellenscharen sind im b -Schliff in 30% der Körner zwei ausgebildet, während zirka 25% der Körner — es sind dies vorwiegend die kleinen Körner — keine Lamellen zeigen. Die Intergranulare ist glatt und zeigt den Symmetrietypus eines dreiachsigen Ellipsoids, das sich einem Rotationsellipsoid nähert, mit c (des Gefüges) als kürzester Achse. Die Quarzkörner bilden „Quarz in Quarz“- und „Quarz in Calcit“-Gefüge, sind gelängt oder tropfenförmig („Quarz in Calcit“) mit glatter Intergranulare und sind zum Teil undulös. Während Calcit und Quarz Spuren geringer nachkristalliner Deformation zeigen, fehlt diese bei Glimmer, was die Möglichkeit offen läßt, daß die Glimmerkristallisation diese Deformation überdauert hat, oder die in den bildsameren Calcit eingebetteten Glimmer haben keine Deformation erlitten.

U-Tisch Analyse: Das makroskopisch sichtbare s konnte auch im b-Schliff im Lamellensammeldiagramm (D 1) als Fläche erkannt werden, in die eine große Zahl von Calcitkörnern mit e (01 $\bar{1}$ 2) mit geringer Schwan-
kung um a eingeregelt sind. Es wurde pro Korn eine Lamelle vermessen, u. zw., wenn in einem Korn mehrere erkennbar waren, diejenige gewählt, welche mit b den kleinsten Winkel einschloß. Ein 25° vom Pol von s liegendes Maximum wird betrachtet als Repräsentant einer Flächenschar s_1 . Neben dieser h0l-Fläche (s_1 in D 1) ersehen wir aus D 1 auch das Auftreten von lamellenbesetzten 0kl-Flächen, symmetrisch zu s und mit s einen Winkel von zirka 25° einschließend. Um herauszuheben, inwieweit an der Besetzung der Maxima (01 $\bar{1}$ 2)-Flächen von Körnern mit einer Lamelle und solche, bei denen nur eine Lamelle vermessen wurde, im Korn aber zwei und mehrere vorhanden sind, beteiligt waren, wurden diese beiden Kornarten getrennt. D 4 zeigt neben s und 0kl eine Scherflächenschar s_2 symmetrisch (in bezug auf s) zu s_1 , die im Lamellensammeldiagramm D 1 weniger deutlich zum Ausdruck kommt und in ihrer Richtung mit der Richtung der Kornlängung im b-Schliff zusammenfällt, während in D 5 zunächst ein nur in der Nähe des Poles von a unterbrochener, von mehreren Untermaxima besetzter Gürtel auffällt: Wirksamkeit mehrerer Gleitflächen mit Konzentration der Häufungen um den Pol von s gegenüber D 1 und D 4. Auch Körner mit mehreren Gleitflächen haben also ein e in s , s_1 oder schwächer auch in s_2 eingeregelt. Das Glimmerdiagramm D 2 bestätigt gleichfalls s und bringt auch die Raumlage von s_2 deutlich zum Ausdruck. Ein Unterschied in der Ausbildung der Glimmer in s und s_2 besteht nicht.

Das zu D 1 gehörige Achsendiagramm D 6 macht auf den ersten Blick nicht den Eindruck einer den Lamellenmaxima gemäßen Regelung, doch lassen sich durch Konstruktion der Kleinkreise mit Halbmesser 26° um die einzelnen Lamellenmaxima, Maxima von D 6, als vermutlich zu den Lamellenhäufungen in D 1 gehörig erkennen. Ein ähnliches Verhalten lassen auch die zu D 4 und D 5 gehörigen Achsendiagramme D 7 und D 8 noch ersichtlich werden. Die Verzeichnung der Achsen von Körnern ohne sichtbare Lamelle (D 9) ergibt außer der Lage der Achsen auf einem großen Kleinkreis noch eine Häufung um b , wobei aber bei Besetzung des Maximums um b zu beachten ist, daß hier eine genaue Unterscheidung, ob ein lamellenloses Korn vorliegt oder nicht, infolge der flachen Lamellenlage dieser Körner nicht sicher möglich ist. D 11 der eingemessenen Quarzachsen des „Quarz in Calcit“-Gefüges läßt die für Quarz typischen Maxima I, II, IV erkennen (bezogen auf s , das somit durch Glimmer, Quarz und Calcit gegeben ist). Am stärksten ist ein zirka 20° von der Lage von Maximum III gegen den Pol von c hin verschobenes, geteiltes Maximum ausgebildet, das sich mit einem in D 4 sichtbaren Calcitlamellenmaximum, das Vertreter einer 0kl-Scherfläche ist, deckt. Es könnte sich hier um Einregelung des Quarzes nach einer Fläche nahe (0001) handeln. (Böhmsche Lamellen sind im Schliff nicht zu sehen). Das in den Fällen in L. 11 und in L. 21 für „Quarz in Calcit“ typische Maximum um den Pol von h ist andeutungsweise vorhanden und wird von zwei Maxima, die auf einem Kleinkreis zirka 30° um b liegen, vertreten. Besetzungen um den Pol von h sind u. a. als Regel von „Quarz in Calcit“ bekannt und als Regelung nach der Korngestalt aufgefaßt (L. 21). Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Sander (siehe auch L. 26) ist auch ihre Zuordnung zu konischen Flächen rings um b des Gefüges

diskutabel. Die Analogie mit „Quarz in Calcit“ entfällt im vorliegenden Falle, da im „Quarz in Quarz“-Gefüge (D 10) die Besetzung des Maximums um b noch deutlicher zum Ausdruck kommt als im „Quarz in Calcit“-Gefüge. Daneben zeigt D 10 eine Verteilung der Achsen über das ganze Diagramm, mit Bevorzugung des linken oberen und rechten unteren Quadranten des durch (ab) und (bc) geteilten Zeichenkreises (ac). Am stärksten tritt auch hier wieder das in (bc) gelegene, vom Maximum III zirka 20° gegen c hin verschobene Maximum auf. Es bestehen daher zum Unterschiede von den Fällen L. 11, L. 21 keine wesentlichen Unterschiede zwischen dem „Quarz in Quarz“- und „Quarz in Calcit“-Gefüge. Der letzte regelnde Einfluß, der für Calcit noch wirksam war, hat nicht zu einer besonderen „Quarz in Calcit“-Regel geführt.

Vergleichen wir nun noch Calcitlamellen und Glimmerdiagramm, so läßt sich der gemeinsame s-Flächenplan (D 3) mit h als Schnittgerader erkennen: s ist sowohl von e des Calcits als auch von (001) des Glimmers deutlich besetzt, s_1 ist vorwiegend einem e von Körnern mit mehreren Lamellenscharen zugeordnet, s_2 hingegen durch Glimmer und Calcit mit nur einer Lamellenschar gebildet. Bei Betrachtung der Gefügeregel ist zunächst zu beachten, daß die Regel der sichtbaren Lamellen unter Umständen auch nur der Ausdruck einer letzten Deformationsphase sein kann (L. 18). Die Einregelung der e-Flächen wird vom Diagramm der zugehörigen Achsen nur undeutlich abgebildet: s des Gefüges ist deutlicher durch die e-Flächen als durch die Achsen gegeben. Der Marmor Glocknerstraße zeigt die Merkmale eines zweischarigen B-Tektonits und kann aufgefaßt werden als B-Tektonit mit größten Drucken normal B und diesen Drucken zugeordneten Gefügleitflächen (s, s_1 , s_2). Die Symmetrie des Gefüges kann im Hinblick auf die ungleiche Stärke der Besetzungen als monoklin fast rhombisch angesprochen werden.

Es wurde in diesem Schliß auch in dem für die AVA benützten Bereich die Frage der Achsendivergenz der einander berührenden Nachbar-Körner = „N-Körner“ behandelt und an einzelnen Beispielen das Verhalten der N-Körner und der einander nicht berührenden „O-Körner“ gegenüber der örtlich ermittelten mittleren Achsendivergenz sämtlicher Körner festgestellt (L. 11, S. 396—398). Zunächst wurden vom ganzen betrachteten Bereich (1827 Körner) die Achsendivergenzen aller N-Körner (3862 Paarungen) ermittelt. Es zeigt sich, daß keiner der ermittelten Werte eine bemerkenswerte Vorrangstellung einnimmt (keine Zwillingsbildung). Die daraus herechnete mittlere Achsendivergenz beträgt 51° . Vergleicht man dazu den von O. Schmidegg errechneten Wert von 33° (L. 11, S. 363) als mittlere Achsendivergenz für Körner, wenn diese mit e in eine Ebene eingestellt sind, so ergibt sich, daß meine Messung eben nicht nur solche Körner erfaßt hat, wie ja auch das Diagramm der Lamellen zeigt. Sodann wurden an 11 Stellen des Schliffes geschlossene Körnergruppen von 6 bis 13 Körnern ausgewählt, die gemessenen Achsenlagen dem Diagramm entnommen und die Achsendivergenz der N- und O-Körner ermittelt und getrennt übersichtlich gemacht. Nun wurde von jeder der 11 untersuchten Stellen des Schliffes die mittlere Achsendivergenz sämtlicher Körnerpaare ermittelt und dann die jeweils unter die mittlere Achsendivergenz einer Körnergruppe fallenden Prozente an N- und O-Körnern in Übersicht gebracht. Als maximale Achsendivergenz wurde die größte ermittelte

Achsendifferenz einer Körnergruppe, als minimale Achsendifferenz die kleinste einer Körnergruppe festgestellte — getrennt für N- und O-Körner — bezeichnet. Es ergeben sich Verhältnisse, wie sie teilweise schon in L. 11, S. 396—398 festgestellt wurden:

- a) Die maximale Achsendifferenz der Körner einer Gruppe schwankt bei Betrachtung aller Gruppen bei N-Körnern zwischen $19-90^\circ$, bei O-Körnern zwischen $24-90^\circ$. Das Mittel beträgt sowohl für N- als auch für O-Körner 72° ; es ist somit in der maximalen Achsendifferenz kein Unterschied zwischen N- und O-Körnern.
- b) Die minimale Achsendifferenz der Körner einer Gruppe schwankt bei Betrachtung aller Gruppen bei N-Körnern zwischen $0-22^\circ$, bei O-Körnern zwischen $0-21^\circ$. Das Mittel beträgt für N-Körner 8° , für O-Körner 7° ; es ist also auch kein Unterschied in der minimalen Achsendifferenz zwischen N- und O-Körnern zu finden.
- c) Die mittlere Achsendifferenz der einzelnen Gruppen bei Berücksichtigung aller Körner schwankt zwischen $12-61^\circ$ und beträgt im Mittel für N- und O-Körner 42° , zum Unterschied von den 51° , die für N-Körner vorhin ermittelt wurden.
- d) Die Beteiligung der unter die mittlere Achsendifferenz fallenden Körner ist nicht so deutlich zugunsten der N-Körner ausgeprägt wie in L. 11, S. 397; der Prozentsatz von N-Körnern, die unter die mittlere Achsendifferenz fallen, ist aber wie in l. c. immer noch größer als der der O-Körner.

Achsenverteilungsanalyse

Es wurden zwei AVA desselben Schliffes nach zwei Gesichtspunkten durchgeführt:

A. Den gegebenen Maxima zufolge wurde das Diagramm in Sektoren geteilt, ein kleiner Diagrammbereich um b dabei einer eigenen Richtungsgruppe zugeordnet (D 12 und D 12 a).

B. Es wurden nur ganz bestimmte Besetzungsbereiche für die Bildung der Richtungsgruppen herausgegriffen (D 13 und D 13 a).

Ergebnisse der Analyse nach A. (D 12 und D 12 a): Eine auf den ersten Blick eindeutige Anisotropie des Gefüges (L. 24, S. 7) ist nicht sogleich wahrnehmbar, sie läßt sich erst durch statistische Darstellung — gesondert für die einzelnen Richtungsgruppen — ermitteln, wobei zu berücksichtigen ist, daß der in der AVA vorliegende Schliffbereich ein begrenzter ist. Die statistische Darstellung der einzelnen Richtungsgruppen erfolgte auf zweierlei Art:

I. Es wurde pro Kornquerschnitt ein Punktsignal gesetzt (Einkorndarstellung), D 14, 15.

II. Für die Fläche des kleinsten Calcitkornquerschnittes wurde ein Punktsignal gesetzt: einem größeren Calcitkornquerschnitt entsprechen so viele Punktsignale, als dem Verhältnis dieser kleinsten zur größeren Fläche entspricht; dieses Punktsignal wurde ebenfalls in den Mittelpunkt der gewählten Flächeneinheit gesetzt (Stoffdichte, D 16, 17). (Zu beiden Verfahren vgl. L. 26). Zur Ermittlung der Richtungsgruppenfeinlagen

wurde hauptsächlich die unter II. angeführte Darstellung verwendet, da diese keine Rücksicht auf die Kornindividuen nimmt, sondern nur die Stoffverteilung beinhaltet und dadurch weitgehende Ähnlichkeit mit dem Gefügebild besitzt. (Vgl. zwischen I. und II. jeweils bei Behandlung der einzelnen Richtungsgruppen.)

Richtungsgruppe 1:

Deutlich tritt zunächst im Gefügebild der AVA eine hOl-Feinlage dieser Richtungsgruppe deshalb in Erscheinung, weil sie mit der Richtung der Kornlängung im Schliffbild zusammenfällt (II. der statistischen Darstellung; die Korndichte-Darstellung bringt diese Richtung nicht so deutlich zum Ausdruck); es ist also diese Richtung ein Beispiel für durch Kornlängung, nicht durch Kornzahl gekennzeichnete Feinlagenrichtung. (ab) $\wedge$ hOl = 25° . Diese hOl-Feinlagen sind nicht lückenlos zusammenhängend, sie werden von Körnern der Feinlagen der Richtungsgruppe 2 und 3 isometrischer bis nach a gelängter Form durchbrochen. Bevorzugung einer bestimmten Korngröße der Richtungsgruppe 1 innerhalb dieser Feinlagen ist nicht zu verzeichnen. Die Längung der Körner, die diese Feinlage besetzen, folgt im wesentlichen dieser Richtung. Es zeigt diese hOl-Richtung des Gefüges nur geringe Divergenz mit der durch Messung der Calcitlamellen festgestellten Scherfläche s_2 . Betrachten wir das in D 6 festgelegte Achsenmaximum ENE, so entspricht dieses mit 26° Abstand vom Lot auf die Fläche F_1 sehr gut diesen R_1 -Feinlagen in F_1 und den in F_1 eingeregelter $\{01\bar{1}2\}$. Die voneinander getrennten R_1 -Feinlagen in F_1 entsprechen der Zerschierung des Gesteins parallel der hOl-Fläche F_1 , u. zw. nicht homogen, sondern in voneinander trennbaren Scherflächen. Sie sind nicht polymaximal. Das Achsenmaximum in NE (D 6) kann in analoger Weise auf s_2 bezogen werden, ist aber als Feinlage von R_1 undeutlicher als die Feinlage parallel F_1 . Die statistische Darstellung dieser Richtungsgruppe (Darstellung nach II., Stoffdichte) zeigt vereinzelt ein Abschnellen der Maxima der hOl-Fläche nach s, einer Feinlage, die im Gefügebild der AVA kaum sichtbar wird, immer wieder unterbrochen durch hOl-Feinlagen anderer Richtungsgruppen und vorwiegend von großen Körnern besetzt ist. Neben der Aushildung der Feinlagen zeigt diese Richtungsgruppe im AVA-Gefügebild mehrmals eine Häufung von Körnern, die von einem aus einer oder mehreren Lagen von Körnern einer anderen Richtungsgruppe bestehenden Ring umgeben ist. Es sind diese Ringe Ausdruck dafür, daß die Richtungsgruppen insulare Überindividuen bilden, um welche eine andere Richtungsgruppe als Ring erscheint. (Die Ermittlung der Richtung erfolgte hauptsächlich durch statistische Darstellung II.; die hOl-Feinlage jedoch ist auch nach Darstellung I., wenn auch undeutlich, ersichtlich.)

Richtungsgruppe 2:

Wie schon für R_1 angegeben, sind auch hier die Feinlagen nicht durchlaufend. Zwischen den Feinlagen F_1 von R_1 liegen sie ebenfalls parallel F_1 und werden als von der Einregelung „ $\{01\bar{1}2\}$ parallel F_1 “ nicht erfaßte Körner betrachtet, deren Achsen folgerichtig in das Areal R_2 der Lagenkugel fallen. Das Achsenmaximum in SE und NW (D 6) ist mit einem Abstand von $10-30^\circ$ vom Lot auf die Fläche F_2 und auf die Fläche s_1 beziehbar.

Parallel F_2 ergeben sich, deutlicher für Korndichte als für Stoffdichte, Feinlagen der Richtungsgruppe R_3 , welche inhomogener Zerscherung mit Einregelung von $(01\bar{1}2)$ parallel F_2 entsprechen. Parallel s_1 aber hat homogene Regelung von $(01\bar{1}2)$ ohne diskrete Zerscherung parallel s_1 stattgefunden. In der Richtungsgruppe 2 kommt es ebenfalls zu vereinzelt Ausdehnungen der Maxima nach (ab); diese sind im unausgezählten Abbild nicht sichtbar. D 17 zeigt, wie schon oben erwähnt, deutlich die kreisförmige Umrahmung von unterbesetzten Stellen durch Häufungen.

Richtungsgruppe 3:

Es sind alle Feinlagen dieser Richtungsgruppe gemäß ihrem geringen Anteile im Diagrammbereich (zirka 10%) und der verhältnismäßig geringen Besetzungsdichte äußerst stark von den Feinlagen der anderen Richtungsgruppen durchbrochen. Das Achsenmaximum in Süd (D 6) entspricht sehr gut den durch Stoffdichte und Korndichte deutlichen Feinlagen der Richtungsgruppe 3. Auch parallel s fand inhomogene Zerscherung mit Feinlagen parallel s statt, in denen stärkere Einregelung von $(01\bar{1}2)$ erfolgte.

Richtungsgruppe 4:

Die Körner dieser Richtungsgruppe liegen meist einzeln verstreut; sie in Feinlagen zusammenzufassen ist wegen ihrer geringen Zahl unmöglich.

Auch an Glimmer läßt sich eine lagenweise bzw. inselförmige Verteilung feststellen. Neben (ab) werden $h0l$ und in geringerem Maße auch $\bar{h}0l$ durch Glimmer besetzt. $h0l \wedge (ab) = 25-30^\circ$, $\bar{h}0l \wedge (ab) = 25-30^\circ$. Daneben sind, wie das oben für Calcit-Richtungsgruppen beschrieben ist, inselförmige Bereiche starker Besetzung hervorgehoben, die von nahezu glimmerfreien Ringen umgeben sind. Mithin ergeben sich folgende Beziehungen zwischen s , s_1 , s_2 , Richtungsgruppenfeinlagen und Glimmern:

Richtungsgruppe 1: Feinlage $\parallel s_2$, Feinlage $F_1 \wedge s = 35^\circ$ ($h0l$).

Richtungsgruppe 2: Feinlage $F_1 \wedge s = 35^\circ$ ($h0l$), Feinlage $F_2 \wedge s = 50^\circ$ ($\bar{h}0l$), Feinlage $\parallel s_1$.

Richtungsgruppe 3: Feinlage $\parallel s$.

Glimmer: Mit Masse $\parallel s$, häufig Lage $\parallel s_2$, vereinzelt Lage $\parallel s_1$.

Beachtet man die Richtung, in welcher im Falle F_1 , F_2 , s_1 und s_2 die auf die $(01\bar{1}2)$ -Lothhäufungen bezogenen Achsenhäufungen verschoben sind und nimmt man an, daß die Translation in $(01\bar{1}2)$ gegen die Achse hin erfolgte, so ergeben sich gleichsinnige Relativbewegungen in F_1 und s_2 , nicht aber in F_2 und s_1 . Die Relativbewegung in F_1 , s_2 einerseits und in s_1 andererseits wäre auf eine Pressung senkrecht auf s beziehbar, nicht so aber die Relativbewegung in F_1 , s_2 einerseits und F_2 andererseits. Für s läßt sich kein Relativsinu ablesen.

Wie schon oben erwähnt, beruht der wesentliche Unterschied in den beiden Arten der statistischen Darstellung darauf, daß sich die Unterscheidung im Zustandekommen der Feinlagen — ob die Kornzahl maßgeblich daran beteiligt oder die Kornlängung vornehmlich zu Worte kommt — darin zu erkennen gibt. Augenscheinlich wird das dadurch, daß die Feinlagen der Richtung $h0l$ hauptsächlich in den Diagrammen der Stoffdichte (D 16, 17), also durch die Korngestalt zum Ausdruck kommen, während die nur in einem Falle gut ausgebildete Richtung $\bar{h}0l$, die der Kornzahl

ihre Entstehung verdankt, ihren deutlichen Ausdruck in der Korndichtedarstellung (D 15) erfährt. Auch die Feinlage in (ab), die durch das Gefügebild der AVA schwer sichtbar wird, und deren Erkennen durch vereinzelte gelangte Kornquerschnitte in (ab) ermöglicht wird, läßt sich in den Diagrammen der Stoffdichte nachweisen; die zirkuläre typisch B-axiale Anordnung der Richtungsgruppen hingegen ist in D 15 und D 17 (I und II) zu erkennen.

Ergebnisse der Analyse B (D 13 und 13 a):

Die Analyse nach diesem Gesichtspunkt zeigt Verhältnisse, die sich denen von Punkt A vergleichen lassen, nur sind die Feinlagen wegen der geringeren an der Analyse beteiligten Körner noch unklarer. Es kommt in D 13 die Anisotropie und Inhomogenität des Gefüges weniger deutlich zur Geltung als in D 12. Zum Erkennen der Feinlagen ist es notwendig, die Areale, die mit Schraffen derselben Richtung, aber verschiedener Stärke bezeichnet sind, zusammenzulesen. Die durch die Richtung der Kornlänge besser vorgezeichnete Feinlage h0l tritt als einzige deutliche hervor und wird von Körnern der Richtungsgruppen 1—3 beliefert, ist also polymaximal. Feinlage (ab) ist durch die Körner, deren Achsenlagen in den Bereich der Richtungsgruppe 3 des Diagramms fallen, besonders deutlich gekennzeichnet und kann auch für Richtungsgruppe 2 erkannt werden, während die Richtungsgruppe 1 sich an dieser Feinlagenrichtung nicht sichtlich beteiligt; h0l wird in diesem Gefügebild von Richtungsgruppe 2 und undeutlich auch von Richtungsgruppe 3 besetzt. An jeder dieser Feinlagen beteiligen sich Körner sämtlicher Korngrößen. Das Auftreten von Inseln stärkerer Besetzung, wie oben erwähnt, ist, wenn auch ganz vereinzelt, nachweisbar. Der Bereich der Richtungsgruppe 4 wurde in beiden AVA gleich belassen; es gilt daher das oben Erwähnte.

Ein Vergleich über die Beteiligung der einzelnen Richtungsgruppen an den Feinlagen ergibt:

AVA nach Punkt A. (Analyse D 12)

Richtungsgruppe 1: Deutliche Feinlagen in h0l (F_1).

Richtungsgruppe 2: Deutliche Feinlagen in h0l, weniger deutlich in h0l (F_2).

Richtungsgruppe 3: Wenig deutliche Feinlagen in (ab).

AVA nach Punkt B. (Analyse D 13)

Richtungsgruppe 1: Deutliche Feinlagen in h0l (F_1).

Richtungsgruppe 2: Deutliche Feinlagen in h0l (F_1), weniger deutlich in h0l (F_2).

Richtungsgruppe 3: Wenig deutliche Feinlagen in (ab).

Also: Kein wesentlicher Unterschied im Gefügebild der AVA nach beiden Gesichtspunkten.

Die oben durch Diagramme ermittelte Zweischarigkeit bzw. Ungleichscharigkeit des Marmors Glocknerstraße kommt auch im Gefügebild der AVA zum Ausdruck. Es sind h0l- bzw. h0l-Flächen vorhanden, wobei h0l h0l bei weitem übertrifft.

Zusammenfassend läßt sich sagen: Die im Innsbrucker Institut durch L. 26 eingeführten Behelfe zur Korngefügeanalyse, namentlich AVA, wurden auf einen in der Tauernhülle verbreiteten Glimmermarmor angewendet. Die Hauptaufgabe war, an einem weitverbreiteten Typus von Calcit-Tektoniten zur Frage beizutragen, ob auch an kristallinen Calcit-Tektoniten Inhomogenitäten auftreten können, welche mit den Richtungsgruppen in Feinlagen an kristallinen Quarz-Tektoniten vergleichbar sind. Diese Frage ist zu bejahen. Es treten mehrere Inhomogenitätsflächen, sowohl durch das Vorwalten einzelner Minerale, als durch das Vorwalten bestimmter Drehlagen der Körner (Richtungsgruppen in Feinlagen), auf, neben den nicht durch die Inhomogenität, sondern nur durch die Anisotropie gegebenen Richtungen.

s-Flächen sind gegeben:

1. Durch Calcitlamellen, Glimmer, R Gr 1 = s_1 inhomogen.
2. Durch Calcitlamellen, Glimmer, R Gr 1 = s inhomogen.
3. Durch Calcitlamellen, Glimmer, s_1 homogen
4. R Gr 1, R Gr 2, inhomogen.
5. R Gr 2, inhomogen.

In dieser Übersicht ist zu bemerken:

Zu 1: (s_1) Für Calcitlamellen und Glimmer ist Verteilung als stofflich inhomogene Lagen (parallel s_1) nicht nachgewiesen; für Quarz angedeutet (D 13). Zu den in s_1 eingeregeltten Calcitlamellen gehört die Richtungsgruppe R_1 der Calcitachsen. Diese bildet (siehe D 16 und D 14) inhomogene Feinlagen (nach R_1) parallel s_1 . Zwischen diesen Feinlagen kommen Lagen parallel s_2 aus Körnern der Richtungsgruppe R_2 zustande, auch ohne daß hierfür eine Einregelung dieser Körner angenommen wird (D 15, 17). Dies zeigt die Überlagerung von D 16 auf D 17 und von D 14 auf D 15. Inhomogene Mineralverteilung in Lagen parallel s_1 ist nicht nachgewiesen und nicht ersichtlich, allerdings nicht statistisch geprüft. Alle Merkmale, die s_1 wahrnehmbar machen, sind durch Einregelung in eine Scherfläche möglich.

Zu 2: (s) Calcitlamellen und Glimmer sind sehr betont in s eingeregelt, Feinlagen parallel s mit Richtungsgruppe R_1 nicht deutlich. Das Fehlen eines Calcitachsenmaximums im Lot auf s (siehe D 6), die starke Einregelung von Calcitlamellen parallel s (siehe D 1) sprechen für die Betätigung von s als Scherfläche, nicht als Plättungsebene. Inhomogene Minerallagen parallel s sind im Bereich der AVA nicht deutlich. s ist als Scherfläche betätigt. Für den Ansatz der Beschreibungskoordinaten abc wurde s als (ah) gewählt wegen der leichten Spaltharkeit parallel s (bedingt durch D 1 und D 2 und durch glimmerreichere Lagen im Gestein größeren Bereiches).

Zu 3: (s_1) Scherfläche mit Calcitlamellen und Glimmer parallel s_1 , aber ohne Feinlagen mit Richtungsgruppen und ohne deutlich inhomogenen Lagenbau parallel s_1 .

Zu 4 und 5: Den Feinlagen dieser Richtungsgruppen entspricht kein wahrnehmbares Maximum für Calcitlamellen und Glimmer, sondern nur Inhomogenität der Richtungsgruppenfeinlagen.

Erläuterung zu den Diagrammen

(alle Diagramme $\perp$ b)

D 1: Calcit, Lamellensammeldiagramm, eine Lamelle je Korn, summiert aus D 4 und D 5, 1337 Pole; $4\frac{1}{2} - 3\frac{1}{2} - 2\frac{1}{2} - 1\frac{1}{2} - \frac{1}{2}$, 0%.

D 2: Glimmer, 160 Pole; $11 - 7 - 5 - 3 - 1$, 0%.

D 3: s — Flächenplan für Calcit und Glimmer und Feinlagen der Richtungsgruppen R_1 und R_2 .

..... = Richtungsgruppe R_1 .

— ... — = Richtungsgruppe R_2 .

— — — — = Calcitlamellen und Glimmer,

— — — = Pol zu s_1 und s_2 .

Die Besetzungen sind Achsenmaxima (vgl. auch D 6).

D 4: Calcit, Lamellen von Körnern mit nur einer Lamelle, 777 Pole; $5 - 4 - 3\frac{1}{2} - 2\frac{1}{2} - 1\frac{1}{2} - \frac{1}{2}$, 0%.

D 5: Calcit, Lamellen von Körnern mit zwei und mehr Lamellen; gemessen wurde nur eine Lamelle; $6 - 4 - 3 - 2 - 1$, 0%.

D 6: Calcit, c-Achsensammeldiagramm, 1827 Pole; $2\frac{1}{2} - 2 - 1\frac{1}{2} - 1\frac{1}{2} - 1 - \frac{1}{2}$, 0%.

D 7: Calcit, c-Achsendiagramm zu D 4; $3 - 2\frac{1}{2} - 2 - 1\frac{1}{2} - 1$, 0%.

D 8: Calcit, c-Achsendiagramm zu D 5; $2\frac{1}{2} - 2 - 1\frac{1}{2} - 1 - \frac{1}{2}$, 0%.

D 9: Calcit c-Achsendiagramm der Körner ohne sichtbare Lamelle, 451 Pole; $2\frac{1}{2} - 2 - 1\frac{1}{2} - 1 - \frac{1}{2}$, 0%.

D 10: Quarz, c-Achsendiagramm, „Quarz in Quarz“-Gefüge, 212 Pole; $5 - 4 - 2\frac{1}{2} - \frac{1}{2}$, 0%.

D 11: Quarz, c-Achsendiagramm, „Quarz in Calcit“-Gefüge, 136 Pole; $5 - 4 - 3 - 1\frac{1}{2} - 1$, 0%.

D 12: AVA (Richtungsgruppen nach Sektoren), siehe D 12 a.

D 12 a: Gliederung des Diagramms D 6 nach einzelnen Richtungsgruppen (R_1 — R_4) und Anordnung der Strichmuster für die einzelnen Richtungsgruppen der Achsenverteilungsanalyse D 12.

D 13: AVA (Richtungsgruppen nach Maxima), siehe D 13 a.

D 13 a: Gliederung des Diagramms D 6 nach einzelnen Richtungsgruppen (R_1 — R_4) und Anordnung der Strichmuster für die einzelnen Richtungsgruppen der Achsenverteilungsanalyse D 13.

D 14: Statistische Auszählung der Richtungsgruppe 1 nach Korndichte; 669 Körner; $8 - 5 - 3 - 1$, 0%; Auszählkreis $\frac{1}{2}$ % der Gesamtfläche, Abstand der Auszählzentren 2 cm.

D 15: Statistische Auszählung der Richtungsgruppe 2 nach Korndichte; 906 Körner; $7 - 5 - 3 - 1$, 0%; Auszählkreis $\frac{1}{2}$ % der Gesamtfläche, Abstand der Auszählzentren 2 cm.

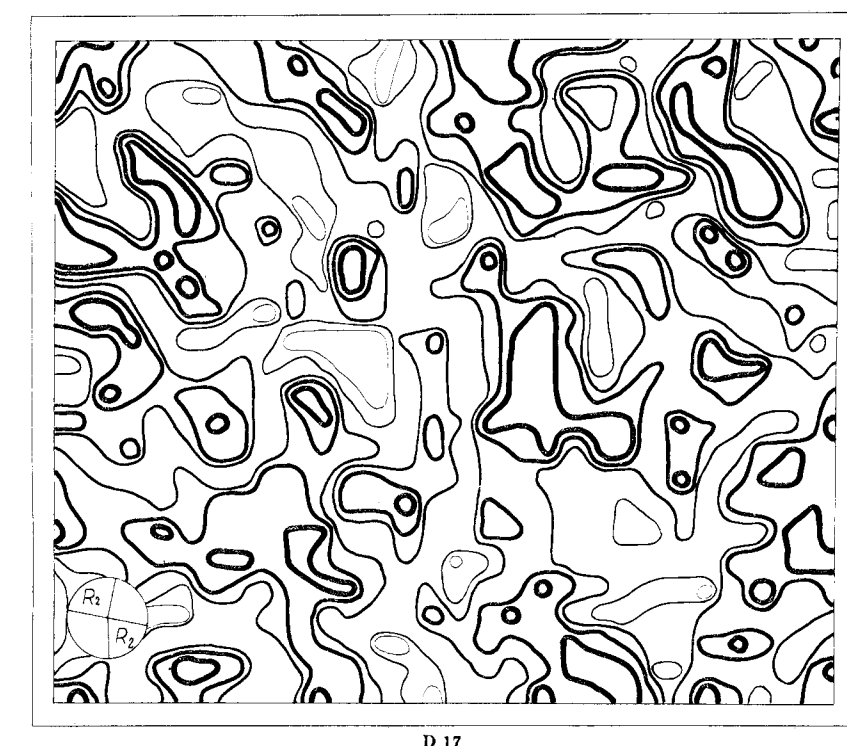
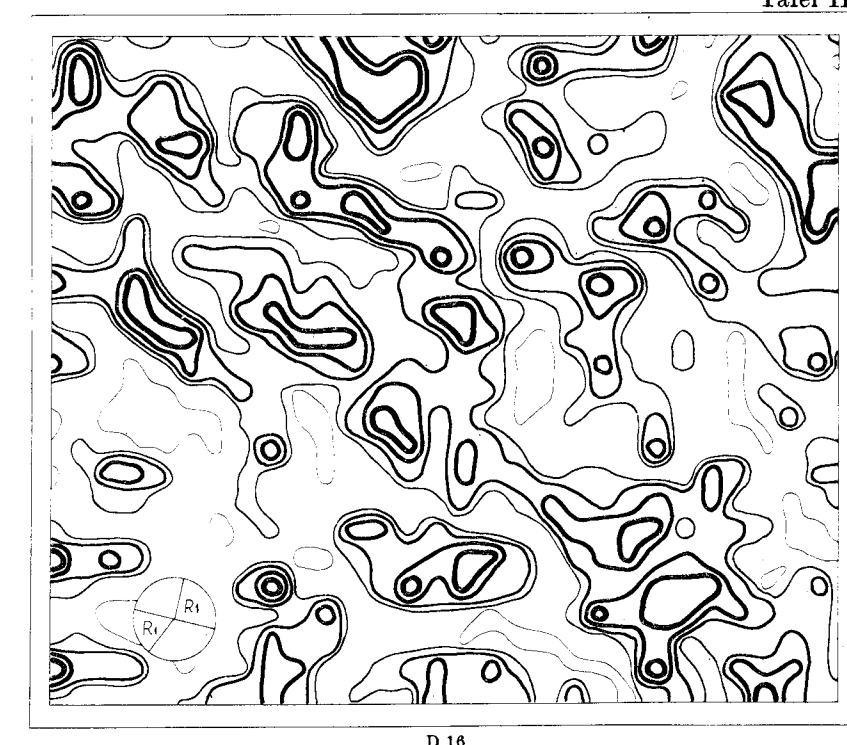
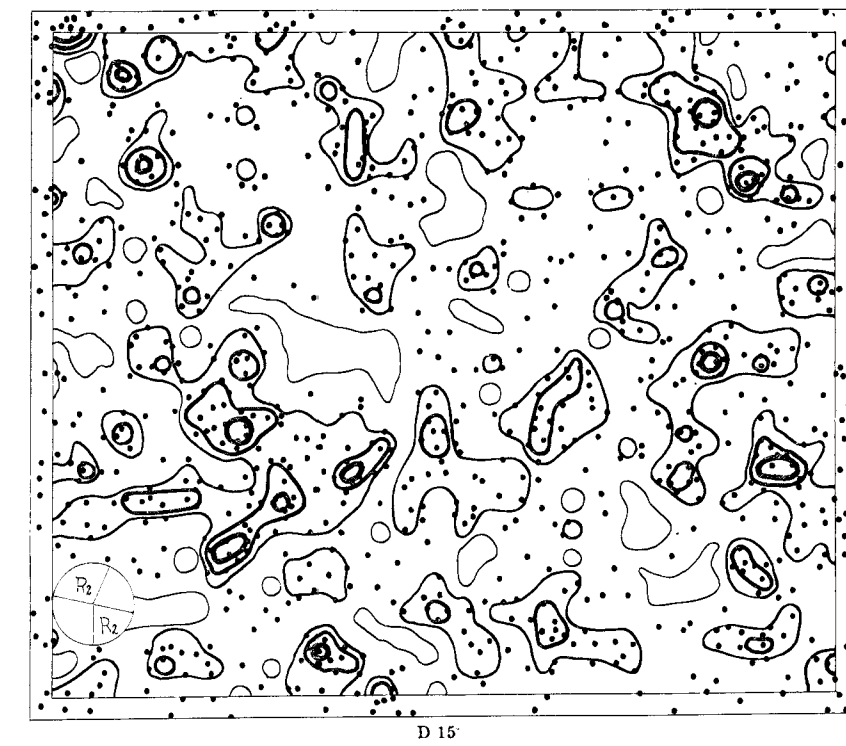
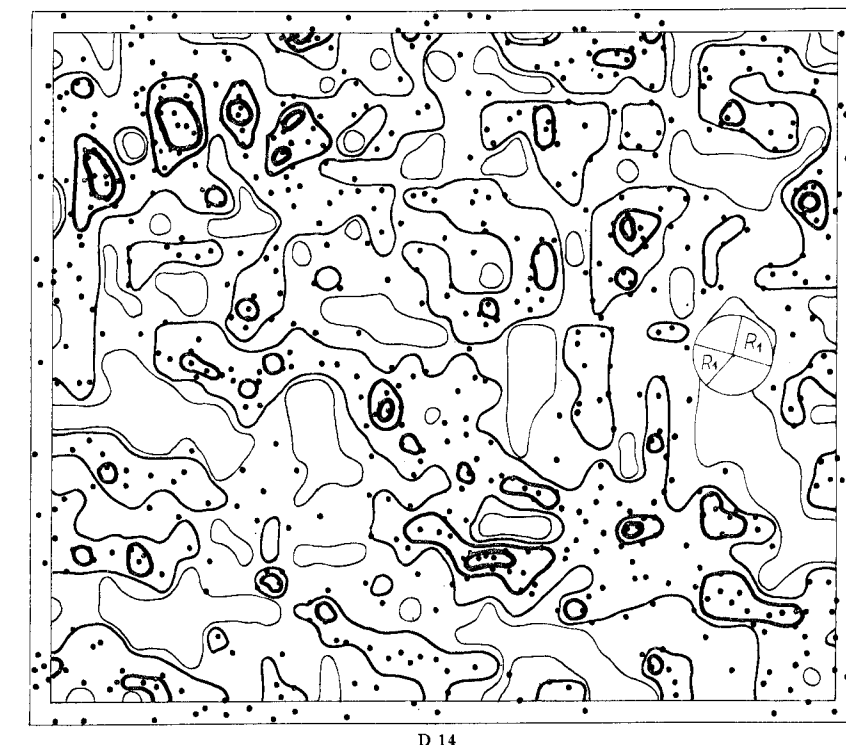
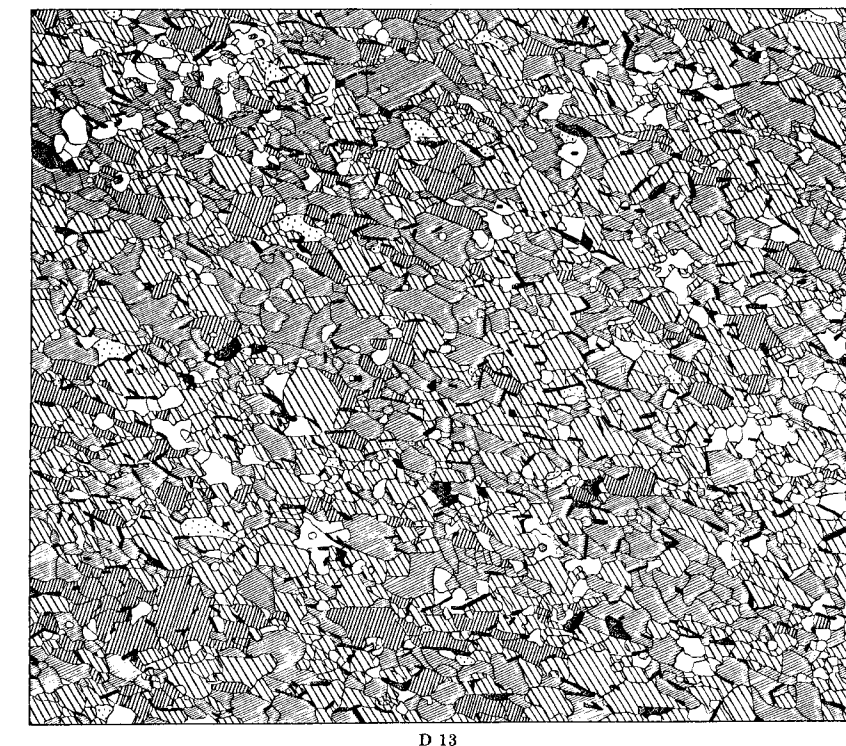
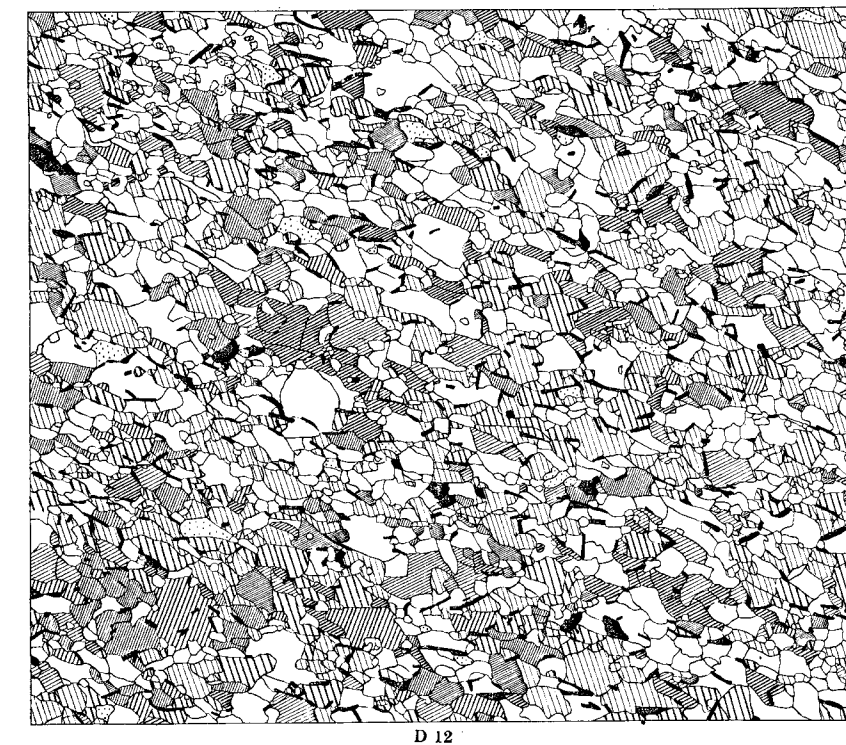
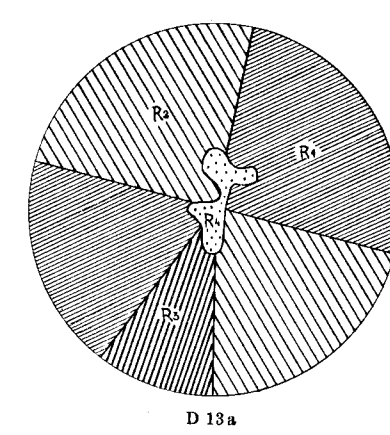
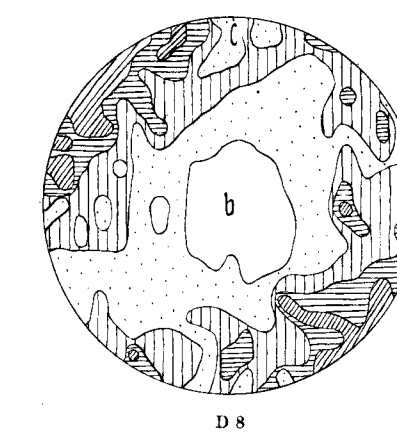
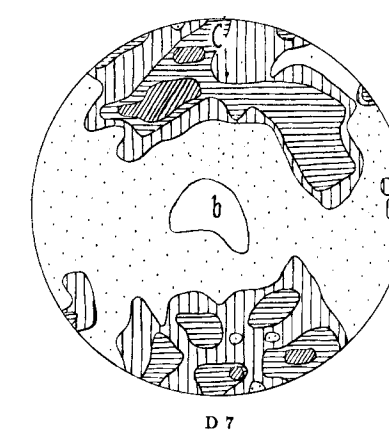
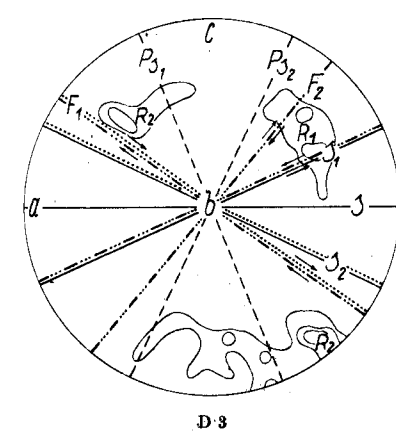
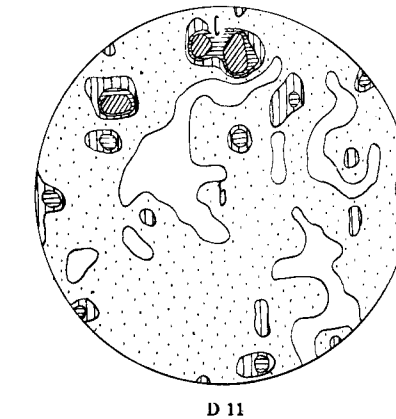
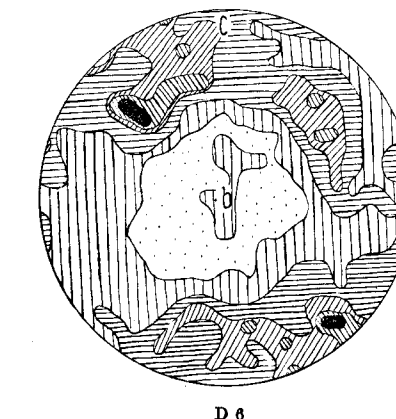
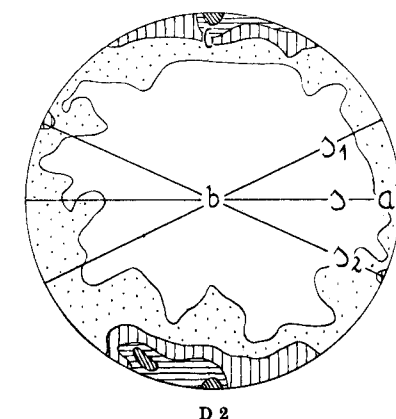
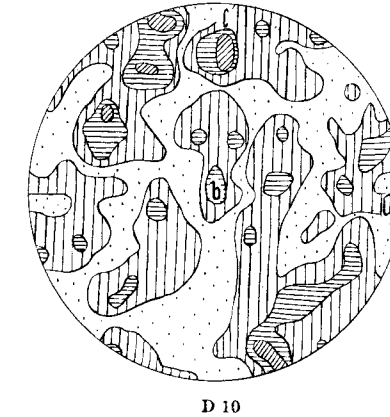
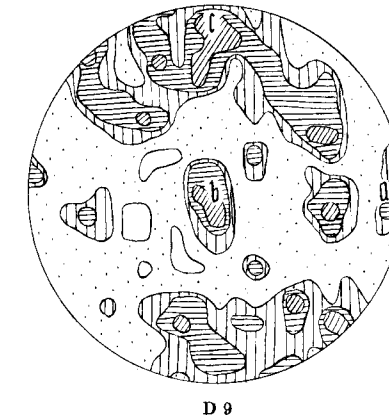
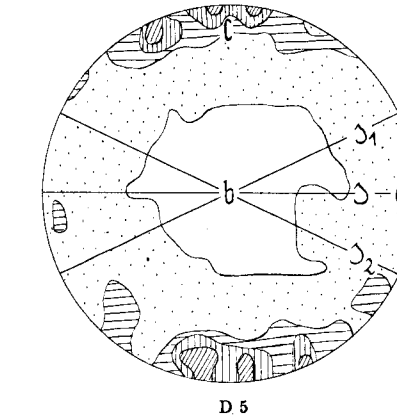
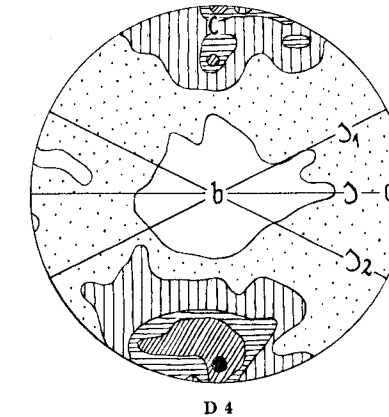
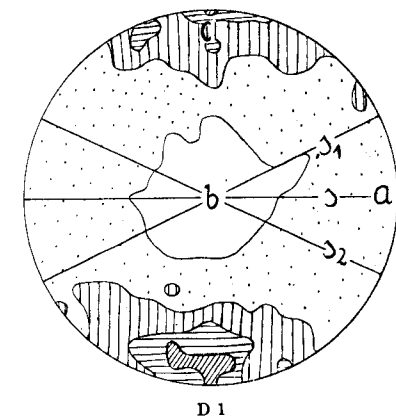
D 16: Statistische Auszählung der Richtungsgruppe 1 nach Stoffdichte; 5002 Punkte; $5 - 4 - 3 - 2$, 0%; Auszählkreis $\frac{1}{2}$ % der Gesamtfläche, Abstand der Auszählzentren 2 cm.

D 17: Statistische Auszählung der Richtungsgruppe 2 nach Stoffdichte; 7204 Punkte; $5 - 4 - 3 - 2 - 1$, 0%; Auszählkreis $\frac{1}{2}$ % der Gesamtfläche, Abstand der Auszählzentren 2 cm.

Literaturverzeichnis

1. Sander, B.: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Tschermaks Min. u. Petr. Mitteil.*, Bd. 30, 1911.
2. Sander, B.: Feinschichtung, Teilbewegung und Kristallisation im Kleingefüge einiger Tiroler Schiefer, *Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt Wien*, Bd. 64, 1914.
3. Sander, B.: Über einige Gesteinsgefüge, *Tschermaks Min. u. Petr. Mitteil.*, Bd. 33, 1915.
4. Sander, B.: Zur petrographisch-tektonischen Analyse I. *Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt*, Bd. 74, 1923.
5. Becke, F.: Struktur und Klüftung. *Fortschritte Mineralogie*, Bd. 9, 1924.
6. Sander, B.: Zur petrographisch-tektonischen Analyse II. *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien*, Bd. 75, 1925.
7. Schmidt, W.: Gefügestatistik. *Tschermaks Min. u. Petr. Mitteil.*, Bd. 33, 1925.
8. Sander, B.: Über das Gefüge einiger Gesteinsfalten. *Zentralblatt f. Min., Jahrb.* 1926, Abt. B, Nr. 5.

9. Sander, B.: Rückblick auf die Entwicklung einiger Begriffe der neueren Gesteinskunde I. und II., Geol. Archiv München, Jahrg. 4, H. 1 u. 3, 1926.
10. Schmidt, W.: Gefügesymmetrie und Tektonik. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, Bd. 76, 1926.
11. Sander, B. (mit Schmidegg): Zur petrographisch-tektonischen Analyse III. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, Bd. 76, 1926.
12. Schmidt, W.: Zur Quarzgefügeregel. Fortschritte Mineralogie, Bd. 11, 1927.
13. Schmidt, W.: Untersuchungen über die Regelung des Quarzgefüges kristalliner Schiefer. Fortschritte Mineralogie, Bd. 11, 1927.
14. Sander, B. (mit Schmidegg und Korn): Über einige Glimmergefüge. Notizblatt d. Hessischen Geol. Landesanstalt zu Darmstadt 1927, 5. Folge, H. 10.
15. Sander, B. (mit Schmidegg und Felkel): Vorläufiger Bericht über Ergebnisse im mineralogisch-petrographischen Institut Innsbruck ausgeführter Gefügeanalysen. Zeitschrift für Kristallographie, Bd. 65, 1927.
16. Schmidegg, O.: Über geregelte Wachstumsgefüge. Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt Wien, Bd. 78, 1928.
17. Sander, B. (mit Korn): Über einen Fall von Kristallisationschieferung mit Internregelung. Neues Jahrbuch Mineralogie, Beilageband 57, Abt. A, 1928.
18. Sander, B.: Über Tektonite mit Gürtelgefüge. Fennia 50, Nr. 14. Helsinki 1928.
19. Sander, B. (mit Felkel und Drescher): Festigkeit und Gefügeregel am Beispiele eines Marmors. Neues Jahrbuch Mineralogie, Beilageband 50, Abt. A., 1929.
20. Felkel, E.: Gefügestudien an Kalktektoniten. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, Bd. 79, 1929.
21. Sander, B.: Gefügekunde der Gesteine. Wien, Springer 1930.
22. Sander, B.: Zur Kinematik passiver Gefügeregelungen, Zeitschrift für Kristallographie, Abt. A, Bd. 81, 1932.
23. Sander, B.: Gesteinsgefüge. Handwörterbuch d. Naturwissenschaften, 1933.
24. Sander, B.: Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine. Fortschritte Mineralogie, Bd. 18, 1934.
25. Ramsauer, H.: Achsenverteilungsanalysen an Quarztektoniten. Innsbruck 1941.
26. Sander, B.: Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper, Bd. II, Wien, Springer 1950.
27. Ladurner, J.: Zur Kenntnis von Korundgefügen (Achsenverteilungsanalyse an Naxos-Smirgel) Neues Jahrb., Min. Abh., Bd. 84, Stuttgart 1952.



Sind die Ergebnisse geologischer und petrologischer Forschung in den Ostalpen unvereinbar?

Von H. Leitmeier, Wien ¹⁾

„Wenn Gott in seiner Rechten alle Wahrheit und in seiner Linken den einzig immer regen Trieb nach Wahrheit, obschon mit dem Zusatz, mich immer und ewig zu irren, verschlossen hielte und spräche zu mir: Wähle! — ich fele ihm mit Demut in seine Linke und sagte: Vater, gib!, die reine Wahrheit ist ja doch für Dich allein!“

Gelten diese wundervollen Worte des großen Lessing für jeden Forscher, für den Alpengeologen und -petrologen scheinen sie eigens geschaffen zu sein. Es sind Worte des Trostes für die engen Grenzen, in denen sich diese Forschungen bewegen müssen, zugleich aber Worte des Glückes, dort forschen zu dürfen. Beredtesten Ausdruck für dieses Glück hat kürzlich Kober gefunden:

„Der Geologe soll sich glücklich schätzen, den sein Leben und sein Werdegang bestimmt hat, in den Tauern, in den Alpen zu arbeiten.“ Das sind die schönsten Worte in Kobers Neuauflage seines Buches: *Bau und Entstehung der Alpen* (Wien 1955, S. 291). Hier spricht nicht nur der Forscher Kober, sondern auch der Mensch, nicht nur der Lehrer zu seinen Schülern, sondern der Bergfreund zu seinen Gesinnungsgenossen. Für diese Worte schulden wir ihm Dank. Sie bleiben ewig wahr, denn sie gehen hinaus über die Wahrheitssuche des Forschers, der ja doch die lauteste Wahrheit, die er sucht, nie finden kann. An einer anderen Stelle dieses Werkes steht zu lesen (S. 195): „Wie wird die Alpensynthese um das Jahr 2000 aussehen?“ Auch diese Worte sind bleibend für immer, der Alpenforscher von 2000 wird sie nur in den Zahlen etwas zu verändern haben und statt 2000, 2050 zu setzen haben. Denn die Forschung geht weiter, das Ziel aber liegt in der Unendlichkeit.

Beide Sätze stehen in einem Werk, das jedem, der es liest, viel zu geben hat. Dies nicht nur wegen der großen Begeisterung, die fast aus jeder Seite spricht, nicht nur wegen der Kühnheit der Ideen, die es vermittelt, sondern wegen der großen Weite des Blickfeldes, das von der Erde weit hinaus in den Kosmos greift, den Menschen mit Himmel und Erde verbindet. Die Frage, ob es heute noch einen zweiten Alpengeologen gibt, der imstande wäre, eine so umfangreiche Synthese der Ostalpen im Verband mit den Westalpen zu geben, der den Optimismus anbrächte, vom heutigen Stande der Geologie ausgehend, eine einheitliche zusammenfassende Linie zu finden, dabei aber auch den Mut hat, sich über so viele Widersprüche hinwegzusetzen ohne den Zusammenhang zu verlieren, zu versuchen, kaum Zusammenpassendes doch irgendwie zusammenzufügen, die Frage möchte ich verneinen. Dieses Buch aber hat nicht nur der Geologe, sondern vielleicht

¹⁾ Adresse: Mineralog.-petrogr. Institut d. Universität Wien.

in noch höherem Maße der Naturphilosoph Kober geschrieben, der Kosmo-Geo-Loge, der in den Deckensystemen eine alpine Dynamik von tellurer, kosmischer Weite sieht. Die Evolution der Orogene ist ihm ein kosmo-geologisches Teilphänomen. Auch diese Geo-Logik wird von unserer modernen Erkenntnis beherrscht, Oberflächentektonik ist nur aus der Tiefe zu erklären, ein schon seit längerer Zeit vorbereiteter Grundgedanke, der heute wohl alle Geologen der Welt vereint.

Ich will hier auf allgemeine Gedanken, die dem Bereich der Philosophie näher stehen als dem der Geologie, wenn sie auch gleichzeitig Geisteswissenschaft und Naturwissenschaft vereinen, Gedanken, die Kober auf breiter Basis entwickelt, nicht näher eingehen. Es geht unter den Möglichkeiten, den Bau der Alpen und die Vorstellungen von ihrer Entstehung zusammenzufassen, wohl nur zwei voneinander grundverschiedene Wege. Der eine ist der der Synthese, aus möglichst vielen, womöglich allen bekannten Einzelheiten, eine zusammenfassende große Linie zu finden. Entweder für ein großes Teilbereich, wie eben für den Bau der Alpen, oder für die ganze Erde. Auf einem solchen Wege muß man viele Widersprüche finden, die gegeneinander abgewogen werden können, aber unbedingt berücksichtigt werden müssen, denn eine so erhaltene Linie wird wohl niemals instande sein, alle Beobachtungen gleichmäßig zu werten, aber sie wird doch in hohem Grade fundiert sein, wenn sie von Spekulationen frei bleibt. Vor allem wird sie Unerklärbares unerklärt lassen müssen, oder sie kann auch Erklärungsversuche zusammenfassender Art geben, deren spekulativer Wert als solcher charakterisiert sein muß. So etwa ist Staub bei seiner großen Synthese vom Jahre 1932 vorgegangen, die Kober zwar in sein Literaturverzeichnis nicht aufgenommen hat, aber im Buche öfter erwähnt. Der andere Weg kann dazu führen, auf Grund einer geringeren, ausgewählten Anzahl von gesichert gehaltenen oder auch als gesichert erklärten Beobachtungsergebnissen, eine große umfassende Linie zu gestalten, wie es E. Kraus (29) und nun Kober getan haben. Von dieser Linie aus beurteilt man dann alle Beobachtungen, denen man habhaft werden kann, lehnt die widersprechenden ab, mit oder ohne Diskussion, oder man ignoriert sie entweder nach einem bestimmten Plan, oder auch planlos, oder aber man diskutiert sie und stellt genau so wie bei der ersten Art der Synthese einfach fest, daß sie mit dem zuerst geschauten Bild unvereinbar sind. Beide Arten der Darstellung können unser Wissen bereichern, der Weg vom Teil zum Ganzen, oder vom Ganzen zum Teil, beide haben ihre Berechtigung. Der zweite Weg kann der genialere sein, aber er ist der gefährlichere.

Kober ist den zweiten Weg gegangen, sein großes Bild, seine umfassende Zusammenschau ist genial durch und durch, das wird niemand leugnen können. Es steht eine erstaunliche Fülle von Gedanken in dem Buch, die zum großen Teil von ihm selbst erstmalig gedacht und entwickelt worden sind. Im vorgesteckten Rahmen des Buches mußte er sich mit einer Auswahl begnügen, die bis zu einem gewissen Ausmaße wohl subjektiv sein durfte und mußte. Aber jede Auswahl birgt in sich die Gefahr, allzusehr nur das zu bringen, was für passend erachtet wird, Passendes zu über-, Nichtpassendes zu unterwerten; auch das ist begreiflich, muß aber Widerspruch veranlassen. Wenn in diesen Zeilen einige solche Fälle hervorgehoben sind, so war dies gewiß nicht der Hauptzweck dieser Abhandlung. Mir war vielmehr darum zu tun, nach Brücken zu suchen, die von Kobers Darstellung zur Dar-

stellung anderer Forscher, die den anderen Weg gegangen sind, die Kober ablehnt, geschlagen werden könnten, auch wenn diese Brücken manchmal recht schwankend sein mögen.

Es muß jedem unvoreingenommenen Leser von Kobers Buch auffallen, daß er auch heute noch eine Trennung in Geologen („moderne Geologen“) und „moderne Petrologenschule“ annimmt, daß die Petrologen durch ihre mikroskopischen Untersuchungen nur ihren kleinen Umkreis kennen, aber nicht imstande sind, die Geologie des Großgebietes, Zusammenhängendes und Trennendes sehen zu können; daß die Petrologen kurz-sichtig sind, die Geologen aber in die Weite sehen können (S. 239). Dieser Unterschied, also die Fähigkeit auf der einen, die Unfähigkeit auf der anderen Seite, gilt als gesichert. Die modernen Geologen haben immer recht, sie kennen, die anderen verkennen. Das Umgekehrte kommt gar nicht vor. Nur selten geschieht es, daß sich die Petrologen von den Geologen belehren lassen, so daß sie doch auch etwas Geologie lernen (S. 278), aber richtig ist das, was sie dann sagen, noch immer nicht. Richtig sieht nur der moderne Geologe, das ist eine Grundwahrheit, die keinerlei Beweise bedarf. Auf das Sehen, nicht nur mit dem körperlichen Auge, sondern mit dem Verstande, dem Geiste kommt es an, und so entsteht der „Mente-Geologe“, die Idealinkarnation des modernen Geologen, der nach logischen Zusammenhängen sucht und den Geo-Logos und in kosmischer Ausdeutung den Kosmo-Geo-Logismus als oberstes Prinzip erkannt hat, denn nur so kann man die Natur sehen, wie sie in ihrer Wirklichkeit ist, nur so erschließt sich dem Kosmo-Geologen die Evolution der Erde als teleologisches Geschehen. Tief unter ihm, dem so denkenden und sehenden modernen Geologen steht der „Malleo-Geologe“, der Nur-Felsgeologe, der mit seinem Hammer mühevoll die Gesteine zerschlägt, sich ein Stück mitnimmt, mit dem Mikroskop in das Gestein hineinsieht, dabei aber oft geologisch Falsches findet, während der „Mente-Geologe“, der moderne Geologe in die Welt, in die großen Zusammenhänge sieht, mit dem Geiste — mit dem Hammer kann er das ja wirklich nicht — den Kosmos durchdringt und daher immer richtig sieht.

Es ist, wie bekannt, tatsächlich vorgekommen, daß Ergebnisse petrographischer Untersuchungen, die ja außer Hammer und Mikroskop, über die von Kober nicht mit einbezogenen chemischen Analysen und Sanders Gefügekunde verfügen, durch geologische Untersuchung ergänzt oder richtig gestellt werden konnten. Ebensooft aber geschah auch das Umgekehrte, gerade so wie geologische Ergebnisse z. B. durch das Auffinden früher unbekannter Fossilien richtiggestellt werden konnten. Die Zeit schreitet fort, nicht nur die Erosion, die Bedecktes freilegen kann, auch die Technik im ganzen Riesenumfang erschließt durch Steinbrüche und Einbaue der verschiedensten Art vorher Unbekanntes. Auf diese Gegenseitigkeiten hat Kober nicht Bedacht genommen. Möglich, daß er es als selbstverständlich vorausgesetzt hat. Es gab ja eine Zeit, in der Geologe, Mineraloge, Petrologe, jeder für sich arbeitete und es unterließ, den anderen zu berücksichtigen. Dann arbeiteten sie zwar jeder nach seiner Weise, sie gingen also getrennte Wege, aber bei der Ausarbeitung ihrer Ergebnisse arbeiteten sie zusammen. Das machte langatmige und meist unfruchtbare Auseinandersetzungen überflüssig, doch blieben noch immer Unstimmigkeiten. Aber alle Beteiligten waren froh, daß beide zueinander gefunden haben. Hat es

einen Sinn, sie jetzt wieder auseinanderzureißen? Denn heute sind wir doch so weit, zu wissen, daß Gesteinsbeschreibungen um ihrer selbst willen recht zwecklos sind. Dazu kam die Erkenntnis, daß die Probleme der Geologen und der Petrologen vielfach die gleichen sind, daß heute der Geologe, auch der „Mente-Geologe“ mit dem Petrologen, mit dem „Malleo-Geologen“ in einer Person vereint sein kann, also Geist und Hammer ja doch zusammengekommen sind. Davon überzeugt schon ein kurzer Blick in moderne geologische wie petrologische Arbeiten des In- und des Auslandes. Freilich kommt es vor, daß der Geist-Geologe und der Hammer-Petrologe auch in einer Person sich nicht einigen können. Dann liegt eben einer der vielen, leider nur allzuvielen Fälle heute noch unerklärbarer Probleme vor, die aufzulösen einer späteren Zeit vorbehalten sein mag.

Auf das ist in Kober's Buch nicht Bedacht genommen. Manche Gegensätze wurden entweder nicht erwähnt oder doch mitgeteilt, aber mit der unfehlbaren Fähigkeit, das richtige als moderner Geologe zu sehen, erledigt. Wäre auf die Ursachen solcher Gegensätze eingegangen worden, hätte sich mancher Gegensatz beseitigen oder doch abschwächen lassen. Den Vorwurf der Unfähigkeit, zu sehen wie es ist, hätte Kober sich und den Betroffenen ersparen können. Man könnte nun den gegenteiligen Standpunkt einnehmen, einem Geo-Logismus einen Petro-Logismus entgegenstellen. Das wäre aber ebenso unfruchtbar wie die Angriffe auf die Petrologenschule und ihre Kurzsichtigkeit. Wertvoller dürfte es sein, bestehende Gegensätze auf ihre Ursachen zu untersuchen, nach Wegen Ausschau zu halten, sie zu mildern.

Ein anderes sehr dankenswertes Unternehmen wäre es, zu versuchen, all das zusammenzustellen, was in den Ostalpen, oder wenigstens in einem charakteristischen Teil der Ostalpen, z. B. in den Hohen Tauern, heute noch unklar ist. Es könnte aber sein, daß die dafür aufgewendete Zeit, wie der dazu nötige Raum im Schrifttum sich nicht lohnte, deshalb sei dormalen davon Abstand genommen.

Etwas Grundsätzliches aber möchte ich noch vorwegnehmen. Auf S. 12 führt Kober an, daß die Ursachen der verschiedenen Gestaltungsbilder, welche alpine Geologen zeichnen, daher komme, daß die Grundlagenforschung der Geologie in den Anfängen stecke. Er sieht dann diese Grundlagenforschung in dem Grundproblem: „Gibt es eine gravitative Kontraktion der Erde oder gibt es keine?“ Wenn die Beantwortung dieser Frage — Kober bejaht sie ja bekanntlich und das ist sein gutes Recht — allein die wichtigste Grundlage der gesamten Geologie wäre, oder wie Kober annimmt die einzige, denn er gibt keine andere an, dann stünde ein sehr wesentlicher Teil der Geologie auf recht schwachen Füßen. Aber es gibt viel stärkere und gesichere Grundlagen. Zunächst die Paläontologie, die Stratigraphie, die allerdings in den Zentralalpen und im Kristallin nur eine beschränkte Anwendung finden kann, aber dort wo sie anwendbar ist, jedenfalls das Optimum an Sicherheit bietet, das erreichbar ist. Die zweite starke Stütze zur Lösung vieler geologischer Probleme aber bietet die Petrologie, auch die von Kober angegriffene moderne Petrologie, denn sie zeigt die Beschaffenheit der festen Erdkruste, die allein exakten Beobachtungen zugänglich ist. Die Petrologie bietet die Bausteine zu einer großen, umfassenden Linie, sie ermöglcht aber auch die Auflösung der im Geiste geschaute großen Zusammenhänge, auch sie verbindet die als Tatsachen wertbaren Einzelbeobachtungen. Sie bietet dem Geologen die Möglichkeit,

die von ihm geschauten oder erdachten Zusammenhänge zu überprüfen. Niemals wird die Geologie allein die Frage nach den Ursachen der Orogenese lösen können. Sie muß sich dazu mit der Petrologie und der Geophysik vereinen. Diese vor allem hat schon heute bei der Gestaltung unserer Vorstellungen von Tiefenvorgängen mitzuwirken und wird in der Lage sein, diesen Einfluß in der kommenden Zeit noch zu verstärken.

Man kann Kohers Kompromißlosigkeit gutheißen, man kann sie ablehnen und von Dogmatik sprechen. Hier soll gezeigt werden, daß Kompromisse zu suchen auch dann möglich sein dürfte, wenn die Gegensätze groß erscheinen. Die folgenden Auseinandersetzungen, die diesen Zweck verfolgen, beziehen sich nur auf die Ostalpen, im besonderen auf die Hohen Tauern.

I. Die Zentralgneise der Hohen Tauern und die Generationen alpinen Petrologen

Hier steht die Frage im Vordergrund, ob die Unterschiede der Auffassungen der „modernen Geologie“, also der Kosmo-Geo-Logie im Sinne Kohers und die der „Petrologenschulen“ von Becke bis Exner, die allesamt nach Kober „die wahre Natur der Zentralgneise sosehr verkennen“ (S. 335) so groß sind und so unvereinbar sind, daß die moderne Geologenschule der Ansicht dieser Petrologenschulen über die Zentralgneise „völlig abweisend“ gegenüberstehen muß, die älteren letzten Endes nur als die Vollender der alten plutonischen Theorie von Buch angesehen werden können. Dabei spricht Kober von drei solchen Petrologen-Generationen, von deren Mitglieder der eine und der andere auch in zwei Generationen vorkommen. Zur ersten Generation gehören Becke, Weinschenk und Grubenmann, die zweite wird von Sander und Angel repräsentiert, die dritte Generation von Angel und Exner. Es muß aber ausdrücklich betont werden, daß dabei einige Namen nicht genannt sind, die zur zweiten und auch zum Teil zur dritten Generation gehören, die ebenfalls den Zentralgneis zumindest in ihren letzten Publikationen im Sinne Kohers verkennen: z. B. Cornelius, F. E. Suess, Clar und ich. Dabei sind nur die aufgenommen, die entweder eigene Meinungen vertreten haben oder richtunggebend in die Entwicklung der Ansichten über die Entstehung dieser Gesteine eingegriffen haben. Ihnen allen, die hier genannt sind, haben sich Mitarbeiter angeschlossen. Hier sind nur Forscher genannt, die sich mit den Hohen Tauern beschäftigt haben. Ihnen entsprechen in den Westalpen Reinhard, Wenk, Bearth, Günthert u. a. Nur in einem Überblick über die Entwicklung dieser „Schulen“, die eher eine vielfach unbeabsichtigte, nur durch den Stoff bedingte Zusammenarbeit war, wird sich die obige Frage beantworten lassen. Dadurch wird auch zugleich ein Einblick in die Entwicklung geboten und gezeigt, wie sich die Ansichten der meisten dieser Forscher mit dem Verlauf ihrer Forschung geändert haben und daß sich die Ansichten der einzelnen Angehörigen dieser „Schulen“, die in Wirklichkeit doch gar keine sind, durchaus nicht in allen Einzelheiten decken. Besonders möchte ich auf die Entwicklung der Stellungnahme zum Zentralgneisproblem von H. P. Cornelius hinweisen, den ich einmal öffentlich als den größten Ostalpengeologen unserer Zeit bezeichnet habe, was ich heute, fünf Jahre nach seinem allzufrühen Tode, noch ebenso vertrete wie damals.

Ich habe viele Jahre zuerst als Mineraloge in den Alpen gearbeitet, aber bald begriffen, daß dies nur in engster Verbindung mit Petrologie und Geologie einen Sinn haben könnte, wenn man das Problem der Bildung dieser Mineralien in den Vordergrund stellt. So habe ich die geologische und petrologische Forschung in den Hohen Tauern neben der mineralogischen in den letzten 25 Jahren verfolgt, Gedankenaustausch mit mehreren der von Kober genannten und anderen Alpengeologen unterhalten, die Entwicklung der „Petrologenschulen“ zuerst mehr als Zuschauer und Zuhörer bei den Referaten im Institute Beckes, dessen Schüler ich nicht gewesen bin, mitgemacht. Unvergessen bleibt mir die Erinnerung an die hochinteressanten Redituelle zwischen Becke und Kober, mit ihren verschiedenen Temperamenten, in Diskussionen nach den Referaten alpiner Literatur. Blieben auch diese stets im Rahmen gegenseitiger Hochachtung gehaltenen Meinungsäußerungen zumeist ergebnislos, weil jeder bei seiner Ansicht verharrte, so konnte doch ein aufmerksamer und selbst mit den Alpen vertrauter Zuhörer, sehr viel dabei lernen, vor allem Sehen lernen, Verstehen lernen, worauf es ankommt. Damals schien uns Zuhörern, unter denen sich manche befanden, die später einen Lehrstuhl erhielten, ein Meinungs- ausgleich unvereinbar. Auf der einen Seite Kobers starre alte Zentral- gneise, durch die alpidische Orogenese mechanisch aus älteren Graniten zu Orthogneisen geworden, oder wenn sie schon Gneise waren, starr und unverändert geblieben, ohne nennenswerte Stoffverschiebung; dagegen Beckes Intrusionsplutonismus mit seinen Stoffveränderungen, ohne daß von Becke alpidische magmatische Bildung direkt zugegeben, in späterer Zeit aber unausgesprochen angenommen wurde. Dann kam mein jahre- langes Studium in den nördlichen Tälern des Venedigers und später auch in den südlichen, ausgehend von den Mineralisationen. Unter dem Eindruck des dort Gesehenen kam ich (31) fast zur gleichen Zeit mit Kölbl (28), Angel und Heritsch (2) zu der zum Teil modifizierten Ansicht Weinschenk (54) vom jungen — wir meinten auch damals noch ganz allgemein „tertiärem“ — Alter der Bildung der Zentralgneise, die wir autochthon, zumindest aber nicht weit transportiert annahmen. Wir sahen die „Injektionszone“, wie Kölbl sie damals nannte, im Habachtal mit ihren weitreichenden aplitischen Durchhaderungen vom Zentralgneis aus und ich sah die Mischgesteine im tiefsten Habachtal bis hinauf zum Tanernhauptkamm, die Weinschenk (54) schon als solche erkannt hatte und die auch Becke bekannt waren, wenn er auch nichts darüber geschrieben hat. Angel und sein Schüler Staber (3) beschrieben gleichzeitig die Durchhaderungen und Migmatite im Hochalm- gebiet, die sie später (4) genau kartiert haben und aus ihnen und migma- tischen Granitgesteinen den größten Teil des Gebietes ihres Karten- blattes aufgehaut fanden. Allmählich fand die Lehre vom Transformismus Eingang in unsere Vorstellungen (33) (13) und entwickelte sich in der Weise, wie sie Exner und Angel mit Staber später ausbauten, nachdem nun auch Exner (15, 16) im Gebiet der Hochalmspitze aber auch im Ankogel- gebiet und im Raume von Bockstein an der Fertigstellung des Kartenblattes Hofgastein arbeitete. In verschiedenem Ausmaße, Angel im größeren, Exner in beschränkterem, nahmen sie nun auch Ichorese, also metasoma- tische Granitgesteinsbildung aus verschiedenerelei Paläosom an, wobei zunächst an aplitähnliche Lösungen gedacht wurde, die Exner als venitische Granitisationen ansah, da er annahm, die aplitischen Lösungen seien durch

Ausschmelzen aus älteren tieferen granitischen Gesteinen entstanden. Durch diese Mobilisation können auch aus sedimentogenem Paläosom Granit-Gneisgesteine entstanden sein. Ich hatte die große Variation der Zentralgneise schon früher (33, 34) darauf zurückgeführt, daß verschiedenartiges Paläosom granitisiert sein mußte, denn eine gleichartige bloß mechanische aber weit verbreitete Beeinflussung konnte diese starke Abwechslung des Gefüges voralpidischer Granitgesteine nicht hervorgebracht haben. Aber schon früher (1921) hatte Sander (46) bei seinen Untersuchungen am W-Ende der Hohen Tauern umfassende Granitisation als erster von uns allen angenommen. Er kam zur Ansicht, daß ein Teil der Tauerngranitgneise, den Periadriatika gleichzusetzen sein könnte, aber gegenüber diesen, ihrer anderen Lage nach mitten im alpinen Orogen, eine andere Ausprägung erhalten haben mußte, ein Gedanke den ich, Angel, Exner und vor allem Cornelius wieder aufgegriffen haben.

Cornelius hat in mehreren Arbeiten allgemeiner Zusammenfassung (9, 10, 11) zunächst Teile der Zentralgneise als alpidische Bildungen aufgefaßt; in der Granatspitze und im Venediger an junge granitische Aufschmelzungen gedacht, die er auch für die Stützung der Fensternatur des Tauernfensters verwendete.

Hier sollen im Sinne Kobers einige Worte über die Bezeichnung Gneis oder Granit für die Zentralgneise eingefügt werden. Genetisch gedacht sind ja diese Gesteine, ob man sie als varistisch, kaledonisch oder alpidisch auffassen will, Granite, ihrer äußeren Form nach Gneise. Wenn man an der Bezeichnung Gneis für mehr oder weniger verformte granitische bis tonalitische (quarzdioritische) Gesteine und solche, die im Gefüge von der normalen körnigen Beschaffenheit der typischen Granite abweichen, sei es aus welchen Ursachen immer, festhalten will, dann sind die Zentralgneise keine Granite, sondern echte Gneise, eine Bezeichnungsart, an der ich immer ebenso wie Kober festgehalten habe. Einerseits legen andere wieder mehr Gewicht auf die Genesis, andererseits verdanken manche, vielleicht sogar recht viele Gneise, ihr Parallelgefüge nicht einer mechanischen Metamorphose, sondern einer Art Fließens unter mehr oder weniger Druck, in der Art von Weinschenks Piezzokristallisation, die dann Rinne (41) für die Bildung sehr vieler Gneise auch in anderen Gebieten angenommen hat. Daher meinen die Forscher, welche für die aus irgendwelchem Schmelzfluß oder durch Granitisation im weitesten Ausmaße dieses Begriffes gebildet angenommenen Granit-Tonalitgneise, die Bezeichnung Granit gebrauchen, ein und dasselbe. Es ist also bloß ein Unterschied im Wort, wenn man für die eine oder die andere Bezeichnung eintritt. Man versteht einander schon, auch wenn man verschiedene Namen gebraucht. Trotz mehrfacher, zum Teil wohl auch berechtigter Einwände, gegen die zusammenfassende Bezeichnung „Zentralgneise“, möchte ich an diesem Namen, zumindest noch vorläufig, festhalten. Dies vor allem deshalb, weil eine genetische Unterteilung heute noch nicht durchführbar ist. Daß der Sammelname „Zentralgneise“ granitische, syenitische, quarzdioritische, tonalitische und dioritische Gesteine umfaßt, hat seine systematisch-petrographische Berechtigung. In Petrologie-Arbeiten gebrauche ich den Sammelnamen Granodioritgneise.

Geht man nun näher in die Probleme der Zentralgneisbildung ein, wie sie sich in der letzten Zeit entwickelt haben, und tut dies im Bestreben, einen

möglichen Ausgleich, der schwer zu finden sein wird, in die Wege zu leiten, so muß man immer daran denken, daß manche Petrologen und Geologen daran festgehalten haben und noch daran festhalten, daß ein Teil dieser Zentralgneisgesteine alpidisch gebildet, ein anderer aber alt und alpidisch nur umgebildet sein kann, ohne daß man das Mengenverhältnis his jetzt irgendwie angeben könnte. Sie haben dies auch in ihren Veröffentlichungen festgelegt, wenn sie sich auch manchmal dabei sehr vorsichtig ausdrückten (Sander, Cornelius, Clar, Exner, ich und wohl auch Becke). Andere haben sich nicht so deutlich ausgedrückt, daß man sie hier einordnen könnte. Wieder andere haben sich allmählich dazu entschlossen, alle Zentralgneise für alpidisch entstanden anzunehmen, auch wenn sie ursprünglich anderer Meinung waren [Cornelius (12) und F. E. Suess (52)]. Nur ein Teil dieser Forscher wie Angel, Clar, Exner und ich haben ichoretische Granitisation aus verschiedenartigem Paläosom angenommen und sind dafür eingetreten. Die Tiefenstellung der Vorgänge, die Mineralfazien, unter denen sich diese Prozesse abgespielt haben mögen, werden verschieden angenommen. Im besser untersuchten Teil der östlichen Tauern wird von Angel im Verein mit Staber (3, 4) und Exner (15, 16) überhaupt an keinen eigentlichen magmatischen-migmatischen Schmelzfluß gedacht, dem höhere Temperaturverhältnisse als der Epidiotamphibolitfazies zugehört, nur Cornelius und ich nahmen im Venedigergebiet für tonalitische Zentralgranitgesteine höhere Temperaturen und Drucke der Mesozone an, aber beide nur mit Vorbehalt, wie ich aus vielen Besprechungen mit Cornelius weiß. Wir beide konnten unsere Gedanken — mehr war es nicht — nicht mehr überprüfen. Ich habe an anderer Stelle (36) berichtet, daß ich mit Vorbehalt Granit-Tonalitgneise des zentralen südlichen Venedigers für alpidische migmatische Bildungen halte, die zum Teil, wenigstens mesozonaler Ausbildung sein könnten. Es sei angefügt, daß Exner (16) eigentliche Magmen-Migmenbewegungen nur für sein Gebiet der östlichen Hohen Tauern ablehnte. Sollte sich eine tiefere Metamorphose tatsächlich annehmen lassen, wäre dies allerdings eine bedeutende Erschwerung, varistische Granit-Gneisgesteine von alpidischen zu unterscheiden.

Ich stehe aber nicht damit allein, eine Überbrückung der Gegensätze doch für möglich zu halten, zumindest aber nichts unversucht zu lassen. Sander dachte daran, auch wenn er die Meinung aussprach, daß die Trennung beider Bildungsarten vielleicht doch nicht möglich sein dürfte (46). Ich selbst habe mich schon einmal geäußert, daß man so etwas doch vielleicht einmal durchführen könnte (34, S. 279), und Exner fand die schönen Worte: „Kobers varistische Intrusionsgranite und Angels alpidische Migmagraute werden sich meines Erachtens vereinen lassen, wenn man durch weitere Studien eine genauere Gliederung der geologischen Vorgänge erreichen wird“ (16, S. 431). Auch er denkt dabei an die Unterstützung durch die Untersuchungsmethoden nach Sander. Wie ich heute die Lage sehe, halte ich einen solchen Ausgleich, ohne das uns vertraute geologisch-tektonisch-petrologische Bild der Hohen Tauern ganz und gar umzu stoßen, nicht für unmöglich, wenn wir auch dermalen noch weit davon entfernt sind. Vielleicht stellt sich dann heraus, daß die Wege der „modernen Geologen“ und die der „heutigen Petrologenschule“ in Österreich, die in den Hohen Tauern arbeiten oder gearbeitet haben, doch nicht so weit auseinandergeführt haben. Es soll aber nur auf die wesentlichsten Schwierigkeiten

hingewiesen werden, und die Frage besprochen werden, ob und wie sie sich verringern lassen könnten.

Man wird es von Geologen und Petrologen begreiflich finden, daß sie die Erfahrungen der letzten Jahrzehnte, die in anderen Gebieten gemacht worden sind, auch bei ihren Forschungen in den Ostalpen benützen, die Erfahrungen an anderen Orogenen, auch dann, wenn die aus ihnen gezogenen Schlüsse nicht immer voll befriedigt haben. Gerade die Erfahrungen in den Kaledoniden Finnlands und Grönlands haben für die Bildung granitischer Gesteine neue Wege gewiesen, an denen heute niemand mehr vorbeigehen kann. So hat immer wieder Wegmann, der beweglichste und vielseitigste Forscher in diesen Gebieten, ohne die Schwierigkeiten zu verkennen, betont, daß die Erfahrungen in diesen tiefsten Sockwerken der ältesten Orogene unseres Erdkörpers auch für das jüngste Orogen etwas aussagen können, wenn wir alle uns zur Verfügung stehenden Methoden in den Dienst der Forschung stellen. Es sind nicht nur die alten Forschungsmethoden verfeinert und ausgebaut worden, wie etwa die Feldspatmethoden durch die Unterschiede von Feldspaten, die bei Hoch- und Tieftemperatur gebildet worden sind (Köhler [26] u. a.), es sind auch neue Methoden geschaffen worden, wie die moderne Gefügekunde (Sander-Schmidt) (47) im Großgefüge und im Korugefüge. Die physikalisch-chemischen Vorstellungen sind zwar bei den Versuchen aus Silicatschmelzen und synthetischen Mehrstoffsystemen, Schlüsse auf die Bildung von Tiefengesteinen zu ziehen, überschätzt worden (Magma-Migma-Bassains unter Tiefenverhältnissen sind keine Analoga von Laboratoriumsschmelztiegeln). Aber auf ihnen und der Gleichgewichtslehre bauend wurde die Fazieslehre von Eskola geschaffen, die, man mag gegen sie einwenden wollen was man will, doch zumindest eine Grundlage zu weiterer Forschung in dieser Richtung bieten kann. Haben diese Vorstellungen, die heute schon mit Billigung ihres Schöpfers erweitert worden sind, auch bedeutende Schwierigkeiten mit der Übertragung der Verhältnisse an basischen Gesteinen auf saure, sind z. B. in den Alpen von den beiden kritischen Mineralien der Grünschiefer-Phyllitfazies sehr häufig beide nicht da, so sind doch gerade die Gleichgewichtsbedingungen dieser Fazies im Verein mit den Vorstellungen der drei oder zwei Tiefenstufen, auch schon im alpinen Orogen verwendbar gewesen (Angel, Exner, Frasl). Freilich dürfen die neuen Methoden als solche und die Ergebnisse aus ihnen nicht überschätzt werden, kluge Auswahl in der Methodik, vor allem immer nur im Verein mit den optischen Untersuchungen und der Verwendung von Analysen ist unbedingt notwendig. Auch die Gefügeforschung, wie sie heute Sander und seine Schüler in Innsbruck (Ladurner, Korak, Karl u. a.) in Graz Metz und seine Mitarbeiter (Flügel u. a.), in Wien Schmidegg, Exner u. a. betreiben, haben in Verbindung mit anderen Methoden die Alpenforschung wesentlich gefördert. Das ist doch ein Fortschritt, den niemand, schaut er mit unvoreingenommenen Blicken in unsere Alpen, übersehen darf.

Dazu aber kommen noch Erkenntnisse, die von der Petrologie ausgegangen sind, die heute allein uns in den Stand gesetzt haben, den Bau der Hohen Tauern, besonders die Bildung und die Natur der Zentralgneise, mögen sie alpidische oder varistische „Granite“ sein, zu verstehen. Denn damit, daß sie die einen alpidisch, die anderen varistisch oder kaledonisch, andere wiederum teils varistisch teils alpidisch annehmen, ist noch nichts

über die Art ihrer Bildung selbst gesagt. Die Art ihrer Bildung ist aber vornehmlich ein geologisches Problem und müßte daher in jedem geologischen Werk über die Alpen ausführlich behandelt werden. Dies umso mehr, als es im Penninikum der Westalpen nicht viel anders sein kann. Ein neues, erst seit verhältnismäßig kurzer Zeit für die gesamten Alpen verallgemeinertes Forschungsergebnis ist die Erkenntnis der Unmöglichkeit, daß die riesigen (Granit-) Gneismassen des Penninikums — ich will hier dermalen nur von diesen Gesteinen sprechen — keinesfalls durch komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation aus einer Urschmelze, mochte man sie basaltisch oder intermediär zusammengesetzt angenommen haben, entstanden sein können. Das ist heute Gemeingut aller Alpenforscher geworden, zum Teil recht stillschweigend angenommen worden und braucht nicht neuerlich unter Beweis gestellt zu werden. Ich selbst habe mich schon sehr frühzeitig dafür eingesetzt und auf all die verkrampten Versuche hingewiesen, Differentiationsschemen und Differentiationsräume und Aufstiegwege zu erfinden, mechanische Ausquetschungen abdifferenzierter Restschmelzen und Absinken ungeheurer, in der Menge niemals zugegebener Massen in unbekannte Tiefen als notwendige Folge der Differentiationen anzunehmen. Solchen Differentiationen wurde eine Unzahl sogenannter „Magmen“ zugeordnet, die aber in Wirklichkeit nichts anderes sind, als die vereinfachte Darstellung der Verrechnungen von Gesteinsanalysen. Aus der Variabilität dieser „Magmen“, deren jedes einen eigenen Namen hatte, konnte man aber nichts über die Schmelze aussagen, aus der ein größeres Gesteinsmassiv entstanden sein mochte. Man kann ja nur die Verhältnisse des Tagesschnittes beobachten, aber nicht einmal diese geschätzten Mengenverhältnisse wurden bei der Konstruktion dieser „Magmen“ berücksichtigt¹⁾. An die Stelle der Differentiation aus einer mehr oder weniger basischen Schmelze als Hauptbildungsart traten die bekannten neueren Vorstellungen von der Bildung granitodioritischer Gesteine, die heute zum Um und Auf jeder Arbeit im alpinen Kristallin geworden sind. Diese Vorstellungen haben sich in den Ostalpen früher durchgesetzt (34, 15, 16, 11), während sie in den Westalpen vor allem in der großen Schule Reinhardts verwendet und ausgebaut wurden. In seiner Rektoratsrede (43) hat dieser große Forscher alles zusammengefaßt, was damals über die Bildung granitischer Gesteine zu sagen war. Trotz dieser Erkenntnisse im O und W hielt Niggli immer noch an seinem Dogma von der Kristallisationsdifferentiation fest und zwang seine Schüler auch so zu denken wie er. So kam es, daß hier ausgezeichnete Arbeiten aus den Alpen mit der der Niggli-Schule eigenen Präzision petrographischer und feldgeologischer Untersuchungen ausgeführt worden sind, zu denen dann der stets hinzugefügte Schlußsatz der Entstehung durch besagte Differentiation nicht recht passen wollte. Konnte auch Granitisation im weitesten Sinne des Wortes (Assimilation, Anatexis, Syntekt, Ichorese, Arteritisierung und Venitisierung usw.) nicht ganz in Abrede gestellt werden, so wurde sie doch auf ein Nebengeleise abgeschoben und als nebensächlich erklärt. Diese Auslassungen, wie sie hier stehen, sollen nur historisch genommen werden, als so häufige Versuche die Verallgemeinerung einer ungemein fruchtbringenden erkenntnisreichen An-

¹⁾ Diese „Magmen“ erweisen sich zur Bezeichnung und Darstellung der aus den Analysen errechneten Zusammensetzung eines Gesteines nützlich.

nahme (Annahmen bleiben alle unsere Vorstellungen von der Gesteinsbildung in der Tiefe) um jeden Preis verhindern zu wollen. Niemals dürften wir aber in das Gegenteil verfallen, unseren neueren Anschauungen von den Möglichkeiten der Granitbildung schon heute allen diesen Alpengesteinen zugrunde legen zu wollen. Differentiationen größten Ausmaßes sind an vielen Stellen unserer Erde wahrscheinlich gemacht. In kleinerem Ausmaße werden sie wohl auch an vielen Stellen in den Penniden anzunehmen sein, varistisch oder alpidisch. Aber relativ selten kann es sich dabei um Differentiationen aus basaltischer simatischer Schmelze gehandelt haben.

Man ist weiter gegangen. Nicht nur Auf-Ein-Ausschmelzungen sialischen Paläosoms von beiläufig granitischer Zusammensetzung, sondern auch sedimentogenes Paläosom ist angenommen worden. Lösungen, von denen wir nicht sagen können ob sie den Charakter von Silikatschmelzen oder bereits wäßrigen Lösungen (chemisch-physikalisch gesehen sind beide Lösungen) hatten, die wir Ichor nennen, können granitähnliche Gesteine ebenso wie granitferne Gesteine, auch Sedimentgesteine zu Graniten machen. Zufuhr und Wegfuhr war bei solchen metasomatischen Umwandlungen die Voraussetzung. Alle diese Vorstellungen und ihre Anwendungen sind im einzelnen heute naturgemäß noch im Aufbau und ich brauche nicht Namen zu nennen und Beispiele zu bringen. Nur immer wieder muß betont werden, daß der Einwand vom Ichor unbekannter Zusammensetzung ungerechtfertigt ist, wie ich zu wiederholten Malen betont habe. Mehrmals ist der Ichor im Penninikum von Ostalpenforschern und solchen in den Westalpen aplitischen Lösungen ähnlich oder gleich angenommen worden. Die Variabilität solcher ichoretischer Lösungen zeigt uns die Variabilität der heute aufgeschlossenen aplitischen Gänge von größerem bis zum kleinsten Ausmaße mit ihren durchaus wechselnden Mengen von K, Na, Si hzw. Alkalifeldspaten und Quarz. Da entfernen wir uns kaum weit von der Annahme Eskolas, unseres Vorbildes in Finn- und Grönland, von granitischem Ichor. Nochmals muß ich betonen, daß wir von den angenommenen Erzlösungen mit ihren verschiedenen Temperaturen keinesfalls mehr wissen. Niemand wirft heute den Lagerstättenforschern dieses Nichtwissen vor.

Trotzdem muß ausdrücklich hervorgehoben werden, daß ich selber in allen Anwendungen dieser Vorstellungen auf unser Alpenkristallin immer zur Vorsicht mahne. Wenn aber irgendwer vielleicht da zu weit gehen sollte, halte ich das für kein allzugroßes Unglück. Das wird schon auf vertretbares Maß zurückgeschoben, so ist es auch bei anderen Gelegenheiten im geologischen Großgebiet der Alpenforschung geschehen. Nicht alles was schon einmal Decken war, ist es heute bei allen geblieben, die Decken sind kürzer geworden, sie haben sich gewandelt, das weiß keiner besser, wie der hervorragende Deckentektoniker Kober. Wer deshalb die Deckenlehre in ihrer Gänze ablehnt, gießt ebenso das Kind mit dem Bade aus, als der, der heute die Granitisation ablehnt.

Weiters muß festgestellt werden, daß kein Forscher in den Tauern und in den gesamten Alpen, soweit ich sehe, in den Fehler der Extremisten in anderen Ländern verfallen ist, etwa für alle Granitgesteine dieses Gebietes nur ichoretische Entstehung anzunehmen, oder in allen Graniten umgewandelte Sedimentgesteine sehen zu wollen, oder alles als Reaktionen im festen Zustand aufzufassen. Mir ist aus den Ostalpen keine Arbeit strenger

Dogmatik auf dem Gebiete der Granitisierung bekannt. Ich glaube, daß dies gewürdigt werden muß. Im Gegenteil, gerade die Mitglieder der neueren „Petrologenschulen“ haben vieles, was für diese neueren Ansichten spricht, gesehen, im Felde und im Mikroskop, dort wo eindeutig auslegbare Beobachtungen nicht zu machen waren, Analogieschlüsse gezogen, die nicht anders gewertet wurden als eben nur Annahmen, die an Stelle von Beobachtungen treten mußten, Analogieschlüsse, wie sie der „moderne Geologe“ oft und oft ziehen muß, um sein Gebäude auszuheben und zu vollenden — wenn er kann. Beide, Geologe und Petrologe, müssen bereit sein, ihre Vorstellungen zu revidieren, wenn andere Forscher ob sie nun moderne Geologen oder moderne Petrologen sind, durch neue Beobachtungen im gleichen oder nachweisbar nahe verwandten Gebiet zu besser fundierten Schlüssen kommen sollten. Solche zu einer Revision zwingende Beobachtungen sind oft durchaus zufallbedingt. Aber nur durch diese Revisionsbereitschaft ist Fortschritt möglich, auch dann, wenn sich daraus die Notwendigkeit ergibt, zu älteren Vorstellungen zurückzukehren. Daß bei solchen Wandlungen der Blick auf die großen Zusammenhänge niemals verlorengehen darf, ist klar, diese Forderung Kober's hat allgemeine Geltung. Eben darum aber ist jede Verallgemeinerung, die von der Auswertung von Einzelbeobachtungen ausgeht, ein Wagnis. Besonders vor lithologischer Parallelisierung kann nie genug gewarnt werden, ihr kommt nur selten Beweiskraft zu. Aber auch später nachgewiesene Fehltritte können den Fortschritt fördern helfen, allzurasse Kombination ist meist besser als gar nicht kombinieren, vielleicht auch allzuviel Phantasie besser als gar keine, zu weit gehen besser als gar nicht gehen. Warum aber nur dem modernen Geologen das Recht weitgehender Kombination zubilligen, nicht aber dem Petrologen? Warum die Forscher, die den gesamten Zentralgneis als nur varistisch ausgebildet annehmen als „Geologen“, die Forscher aber, die ihn mehr oder weniger alpidisch stofflich verändert oder zum Teil alpidisch neugebildet annehmen, als „Mineralogen“ und „Petrologen“ bezeichnen? Wenn man als Geologen die bezeichnet, die Geologie studiert haben oder sie an einer Hochschule lehren, auch wenn sie sich in ihren Arbeitsgebieten mit Petrologen und auch Mineralogen manchmal vereinigen oder auch mit ihnen in manchem nicht übereinstimmen, oder gar selber Petrologie völlig beherrschen, dann sind gerade solche Forscher, die nicht, ob sie nun recht haben oder nicht, an das varistische Alter der gesamten Zentralgranitgesteine glauben, Geologen. Ebenso sind dann gerade die Forscher, die im Gegensatz zu Kober die meisten Vererzungen in der näheren oder weiteren Umgebung der Tauern mit magmatischen Prozessen alpidischen Alters im Bereiche der Zentralgneise oder ihnen ähnlicher Gesteine in Zusammenhang bringen, Sideritbildung und Magnesitbildung mit der alpidischen Metamorphose dieser Gesteine irgendwie zusammenhängen, in ihrem Berufe Geologen, während z. B. ich, der die ersteren Zusammenhänge einschränken will, die letzteren seit langem negiert, beruflich Mineraloge-Petrologe bin.

Jedenfalls ist der Unterschied in der Auffassung Kober's und der Auffassung eines Teiles dieser modernen Petrologen über die Bildung der durch ihre Vielfältigkeit charakterisierten sogenannten Zentralgneisgesteine, doch mehr ein quantitativer, wie ihn Sander (46) schon 1921 dargestellt hat. Kober gibt für die alpidische Orogenese neben mechanischer nur geringfügigere alpidische Ummineralisierung in den oberen Partien und

Aufschmelzungen in den tieferen (S. 276) zu, die die Periadriatika geliefert haben, der Zentralgneis selbst sei nur passiv gefaltet (S. 275). Wenn die „modernen Petrologen“ mit Sander an der Spitze größere, in ihrem Gesamtausmaße dermaßen unbestimmbare Mengen von alpidischen Aufschmelzungen unter den Zentralgneisen annehmen, so drängt sie unwillkürlich die Frage auf, ändert sich durch diese Annahme so viel am gesamten Charakter der Zentralgneise, am alpidischen Deckenbau der Hohen Tauern, am Tauernfenster, wenn nicht der gesamte varistische, starre Granit, bzw. Granitgneis chemisch und mineralisch unverändert blieb? Wenn er vielleicht im Sinne Ampferers (1) und Clars (6) durch sein Abgleiten in die Zone des Tiefenwulstes ganz oder zum Teil umgeschmolzen wurde und später wieder höher stieg, zu unbekanntem Anteil migmatisiert, umkristallisiert? Ich stelle nur diese Frage, ohne eine eindeutige Antwort zu geben. Ich behaupte es nicht, ich glaube nur, daß sich dabei doch nicht allzuviel an dem großtektonischen Bilde im Sinne Termiers, Staubs und Kober's ändert, daß die neuen Vorstellungen die Auffassung der Hohen Tauern im Sinne der Deckenlehre nicht zunichte machen, auch nicht Kober's großes Bild seiner kosmogeo-logisch ausgerichteten Anschauungen bedroht. Beide Anschauungen sind auch mit Stilles Theorie von den Orogenzyklen und den magmatischen Perioden dieser Zyklen vereinbar, es bestehen doch nur quantitative Unterschiede im Ausmaße des synorogenen Magmatismus. Das soll hier einmal klar ausgesprochen werden. Stilles Darstellungen sind ja auch nicht mehr als eine Theorie, freilich eine der weitblickendsten, großartigsten und vor allem für die Weiterentwicklungen unserer Anschauungen fruchtbarsten der gesamten Geologie, sie ist ausbaufähig und elastisch genug, um scheinbar sehr Verschiedenes zu vereinen. Es gibt auch in dieser Theorie starke und schwächere Stellen, wie z. B. den Hiatus vom simischen zum sialischen Magmatismus. Es ist nicht immer ganz leicht, alle Beobachtungen und alle Gedanken in das Schema einzubauen. Man kann sich auch manchmal veranlaßt fühlen, von der Annahme dieser Gesetzmäßigkeiten etwas abzurücken, immer wieder kehrt man zu Stilles (50) Anschauungen zurück, als den klarsten und besten, die wir bis heute haben. Ich weiß aus Diskussionen mit Fachkollegen, daß dies nicht meine Überzeugung allein ist. Kober stimmt ja sogar bei der Erklärung der Orogenbildung mit Stille in der Annahme der Kontraktion überein.

Für Kober ist nach Beendigung des varistischen Zyklus mit dem Perm, die alpine Geosynklinale als erste Phase der Orogenese von der Trias bis zur unteren Kreide die Vorbereitung für den Akt der Orogenese selbst. Auch im Ausmaße der initialen vulkanisch-plutonischen Einschübe und Extrusionen herrscht zwischen dieser Auffassung und der von Stille, wie sie etwa Cornelius (11) 1949 für die Alpen dargelegt hat, fast völlige Übereinstimmung. Für Kober ist im Raume der Alpen als neues Geschehen der alpidische die Fortsetzung des varistischen Zyklus, ein allgemeiner kosmogeo-logischer Prozeß, kein Ereignis aus lokalen Gründen, sondern teleologisch orientiert. Die Senkung, für die verschiedene Erklärungen möglich sind, ist nach Kober (S. 305) das primär kosmogeo-logische Geschehen, ein neuer Bauplan auf alten Grundlagen. Dieses Prinzip sieht weniger das Lokale, wie die Ansicht, daß die Senkung die Folge der Sedimentation sei. Aber in der Tatsache, in den sichtbaren Erscheinungen, besteht kein trennender Unterschied von der Auffassung Stilles.

Ebenso kann man wohl sagen, daß die Unterschiede in der Auffassung des synorogenen sialischen Magmatismus auch nicht ganz unüberbrückbar sind. Grundlage für Kobers Auffassung ist es (S. 164), daß es nur ein Magma, das simatische, gibt, das basaltische, das „schwarze Magma“. Das ist völlig in Übereinstimmung mit der modernen Petrologenschule¹⁾ aber auch mit den Geologen wie Stille, Wegmann, H. Cloos, Rittmann u. a. Kobers „weißes Magma“, das granitische, gibt es nur im Orogen. Das ist das gleiche, wenn wir mit Stille sagen, daß zur Orogenzeit, im Stadium der werdenden Antiklinale, aber auch nach Ansicht von Ampferer und seinem Anhang, Sial mobilisiert wird, das dann aus dem sich immer mehr bildenden Tiefenwulst, dessen Existenz und große Bedeutung auch Kober annimmt (er ist ja auch nur eine Annahme), periodisch in den Deckenbau aufsteigt. Ohne Berücksichtigung der Vorstellungen von Ampferer ist aber der plötzliche Hiatus vom simischen zum synorogenen sialischen Magmatismus schwer zu erklären. Kober leitet sein „weißes Magma“ aus dem Erdkern, aus dem Zerfall schwerer Atome ab. Das ist aber nur ein Unterschied in der Entstehung der Schmelze, der hier nicht weiter berührt sein soll. Granitische Aufschmelzungen (Sialaufschmelzung) nimmt auch Kober an und bezeichnet diesen Vorgang als Granitisation, die Schmelze selbst nicht als Magma, sondern Migma. Dieser synorogene Migmatismus setzt in der Zeit der Oberkreide ein, kommt im Alttertiär zum Durchbruch und bildet nach Beendigung der unteroligozänen Gebirgsbildung die Periadriatika. Diesem Magma-Migmatismus entsprechen in den Dinariden, wie ich annehmen möchte, zumindest ein Teil der Andesite, in deren Verbindung, wie W. E. Petrascheck in ausführlicher Darstellung aus langjährigen Beobachtungen dargetan hat, wichtige Lagerstätten liegen. Diese Zeitstellung in den Alpen nehmen ebenso wie Kober, so viel ich weiß, alle „modernen Petrologen“ an, und Cornelius hat 1949 (11) dies in ausführlicher Begründung dargetan. Wenn man alle Periadriatika im Sinne Salomons (45), des Begründers des periadriatischen Alpenbogens, zeitgleich annimmt, kommt man nicht zu jungtertiärem, sondern zu alttertiärem Alter, nach Cornelius, der Magma-Migmatismus nicht in die Hochorogenphasen, sondern eher in deren unmittelbare Gefolgschaft verlegte, in den Bereich nach der laramischen Phase. Während Cornelius (mit Stille) die Hauptbauzeit des Penninikums in den Ostalpen in diese laramische Phase verlegt, sagt Kober (S. 276), daß der Geologe weiß, daß der Deckenbau der Alpen, also auch das Tauerfenster, vorgosauisch ist und daß es seit dieser Zeit ruhig in der Tiefe liegt. Trotzdem nimmt er (S. 335) alttertiäres Alter für die Periadriatika an, obwohl er die migmatische alpidische Granitisation (S. 322) als Beginn der Orogenese erklärt. S. 334 steht der Satz: „Dieser orogene Migmatismus ist die alpine Granitisation in der Zeit der Oberkreide, des Alttertiäres.“ Das kann so zu verstehen sein, daß damit die Zeit der laramischen Phase, die man ja in der Zeit heiläufig zwischen Kreide und Alttertiär annimmt, gemeint sein kann. Oder es kann so zu verstehen sein, daß die migmatische Granitisation als der Beginn der Orogenese sofort im Anfang der vorgosauischen Phase einsetzt — das wäre ja auch noch unterste Oberkreide — worauf nun das Tauerfenster entsteht. Die Granitisation würde diese Hauptphase der Deckenhewegungen,

¹⁾ Vgl. Leitmeier, Einführung in die Gesteinskunde, Wien 1950, S. 25.

wie sie Kober annimmt, überdauern und dann, wie all die anderen Alpengeologen auch annehmen, erst nach der laramischen Phase die Periadriatika durch höheres Empordringen bilden, so daß die Schmelze in der Tiefe während der Zwischenzeit mobil bleibt. Letztere Auslegung würde fast völlige Übereinstimmung mit der Auffassung von Cornelius bedeuten. Nördlich der Tonalelinie drang nach Kober im ganzen Alpenraum an einer einzigen Stelle, im Bergell, diese Schmelze in einer Mächtigkeit von 25 km in den Bereich unseres heutigen Tagesschnittes und bildete den Bergeller Granit. Hier ist auch ausdrücklich von einer Granitisationszone, also Granitisation größeren Ausmaßes, gesprochen.

Wenn nun Sander, Exner, ich, wahrscheinlich auch Clar und früher auch Cornelius und wohl noch andere in den Tauern ein umfassenderes Aufsteigen solcher migmatischen Granitisation annehmen, und bestrebt sind, durch petrographische Methoden — anders geht es ja nicht — während der alpidischen Orogenese starr gebliebene, nur mechanisch metamorphosierte, oder gar nicht veränderte, oder nur irgendwie aufgewärmte, regenerierte granitische Gesteine älterer Bildung, von alpidisch geformten zu unterscheiden, wenn wir dabei infolge der großen Schwierigkeiten nur langsam vorwärts kommen, sind wir dann etwas anderes als moderne Geologen? Diese Schwierigkeiten sind unendlich groß, denn es sind der Möglichkeiten sehr viele: gänzlich unveränderte Granitgneise; schon in früherem Orogenzyklus metamorphosierte, der alpidischen Orogenese gegenüber passive Gesteine; durch die alpidische Orogenese erstmalig nur mechanisch oder doch im Mineralbestand und im Chemismus nur wenig veränderte, aufgewärmte, nur regenerierte Granitgesteine; stärker veränderte, mechanisch und chemisch veränderte Gesteine; solche, deren Mineralbestand völlig verändert wurde, während der Chemismus gar nicht wenig oder sehr stark verändert worden sein kann; zum Teil oder gänzlich umgeschmolzene, vorgebildete Gesteine verschiedener Entstehung, darunter auch sedimentogene Gesteine und wohl auch granitische Gesteine, die dadurch wieder ähnlichen Mineralbestand erhalten haben können; aber auch solches Paläosom, von dem zur Bildung des Neosoms nur wenig Anteile verwendet wurden, die aber ihrerseits die Zusammensetzung der Schmelze, dann wenn diese Schmelze die Bestandteile ausschmelzen konnte, in größerem oder geringerem Ausmaße verändert haben können; dann noch Umbildung vorgebildeter Gesteine durch die Ichorese aphtähnlicher Lösungen, auch hier kann das Paläosom die verschiedenste Zusammensetzung gehabt haben. Man wird alle diese Möglichkeiten zugeben müssen. Ein Teil der Gesteine kann mehrere Veränderungen mechanischer Art oder im Stoff- bzw. Mineralbestand mitgemacht haben. Kober selbst spricht ja (S. 317) von polytektonischen Gesteinen. Überblickt man alle diese Möglichkeiten, dann kann man Sanders Zweifel, ob jemals eine Trennung alter von stärker veränderten Tauerngraniten möglich sein wird, sehr gut begreifen. Ebenso wird man aber verstehen, daß hier nur petrologische Methoden helfen können, oder erst zu ersinnende, um das Bildungsalter der Gesteine auf physikalischem Wege zu ermitteln. Sollen die Männer, die sich bemühen, all die aufgezeigten Schwierigkeiten zu überwinden, die dabei niemals den Blick auf die Bildung des Gesamtorgens verloren haben, deshalb keine modernen Geologen sein, weil sie mehr den Einzelheiten, den großen Schwierigkeiten und den vielen Möglichkeiten ihr Augenmerk zuwenden? Sie aber

haben ihrerseits niemals denen, die diese Schwierigkeiten leichter nehmen, die den Wert von Einzelbeobachtungen nicht so hoch stellen, daß er die im Geiste geschauten Zusammenhänge beeinflussen könnte, den Vorwurf gemacht, auf falschem Wege zu sein. Ihnen ist ja auch das Glück zuteil geworden, in den Tauern zu arbeiten. Aber haben beide nicht auch das gleiche Ziel? Sind die Unterschiede in der Auffassung denn doch nicht viel mehr als quantitativ? Ist denn die Vorstellung, daß nicht nur die Periadriatika aus der Tiefe der Migmatitzone — wir können ja auch Tiefenwulst sagen — stammen, sondern auch die aplitischen ichoretischen Lösungen, die dann granitische Gesteine im unbestimmten Ausmaße geschaffen hätten und die Annahme größerer Mengen von Schmelzen, die das Niveau unseres heutigen Tagesschnittes erreicht haben, völlig unvereinbar mit einem Bilde, das im großen Ablauf einer Orogenese einen zyklisch sich wiederholenden Vorgang, ein kosmo-geo-logisches, teleologisch vorbestimmtes Geschehen in der Gesamtevolution der Erde und des Kosmos sieht? Ich kann diese Frage nicht bejahen.

Freilich Kobers grundsätzliche Ablehnung, daß Zentralgneis und Metamorphose primär gebunden sind (S. 335), kann verschieden aufgefaßt werden. Damit könnte gemeint sein, daß die Metamorphose, die varistische oder noch ältere Granit-Gneisgesteine der Hohen Tauern durch die Wirkung der alpidischen Orogenese erlitten haben, nichts mit einer alpidischen Entstehung solcher Gesteine zu tun haben könne, was ja auch aus Kobers Ablehnung migmatischer Umbildung oder Neubildung granitischer Zentralgneis-Gesteine hervorgeht. Es könnte aber auch heißen, daß Kober nur grundsätzliche Bindung beider Vorgänge aneinander ablehnt, daß sie keineswegs zwangsläufig aneinander gebunden sind. Und das ist ja zweifellos richtig, solange man annimmt, daß es auch alte, nur tektonisch-mechanisch mehr oder weniger veränderte Zentralgneise gibt, denen diese Bindung fehlt. Diese Bindung besteht auch dann nicht zwangsläufig, wenn die modernen Petrologen unter die Zentralgneise, die sie nicht, weder stofflich noch zeitlich, als einheitlich gebildete Gesteine annehmen, größere, aber ihrer Menge nach unbekannte, alpidisch-migmatisch bzw. ichoretisch gehildete Gneise rechnen. Für diese Gesteine ist dann allerdings primäre Bindung an die orogen bedingte Metamorphose etwa der vorgosauischen oder der laramischen Phase anzunehmen, wie ich selbst zuerst hervorgehoben habe (34, 13).

Kober lehnt es auch ab, daß die Erzlagerstätten in den Tauern, und damit wohl auch im Umkreis der Hohen Tauern im Sinne von W. Petrascheck, Friedrich u. a. (40) in irgendeinem Zusammenhang mit dem Zentralgneis stünden. Einen solchen Zusammenhang mit einem varistischen Zentralgneis hat ja auch Schneiderhöhn (48) angenommen, da er diese Lagerstätten nur durch alpidische Regeneration und ähnliche Veränderungen aus varistischen Lagerstätten im Gefolge der Zentralgneise gebildet annahm. Clar (7), W. E. Petrascheck (41) und ich (35) sind ihm entgegengetreten und haben gezeigt, daß solche Vererzungen mit der Umbildung, der alpidischen Metamorphose der Zentralgneise, aber auch mit der Ichorese und der gesamten Granitisation und der Migmatitbildung in Zusammenhang gebracht werden können, daß Granitisation, Vererzung und Kluftmineralbildung Geschehen sind, die als Abfolge eines Vorganges angesehen werden können. Im Ausmaße dieser Abhängigkeit von Zentralgneis sind allerdings

die Ansichten etwas verschieden. Wenn nun Kober mit Recht den Zusammenhang der Vererzungen mit seinem varistischen Zentralgneis ablehnt, so nimmt er doch an, daß bei der alpidischen Orogenese und der durch sie bedingten Metamorphose „auch Temperatur und Spuren von Stoffen“ aus der Tiefe dazu kommen (S. 276). „Das sind die Lagerstätten der Tauern. Sie stammen aber nicht vom Zentralgneis ab. Sie sind ein eigener geologischer Akt.“ Sie, darunter die Goldlagerstätten der Tauern, stammen nach Kober vom Magma-Migma der Tiefe ab, demselben Migma („weißem Magma“), demselben Magmatrog, der die Periadriatika geliefert hat. Der Zusammenhang mit der alpidischen Orogenese wird also zugegeben, denn die Erze kommen aus der Tiefe. Wir stellen sie aber in die späteste Orogenzeit, denn die Goldlagerstätten gehören zu den letzten Bildungen im Bereich des Zentralgneises. Magma-Migma-Aufstieg ist jedoch nach Kober ein Prozeß der Hochorogenese des synorogenen Plutonismus. In dieser Auffassung liegt also eine Unstimmigkeit. Kobers anderer Standpunkt geht auch aus dem Vorwurf hervor, den er den Zentralgneispetrologen (S. 277) macht,¹⁾ daß sie „immer noch nicht die Petrographie oder die Petrologie der alpinen Zentralgneise und die der alpinen Periadriatika geologisch auseinanderhalten“. Denn „diese jungalpinen periadriatischen Magma- und Migmatite liefern junge alpidische Lagerstätten bestimmter Art“. Warum aber sollen diese dann ein eigener geologischer Akt sein? Die räumliche Verteilung der Lagerstätten im Gebiete der Hohen Tauern spricht kaum für eine besondere Bindung an die Periadriatika. Denn in der Umgegend der größten periadriatischen Massen, also im Gebiete des Adamello und der Presanella haben wir fast eine Leerstelle an Lagerstätten, sehr wenig an Lagerstätten im Gebiete des Brixener Tonalit-Granites (ob Pfunders mit ihm in Beziehung steht ist fraglich, ob Panzendorf-Tresberg-Sillian mit dem Rieserferner-Tonalit in irgendwelchem Zusammenhang steht, ist zumindest ebenso fraglich), eine etwas größere Menge kleiner Vererzungen liegen am Ende der Tonalitporphyritgänge im O der Rieserferner. Eine große Anzahl solcher Vererzungen liegt aber im nächsten und im entfernteren Gebiete z. B. des Hochalm-Ankogel-Sonnblick-Massivs. Ein Blick auf die Karte Friedrichs (19) genügt zu dieser Feststellung. Die Lagerstätten im Tauernbereich, mit ihnen die Goldlagerstätten, haben mit der Entstehung der Periadriatika kaum etwas zu tun. Alle diese angeführten Verhältnisse sprechen viel eher für die Auffassung einer postorogenen, zumindest posthochorogenen Bildung der Lagerstätten. Aber auch hier ist der Ausweg, bzw. eine Annäherung so zu finden, daß die spät- oder schon nachlaramischen Periadriatika (Cornelius u. a.) und Kobers Annahme oligozäner (S. 335), also etwas späterer Bildung der Periadriatika doch nicht so genau zeitlich gemeint sein müssen. Der Gegensatz besteht zwar, allzugroß ist er aber nicht. Man wird sich vorläufig mit der Übereinstimmung des Zusammenhanges beider Bildungen der Periadriatika und der Vererzungen mit der Mobilisierung des „weißen Magmas“ hegnügen müssen. Vielleicht wäre Kober auch bereit, keine unbedingte Bindung der Vererzungen mit den Periadriatika zu fordern. Der Weg der „Mineralogen-Petrologen-Prak-

¹⁾ Dieser Vorwurf hat, wie ich glaube, recht wenig Berechtigung. Die petrographischen Bearbeiter dieser Gebiete, vor allem Salomon (45), W. Petrascheck (39), Pichler (42), Becke (5) u. a. kannten ebenso wie Sander (46) und Cornelius (11) diese Unterschiede sehr gut, sie haben sie ja zum Teil erst geschaffen.

tiker“ ist aber doch kein so verschiedener von dem der „modernen Geologen“.

Ich muß auch hier feststellen, daß ich keineswegs alle Lagerstätten, die man heute irgendwie mit den Gneisen der Hohen Tauern und deren sehr fraglichen Analoga weiter im O bis zum Semmering zusammenhängt, mit Vorgängen in den Hohen Tauern verbinde. Ich bin sogar der Ansicht, daß manche, besonders die ferner gelegenen, daraufhin neu untersucht werden sollten, ob sie nicht sedimentären Ursprungs sind.

Von größerer Bedeutung sind aber Unterschiede in der Auffassung der Gebirgsbildung selbst. Dies vor allem schon deshalb, weil heute das Bestreben besteht, Gebirgstektonik nicht nur aus den beobachtbaren Vorgängen in der dünnen Kruste allein zu erklären, sondern aus der Tiefe heraus, also Tiefentektonik zu betreiben. Von den vielen Theorien der Gebirgsbildung, die vor kurzem Cornelius (12, S. 278) in vielaussagender Kürze und objektiv-kritisch zusammengefaßt hat, kamen und kommen für unsere Alpen einige besonders in Betracht. Eine der ältesten, durch Kober dormalen wieder sehr aktuell gewordenen, ist bekanntlich die Kontraktionslehre, besonders im Hinblick auf die Annahme zeitgleicher Orogenzyklen auf der ganzen Erde. Sie muß, ebenso wie die anderen Theorien, abgesehen von vielen Einwänden, die gemacht worden sind, schon dadurch rein hypothetisch bleiben, weil wir ja gar nicht wissen, ob sich die Erde wirklich abkühlt, wenn wir an die radioaktiven Prozesse denken. Der Annahme des Auftretens von Falten und Decken an der Stirn sich verschiebender Kontinentalschollen, bieten gerade die Verhältnisse in den Alpen große Schwierigkeiten, obwohl sie heute anscheinend am meisten Anhänger hat, die vielleicht deshalb so zahlreich sind, da ohne die Annahme seitlicher Verschiebung von Sialmassen keine Theorie auskommt. Neuerdings steht unter den österreichischen Alpengeologen besonders die Unterströmungstheorie (Verschluckungstheorie) für das alpine Orogen im Vordergrund. Bewegungen des tieferen, nicht erstarrten Untergrundes verursachten Faltungs- und Deckenbewegungen in der Kruste und eine Art von Einsaugung und Abgleiten größerer Massen der Tiefe zu, auf heute noch nirgends so weit aufgeschlossenen Bahnen, daß man sie einwandfrei feststellen könnte. Unterströmungen lehnt auch Kober nicht ab (S. 23), sie sind für ihn aber nicht primär. Primär ist für ihn nur Gravitation und Kontraktion der Erde. Unterströmung liegt ja auch der Synthese von E. Kraus (29) zugrunde, auf die hier nicht näher eingegangen ist.

Es sei noch die Hypothese der Aufschmelzung von unten durch radioaktive Wärmeproduktion erwähnt, die so groß angenommen wird, daß die Erde von innen heraus so erwärmt würde, daß die Abkühlung von außen überkompensiert würde, einer Ansicht, der ich Zukunft voraussagen möchte, weil man z. B. die Unterströmungs-Verschluckungs-Vorgänge, die Erwärmung der tiefsten Teile der Geosynklinale, alle großräumigen Aufschmelzungsvorgänge durch sie noch am ehesten erklären kann. Ihre Voraussetzungen sind auch nicht hypothetischer als die aller anderen Theorien. Ich glaube nicht, daß die gerade jetzt im Vordergrund stehende Verschluckungstheorie ohne die Kombination mit dieser Hypothese auskommen kann. Sie allein ermöglicht, wie Cornelius (12, S. 281) hervorgehoben hat, Stilles (50) Zyklen der Orogenese dadurch zu erklären, daß nach Verbrauch des Wärmeüberschusses durch Wärmeabgabe bei den orogenetischen Vorgängen

(z. B. Kobers Migmatisation-Granitisation oder der Aufschmelzung abgesunkenen Sials) und der abgegebenen Wärme durch Plutonismus und Vulkanismus während der Orogenese, eine Zeit der allmählichen Wiedererwärmung folgt, die vergehen muß, bis wieder ein neuer Verschlückungszyklus (Orogenzyklus) beginnen kann. In dieser Kombination vollzieht sich ein nicht bloß angenommener, sondern zumindest theoretisch erklärbarer Evolutionsvorgang der Erdgeschichte.

Wie sehr alle diese Vorstellungen und noch manche andere nicht mehr als Gedankenbilder sind, geht schon daraus hervor, daß jedem dieser Gedankenbilder namhafte Forscher zuneigen. Ich bin aber der Meinung, daß jeder dieser Forscher sich voll und ganz bewußt ist, daß alle diese Anschauungen, zumindest dermalen, auf recht schwachen Füßen stehen, und daß ihre Richtigkeit höchstens in sehr geringem Ausmaße, vielleicht aber auch nie, festzustellen sein wird, soweit ein menschliches Wesen überhaupt das Wort nie gebrauchen darf. Trotzdem ist es jedermanns Recht, vielleicht sogar manches Forschers Pflicht, ein solches Bild zu entwickeln oder sich an seiner Entwicklung zu beteiligen, wenn er sich dabei bemüht, alles, was tatsächlich beobachtet ist, auch so zu werten, aber auch zu erkennen, wenn etwas mit dem geschauten Bild unvereinbar ist, und eine solche Beobachtung nicht einfach als falsch zu erklären, wenn sie nicht in sein Bild paßt. Denn nicht die Beobachtung paßt nicht zu seinem Bild, sondern sein Bild nicht zur Beobachtung. Jede Darstellung der Entwicklung unserer Erde kann sich heute auch dann, wenn sie nur in großen Umrissen gegeben wird, nur in recht geringem Ausmaße auf auswertbare Tatsachen stützen.

Ich glaube, daß sich alle die, welche heute solche Bilder entwickeln, dieser Tatsachen hewußt sind und ich weiß um die Vorsicht, mit der gerade unsere „modernen Petrologen“ an den Entwurf solcher Deutungsversuche herangegangen sind und herangehen. Darum haben sich auch in neuester Zeit einige Forscher besonders mit der von Ampferer (1) begründeten Verschlückungshypothese beschäftigt. Nach Cornelius, auf den noch zurückzukommen sein wird, hat besonders Clar (6) eine sehr bemerkenswerte Modellvorstellung ausgearbeitet, wie man die Hohen Tauern, von dieser Theorie ausgehend, in den großartigen Bau der Alpen einfügen könne, ein Versuch von dem man wohl sagen kann, daß er, soweit dies überhaupt möglich ist, mit beobachtbaren Tatsachen im Einklang steht. Varistisch gefalteter Untergrund der Geosynklinale gleitet, dem Unterströmungssog folgend, nachdem er zuerst durch seitliche Verschiebung, ohne die ja keine Orogenetheorie auskommen kann, eingeeengt und dann eingemuldet worden war, in den Tiefenwulst, der mit dem Fortschreiten dieses Prozesses eine Anschoppung bildet, die schließlich keinen Einbau, sondern nur mehr Anbau zuläßt. Noch vor dem Stillstand der Unterströmung beginnen aus dem Inneren des Wulstes durch Auftrieb und zum Ausgleich des hinzugekommenen Materiales Sialmassen wieder aufzusteigen, bis dann der allgemeine bis heute anhaltende allmähliche Aufstieg des Tiefenwulstes selbst beginnt (Exner 14). Wir stehen ja dermalen den Vorgängen der alpidischen Orogenese wohl zeitlich noch weit näher, als dem Beginn eines neuen Orogenzyklus. Im Wirkungsbereich des Tiefenwulstes und seiner Förderung nach oben liegt nun alles, was mit dem synorogenen Plutonismus bis zum finalen Vulkanismus vorgeht, Lösungsbewegungen, Granitisation im weitesten Sinne dieses Begriffes, metamorphe Umkristallisation, darunter

wohl auch die Tauernkristallisation, als Letztes schließlich auch die Erzlösungen. Beim Aufstieg wird dann auch das abgeglittene, von der Verschluckung mitgenommene, in Deckschollen aufgelöste und im Tiefenwulst veränderte Gesteinsmaterial, das Penninikum der Geosynklinale, wieder nach oben gebracht und so zum heute beobachtbaren Deckenbild gestaltet. Da Clar auch Möglichkeiten angibt, tektonische Erscheinungen in den Hohen Tauern als ein diesen Vorstellungen entsprechendes Bewegungsbild, wenn auch keineswegs ein solches der eigentlichen aktiven Zone, zu deuten, kommt diesem Schema wohl eine sehr große Ausbaufähigkeit zu. Mit diesem Modellschema hat zweifellos die Ampferersche Unterströmungstheorie für die Ostalpen an Bedeutung gewonnen. Wieweit in dieses Bild neben neugebildeten granitischen Gesteinen alte voralpidische Zentralgneispatrien im Sinne Kobers eingebaut werden können, bleibt dem überlassen, der dieses Bild uns gegeben hat. Möglichkeiten gibt es jedenfalls. So muß nicht alles abgesunkene Sial so tief hinabgelangt sein, daß es umgeschmolzen oder stark verändert worden ist, am Wege des Tiefenwulstes nach oben können höher liegende Gneise in Sanders Sinn überschritten worden sein. In tieferverlagerten Gesteinen der Geosynklinale können freilich varistische Strukturen kaum erhalten geblieben sein. Schwierig wird es auch sein, sich ein Bild über die Zuteilung der Mineralfazien zu den verschiedenen Geschehen zu machen. Es wird wohl möglich sein, daß man in heute aufgeschlossenen Partien in tiefere Fazien kommen wird, als die bisher von anderen angenommene Epidotamphibolitfazies. Mesozonal umgeformte granitische Gesteine werden eine petrographische Unterscheidung von alten varistischen Gneisen erschweren.

Es muß aber ganz ausdrücklich hervorgehoben werden, daß eine neue Darstellung von der Bildung der Ostalpen an Clars Schema nicht vorübergehen dürfte. Man könnte es ablehnen, begründet ablehnen, es nicht zu beachten ist eine Unterwertung. Das äußere Bild ist doch das bekannte, die Decken sind da, nur das Vorzeichen ist ein anderes. Während die Anhänger der Verschluckungstheorie, wie sie heute Cornelius, Clar, Kraus gestaltet haben, die treibende Kraft der Sialverschluckung in Bewegungen tiefer, flüssiger Massen in der gleichen Richtung annehmen, wie die höher liegenden Geosynkinalanteile (Geoplasma von Kraus), ist Abgleiten bei Kober nur eine Folgeerscheinung der Kontraktion.

Das **Tauernfenster** ist bewiesen. Ihm diese unerschütterbare Stellung geschaffen zu haben, ist ein unvergängliches Verdienst Kobers. Er stand nicht allein, aber ich glaube, er war der, der es am hartnäckigsten verteidigt hat. Das weiß auch Kober ganz genau, und darum ist er, der führende „Fenstergeologe“, so milde gegen die „Nichtfenstergeologen“ (S. 290). Dabei kommt es zu einer der prachtvollsten Stellen in seinem Buche: „Sicher ist — die Zeit wird restlos die Fragen lösen, die die Natur dem ‚Tauerngeologen‘, dem ‚Fenstergeologen‘ stellt. Sie stellt auch dem ‚Nichtfenstergeologen‘ Fragen — lassen wir beiden die Freude am Forschen. Je vielfältiger wir die Natur sehen, desto mehr Fragen stellen sich ein. Nur der fragende Geist ist Fortschritt.“ So kann nur ein wahrhaft Großer im Reiche des Geistes schreiben.

Ich selber bin, sagen wir „Fensterpetrologe“, da Kober ja gegen die modernen und älteren Petrologen viel schärfer als gegen die Nichtfenstergeologen ist. Trotzdem leben in mir Gedanken immer wieder auf, die letzten

Endes darauf hinauslaufen, dem N-Rahmen des Fensters in seiner heutigen Lage eine kleine Öffnung zuzumuten. Kölbl (28) hat zuerst den Gedanken ausgesprochen, daß im Gebiet der Wildalm am Abfall des Rückens zwischen Habach- und Untersulzbachtal ins Salzachtal der Zentralgneis mit phyllitischen Gesteinen, die er der Grauwackenzone zurechnete, im Granitisationsverhande steht. Ich habe diese Verhältnisse bestätigt gefunden, sah auch eine Kalkscholle, wie ich sie öfters in solchen Zentralgneisgesteinen traf, die ich für Granitisationsprodukte halte, wie etwa am Granatvorkommen beim Larmkogel im Habachtal und bei der Prehnitinsel, an letzterem Vorkommen nur in Blöcken (34). Ich halte diese Kalke für Reste nicht überwältigten Paläosoms, Stellen, an denen lokal der Partialdruck der CO_2 bedeutend kleiner war, als der der Umgebung, was verhältnismäßig niedrigere Temperatur dieser Granitisation zur Voraussetzung hat. Hammer (21) war auch der Meinung, daß, wenn auch nur wenige, Gesteine des Abfalles zwischen Habach- und Hollersbachtal zur Grauwackenzone zu stellen seien. Die Grauwackenzone greife also in beschränkter Tiefe und beschränktem Längenausmaße über die Salzach auf die Tauernseite hinüber. Cornelius (11, S. 557) erkannte ebenfalls diesen Granitisationsverband, nahm aber an, daß hier in der sogenannten Sulzbachzunge der Zentralgneis, den er gleich Kölbl und mir für alpidisch hielt, aus dem Bereich des Fensters in den N-Rahmen hinausgreife, diese Gesteine also Analoga zum Gesteinverbande seiner Fuschephyllite seien (N-Rahmen), denen manche Glieder dieser Gesteinsserie völlig gleichen. Frasl (17, 18) hält den Zentralgneis für alt, nur alpidisch aufgewärmt, die Marmore faßt er aber als Trias auf und sieht hier eine normale Grenze. Gerade diese Stelle ist für Cornelius ein unwiderleglicher Beweis des Tauernfensters, denn entweder gibt es kein Tauernfenster, oder der Granitgneis der Sulzbachzunge ist jünger als die Überschiebung der ostalpinen Decken über das Fenster. Ich will hier nur eine Frage aufwerfen, keine Entscheidung fordern. Die Lage ist die folgende: Im Gebiete des äußeren Habachtales kann man ganz genau die gleichen Gesteine sehen, wie man sie findet, wenn man die kleinen Täler der Grauwackenzone zwischen Neukirchen-Bramberg und Mühlbach im Pinzgau hinaufsteigt. Sie sind einander so gleich, daß sie kein Mensch auseinanderkennen kann. Auch u. d. M., wie ich mich überzeugt habe, sind es dieselben Phyllite von dunkelgrau bis schwarz, stellenweise mit dem gleichen Hochglanz. Auch Quarzphyllite, also Phyllite mit großen Quarzknollen, findet man am Ausgang des Habachtales. Dazu kommt, daß mir schon Hammer aus seinem Material im weiten Umkreis des Abfalles der Berge um den Karsee nach N im Salzachtal Porphyroide zeigte, die einen ganz unbrauchbaren Namen — Porphyrmaterialschiefer — erhielten. Es waren typische, stark metamorphe Quarzporphyre. Frasl (18) zeigte aus seinem Gebiete solche Gesteine vor, die zum Teil dem Quarzporphyr noch näher stehen, zum Teil so metamorphosiert sind, daß man sie als Serizitquarzite oder -phyllite bezeichnen kann. Auch diese Quarzporphyrabkömmlinge gleichen vollständig den Porphyroiden der Grauwackenzone. Ebenso fanden sich Abkömmlinge von Diabasen, wie in der Grauwackenzone. Man kann hier nicht nur von lithologischer Übereinstimmung sprechen, sondern man muß absolute Kongruenz in der Gesteinsführung feststellen. Die Gesteine der Grauwackenzone nördlich der Salzach sind dieselben wie in Teilen südlich der Salzach. Sie haben dasselbe Alter, nicht näher bestimmbar

paläozoisch, dieselbe Metamorphose. Ich bin kein Anhänger des Gebrauches, aus lithologischer Übereinstimmung, die sehr oft nur eine Ähnlichkeit ist, auf genetische und Altersübereinstimmung zu schließen. Aber hier ist die Kongruenz eine vollständige. Es läge das Naturspiel vor, daß bei zeitlicher Übereinstimmung, gegen die jedenfalls keine Beobachtung spricht, in unmittelbar angrenzenden Gebieten, die Trennung durch die Salzachalluvionen ist nicht breiter als 1 km, zweimal, unabhängig voneinander die vollkommen gleichen Gesteine entstanden sind, die aber geologisch nicht zusammengehören, sondern etwas anderes sind. Ist eine solche Trennung wirklich geologisch? Ich stelle hier nur die Frage: Darf man darum nicht an eine Identität denken, weil die Großgefügeachsen nicht übereinstimmen, weil bei genauer Vermessung die Fortsetzung der Grauwackenzone auf der Tauernseite nach Frasl (18) über das Penninikum hinausführen würde, also höher oben läge? Kann man dafür nicht eine andere Erklärung finden, eine Verwerfung oder ein sehr bedeutendes Tiefgehen der Gesteine in der Grauwackenzone? Ich stelle nur Fragen, glaube aber, daß hier doch ein Problem liegt, das nicht einfach erledigt werden kann. Und wenn sich herausstellen sollte, daß tatsächlich tauernseitige Grauwackenzone existiere, wenn sich einmal herausstellen sollte, was noch mehr Komplikationen böte, weswegen hier der Konjunktiv der Fragestellung noch mehr betont sein soll, daß auch die Gesellschaft, in der die Fuschterphyllite liegen, also Teile des N-Rahmens weiter im O, Grauwackenzone wären, wäre dadurch, daß das Fenster im N an einigen Stellen im heutigen Tagesschnitt keinen geschlossenen Rahmen hat, oder im heutigen Tagesschnitt ein Loch im Rahmen hat, wäre dann dieses Tauernfenster kein Fenster mehr? Habe ich die anderen Fragen nicht beantwortet, sondern nur gestellt, diese Frage aber beantwortete ich mit einem entschiedenen Nein, es bliebe das ganz gleiche Fenster, das Fenster Termiers, Kobers und Staubs. Ich weiß, daß ich mich durch diese Auffassung in Gegensatz zu neueren Untersuchungen von Frasl stelle, der die Kalkscholle als trennenden Horizont deutet (18). Ich habe hier nur meine Ansicht als Frage aufgeworfen und will nicht polemisieren.

Und noch eine dritte Frage. Wenn alle Zentralgranitgneise varistisch wären, wieso sind dann die so ungemein gebrechlichen grünen Berylle des Habachtales an der Berührungsstelle des Tauerngneises, der an dieser Stelle ein Fastgranit ist (31), die vielfach in hartem und quarzigem Biotit-schiefer-Muttergestein liegen, niemals zerbrochen? Oder war gerade an dieser Stelle der Granitgneis und die Hülle, also die Grenze so verschiedener Gesteine bei der alpidischen Orogenese so ganz besonders passiv geblieben, daß diesen Kristallen gar nichts geschehen konnte? Auf die Klüftfüllungen will ich in diesem Zusammenhang nicht eingehen.

Aber ausdrücklich sei betont: Wie immer diese Fragen beantwortet werden, die Antworten ändern nichts am großen Bild, das Kober von der Entstehung der Alpen entwarf.

Das Tauernfenster ist gewissermaßen das Symbol der Deckenlehre in den Ostalpen. Zwei Forscher waren es vornehmlich, die zwar in ihren Ansichten im einzelnen wohl nicht übereinstimmten, die sich immer wieder für die Deckentheorie in den Ostalpen einsetzten, bis es so gut wie keine ernst zu nehmenden Gegner mehr gab: Kober und Cornelius. Gerade dieser Einsatz war es, der in der Entwicklung beider Forscher die gleichgerich-

tete Achse war. Daß es nottat, immer wieder zu betonen, wie sehr die Deckentheorie für die Erforschung von Bau und Entstehung der Alpen die Grundlage bilde, ja ihre Entwicklung geradezu die Geschichte der geologischen Alpenforschung unseres Jahrhunderts war, ist in der Einleitung beider Auflagen der „Geologie Österreichs“ von 1942 und 1951 klar zu erkennen. Wenn auch im Vorwort zur ersten Auflage mit völlig eindeutiger Spitze gegen Uhlig, F. E. Suess und Kober zu lesen ist, daß die Deckentheorie eine in akademischen Spekulationen wurzelnde, durch persönliche Autorität gestützte Theorie sei, im Buche aber von den verschiedenen Bearbeitern des Alpengebietes immer wieder von Decken gesprochen wird, deren Vorhandensein bewiesen ist, so ist das eine Groteske, die man nicht tragisch nehmen mußte. Wenn aber in der zweiten Auflage nach fast einem Dezennium im einleitenden „Grundzug des Baues von Österreich“ auf S. 5 nach einer Polemik gegen die Deckenlehre der lapidare Satz steht: „Die Deckentheorie hat in den Ostalpen keine Bestätigung erfahren“, so ist das ein Unfug¹⁾, denn nach wie vor berichtet das Buch selbst von den Decken in den Zentralalpen und in den Kalkalpen als von etwas Bekanntem und Selbstverständlichem.

Wenn nun aus Darlegungen von Kober und Cornelius und anderen in wichtigen Gebieten aus dem Schrifttum Anschauungen herausgelesen werden können, die unvereinbar erscheinen, so ist es doch nicht feststellbar, ob sich diese nicht im weiteren Verlauf der Forschung einander nähern könnten, denn wir sind ja noch lange nicht am Ziel einer beweisbaren Synthese der Alpen angelangt. Wenn sich auch das Querprofil durch die Ostalpen, das Cornelius 1940 gab, nicht mit den Auffassungen Kobers, die er in seinem Buche niedergelegt hat in allem und jedem vereinen läßt, so sind doch manche Grundlagen in den Anschauungen beider Deckenanhänger und Fenstergeologen die gleichen. Beide haben ihre Anschauungen ergänzt, wenn es nottat, aber ich kenne keinen großen Geologen, der nicht nur im Nebensächlichen, auch in Grundlegendem, seine Ansichten so bereitwillig und aus Überzeugung revidiert hat, wie Cornelius, obwohl er keineswegs leicht beeinflusbar war. Er war der Todfeind aller Dogmatik. Er ist sein ganzes Leben lang in seinen Arbeiten nicht aus den Alpen herausgekommen, er hat sich nicht so weite Ziele gesetzt wie Kober, er war der Meister der Detailarbeit, die aber nie am Kleinen kleben blieb. Gerade jetzt, im Blickpunkt von Kobers Buch, um die Gegensätze recht zu verstehen, jetzt wo das gesamte Werk des jüngeren, des früher vollendeten, durch wichtige Ergänzungen aus dem Nachlaß feststeht, halte ich einige Worte über sein immer wieder auf der Grundlage der Revisionsbereitschaft aufgebautes Wirken der letzten Jahre in den Ostalpen am Platze, insbesondere aber über seine Stellung zum Zentralgneisproblem. In seiner Arbeit über die Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre (9), die das schon erwähnte Querprofil enthält, hat er zum erstenmal darauf hingewiesen, daß vieles dafür spräche, Teile der Zentralgneise in den Hohen Tauern

¹⁾ Dies umso mehr, als ich vor Drucklegung der zweiten Auflage die Abstellung dieser Widersprüche gefordert hatte. Es war 1946 vom damaligen Unterrichtsministerium von mir eine gutachtliche Äußerung verlangt worden, ob die Papierfreigabe für diese Auflage begründbar sei. Ich bejahte natürlich, stellte aber einige Forderungen auf Abänderungen. Dabei betonte ich besonders, daß der Widerstand gegen die Deckenlehre aufzugeben sei. Anderen Forderungen ist Folge geleistet worden, dieser aber nicht.

könnten relativ junge syntektonische Intrusionen sein. Er hat aber ausdrücklich betont, daß er diese Frage noch in keiner Richtung für entschieden halte. 1949 (11) erwog er die Einordnung granitisch-tonalitischer Glieder der Tauerngneise in eine Art zweiten periadriatischen Alpenbogen im Sinne Sanders und nahm für das NO-Ende des Venedigermassivs diese Stellung als wahrscheinlich an. Im Venedigermassiv kommt es zu größeren Mengen tonalitischer Zentralgneise, die in der Granatspitze seltene Ausnahmen seien, wo stärker geschieferte Gneise vorherrschten. Da diese Gesteine mehr an Tektonik erlebt zu haben scheinen, dachte er diese Gesteine um eine Phase früher gebildet, daß also Venediger-Tonalit-Granitgesteine im Gefolge der laramischen Phase, Granatspitz-Granitgneise im Gefolge der vorgosauischen Phase entstanden sein könnten. Ausdrücklich aber erfolgte diese Stellung ebenso wie die Annahme, daß alle diese Gesteine jung seien, mit Vorbehalt. Cornelius dachte also daran, daß nicht alle der jung angenommenen Tauerngranitgneise einheitlich gebildet und den Periadriatika entsprechen, die von ihm vormiozän-laramisch angenommen werden. In dieser Arbeit steht aber auch der Satz: „Sollten sich weitere Gesteine im W und im E als alpidisch erweisen ...“. Damit ist eindeutig gesagt, daß noch keinesfalls alle Zentralgneise als alpidisch aufzufassen seien. In seinen Grundzügen der allgemeinen Geologie aber (Wien 1953, S. 272) ist er einen Schritt weiter gegangen. Er behandelt das Tauernproblem in diesem Buche leider recht kurz, sagt, daß die Zentralgneise selbst keine Decken bilden (so hat er sie schon im Profil 1940 dargestellt) sondern junge, freilich noch tektonisch umgeformte Granite seien. Dadurch legt er offensichtlich großen Wert auf Einheitlichkeit der Bildung dieser Gesteine. In den Westalpen aber bestehen nach ihm die Kerne der pennischen Decken „aus alten (? vielleicht nicht durchwegs!) Orthogneisen ...“. Das Buch ist posthum erschienen, es ist nicht sicher, daß Cornelius vor dem Drucke diese Diskrepanz zwischen W und O nicht zugunsten seiner Ansicht über den W revidiert hätte, denn S. 283 wird bei der Darstellung der Stilleschen Zyklen ausdrücklich gesagt, daß „manche Zentralgneise (Tauern, Mt. Rosa?)“ Beispiele von alpidischem-hochorogenem Magmatismus seien.

In seiner Veröffentlichung von 1949 (11) versprach er, seine Ansicht über den Transformismus, die Granitisationshypothesen zu revidieren. Er stand allen diesen Vorstellungen von Ichorese, arteritischer und venitischer, metasomatischer Granitgesteinsbildung zuerst mißtrauisch, aber keinesfalls ablehnend, dann später abwartend gegenüber, wie ich aus vielen Diskussionen weiß. In der 1949 erschienenen Arbeit gab er zu, daß doch manches dafür spräche, wie die Arbeiten von Angel, Staher, Exner, in den Westalpen von Reinhard und Wenk zeigten, und er versprach Überprüfung. In seinem nachgelassenen Lehrbuche (S. 30) ist der Granitisierung dann ein eigener Abschnitt gewidmet, in dem immer noch Zurückhaltung bewahrt ist, er tritt aber dann doch für den großen Kreislauf ein: Verwitterung, auch Abtragung magmatischen Gesteins — Sedimentation — Absinken in die Tiefe — Umbildung in Granitgesteine (Migmatisierung). Auch im Abschnitt über die Bildung der Plutone sind diese Arten der Granitbildung (S. 232) zugegeben. Aus Diskussionen in seiner letzten Lebenszeit, noch mehr aber aus freundlichen Mitteilungen seiner Frau und Mitarbeiterin Dr. Furlani-Cornelius weiß ich und bin zur Mitteilung ermächtigt, daß er vor seinem Tode Granitisierungserscheinungen im Gebiete der Hohen Tauern im

Sinne von Angel, Exner, Clar und mir zustimmte, aber — und mit vollem Rechte — immer noch zur Vorsicht riet. So ward aus dem Anhänger durchwegs varistischer Zentralgranitgneise allmählich, aber immer nur auf Grund eigener Überzeugung, ein Anhänger alpidischer Granitisation, und so rundet sich das Lebensbild eines großen Forschers, der weiß, daß wir nicht wissen, sondern nur nach dem Wissen suchen dürfen.

Abschließend kann gesagt werden: In der Existenz des Tauernfensters, im heiläufigen Ausmaße der Deckenbewegungen, herrscht Übereinstimmung, die Unterschiede im Alter der Periadriatika sind gering. Größer sind die Unterschiede im Ausmaß der synorogenen Migmatitgesteine, zu denen außer den Periadriatika und dem Bergeller Granit-Tonalit von anderen Forschern Teile der Tauerngneise gerechnet werden, die nach Kober insgesamt varistisch sind. Ihre alpidische Bildung wird z. B. im Granatspitz- und Venedigergebiete zum Teil der vorgosauischen, zum Teil der laramischen Phase zugerechnet.

Mir scheint aber zu wenig bedacht zu sein, daß der Aufstieg der Migmatite („weißes Magma“) aus Tiefen von vielleicht 30—40 km bis in unseren Tagesschnitt erfolgt ist. Wie sieht es da etwa in 10 km Tiefe unter dieser Linie aus? Können da nicht größere Massen granitodioritischer Gesteine so ähnlich wie im Bergell liegen? Eine Zunahme solcher Migma-Granitisationen in der Tiefe ist jedenfalls möglich.

Zweifellos überwiegt bei den Tauerngeologen unserer Zeit zumindest dermalen die Annahme größerer Teile der Tauern-Granitgneise als varistisch gebildet, alpidisch passiv geblieben, oder von Schiefermetamorphose betroffen, nur stellenweise im beschränkten Ausmaße regeneriert, wie z. B. Sander (46) am N-Rande des Tuxer-Kernes, Exner im Dom der Hochalmspitze und an anderen Stellen (15, 16) annahmen. Ähnlich denken aber heute, wenn auch vielleicht in verschiedenem Ausmaße Clar und ich, aber wahrscheinlich auch als erst seit kürzerer Zeit im Tauerubereich arbeitend Schmidegg und jüngere Forscher, wie Frasl, Karl und andere. Wenn ich auch Cornelius dazu rechne, so geschieht es aus seinen gesamten Veröffentlichungen heraus und aus meiner Erinnerung an unsere letzten Diskussionen. Alle die genannten Forscher nehmen aber außer den periadriatischen Granit-Tonalitgesteinen mit Angel (3) unter den Zentralgneisen selbst in wechselnden Mengen während der alpidischen Orogenese stärker regenerierte alte Granitgesteine und durch Granitisationsprozesse der verschiedensten Art gebildete Migma-Granitgesteine im weitesten Ausmaße dieser Bezeichnung an, oder stehen zumindest solchen Annahmen nicht ferne. Daß große Teile des zentralen Venediger-Massivs als junge Bildungen angesehen werden können, dafür glaubten Cornelius und ich deutliche Anzeichen gesehen zu haben, die weiter zu verfolgen uns nicht mehr gegeben war. Nach freundlicher Mitteilung ist dermalen auch Schmidegg dieser Meinung.

Aus alledem geht aber eindeutig hervor, daß die Unterschiede zwischen Kober und den „Petrologen“ doch nur quantitativer Art sind.

II. Sind die Tiefengesteine von Predazzo-Monzone Trias oder Tertiär?

Es ist wohl berechtigt, daß beim Bau einer großangelegten Synthese eines so schwierigen Gebietes, wie die gesamten Alpen es sind, zweifelhafte Altersstellungen, an denen es in diesem Gebiete wahrlich keinen Mangel

gibt, zugunsten der Einpassung in das geschante große Bild entschieden werden können. Ergeben sich aber Gegensätze zu Altersstellungen, die soweit dies durch Beobachtungen der gesamten geologischen Verhältnisse in Gebieten, wo Fossilführung nicht in Betracht kommt, überhaupt möglich ist, begründet sind, dann muß entweder ein Gegenbeweis versucht werden, oder doch zumindest Kritik an der bekannten Horizontierung vorgenommen werden. Ablehnung aber ist weder Beweis noch Kritik. Zumindest muß der Gegensatz festgestellt und die Gründe dieses Gegensatzes dem Leser bekanntgegeben werden. Keinesfalls darf eine begründete Altersstellung ohne Gegen Gründe abgelehnt werden. Vor allem muß untersucht werden, ob die begründete Altersstellung anzunehmen tatsächlich das gesehene Bild des Großgebietes zerstören würde. Keineswegs aber wird man es als selbstverständlich hinnehmen können, wenn Kober in einem so allgemein bekannten Gebiet wie Predazzo—Monzoni mit seinen triadischen Melaphyren, Plagioklas- und Augitporphyriten und den tertiären Monzoniten und ihren Differentiationsgesteinen, sich über diesen Altersunterschied hinwegsetzt und sagt, daß zwar die Ergußgesteine für Trias gehalten werden, die Tiefengesteine (die Ganggesteine sind wohl als den Tiefengesteinen zugeordnet nicht erwähnt) für Tertiär, daß aber „in nserem Bilde der Magmatismus¹⁾ und Vulkanismus von Predazzo eine Einheit des Geschehens ist“ (S. 334). Da nun auch Kobers Gegner E. Kraus (29, S. 148) die gleiche Ansicht geäußert hat, und ebenso wie Kober keinen Beleg dafür bringt, ist es wohl notwendig, die Gründe, die für die bewiesenen verschiedenen Alterstellungen sprechen, kritisch zu beleuchten. Gewiß, eine Bildung der Tiefengesteine bald nach den Ergußgesteinen oder doch eine von diesen nicht allzuferne Bildung der Tiefengesteine, wäre naheliegend gewesen, etwa in der Art der Subvulkane im Sinne von H. Cloos, gewissermaßen in den inzwischen mächtiger gewordenen Sedimentationen und in den basischen Ergußgesteinen selbst steckengebliebene Vulkanite (32, S. 305). Aber die Verhältnisse liegen doch anders. Nachdem W. Penck (38) das tertiäre Alter der Monzonite und ihrer Differentiate und Ganggesteine festgestellt hatte, da Monzonitschmelze längs Verwerfungen aufgedrungen ist, die erst im Tertiär entstanden sein können, ist gleich darauf Hoernes (22) mit wenig stichhaltigen Gründen für Gleichaltrigkeit von Erguß- und Tiefengesteinen eingetreten. Vardabasso, der spätere Bearbeiter des ganzen großen Gebietes, hat zwar auch zuerst an diese Möglichkeit gedacht und einen zumindest kürzeren Zwischenraum für beide Gesteinsreihen angenommen, er hat aber dann (53) selbst dadurch, daß er feststellen konnte, daß die Tiefengesteine jünger sein müssen als die Bruchlinie von Stava, die alpidisch ist, jeden noch möglichen Zweifel am tertiären Alter dieser Gesteine ausgeschaltet. Klebelsberg hat in seiner umfassenden Geologie Tirols (23, S. 352) diese Frage offen gelassen, aber Staub (49, S. 239) stellte die Bildung der Tiefengesteine zwischen die frühinsubrische (vormiozäne) und die spätinsubrische Phase. Ich habe die Verhältnisse 1937 nachgeprüft und konnte das tertiäre Alter bestätigen (32). Ich habe darin und in einer späteren Veröffentlichung (33), ebenso in meinen Grundzügen der Gesteins-

¹⁾ Hier müßte statt Magmatismus und Magmatite, Plutonismus und Plutonite oder Tiefengesteine stehen, denn auch die Effusivgesteine sind ja Magmatite, gerade diese frühesten Ophiolithe der alpidischen Geosynklinale entstammen ja dem wohl noch undifferenzierten Sima.

lehre gezeigt, daß die Tiefengesteine von Predazzo und von Monzoni in ihrer Gesamtheit, als Summe der Einzeldifferentiate der monzonitischen Schmelze genommen, den basischen triadischen Ergußgesteinen entsprechen. Diese habe ich als charakteristische Produkte des mild-alkalisch tendierten Simas, als früheste triadische Vertreter der Ophiolithe im alpidischen Orogen angenommen. Ich konnte den basischeren Charakter der Mehrzahl der Monzonite des Gebietes von Predazzo, gegenüber den bisherigen Annahmen auf Grund der Untersuchungen von Romberg, feststellen und zeigen, daß man bei einem Versuch, die einzelnen Mengen der verschiedenen Differentiate im Raum von Predazzo und Monzoni abzuschätzen, tatsächlich auf die mittlere Zusammensetzung der basischen Ergußgesteine kommen kann. Dabei wird der saurere Charakter der Monzonite des Monzoni durch die dort in größeren Mengen auftretenden Hornblendegabbros und Pyroxenite kompensiert. Der Gedanke einer derartigen chemischen Analogie war schon früher geäußert worden. Cornelius kam (11) zur gleichen Altersstellung, von der er ausdrücklich sagte, daß an ihr nicht zu zweifeln sei, nur war ihm genau so wie mir und Vardahasso die lange Ruhezeit vom Anis bis zum Tertiär unangenehm. Ich hiu daun dafür eingetreten, daß (33) die Annahme eines so lange an dieser Stelle unverändert gebliebenen simatischen Magmas nicht unbedingt nötig sei¹⁾, sondern daß man auch an eine spätere, alpidische Wiederaufschmelzung tiefer liegender Teile der basischen Ergußgesteine denken könnte. Diese Möglichkeit halte ich für wahrscheinlicher. Man kann aber diese auf Bruchstellen wieder aufgestiegenen, aber nicht an die Oberfläche gelangten Schmelzen der Tiefengesteine Predazzos zum subsequenten oder finalen Vulkanismus stellen, was zeitlich durchaus möglich wäre. Schließlich kann ein solcher Effusivkörper einmal auch intrusiv stecken bleiben, ebenso wie in den Dinariden synorogene saure Schmelzen als Effusiva auftreten, denn nicht alle Andesit-Gesteine des Balkans und Kleinasiens werden subsequent sein. Predazzo liegt ja in den Südalpen jenseits der insubrischen Linie (alpin-dinarischen Narbe). In ihrem Chemismus haben die Tiefengesteine von Predazzo einige Ähnlichkeit mit den alt- bis mittelmiozänen Gleichenberger Andesiten, wenn die ersteren in ihrer Gesamtheit auch etwas basischer sind und einer basischen Andesitschmelze entsprechen²⁾. Diese Gleichenberger Effusiva von schwach alkalischem, mediterranem Charakter gelten heute, wenn sie auch schon recht entfernt von den eigentlichen Alpen liegen, ziemlich allgemein als, ich möchte beinahe sagen erwünschte Vertreter des so spärlichen subsequenten Magmatismus. Da Predazzo immerhin zeitgleich mit Gleichenberg sein kann, könnte man die Predazzaner Tiefengesteine und Ganggesteine auch zum subsequenten Vulkanismus rechnen. Ihr Chemismus spricht zwar nicht sehr dafür, da er in seiner Gesamtheit für diese Einstellung als der angenommenen simatischen Schmelze entsprechend, zu basisch ist, basischer als die für subsequent geltenden dinarischen Andesite. Der Predazzaner Granit, im heutigen Tageschnitt in seinem Ausmaße der kleinste Anteil der Plutonite, ist möglicherweise kein Differentiat, sondern ein aufgeschmolzener Quarzporphyr, wie Vardabasso zuerst angenommen hat. In ihrer Gesamtheit, auch wenn

¹⁾ Einführung in die Gesteinskunde, Wien 1950, S. 30.

²⁾ Ogilvie-Gordon (37) hat die triadischen Effusiva der Dolomiten in ihrer Gesamtheit als Andesite bezeichnet, wogegen schließlich nichts einzuwenden ist. Die petrographischen Untersuchungen ihres Mitarbeiters sind allerdings mehr als laienhaft.

man den jüngeren Liparit ihnen nicht zuzählt, sondern als Differentiat eines finalen Basaltes annimmt, entspricht die Gleichenberger Schmelze einem mehr sauren Andesit. Aber weder Predazzo noch Gleichenberg liegen innerhalb der eigentlichen Alpen, der Magmatismus der Alpen und der Dinariden stimmt in Hinblick auf das Schema von Stille nicht bis zur vollkommenen Kongruenz überein, überhaupt besitzt dieses Schema zweifellos eine gewisse Elastizität. Als ein unbedingter Anhänger dieser Theorie, lasse ich diese Frage offen. Dies umsomehr, als Cornelius (11, S. 553) an gewisse Analogie mit den sauren Nachschüben der Euganeen gedacht hat, die er möglicherweise noch zum initialen Magmatismus, als Differentiate, rechnen möchte. Das kommt wohl für Predazzo kaum in Betracht. Müßte ich wählen, würde ich mich im Falle von Predazzo für subsequent entscheiden ¹⁾.

Ich wollte hier nicht nur die Bedeutung Predazzos zeigen, sondern auch auf gewisse Schwierigkeiten in den Vorstellungen vom Ablauf des orogenen Magmatismus in diesem berühmten und mit Ausnahme des Monzongebirges gut studierten Gebiete hinweisen. Ich glaube aber nicht, daß es eine Lösung dieser Schwierigkeiten bedeutet, wenn man sich einfach darüber hinwegsetzt und den ganzen Magmatismus als initialen-geosynklinalen-ophiolithischen erklärt und die Ergebnisse aller Untersuchungen im Gebiete selbst von Penck, Vardabasso und mir, die Klarstellungen von Cornelius und Staub ohne eine Begründung zu geben, ablehnt. Die Frage aber, ob dadurch, daß die Verhältnisse so dargestellt werden, wie sie sich aus geologisch-tektonischen, petrographischen und petrochemischen, aus vulkanologischen Untersuchungen des In- und Auslandes ergeben, den Einbau dieses Gebietes in irgend ein geschautes auch noch so großzügiges Schema vom Bau der Alpen als unlogisch und nicht geologisch zerstören würde, muß verneint werden.

III. Wildflysch und der „Vulkan von Wien“.

Koberpolemisiert aber auch dann gegen „die petrographisch-mikroskopische Art, Geologie der Erde zu sehen“, wenn es sich gar nicht um Ergebnisse von Gesteinsuntersuchungen handelt. Er sieht in den grünen Gesteinen (Diabasen, Basalten, Pikriten usw.), wie sie u. a. auch an vielen Stellen des Wienerwaldes, besonders im Bereiche des Lainzer Tiergartens (vgl. die Zusammenstellung von Küpper-Zirkel) auftreten, Wildflysch in der Grestener—St. Veiter-Klippendecke (S. 239), die er als tiefste unterostalpine Decke ansieht, eine Kalkalpendecke, für die „Radiolarit und Ophiolithfazies“ besonders beweisend sei (S. 159). Die Radiolarite aber sind ebenso wie die Ophiolith-Grüngesteine oberer Jura (24, S. 102). Als vor Jahren Köhler und ich zusammen mit Bandel und Lichtenecker diese Grüngesteine der Umgebung des großen Wasserbehälters im Tiergarten sammelten und studierten, Stini (51) das geologische Bild zu gestalten suchte, Köhler und

¹⁾ Subsequenter Magmatismus soll ja besonders durch späteres nochmaliges Tief-sinken entstehen. Nimmt man dieses Absinken ruckweise an, wäre auf diese Weise auch die Granitbildung in Predazzo durch aufgeschmolzenen Quarzporphyr als letzter Vorgang dieser subsequenten Phase zu erklären. Ebenso wie Gleichenberg würde dann diesem subsequenten Magmatismus direkter Zusammenhang mit sialischen Plutoniten fehlen, der ja auch nicht verlangt ist. Doch liegt Predazzo nicht allzuweit vom periadriatischen Adamello-Presanella entfernt. Auf den sialischen Plutonismus, der dieses Massiv schuf, folgte subsequent die Aufschmelzung von Porphyrit und Quarzporphyr.

Marchet (27) die Gesteine beschrieben, die sich als sehr stark zersetzte, besonders stark karbonatisierte Pikrite und Alkalibasalte verschiedener Art erwiesen, nahmen sie Stini folgend für den Vulkanismus alttertiäres-altmiozänes Alter an, ohne dafür eine andere Begründung erbringen zu können, als daß man sie in Analogie mit den burgenländisch-oststeirischen atlantischen Basalten dem finalen Vulkanismus zuordnen könnte. Eine andere Altersstellung war damals nicht möglich. Durch einen Murgang mochten diese Gesteine von nicht allzuferner Stelle in den tortonen Blocklehm gekommen sein, wie Stini annahm. Vergesellschaftet war diese effusive Serie im Blocklehm mit Blöcken von Sandsteinen (zum Teil wohl Grestener Sandstein), Hornsteinen der verschiedenen Art und Farbe, darunter auch Hornsteinbreccien, vor allem mit großen Mengen der verschiedenartigsten Tuffe und Tuffite, wie sie Köhler und Marchet beschrieben haben. Dieses reichliche tuffige Material und die vergrüneten und karbonatisierten Pikrite deuteten auf einen tertiären Ausbruch, den wir bei unseren zahlreichen Sammlerfahrten unter uns „Vulkan von Wien“ nannten, weil seine unbekannte Ausbruchsstelle nicht allzufern von unserem Material im Nahbereich von Wien gelegen sein mochte. Wir haben dann diesen, an sich nach dem damaligen Stand unserer Kenntnisse gewiß berechtigten, wenn auch in seinem Ausmaße, aber nicht in seiner Existenzmöglichkeit etwas phantastischen Ausdruck (Ausbruchsstelle wäre einfacher und wohl auch richtiger gewesen) auch in Veröffentlichungen gebraucht (Köhler-Marchet, Cornelius [11, S. 562] und Stini). In meiner Arbeit über Predazzo (32, S. 293) habe ich ihn auch benützt, aber, wie immer mit „Gänsefüßchen“ versehen. Kober besuchte das Vorkommen und sah es als Wildflysch an¹⁾.

Einige Jahre später konnten Küpper, Janoschek und Zirkel auf einer Exkursion Kober und mir im Hörndlwald außer der Tiergartenmauer beim Lainzer Tor gangförmiges Auftreten eines schmalen reichlich zersetzten Grüngesteins in einem heute wieder zugeschütteten schmalen Graben für eine Rohrleitung, anstehend in rotem ebenfalls zersetztem Schieferon der Oberkreide, sowie im Tiergarten selbst, im sogenannten Katzengraben blockartig aus dem gleichen Untergrund herausragend fast ein Meter mächtige gangförmige Einlagerungen eines besser erhaltenen Pikrites zeigen. Letzteres Vorkommen schien aber Kober später doch auch für Blöcke zu halten, denn er sagt darüber (S. 239): „Ich sah metergroße Blöcke von Pikrit. Ich machte auf die Blocknatur aufmerksam.“ Er hielt an seiner Erklärung als Wildflysch fest, den Gang im Leitungsgraben nahm er anscheinend nicht zur Kenntnis. Zirkel und Küpper (30, S. 73) beschrieben von der heute schon wieder verschwundenen Baugruhe für das Haus Löfflergasse Nr. 53 in Mauer im gleichen Gestein einen 8 m lang verfolgbaren, 1,8 m breiten Pikritgang, der u. d. M. untersucht werden konnte, Küpper und Janoschek an anderer Stelle, kontaktmetamorphe Beeinflussung des Nebengesteins. Auch das schon früher aufgefundene und von Grengg (20) beschriebene Pikritvorkommen vom Satzberg in Hütteldorf war ein Gang.

¹⁾ Kober bedauert den Verlust seiner damaligen Aufsammlung der Gesteine dieser Stelle in der Grestener Decke, diesen Beweis der „rhätischen Decke“ bei Wien, durch Bombenabwurf. In meiner Sammlung verwahre ich die umfassendste Aufsammlung formatierter Handstücke aller dieser Gesteine, die heute leider wieder unter der Erdoberfläche liegen.

Diese als Gänge in Oberkreide nachgewiesenen Grüngesteine können nicht älter als Oberkreide sein, ebenso können sie nicht jünger als die kalk-alpinen Decken sein, denen sie fehlen. Oberste Kreide bis ältestes Tertiär ist daher wohl am wahrscheinlichsten. Das ist geologisch und nicht petrologisch-mikroskopisch nachgewiesen, wie Kober annimmt. Die frühere unexakte Datierung, als wir nur die Gesteine im Blocklehm kannten, muß also etwas tiefer gelegt werden und der „Vulkan“ lag nicht bei Wien sondern vielleicht irgendwo im S, woher dieser Teil der Klippendecke nach Ansicht der Tektoniker einmal kam. Nehmen wir das Alter dieser Grüngesteine als Oberkreide an, dann können sie immer noch im Sinne Kober, zwar nicht als Wildflysch, wohl aber als Ophiolithe gelten. Cornelius (11, S. 551) nahm ja auch an, daß die unterostalpinen Ophiolithe möglicherweise doch über Unterkreide hinaufgehen können. Hingegen zweifelt er nicht daran, daß die Einstellung der Ophiolithe der Freiburger und Chablais-Alpen zumindest in die Oberkreide richtig ist. Im Cenomanflysch liegt Spilitgestein am Jaunpaß. Oberste Kreide bis unterstes Tertiär können die Grüngesteine der Gets im Flysch der Brecciendecke, wenn auch am wahrscheinlichsten Senon sein. Nach Cornelius reichen somit die Ophiolithe der alpidischen Orogenese von der Trias bis ins Eocän. Man kann dieses zeitliche Interferieren der Phasen des initialen Magmatismus, mit dem synorogenen nur so erklären, daß die Dauer des synklinalen Zustandes räumlich verschieden war, da es nur in der geosynklinalen initialen Phase basischen, simatischen Magmatismus gegeben hat. Man ist also wohl berechtigt, diese Grüngesteine, auch jetzt noch, wo ihr jüngeres Alter gegenüber Kober's Wildflysch-Datierung und ihr älteres gegenüber der Datierung als tertiärer finaler Vulkanismus feststeht, als Ophiolite zu bezeichnen. Die Deckenbewegungen dieses Gebietes können dann allerdings nicht in die vorgosauische Phase fallen, sondern nur in eine jüngere.

An keinen anderen Ophiolititen des alpidischen Orogenzyklus der Ostalpen ist ihr Alkaligesteinscharakter so ausgesprochen¹⁾, wie er sich von Köhler und Marchet an diesen stark karbonatisierten Grüngesteinen durch die Untersuchungen u. d. M. im Mineralgehalt nachweisen ließ. An der Abkunft aller dieser Gesteine beim Wasserbehälter aus der simatischen Tiefenschmelze von mild alkalischem Charakter ist wohl nicht zu zweifeln, die dem ganzen großen und letzten Orogenzyklus der Erde im initialen Vulkanismus gemeinsam sind und aus der gleichen Quelle stammen. Ihr in den ganzen Alpen stark zersetzter oder stark metamorpher Zustand läßt kaum irgendwo einen exakten Nachweis ihrer stellenweise angenommenen alkalischen Tendenz zu. Cornelius hat im Julier-Ergebiet (8, S. 284) nachweisen können, daß sie sowohl auf Grund einer Analyse als auch durch mikroskopische Untersuchungen (z. B. Ägiringehalt) ihren Alkaligehalt nicht nachträglicher Stoffzufuhr verdanken. Er nahm an, daß Tendenz zu essexitisch-theralithischem Charakter (z. B. an einem opbiolithischen Albitgabbro) bestehe. Jedenfalls kann man aber aus den Grüngesteinen der Klippenzone bei Wien exakt auf den Alkalicharakter ihrer Ausgangschmelze schließen, wie in anderen basischen Ergußgesteinskörpern an manchen Stellen des Mediterrans. So folgen z. B. auch in den Euganeen den pazifischen Schmelzen schließlich Alkaligesteinsbildungen als letzte

¹⁾ Das war ja der Hauptgrund der früheren Zurechnung zum finalen Vulkanismus.

Phase. Doch ist in der Klippenzone nur ein Teil der Gesteine nachweisbar so tendiert, denn die Hauptmasse bilden die Pikrite, die beiden Stämmen gemein sind. Bezeichnend ist, daß auch hier die typischen Alkaligesteine die letzte Bildung gewesen sein dürften, als die letzten Ausflüsse des initialen Magmatismus, als ihre spätesten Bildungen nach der vorgosauischen Phase. Kalkassimilation wird wohl auch hier die Ursache dieser stark alkalischen Tendenz sein.

War diese letzte Feststellung nur durch petrographisch-mikroskopische Untersuchungen möglich, so war doch die Sicherstellung des gangförmigen Auftretens der Grünssteine ein Ergebnis rein geologischer Untersuchungen. Es lag also gerade in diesem Falle gar kein Grund vor, irgend jemandem eine petrographisch-mikroskopische Art Geologie zu sehen vorzuwerfen, denn dieser Jemand existiert gar nicht. Auch der „Vulkan von Wien“ war eine durchaus im Sinne der damaligen Kenntnisse mögliche Annahme, die Namensgebung selbst mit Absicht übertrieben. Es lag also auch kein Grund zu dem offenkundigen Spott vor, mit dem die Erfinder dieser Bezeichnung bedacht wurden. Zumindest bin ich der Meinung, daß dem, der eine Bezeichnung auf Grund der zu seiner Zeit möglichen Beobachtungen gebraucht, dann wenn durch neue, früher nicht mögliche Beobachtungen diese Bezeichnung sich als unrichtig erweist, kaum ein Vorwurf von dem gebührt, der sich um die neue Beobachtung nicht kümmert, sondern als reiner „Mente-Geologe“ die Sache anders sieht, und nur dieses Sehen als Begründung gebraucht und Gesteine, die Gänge in Oberkreide bilden, als oberjurassisch entstandene Ausschüttungen von Wildflysch ansieht.

Es ist nun durchaus richtig, daß man mit dem Mikroskop zumindest zunächst nur die lokale Petrographie sehen kann. Aber insofern ist das „nur“ nicht am Platze, weil schließlich kein Mineraloge, kein Petrologe und kein Geologe mit dem Mikroskop etwas anderes sehen will. Freilich ist heute die gesamte Petrologie, die Mikroskopie und die anderen Methoden der Petrographie (chemische und Gefügeanalysen) nicht mehr nur zur Gesteinsbeschreibung und -bestimmung als solcher da, sondern der Petrologe verfolgt mit seinen Untersuchungen und Methoden vornehmlich das Ziel, die Gesteine auf ihre Entstehung hin, auf ihre Geschichte hin zu sehen, so gut er es eben kann, denn die Geschichte eines Gesteins ist verhältnismäßig selten eindeutig festzustellen. Aber diese Geschichte eines Gesteines und damit eines mehr oder weniger großen Teilgebietes, das freilich manchmal immer noch recht klein sein kann, ist schließlich zugleich auch die Geschichte des Gebirges selbst, die gilt es ja tatsächlich zu sehen, wie Kober immer wieder sagt. Aber mit freiem Auge allein kann man das nur verhältnismäßig selten so sehen, daß man auch andere überzeugen kann, auch dann nicht, wenn man als bewährter „Mente-Geologe“ seine ganze Denkkraft einspaunt. Und umgekehrt muß dieses Sehen ja doch von gewissen Stützpunkten tatsächlich klargestellter Verhältnisse ausgehen. Im Kristallin ist aber diese Klarstellung doch erwiesenermaßen, und von Kober auch in der Tat zugegangen, wenn auch nicht mit Worten ausgesprochen, durch petrologische Methoden geschaffen worden. Dies aus dem sehr einfachen Grunde, weil es anders gar nicht geht.

Es ist ja richtig, wenn Kober seine Schüler (25, S. 240) zum Schauen und Denken auffordert und von ihnen verlangt, daß sie das Detail zu einem Ganzen formen, Gesetze auf diese Weise finden sollen. Aber was hilft es,

wenn alle diese Details nur gesehen werden, aber dann doch als Tatsachen gewertet werden, dagegen Methoden, die ein Detail enthüllen können, abgelehnt werden. Was hilft es, wenn dann wiederum der „Vulkan von Wien“ als Beispiel, wie man es nicht machen soll, hingestellt wird? Und wenn als geschaute Tatsache ausdrücklich Grüngesteine, die nachweislich anstehend sind und Gänge in Oberkreide bilden, zeitlich oberjurassischen Radiolariten in Blockform zugeordnet werden?

Leider kann auch der geübteste „Mente-Geologe“ immer nur die Oberflächengestaltung sehen und nur aus dieser auf die tieferen Zonen schließen. Auch der Petrologe kann das nicht, zumindest dermalen nicht, noch nicht. Vielleicht können wir da in späterer Zeit einmal mit physikalischen Methoden weiter kommen. Aber in die Gesteine selbst können wir auf verschiedene Weise hineinsehen, das ist die Aufgabe der Petrologie, die nichts anderes will, als zu versuchen, auf diese Weise das geologische Geschehen vergangener Zeiten aufzuklären. Deshalb muß jeder Petrologe auch Geologe sein, denn nur so weiß er am besten, was er untersuchen soll. So sind denn auch die meisten Petrologen des In- und des Auslandes, ob sie nun im Kristallin oder im Sedimentgestein arbeiten, auch Geologen. Aber umgekehrt muß heute zumindest der Geologe, der im Kristallin arbeitet, auch Petrologe sein, petrologisch-mikroskopische Methoden entweder selbst anwenden, oder sie von seinen Helfern ausführen lassen. Geologie und Petrologie sind heute unzertrennlich miteinander verbunden, auch dann, wenn der eine Forscher sich mehr mit den großen Zusammenhängen, der andere mehr mit Beobachtungen im Felde und der Auswertung von Einzelbeobachtungen beschäftigt. Ebenso darf es keine Mente- und Malleo-Geologen geben, sondern nur solche, die beides in sich vereinen. Man kann mit der Geologie oder mit der Petrologie anfangen, während der Weiterarbeit aber muß man beides beherrschen lernen oder zusammenarbeiten als eine unzertrennbare Einheit. Und es ist erfreulich festzustellen, daß heute in allen Ländern der Erde, wo im Gebirge gearbeitet wird, also in den Alpen, vor allem bei uns, in der Schweiz, in Italien und auch in Frankreich so vorgegangen wird. Das ist der Weg, der in die Zukunft führt, von der Untersuchung im sinnvoll abgegrenzten Kleinbereich zum Zusammenschluß im Großen. Es wird ein langer und mühevoller Weg werden, voll von Widersprüchen und Mißerfolgen, Widerständen und Irrwegen bis an die Grenzen des Erreichbaren, die immer mehr erweiterbar sein werden, denn in der Wissenschaft von der Geschichte der Erde kann es kein „Bis hierher und nicht weiter“ gehen.

Niemand wird es einem Forscher verübeln, wenn er mitten im Wege zur Erweiterung dieser Grenzen einmal innehält und versucht, das Erreichte zusammenzufügen, auch dann, wenn das nicht überall gelingt, wenn er an manchen Stellen nicht weiter kommen kann, als zu sagen, daß er an das glaubt, was er für richtig hält, aber nicht heweisen kann. Aber niemals darf er dann sagen: So ist es, sondern nur: So sehe ich es. Denn ersteres wäre Dogmatik, das andere aber ist ein Überzeugungsbekenntnis. Mehr als ein solches Überzeugungshekenntnis auszusprechen, ist uns nicht gegeben.

So sehe ich die Vereinigung von Geologie und Petrologie, es ist dies ja auch nur ein Überzeugungsbekenntnis.

So sehe ich und so werte ich auch Kobers neues Buch: Ein grandioses Überzeugungshekenntnis, das Überzeugungsbekenntnis eines großen For-

schers, der ein ganz hohes Maß der Gahe, Zusammenhänge zu sehen, hesitzt. Aber wenn er sagt: So ist das, so lese ich: So sehe ich das. Und ich bin dessen gewiß, daß es keinen Geologen und keinen Petrologen gehen wird, der Kohers Meinung nicht zu schätzen wissen wird, auch dann, wenn er einiges anders sehen sollte.

Aus dem Schrifttum

1. Ampferer, O.: Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. *Jahrb. Geol. B. A. Wien*, 56, 1906, S. 539.
2. Angel, F., und Heritsch, F.: Das Alter der Zentralgneise in den Hohen Tauern. *Centrbl. f. Min. Geol. usw.*, Bd. 1931, S. 516.
3. Angel, F., und Staber, F.: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. *Min.-Petrogr. Mitt.*, 49, 1937, S. 117.
4. Angel, F., und Staber, F.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. *Wissenschaftl. Alpenvereinshefte*, Nr. 12, Innsbruck 1952.
5. Becke, F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. *Tscherm. Min.-Petrogr. Mitt.*, 13, 1892, S. 379.
6. Clar, E.: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenraum. *Verh. Geol. B. A. Wien*, 1953, S. 53.
7. Clar, E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. *Geol. Rundsch.*, 42, 1953, S. 107.
8. Cornelius, H. P.: Geologie der Err-Julier-Gruppe, I. Teil. *Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz*, 70, I., 1935.
9. Cornelius, H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. *Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges.*, 92, 1940, S. 271.
10. Cornelius, H. P.: Neuere Erfahrungen über die Gesteinsmetamorphose in den Hohen Tauern. *Min.-Petrogr. Mitt.*, 54, 1942, S. 178.
11. Cornelius, H. P.: Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. *Sitzber. Öst. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl.*, I., 153, 1949, S. 38.
12. Cornelius, H. P.: *Grundzüge der allgemeinen Geologie*. Wien 1953.
13. Exner, Chr.: Das Gneisproblem in den östlichen Hohen Tauern. *Min.-Petrogr. Mitt.*, 3. F., I, 1948, S. 32.
14. Exner, Chr.: Der rezente Sial-Tiefenwulst unter den östlichen Hohen Tauern. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 39—41, 1951, S. 75.
15. Exner, Chr.: Geologische Probleme der Hohen Tauern. *Verh. Geol. B. A. Wien*, 1952, S. 1, Sonderheft C.
16. Exner, Chr.: Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. *Radex-Rundschau, Radenthein* 1953, S. 417.
- Die *a* deren im Texte nicht gekennzeichneten, aber verwendeten Veröffentlichungen von Chr. Exner sind in der zuletzt zitierten Arbeit aufgezählt.
17. Frasl, G.: Die beiden Sulzbachungen. *Jahrb. Geol. B. A. Wien*, 96, 1953, S. 143.
18. Frasl, G.: Zur Stratigraphie und Tektonik der mittleren Hohen Tauern. *Vortrag in der Geol. Ges. Wien*, vom 12. II. 1955. Bei Ausführung der Korrektur noch nicht veröffentlicht.
19. Friedrich, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. *Radex-Rundschau, Radenthein* 1953, S. 371.
20. Grengg, R.: Über einen Lagergang von Pikrit im Flysch beim Steinhof (Wien XIII). *Verh. Geol. B. A. Wien*, 1914, S. 265.
21. Hammer, W.: Der Tauernwestrand zwischen Habach- und Hollersbachtal. *Jahrb. Geol. B. A. Wien*, 85, 1935, S. 1.
- Heritsch, siehe Angel.
22. Hoernes, M.: Zur Geologie von Predazzo. *Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.*, 121, 1912, S. 4.
23. Klebelsberg, R. v.: *Geologie von Tirol*. Berlin 1935.
24. Kober, L.: *Der geologische Aufbau Österreichs*. Wien 1938.
25. Kober, L.: *Bau und Entstehung der Alpen*, II. Aufl. Wien 1955.
26. Köhler, A.: Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorangegangenen Wärmeverhalten. *Min. Petrogr. Mitt.*, 53, 1942, S. 1, und Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis, ebenda, III. F., I, 1950, S. 51.
27. Köhler, A., und Marchet, A.: Die Eruptivgesteine aus dem Lainzer Tiergarten (Wien). *Min.-Petrogr. Mitt.*, 51, 1939, S. 102.

28. Kölbl, L.: Das Nordende des Großvenedigermassivs. Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., I., 141, 1932, S. 39.
29. Kraus, E.: Die Baugeschichte der Alpen I. Berlin 1951.
30. Küpper, H., und Zirkel, E. J.: Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens. Jahrb. Geol. B. A. Wien, 94, 1950, S. 41.
31. Leitmeier, H.: Das Smaragdorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. Min.-Petrogr. Mitt., 49, 1937, S. 254.
32. Leitmeier, H.: Aus Predazzo I und II. Min.-Petrogr. Mitt., 52, 1940, S. 155 und 283.
33. Leitmeier, H.: Die beiden Quarzmonzonite. N. Jahrb. Min. usw., Monatshefte 1944, Abt. A, S. 261.
34. Leitmeier, H.: Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiete des Habachtals, ein Beitrag zur Kenntnis der Entstehung der Zentralgranitgneise der Hohen Tauern. Min.-Petrogr. Mitt., 55, 1942, S. 390.
35. Leitmeier, H.: Orogenese und Vererzung im Raum der Ostalpen. Kober-Festschrift, Skizzen zum Antlitz der Erde. Wien 1953, S. 283.
36. Leitmeier, H.: Die Probleme der Bildung der „Zentralgneise“ in den Hohen Tauern und einiger Mineralparagenesen in den Ostalpen und die Bedeutung von Spurenelementanalysen zu ihrer Lösung. Im Druck in Min.-Petrogr. Mitt.
37. Ogilvie-Gordon, M.: Das Gröden, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandl. Geol. B. A. Wien, 24, 1927.
38. Penck, W.: Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. N. Jahrb. Min. usw., BeilBd. 32, 1911, S. 239.
39. Petrascheck, W.: Über die Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen. Jahrb. Geol. B. A. Wien, 54, 1904, S. 47.
40. Petrascheck, W.: Metallogenetische Zonen in den Ostalpen, Comptes Rendus XIV. Geologenkongress 1926, erschienen 1928. Die alpine Metallogenese. Jahrb. Geol. B. A. Wien, 90, 1945, S. 129 (erschienen 1947).
41. Petrascheck, W. E.: Zu H. Schneiderhöhns neuer Auffassung der alpinen Metallogenese. Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., 1953, S. 108.
42. Pichler, A.: Beiträge zur Geognosie von Tirol. Die Granitmasse von Brixen. N. Jahrb. Min. usw., 1871, S. 250.
43. Reinhard, M.: Über die Entstehung des Granites. Rektoratsrede. Basler Universitätsreden, Heft 16, 1943.
44. Rinne, F.: Gesteinskunde, 8. bis 9. Aufl., 1923, S. 345 und 346.
45. Salomon, W.: Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen. Tscherm. Min.-Petrogr. Mitt., 12, 1898, S. 109.
46. Sander, Br.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern, Nr. II. Jahrb. Geol. B. A. Wien, 70, 1921, S. 273.
47. Sander, Br.: Einführung in die Gefügekunde. Wien 1948 und 1950.
48. Schneiderhöhn, H.: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Neues Jahrb. f. Min., Monatshefte, 1952, S. 47 und 65.
- Staber, F., siehe Angel.
49. Staub, R.: Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz n. F., 52, Bern 1924.
50. Stille, H.: Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abhandl. preuß. Akad. d. Wiss., Nr. 19, 1940. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin 1941, S. 10 und 658. Das Leitmotiv der geotektonischen Entwicklung. Vorträge d. Akad. Wiss. H., Nr. 32, Berlin 1949.
51. Stini, J.: Der Baugrund des neuen Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten. Jahrb. Geol. B. A. Wien, 83, 1939, S. 35. Mitt. Geol. Ges. Wien, 38, 1937, S. 178. Ein vorgeschichtlicher Feuerberg bei Wien. Wiener Ztg., Nr. 234, vom 25. 11. 1937.
52. Suess, F. E.: Bausteine zu einem System der Tektogenese. Mitt. Geol. Ges. Wien, 36—38, 1943—1945, S. 114.
53. Vardabasso, E.: Rapporti fra attività magmatica e vicende tettoniche nella provincia petrografica. Comptes Rendus XV. Geol. Kongr. 1929, Bd. II, S. 49. Weitere Literatur unter Leitmeier, Nr. 32.
54. Weinschenk, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, speciell des Großvenedigerstockes, Nr. II. Abhandl. kgl. Bayr. Akad. d. Wiss., II. Kl., 18, 1894, S. 717, und II. Teil, ebenda, 22, 1903—1904, S. 263.
- Zirkel, E. J., siehe Küpper.

Der Bau der östlichen St. Pauler Berge

Von Peter Beck-Mannagetta ¹⁾ mit Beiträgen von H. Zapfe

(Mit 1 Karte und 5 Profilen auf Tafel IV)

Inhalt:

	Seite
Einleitung.....	67
Stratigraphie.....	67
Griffener Schichten	69
Werfener Schichten	69
Anisische Stufe	70
Ladinische Stufe	72
Die obere Trias	75
Gosau	78
Tektonik	79
Überschau	83
Zusammenfassung der Tektonik	84
Vergleich der Stratigraphie	86
Der Einbau der St. Pauler Berge und ihr Rahmen	88
Literatur	90

Einleitung

Die Geologie der St. Pauler Berge fußt auf der Kartendarstellung von H. Beck, wie sie auf dem Blatt Unterdrauburg (5) vorliegt, wobei bereits die Bemerkungen in den Aufnahmeberichten (2, 3) auf kräftige Abweichungen von der Beschreibung, wie sie Höfer (23) früher gegeben hat, hinzielen. Da seit Höfer eben keine eingehenden Erläuterungen dieses Gebietes vorliegen, war es reizvoll, diese mesozoische Kette nach dem Studium des Kristallins und Tertiärs, der Griffener Trias im NW als Gegenstück zu bearbeiten und den bisherigen Erkenntnissen hinzuzufügen.

Der reichere stratigraphische Aufbau der östlichen St. Pauler Berge bedurfte einer neuen Aufsammlung von Versteinerungen, deren Bestimmung vor allem Prof. Dr. H. Zapfe freundlicherweise durchführte und der inkohlten Pflanzenreste, derer sich entgegenkommender Weise Frau Prof. Dr. E. Hofmann annahm. Herr Dr. E. Kamptner bestimmte die Kalkalgen des Rabensteines, wofür ich ihm ergebenst danke. Daraus ergeben sich neue stratigraphische Deutungen, bzw. stratigraphische Belege für ältere Annahmen, deren Fixierung bisher ausstand.

Stratigraphie

Das Liegende der St. Pauler Trias stellen Phyllite und Diabase dar, die im Süden an Mächtigkeit bedeutend zunehmen. Zwischenschaltungen von Quarziten und schwach glimmerigen Grauwacken wie bei Lippitzbach fehlen im O. Die Diabase und ihre Tuffe haben weite Verbreitung und sind oft noch in massigen Typen erhalten. Gute Aufschlüsse liefert der Steinbruch am Ostufer der Lavant. Wenig geschieferte und regelmäßig

¹⁾ Adresse: Geolog. B. A., Wien, III.

zerscherte Gesteine mit flach spitzwinkelig sich kreuzenden Scherflächen lösen sich ab. Im Nordteil des Bruches werden die Diabase stark kalkig und zeigen ein filziges grünes Gewebe mit helleren gelbgrünen Flecken bis zu 3 cm Größe, die Pseudomorphosen nach größeren Augiteinsprenglingen darzustellen scheinen:

Dünnschliff Nr. 54—312 Steinbruch westlich Schneck, St. Paul O, östlich der Lavant: bis 2—3 cm große gelbgrüne Flecken in einer graugrünen Grundmasse mit Kalkspatadern sind makroakopisch sichtbar, die teilweise einheitliches Widerspiegeln der Kristallflächen zeigen. Im Dünnschliff: die großen Flecken werden von einem pigmentierten Kalzitgewebe eingenommen, dessen einzelne Körner weder voneinander scharf abgegrenzt sind, noch eine deutliche Auslöschung zeigen. Die Grenze gegen die kalzitifizierte Grundmasse aus größeren ungefärbten Kalkspatkristallen ist meist scharf und gibt die porphyrische Gestalt der ehemaligen Augite gut wieder. Die Sprünge der ehemaligen Augitkristalle sind zu Kalzit gefüllten Klüften erweitert, die oft stufenweise den Außensaum versetzen. Die Sprünge der Augite sind von dem Kalzitgefüge übernommen worden; die Spaltbarkeit ist jedoch nicht mehr erkennbar. Selten beteiligen sich an der Pseudomorphosenbildung bräunliche, strahlige Chlorite. Manchmal ist der Grenzverlauf der Pseudomorphose unregelmäßig angegriffen und kleinstückig zerfrant, wobei an den Rändern Pigment körnig angereichert ist.

Die Sprünge verbinden oftmals rundliche bis unregelmäßig geformte Schläuche in den Pseudomorphosen, die randlich meist mit farblosem Kalzit ausgekleidet sind. Diese kleinen ehemaligen Hohlräume, die vermutlich mit Flüssigkeit erfüllt waren, sind im Innern vorwiegend von radialstrahligem Pennin erfüllt. Manchmal hat Kalzit auch das ehemals zentripetale runde Anlagerungsgefüge pseudomorph übernommen, so daß ein einheitlich auslöschendes Kalzitkorn verschiedene Texturen von Wachstumsprozessen abbildet. Die geschlossenste Abfolge verläuft vom ehemaligen Augitkristall weg: feine Lage schwärzlichen Pigmentes; Kalzitkorn; dünner Ring aus einem Kalzitkorn (Pseudomorphose?); Innenraum mit Pennin erfüllt. Stellenweise haben sich die Hohlräume nur mit Pennin gefüllt, der auch in mehreren dünnen feinstrahligen Lagen die Wand abbildet, bis der Raum zur Gänze erfüllt ist. Der äußere Pigmentsaum fehlt vielfach; er scheint mehr an die Kalzit erfüllten Räume innerhalb der Pseudomorphosen gebunden zu sein. Größere Räume füllt der Pennin mit unregelmäßig gewundenen Röllchen und Fasern aus. Bei starker Vergrößerung kann man erkennen, daß ein Teil des Pigmentes, vor allem das den Außensaum der Ringe bildet, aus unregelmäßigen rostig braunen winzigen Körnchen besteht, die vermutlich Limonit sind. Vereinzelt treten solche elliptische Körner auch in den großen Augitpseudomorphosen auf. Selten trifft man solche winzige Einschlüsse, feinnadelig mit stärkerer Lichtbrechung (?) vereinzelt. Die randlichen Pigmentstreifen bauen sich größtenteils aus diesen Nadeln auf, die vorwiegend senkrecht bis schräg zur Längserstreckung der Streifen dicht angeordnet sind.

Manchmal treten in diesen Spalten in den Pseudomorphosen noch kleine Quarzkörner mit unregelmäßigem Rand und in die aufgelösten Grenzen der Kristallaggregate ein.

In der Zwischenmasse findet man Strukturen, die am ehesten als lokale Hohlraum-Auskleidung gedeutet werden können. Der Außensaum wird durch wechselnd breite Leisten aus undulös auslöschenden Quarzkörnern gebildet; das Innere ist überwiegend erfüllt mit wirr gelagertem Pennin mit langfaseriger bis radialfaseriger Ausbildung, einigen größeren Kalzitkristallen, die kleinzackig begrenzt sind und vereinzelt Quarzkörnern der randlichen Leiste. Ohne Einschaltung des Analysators betrachtet, sind die Leisten einheitlich geformt mit einem klaren Außenrand, während der Innensaum sich auflöst; unter gekreuzten Nikols lösen sie sich in Aggregate undulösen Quarzes auf.

Die Zwischenmasse selbst besteht aus den gleichen Mineralen wie oben angeführt; nur selten tritt eine farblose Hornblende in kleinen Leisten hinzu. Die Lamellen der Kalzite sind oft stark verbogen, so daß man die undulösen Auslöschungen und die randliche Zertrümmerung auf eine postkristalline Kataklase der Kristalle zurückführen kann.

Die Phyllite sind selten ebenflächig, meist mehr runzelige Tonschiefer, die häufig Quarzausscheidungen in bewegteren Zonen besitzen; gegen S nehmen die Quarzschwielen in den Schiefern zu. Auffallend bleibt die scheinbare Konkordanz im Flächengefüge mit den Konglomeraten und Breccien der hangenden Griffener Schichten. Es kann dies als ein Hinweis

auf die gleichartige und -altrige Beanspruchung des gesamten Schichtpaketes gedeutet werden. Der von der Trias entferntere Teil der phyllitischen Schichtfolge ist mir jedoch zu wenig bekannt, um für diese Annahme schlüssige Beweise bringen zu können. Die Altersstellung dieser Schichten, die gegen W im S um die Saulpe herumziehen, ist auf dem Christofberg (44) durch unterilurische Versteinerungen belegt worden.

Griffener Schichten

Mit Konglomeraten und Breccien liegen die Griffener Schichten (9) als Basis der Trias dem Paläozoikum auf. NO des Hofstädter Kogels sind die Basisschichten feinkörniger als Sandsteine und sandige Tonschiefer größerer Mächtigkeit entwickelt. Trotzdem sehe ich in ihnen keine Ähnlichkeit mit den Tonschiefern östlich Poppendorf, SO Griffen, die im Liegenden der konglomeratischen Ausbildung das richtige Perm darstellen könnten. Die Mächtigkeit erreicht sicherlich bis über 150 m und der Geröllbestand wechselt wenig in der für die Griffener Konglomerate typischen Form. Die Schiefer des Untergrundes fehlen auffallenderweise in den meisten Bildungen und Diabasgerölle konnte ich in der Geröllgesellschaft nirgends auffinden. Davon weichen die Basisbreccien bei Sternitz allein ab: Dort erreicht die Lage, die den Griffener Schichten entspricht, nur zirka 4 m Mächtigkeit, ohne daß man Anzeichen für eine tektonische Reduktion des Schichtpaketes heranziehen könnte. Die Breccie enthält bis kopfgroße Quarzgerölle und eckige Phyllitbrocken, die am ehesten vom nahen Untergrunde her bezogen werden können. Gegen O und W schwellen die Griffener Schichten wieder zu ihrer normalen Mächtigkeit an.

Werfener Schichten

Nur ein Viertel bis ein Fünftel des Schichtpaketes der unteren Trias fällt den charakteristischen Werfener Schiefern zu, die demnach kaum 40 m Mächtigkeit erreichen. Feine Tonschiefer mit glimmerigen Lagen mit Glimmersandsteinen erreichen am Hang NNW „Stuber“, S vom Sattel nach Eis eine größere Mächtigkeit. Auf dem steilen Waldpfad gegen N in zirka 500 m Höhe gelang es, in den Tonschiefern Abdrücke von *Myophoria costata* Zenk. (Bestimmung durch Prof. Dr. H. Zapfe) und Steinkerne von Pflanzenstengeln zu finden, die sich trotz der mühevollen Untersuchung von Frau Prof. Dr. E. Hofmann nicht näher bestimmen ließen.

Weiter im O treten die tonigen Schichten mehr zurück und werden durch rostige, glimmerige Sandsteine verdrängt. Bei Steinitz (recte Sternitz) erreichen die tonigen Lagen wieder größere Verbreitung. Im steilen Hohlweg NNW Sternitz sind die Tonschiefer gut aufgeschlossen und enthalten faust- bis zweikopfgroße gut gerundete Knollen eines dunkelgrau bis grünblauen dichten Kalkes. In gleicher Weise sind 30–40 cm lange, unförmige Knollen glimmerigen Sandsteines in die stark tektonisch beanspruchten Tone gebettet. Es könnte sich um konkretionäre Bildungen während der Sedimentation oder Diagenese in gleicher Weise handeln, wie um tektonische Zerreißung und Einwicklung in plastischeren Tonschiefern von ehemals einheitlichen dünnen, härteren Gesteinsbänken.

Jedenfalls gehören die Schichten noch dem Werfener Schiefer an, da Höfer von dieser Lokalität *Myophoria ovata* angibt.

Knapp SO vom Sattel, O Kasparstein, sind die Tonschiefer und Sandsteine glimmerarmen dünn- bis dickbankigen rostigen Quarziten gewichen, die kaum 15 m mächtig werden und nur unbestimmbare Bivalvenabdrücke geliefert haben. Von der Mulde weiter gegen OSO auf dem Rücken nördlich vom Sattel zirka 600 m südlich K. 751 m trifft man wieder auf die normalen glimmerigen Sandsteine, aus denen Prof. Dr. H. Zapfe folgende Fauna aus Steinkernen beschreiben konnte:

Pseudomonotis (Eumorphotis) venetiana Hauer

Pseudomonotis (Eumorphotis) inaequicostata Benecke

Gervillia sp.

Außerdem konnte ich Steinkerne mit inkohlten Hüllen von Pflanzenstengeln, analog derselben von nördlich „Stuber“, finden, die Frau Professor Dr. E. Hofmann unter größtem Vorbehalt als

?? *Equisetites*

zu bezeichnen wagte. Nach der freundlichen Auskunft von Frau Professor Dr. E. Hofmann sind die Stengeln bereits im abgerollten Zustand eingebettet worden und befinden sich auf allochthoner Lagerstätte, weshalb die Strukturen eine solche Zerstörung erlitten haben, daß keine organischen Reste erhalten blieben; die tektonische Beanspruchung wirkte noch weiter in dieser Richtung. Leider ließen die verkohlten Reste keine organischen Strukturen mehr erkennen. An einem Stengelabdruck waren noch mehrere zarte Narben undeutlich zu sehen.

Die Art der Zerquetschung der Steinkerne läßt darauf schließen, daß ursprünglich fast kreisrunde Zylinder als Pflanzenstengel vorgelegen haben, die im Sandstein zu Ellipsen im Verhältnis 16 : 6.3 mm des Querschnittes (120 mm Länge) umgeformt wurden; im Tonschiefer blieben nur dünne „Blätter“ im Querschnittsverhältnis 18 : 1.5 mm (105 mm Länge) erhalten; die Verkürzung des Querschnittes beträgt daher von zirka 1 : 2.5 bis 1 : 12. Ob sich hieraus ein Minimum der tektonischen Beanspruchung errechnen ließe, erscheint noch fraglich. Qualitativ läßt sich jedoch daraus entnehmen, daß die Bewegung der Gesteinsmassen über das Ausmaß einer normalen Aufrichtung rein vertikaler Tendenz bedeutend hinausgegangen sein muß und horizontale Beanspruchungen die schichtigen Gesteine durchbewegt haben, wie die beigegebenen Profile 1—5 (Tafel IV) es darstellen.

Aus den erhaltenen bestimmbaren Fossilresten ist der sichere stratigraphische Nachweis der Campiler Schichten des oberen Skyth erbracht, so wie im nordwestlichen Gegeußflügel der Griffener Trias (9) und wie es bereits Höfer (23) erkannte. Daraus ergibt sich wieder die Möglichkeit, die Griffener Schichten insgesamt in das untere Skyth einzuordnen und in ihrem Auftreten keine Notwendigkeit zu ersehen, ein permisches Alter „Grödener Sandstein“ anzunehmen.

Anisische Stufe

Im Hangenden der Werfener Schichten ist gegen den unteren Dolomit häufig eine nur wenige Meter mächtige Rauhwacke verbreitet (23).

Hiebei seien einige Bemerkungen zur Rauhwackenbildung angefügt: In Anlehnung an ähnliche Vorkommen in den Nördlichen Kalkalpen, die

mir gut bekannt sind (6), vertrete ich die Auffassung, daß diese Raubwackenbildung überall dort auftritt, wo aggressive Wässer (des Untergrundes) die Kalke und Dolomite angegriffen haben und hiedurch Lösungserscheinungen hervorrufen, die parallel mit den Schichten, die aggressive Wässer hergen, verlaufen. Vor allem die gipsführenden Horizonte der Werfener und Raibler Schichten sind dafür heranzuziehen. Dadurch wird ein einem stratigraphischen Niveau ähnlicher Horizont erzeugt, der sich gegen weitere Angriffe von Seiten der Tektonik und Metamorphose her sehr widerstandsfähig erweist.

Unabhängig von diesem Vorgang gibt es eine tektonische Raubwackenentstehung durch Lösungsvorgänge an tektonischen Zerreibungszonen. Diese zu zelligen Raubwackenbildungen führenden Lösungsumsätze treten überall dort auf, wo vor allem Dolomite in eine kataklastische Bewegungsart einbezogen werden. Dies geht so weit, daß auch altkristalline dolomitische Marmore an der Hangendgrenze zum Glimmergneis mit Raubwackenbildung reagierten, wie ich 1947 an dem mächtigen Dolomitmarmor des Frisachgrabens O Gemmersdorf i. L. beobachten konnte.

Wesentlich verschieden von dieser Art Raubwackenbildung ist die Bezeichnung „Raubwacke“ für zellige Feinbreccien, wie sie in den Tauern und in den Schweizer Alpen als echt sedimentärer stratigraphischer Horizont auftraten, wobei nachträgliche Lösungserscheinungen selektiver Art eine äußere Ähnlichkeit mit den vorher erwähnten Gesteinen herbeiführen können.

Lösungsumsätze an anderen Gesteinen können auch zu ähnlichen Gebilden führen, wobei ebenfalls ein zelliges Gerüst geringer zerstörter Substanz zurückbleibt. So fand ich 1947 im Hohlweg östlich Mausoleum, OSO Wolfsberg, einen total zertrümmerten Pegmatit, bei dem wegen späterer Lösungsumsätze nur das „Quarzskelett“ zurückblieb, wie man es sonst von Zellendolomiten und Raubwacken her kennt.

Die Raubwacken gehen in dunkelviolette, feinschichtige, dünnbankige Dolomite über, die bis zu 25 m Mächtigkeit erreichen können. Beide Gesteinskomplexe werden in die anisische Stufe gestellt. Immerhin wäre es möglich, auch noch den unteren Teil der Dolomite zu den Werfener Schichten ins Skyth zu stellen, da ein Aufschluß am Weg zu Steinitz (östlich Kasparstein) eine Wechsellagerung dieser Dolomite von 1—2 dm Dicke mit glimmerigen Tonschiefern in wenigen Zentimeter Stärke zeigt. Die starke tektonische Beanspruchung beider Gesteine läßt die Möglichkeit offen, daß es sich hier auch um einen lokalen Ausnahmefall einer tektonischen Mischung von Werfener Schiefer mit dem hangenden Dolomit handeln könnte, wobei der mobilere Tonschiefer diese größeren Schichtfugen des gebankten Dolomites eingequetscht wurden. Dreger (16) gibt dem Fund Lipolds (1854, 34, 35) von drei Bruchstücken von *Ptychites* cf. *Studeri* Hauer aus einer „sandig-mergeligen“ Einlagerung des Dolomites am östlichen Gehänge des Kasparsteines an. Diese Angabe könnte auf diese oder eine benachbarte Stelle zutreffen, womit das anisische Alter dennoch fossilmäßig belegt wäre.

Sowohl Höfer (23) wie auch H. Beck (5) geben 80 vom Kasparstein Kalke an, die dem Gutensteiner Niveau entsprechen sollen. Meine Suche nach dunklen Kalken war jedoch vergeblich und stets traf ich nur bestenfalls die feinschichtigen Bänderdolomite im Hangenden der Raubwacken an.

Ladinische Stufe

Ohne scharfe Grenze gegen den liegenden Dolomit, öfters seitlich in diesen übergehend, löst ein dunkel- bis hellgrauer Dolomit die liegende Schichtfolge ab. Manchmal grenzt er direkt an den Werfener Schiefer, doch meist ist dann die Grenze durch ausgedehnte Schutthalden und Bergsturm Massen verdeckt. Der Dolomit ist vorwiegend massig, meist kaum geschichtet, grob- bis feinstückig zerbrechend und wird oftmals gegen das Hangende zu lichter. Die Mächtigkeit wurde bereits von Höfer auf über 200 m geschätzt. H. Beck versuchte dieses Gestein in einen unteren „zuckerkörnigen Dolomit“ und eine „Dolomitfazies der ladinischen Stufe“ zu unterteilen (5), doch konnte ich keine Möglichkeit einer solchen weiteren Untergliederung dieses Dolomites finden, der den Hauptkamm der St. Pauler Trias bildet. Man kann zwar rein theoretisch die Grenze zwischen Anis und Ladin in dieses Gestein hineinverlegen, was jedoch durch Fossilfunde belegt werden müßte, besonders dann, wenn man in der Legende „Hornsteinkalke (Wengener Schichten) und Plattenkalke (St. Pauler Berge)“ noch in bestimmter Folge dazwischenstellt, welche Einordnung im Gegensatz zur Kartendarstellung (5) steht.

Dieses mächtige Dolomitpaket geht im Hangenden in verschiedene Gesteine über, die sich teilweise gegenseitig vertreten können:

- a) Im Gipfelgebiet des Konciberges (K. 842 m), wird der Dolomit vom massigen hellen Riffkalk mit undeutlichen Fossilresten (Kalkalgenkrusten?) ersetzt, die weiter gegen NNO ziehen und ihrerseits in dunkle Plattenkalke (auf dem Rücken W K. 707 m), im NO in belle dünn-schichtige Dolomite übergehen. Die maximale Mächtigkeit der Riffkalke wird 80–100 m betragen. Man kann diesen massigen Kalk mit dem Wettersteinkalk der Nordalpen vergleichen.
- b) In den meisten Fällen wird der umgeschichtete Dolomit durch einen 10–20 m mächtigen dünnbankigen dunkel bis hellgrauen Dolomit abgelöst, in dem die Lagerungsverhältnisse gut ablesbar sind.
- c) Der unter a) erwähnte dunkle dichte Plattenkalk tritt grobbankig dolomitisch noch S St. Martin auf. W Weißegger und W St. Josef, O vom Sattel, schalten sich $\pm$ dünnbankige, dunkle, dichte, grau- bis blaugraue Plattenkalke ein, die höchstens (W Weißegger) 20 m Mächtigkeit erreichen. Bestimmbare Fossilien wurden in allen drei Gesteinsabarten nicht gefunden.

Der große Kalkklotz der Ruine Rabenstein, dessen isolierte Stellung keinen Anhaltspunkt für die stratigraphische Einordnung gibt, besitzt im NO-Teil eine Anhäufung von Kalkalgen. Die häufigen Schnitte durch die Kalkalgen konnten von Dr. E. Kamptner einwandfrei als

Teutloporella herculea Stopp.

in Dünnschliffen bestimmt werden. Für die zahlreichen Schnitte durch Foraminiferen, Muschel- und Brachiopodenbrut ergaben sich keine weiteren Bestimmungsmöglichkeiten. *Teutloporella herculea* Stopp. kommt nach Pia (39) fast ausschließlich im Ladin vor, womit die stratigraphische Stellung in das Liegende der Halobien-schiefer sichergestellt ist.

Abgeschlossen wird die ladinische Schichtfolge durch Hornsteintplattenkalke, die 8–30 m mächtig werden können. W St. Josef, NW Weißegger und im Grabel gegen S südlich der Ruine Rabenstein, sind die

Gesteine sehr gut aufgeschlossen. Wo sie in der normalen stratigraphischen Folge fehlen, sind sie stets tektonisch abgequetscht, oder reduziert, wie im Graberl N Johannesberg (Profil 1, Tafel IV). In der normalen Entwicklung entstehen sie aus den liegenden Plattenkalken oder plattigen Dolomiten, in denen erst unförmige Kieselknollen von Zentimeter- bis Dezimeter-Größe auftreten, dann nehmen die Hornsteinknollen mit den immer dünnbankigeren Kalken auch stets dünnere Lagen ein, wobei die Gesteine auch toniger werden. Die Hornsteine passen sich bei zunehmender Bankung dieser an und werden so zu immer dünneren Fladen. Am Waldrand N Weißegger konnte ich auch rotbraune gebänderte Hornsteine entdecken mit einer rhythmischen Bänderung im Abstand von 3 bis 5 mm. In den dünnsten Platten des Kalkmergels konnte ich keine Hornsteine mehr finden; auch setzen sie in der Schichtfolge öfters unregelmäßig aus.

Auf dem Rücken zirka 350 m SW vom Sattel, W St. Josef, fand ich Lesesteine von Hornsteinbreccien¹⁾ im mergeligen Bindemittel mit Crinoidenbruchstücken. Die Entstehung dieser Breccie ist auf eine lokale Erosionsphase im seichten Meeresschlick zurückzuführen. Darauf weisen auch unregelmäßige Trockenrisse, die man gelegentlich auf den Schichtflächen entdecken kann, hin. Südwestlich St. Martin und weiter gegen W wird diese Schichte vermutlich ganz von dem bellenden Dolomit der westlichen St. Pauler Berge eingenommen. Da mir aus diesem Gebiet keine Halobianschiefer bekannt sind, ist die stratigraphische Abfolge schwer gliederbar.

Fossilfunde wurden in dieser Schichtfolge an mehreren Stellen gemacht:

1. 600 m NO Weißegger, am Weg S vom Graberl: Crinoidenstielglieder, Bruchstücke.

2. Nach H. Beck (2) in dem steilen Graben zwischen Kasparstein und Koneiberg in etwa 600 m Höhe; dieser Fundpunkt konnte wieder aufgefunden werden (siehe unten).

3. Auf dem steilen Pfad von St. Paul zum Johannesberg im Wald in etwa 480 m.

4. Auf dem Rücken 350 m SW vom Sattel, W St. Josef (siehe oben „Hornsteinbreccie“).

Nördlich dieses Fundpunktes liegt ein kleiner Acker, von dem die Lesesteine zur Beschotterung der Wege im N auf den Halobianschiefern verwendet werden. Unter diesen Lesesteinen, die von dem Rücken stammen, konnten zahlreiche Platten mit Daonellen gefunden werden. Vermutlich stammte Höfers (23) „*Halobia Charlyana* Mojs. am Nordfuß des Josefberges“ auch von einem Lesestein aus einem dieser Hohlwege, der in die Halobianschiefer einschneidet, weshalb Höfer den Fund als den Schiefern entstammend ableitete.

Herr Bergrat Dr. H. Beck hatte die Freundlichkeit, mir seine Funde (Punkt 2) zu überlassen, die dem typischen Hornsteinplattenkalk entsprechen (2, 5). Die Schichten sind dort etwas weiter gebankt, wie dieselben im Osten.

¹⁾ Den ersten Hinweis auf die Fundstelle verdanke ich Frl. H. David der Gutsverwaltung Dr. G. Schütte.

Herr Prof. Dr. H. Zapfe berichtet folgendes über die verschiedenen Funde:

„Halobiidenreste usw. aus den St. Pauler Bergen. 500 m W Josefsberg, 600 m SO Johannesberg: Es liegen mehrere Platten vor, die mit kleinen Halobiiden überstreut sind. Diese bilden offenbar ein Pflaster, wie es für Flachseeablagerungen als kennzeichnend gilt. Es handelt sich um verhältnismäßig kleine Schalen, zum Teil um die kleinen konzentrisch berippten, frühjuvenilen Stadien. Auch die größeren Stücke sind noch als Jugendformen zu bezeichnen. Es liege in diesem Umstand eine besondere Schwierigkeit für die Bestimmung, obwohl einzelne Exemplare gut erhalten sind. Hinderlich ist auch die Tatsache, daß in der grundlegenden Monographie von Kittl (33) nie genau festgehalten ist, ob die abgebildeten Skulpturen der einzelnen Formen von Steinkernen, Schalenexemplaren oder Skulptursteinkernen stammen. Es besteht die Möglichkeit, daß in der Erhaltung begründete Unterschiede auch für die Aufstellung von Arten mitbestimmend gewesen sein können.

Die auf den Platten liegenden Halobiiden, etwa sechs annähernd vollständige Schalen haben querovalen Umriß. Ein Halobienohr ist nirgends zu erkennen, so daß die Zugehörung zur Gattung *Daonella* mit Sicherheit gefolgert werden kann. Auf dem am besten erhaltenen Stück, das als Schalenexemplar allerdings nur von der Innenseite bloßgelegt ist, reicht die ziemlich feine radiale Berippung auf beiden Seiten des Wirbels nicht ganz bis an den geraden Schloßrand und läßt ein schmales, glattes Dreiecksfeld frei. Dieses ist besonders am Hinterende des Schloßrandes deutlich ausgebildet. Bei den weniger gut erhaltenen übrigen Stücken reicht die Berippung am Vorderende bis an den Schloßrand und ein glattes Feld scheint nur am Hinterende desselben stets vorhanden zu sein. Bei einigen Exemplaren wird die Berippung von stärkeren konzentrischen Zuwachsstreifen gekreuzt.

Die Schalenlänge beträgt 18–24 mm, die Höhe etwa 12–18 mm. Für den Vergleich dieses Materials standen die gesamten Originale von Kittl (33) oder Gipsabgüsse von diesen zur Verfügung. Ein eingehender Vergleich der obigen Stücke zeigt, daß diese in die Verwandtschaft der *Daonella tyrolensis* Mojs. gehören. Diese umfaßt eine Reihe von zum Teil sehr nahe verwandten Arten, die vielfach durch Übergänge verbunden sind. Es gilt das z. B. für die Arten *D. tyrolensis*, *D. badiotica*, *D. arzelensis*, *D. indica*. Eine Identifizierung mit einer dieser Arten scheint nicht zweckmäßig, da das vorliegende Material nur Jugendformen umfaßt. Der mehr querovale Schalenumriß der jugendlichen Individuen von *D. tyrolensis* wird von Kittl (33, S. 45) betont. Ebenso erklärt dieser Autor das Fehlen der Berippung auf den Dreiecksfeldern als ein wechselndes Merkmal, dem keine entscheidende systematische Bedeutung innerhalb dieser Gruppe zukommt. Ein glattes hinteres Dreiecksfeld findet sich regelmäßig bei *D. arzelensis*. Die Übereinstimmung des vorliegenden Materials mit den Arten der *D. tyrolensis*-Gruppe zeigt sich beim Vergleich der Materialien besser als dies an Hand der Abbildungen zu erkennen ist. Von *D. pichleri*, mit der eine oberflächliche Ähnlichkeit vorhanden ist, sind die entsprechenden Jugendformen gut belegt und gestatten keinen näheren Vergleich mit den vorliegenden Daonellen. Diese sind daher aus den oben ausgeführten Gründen nur bestimmbar als *Daonella cf. tyrolensis* Mojs.

Lokalität zirka 400 m W Josefsberg: Auf der Schichtfläche eines dunklen Kalkes liegen mehrere Bruchstücke fein gerippter Halobiiden, die infolge ihres fragmentären Erhaltungszustandes keine nähere Bestimmung gestatten. Man wird an Formen, wie *D. tarameilli* Mojs. denken dürfen. Sie können aber nur bestimmt werden als *Daonella* sp. indet.

St. Pauler Berge, Nordhang des Kasbauersteins (Kasparstein) gegen St. Martin, knapp unter 600 m Höhe; Col. H. Beck, 10. Oktober 1927: „Auf einer dicken Platte dunkelgrauen kiesehigen Kalkes liegen auf beiden Schichtflächen Reste großer Halobiiden. Soweit erkennbar, hatten die kreisförmigen bis hochovalen Schalen einen Durchmesser von etwa 55 mm. In der Berippung sind, besonders im mittleren Teil der Schale, feinere Rippen (1—2) zwischengeschaltet. Auf einer Seite der Platte sind die schlecht erhaltenen gewölbten Oberseiten der Schalen pflasterartig angeordnet (Schichtenoberseite?). Auf der anderen Seite ist ein gut erhaltenes Schalenfragment von innen zu sehen. Es erklären sich aus dieser Lagerung Unterschiede in der Berippung. Auch diese großen Daonellen gehören mit großer Wahrscheinlichkeit dem Formkreis der *D. tyrolensis* an. Auch H. Beck hat auf diese Ähnlichkeit schon seinerzeit in der Etikettierung dieser Stücke hingewiesen. Eine nähere Bestimmung verbietet der Erhaltungszustand. Es handelt sich um Schalenreste adulter Individuen. Sie sind zu bezeichnen als *Daonella* cf. *tyrolensis* Mojs.

In stratigraphischer Hinsicht ist bereits die Erkenntnis wertvoll, daß es sich um Angehörige des Genus *Daonella* handelt. Obwohl *Daonella* bis in die Obertrias (Nor) reicht, hat sie doch im Ladin weitaus ihre Hauptverbreitung und entwickelt dort den größten Artenreichtum. Der Formkreis der *D. tyrolensis* ist vor allem aus dem Wettersteinkalk der Nordalpen bekannt, tritt aber auch im Ladin der Südalpen, Ungarns usw. auf. Man wird daher aus dem Vorkommen dieser Daonellen auf ladinisches Alter der Fundschicht schließen dürfen, wobei die Lagerungsverhältnisse vielleicht einen Hinweis auf das genauere Niveau geben können.“

Da man die liegenden Dolomite und Kalke zum größten Teil auch der ladinischen Stufe zurechnen darf, wird man die Hornsteinkalke in das obere Ladin aus stratigraphischen Gründen genauer einstufen.

Der Verband der Hornsteinkalke mit den liegenden Dolomiten ist ein wichtiges Kennzeichen für die isolierten Dolomitlinsen südlich St. Paul, die in keiner Beziehung mit dem Werfener Schiefer stehen. Hiedurch ist es auch stratigraphisch möglich, diese Vorkommen der mittleren Trias zuzuordnen, wie dies bereits von H. Beck teilweise durchgeführt wurde (5).

Die obere Trias

Halobienschiefer

Über den Hornsteinkalken folgen stets die schwarzen, griffeligen Tonmergelschiefer, die der wichtigste Leithorizont in der Triasschichtfolge sind. Ihr Alter ist eher aus den Vergleichen mit den westlich anschließenden Triasgebieten zu gewinnen als aus den Fossilresten der Schiefer selbst. Schlammversuche von verschiedenen Stellen haben stets negative Ergebnisse gezeigt. Dieses sehr gleichförmig aufgebaute Schichtpaket kann normalerweise bis etwa 80 m mächtig (23) werden und kriecht in alle tektonischen

Winkel als plastische Masse herein (z. B. N Kasparstein). NW bis SW vom Sattel W Josefsberg, kam es zu einer überdimensionierten Anschoppung der Schiefer, während sie zwischen den Kalken hzw. Dolomiten der Mittel- und Obertrias (N Johannesberg) bis auf wenige Meter ausgequetscht sein können.

Höfers (23) Bactryllienfunde konnte ich nicht bestätigen.

Etwa 150 m SO vom Rabenhof gelang es, mehrere ein bis zwei Meter mächtige dunkelgraue kalkige Linsen aufzufinden, die unregelmäßige, mehr diffuse Verkieselungen aufweisen. In diesen Linsen ließen sich aus den etwas angewitterten Teilen einige Fossilien herausklopfen, die Herr Prof. Dr. H. Zapfe bestimmte:

„Die sehr kleine Bivalve gestattet keine nähere Bestimmung als Pteriidae indet. Stratigraphische Schlüsse sind aus dem unvollkommen erhaltenen, vielleicht jugendlichen Stück nicht abzuleiten. Es wäre nur zu bemerken, daß im Karinth verschiedene kleine Pteriiden vorkommen.

Pecten subalternicostatus Bittner

Pecten aus Lima sp.

und verschiedene kleine glattschalige Brachiopoden, die keine nähere Bestimmung zuließen.“ Bei den Bivalven handelt es sich um Skulptursteinkerne. *Pecten subalternicostatus* Bittner ist aus der karnischen Stufe des Plattenseegebietes bekannt. Vielleicht könnten neuerliche Aufsammlungen den Faunenstand vergrößern und eine sichere stratigraphische Zuordnung ermöglichen.

Die Verkieselung ist verschieden von den Hornsteinknollenbildungen im Plattenkalk. Hier sind die kieseligen Partien ungleichmäßig verteilt und nicht an bestimmten Stellen zusammengeballt.

Obertriadische Kalke und Dolomite

Besondere Aufmerksamkeit wurde den Kalk- und Dolomitgebieten zwischen Ruine Rabenstein und dem Johannesberg gewidmet, die auf der Kuppe des „Vogeltenn“ ihre höchste Erhebung erreichen. Die Frage nach dem Vorhandensein einer kalkigen Obertrias hat Höfer (23) bereits gestellt und einem paläontologischen Befund das letzte Urteil überlassen. Nach seinem Profil und weiteren Bemerkungen (23, S. 476 f.) sah er in den Dolomiten direkt südöstlich St. Paul Vertreter des Hauptdolomites. Da jedoch, wie oben gezeigt wurde, gerade diese Dolomite in stratigraphischem Verbande im Liegenden der ladinischen Hornsteinkalke auftreten, fallen Höfers Deutungen dieser Vorkommen als „Hauptdolomit“ weg (16). Hinsichtlich der Darstellung H. Becks von diesen Gesteinen verweise ich auf meine Bemerkungen in meiner Arbeit über die Griffener Trias (9, S. 138, Fußnote). Dreger (16) fand in den Kalken W Johannesberg *Cidaris*-Stacheln und läßt die Schichtfolge der St. Pauler Berge mit diesen als *Cardita*-Schichten mit Halohienschiefern schließen.

Dreierlei Gesteinstypen fallen nach ihrer stratigraphischen und tektonischen Stellung in eine mögliche Einreihung in die obere Trias:

- a) die massigen, hell- bis dunkelgrauen Kalke des Vogeltenn, die H. Beck (5) mit dem Dachsteinkalk der Karawanken gleichsetzte;

- b) die dunkelgrauen, gebankten Kalke, die H. Beck (5) nach Dreger (16) mit den Halobienschiefern vermutlich als Carditaschichten vereinte.
- c) Dolomite bei der Kapelle Johannesberg und NO Rabenhof, die direkt an die unter b) beschriebenen Kalke anschließen¹⁾.

NO Vogelteich sind die Übergänge des massigen „Riffkalkes“ (5) in die gebankten Kalke gut zu beobachten; während die hellen Dolomite, die feingrusig zerfallen, und teilweise gut gebankt sind (NO Rabenhof), ohne Übergang an die Kalke grenzen. Hornsteinlagen sind mir aus allen diesen Gesteinen nicht bekannt geworden.

Die Lagerungsverhältnisse ließen auch eine mögliche Einreihung in die mittlere Trias zu, wobei allerdings ein bedeutend stärkeres Ausmaß der Verschuppung und Abscherung der Härtlinge anzunehmen wäre, als es die Stellung in der Obertrias erforderte. Die Plattenkalke im Liegenden des Hornsteinkalkes konnte ich nämlich petrographisch nicht von den dünnbankigeren Kalken SO Johannesberg unterscheiden.

Bereits der Vergleich der gebankten Kalke mit dem Cidariskalk im Wambachergraben (9, 16) im Hangenden der Halobienschiefer stellte einen Versuch der Einreihung dieser Kalke in die Obertrias dar. Da jedoch in den St. Pauler Bergen nur undeutliche Querschnitte von Crinoidenstielgliedern und keine weiteren Echinodermen oder sonstigen Fossilien von mir gefunden wurden, hinkte der Vergleich sehr (16). Um so wichtiger war der Fund, der am Übergang des massigen dunklen „Riffkalkes“ zur schwach gebankten Fazies gemacht wurde und der von Herrn Prof. Dr. H. Zapfe eingehend untersucht wurde:

„Megalodontide indet. mit sehr stark eingerolltem Wirbel. Die Bestimmung des unvollständigen Steinkernes einer einzelnen Klappe ohne Schloßapparat ist nicht mit Sicherheit möglich. Die starke Einrollung erinnert sehr an *Conocardia* aus dem Karinth. Es besitzt dieser Steinkern auch ohne genaue Bestimmung einen gewissen stratigraphischen Wert. Mehr als 90% aller Megalodontiden entstammen der Obertrias. Die wenigen bisher aus der Mitteltrias (besonders Ladin) bekannten Megalodontiden haben keine Ähnlichkeit mit dem vorliegenden Steinkern. Dieser deutet daher mit großer Wahrscheinlichkeit auf obertriadisches Alter dieser Kalke.“

Ein weiterer Steinkern aus demselben Block war zu dürftig erhalten, um die obige Untersuchung zu unterstützen.

Aus allen diesen Befunden habe ich den Schluß gezogen, diese Kalke und die oben erwähnten Dolomite als Hangeendes der Halobienschiefer aufzufassen und in die Obertrias zu stellen, wie aus den Profilen I und 3 (Tafel IV) hervorgeht.

In den Dolomiten dieser Schichtgruppe könnte man auch bereits eine Vertretung des Hauptdolomites sehen, doch ist das norische Alter erst zu beweisen und die Lagerungsverhältnisse zu undurchsichtig, um auf andere Weise die stratigraphische Stellung zu klären. Am sichersten erscheint es mir, diese zirka 80—120 m mächtigen Ablagerungen insgesamt noch in die höhere karnische Stufe zu stellen, etwa dem Opponitzer Kalk der Nördlichen Kalkalpen vergleichbar.

¹⁾ Auf der geologischen Karte des Bezirkes Wolfsberg 1:100.000 (P. Beck-Mannagetta in R. Wurzer: Planungsatlas Lavanttal) konnte eine Gliederung der Kalke in Ober- und Mitteltrias nicht mehr durchgeführt werden und mußten insgesamt in die Mitteltrias gestellt werden.

Die Mächtigkeiten der triadischen Schichtfolge werden in folgender Übersicht zusammengestellt:

Tabelle:

Riffkalk, Obertrias (Karn?)		120 m
Dolomit, Obertrias (Karn?, Nor?)		zirka 30— 40 m
Plattenkalk, Obertrias (Karn?)		zirka 40— 80 m
Halbienschiefer, Karn		20— 80 m
Wetterstein-Riffkalk	} Ladin	80—100 m
Hornsteinplattenkalk		8— 30 m
Plattenkalk, ladinisch		0— 20 m
Oberer Dolomit, ladinisch		10— 20 m
Dolomit, massig (Anis-Ladin)		200 m
Unterer Dolomit, anisisch		0— 25 m
Rauhwacke, anisisch		0— 5 m
Werfener Schichten	} Skyth	10— 40 m
Griffener Schichten		4—150 m

Gosau

Unbefriedigend verliefen die Untersuchungen in den Kreideablagerungen der St. Pauler Berge. Die Mergelkalke und Kalkmergel (5, 24) — auch die dünnsschichtigen — ergaben beim Schlämmen bisher keine Mikrofauna und ließen sich nicht vollständig aufbereiten, obwohl Schalenreste von Makrofossilien zu erkennen waren. Die polygenen Breccien und Konglomerate stammen von der basalen Trias und nur selten sind Schiefer, häufiger Quarzgerölle zu finden (24). Meine Suche nach Jurageröllen blieb erfolglos. Die stärksten Geröllanhäufungen findet man auf dem Westhang des Rainkogels, O Gärtnerkogel und W Rabenstein. Sehr bezeichnend ist vor allem bei letzterem Vorkommen zu beobachten, wie von dem massierten Haufen gegen N und W immer feinkörniger werdende Schotter und Schuttstreifen in die Mergelschichten etappenweise abgegeben werden, die sich in diesen verlieren. Als Härtlingsrippen sind diese Lagen auch auf dem Herzogberg zu verfolgen. Besonders wichtig erachte ich die Feststellung Kahlers (24), daß Untertriasgerölle bis auf ein fragliches Vorkommen im ganzen Bereich fehlen. Die neueren Aufnahmen konnten nämlich im Gegensatz zu H. Beck's (5) Darstellung zeigen, daß auch die Gosau im Sattel von Eis nicht mit den Werfener und Griffener Schichten in Berührung kommt. Gosagerölle innerhalb der Gosau sind aus der oben gegebenen Schilderung ohne weiteres deutbar, ohne daß man deshalb auf größere altersmäßige Differenzen zu schließen brauche.

Das „Untertrias“-Vorkommen NO des Rainkogels (2, 5) halte ich für eine südöstliche Fortsetzung der südlichen Granitztaler Schichten; sonst konnte ich im weiteren Umkreis nur ausgedehnten Gehängeschutt der Gosaubreccien feststellen.

N des Koncibergeres und des Kasparsteines ist Gosau nur am untersten Nordabsatz in unbedeutenden Resten vorhanden, während der mitteltriadische Dolomit den größten Teil der Fläche einnimmt.

Zu einer genauen Alterseinstufung der St. Pauler Gosau innerhalb der Oberkreide ist es bisher deshalb nicht gekommen, da die Fossilfundpunkte

nicht genau bekannt und ihr Inhalt nicht bestimmt wurde. Nach den von mir gemachten aufnahmegeologischen Erfahrungen scheint es sich um einen stratigraphisch nicht weiter gliederbaren Komplex zu handeln. Meine Suche nach Großforaminiferen (Orbitoiden), durch die eine eindeutige Einstufung am ehesten zu erwarten wäre (24, 38), war vergeblich. Aus dem Steinbruch Unter Rainz, W Rainkogel, wurden während und nach dem Kriege häufig große Hippuriten (16) und Radioliten, seltener Korallen, gefunden. Die in die Mergelkalke weiterziehenden Feinbreccien bestehen größtenteils aus Bruchstücken und Hippuriten und Fossilgrus. Östlich vom Acker S Weinberger, zirka 600 m S K. 533 m Weinberg, wittern häufig gut erhaltene Korallen und kleinere Hippuriten aus der lehmigen Erde aus. Wenige Zentimeter weiter südlich sind in den anstehenden schwarzen Kalkmergeln auf dem Weg Austern-Bruchstücke zu finden. 40 m SO der Kalvarienkapelle K. 440 m, SW Herzogberg, tritt

Gryphaea cf. vesicularis Lamm. (Bestimmung durch Herrn Professor Dr. H. Zapfe)

gehäuft in hellen Kalkmergeln auf, die sich an den Gosau-Riffkalk unter der Kapelle anschließen. Leider ließ sich diese so typische Fazies nirgends mehr vorfinden (SO Weinberger?).

Auf dem Gärtnerkogel ist der liegende Dolomit derart von der Gosau aufgearbeitet worden, daß es schwerfällt, eine Grenze zwischen Dolomit und Gosau makroskopisch zu finden. Sichtbare Glimmerblättchen fehlen den Gosausedimenten durchwegs.

Tektonik

Hat die Schichtfolge der St. Pauler Berge einige Bereicherung erfahren, so sind durch die detaillierte Neuaufnahme in tektonischer Hinsicht wesentliche Ergebnisse entstanden, die in den Profilen zur Karte zu ersehen sind (Tafel IV): Am einfachsten ist dies durch die Profile 1 als Querprofil und 3 als Längsschnitt erläutert:

Der Querschnitt stellt eine Mulde dar, in der vor allem die mittel-triadischen Dolomite Späne in den leichtbeweglichen ladinisch-karnischen Grenzhorizont entsenden. Die Obertrias ist nicht in die Verschuppung in der N—S-Richtung mit einbezogen worden, soweit dies trotz der Lehm- und Gosaubedeckung erkennbar ist. Die Brüche führen zu keinen bedeutenden vertikalen Verstellungen. Die Untertrias im S kommt im N nicht mehr zum Vorschein und die Bewegungsintensität scheint von S gegen N zuzunehmen.

Im Längsschnitt überrascht die lebhafte Bewegung im Vergleich zum einfachen Schnitt des Querprofiles. Eine Steigerung der Tektonik findet eher gegen O zu statt, wo die Faltungshöhe und Verstellung einige hundert Meter Ausmaß erreichen.

Auf der Karte (Tafel IV) kommt der asymmetrische Bau noch besser zum Ausdruck: Der scheinbar ruhige O—W-Zug der Trias wird im O plötzlich durch die kräftige Antiklinale an der Lavant in die N—S-Richtung abgedrängt, wobei die parallel zur Antiklinale verlaufenden Brüche diese Struktur noch betonen. Die beweglichen Tonschiefer und starren Kalk-Dolomitklötze mußten sich dem Kräftespiel dieser beiden Faktoren unterordnen oder ausweichen, wie vor allem die Längsschnitte zeigen (Profil 3—5).

So entstand eine Vergitterung im Streichen aus NW- und NO-Elementen, wie sie schon von Kieslinger (29, 30) und H. Beck (2, 3) vor allem im südlichen Phyllitgebiet dargestellt wurde. Diese auffallende Vergitterung ergreift in gleicher Weise die Trias und in geringerem Ausmaße noch die Gosau, die dem vor allem N—S erstreckten Bauplan der Antiklinale in lebhaften Spezialfalten zu gehorchen scheint. Der starre Dolomit reagierte durch steile, bald gegen O, bald gegen W einfallende Verwerfer, die sich gegen S in die untere Trias fortsetzen und im Phyllit vermutlich bald ausklingen. Im N verstellen sie zwar die Gosau (O Rabenhof; W Johannesberg; W Herzogberg?), aber ihr Eindringen in das Tertiär ist nicht sichergestellt (vielleicht W Herzogberg?). Stets rücken im Ostteil die östlichen Schollen weiter gegen N vor.

Andererseits wurden große Schollen aus ihrem Verband herausgeschnitten und gegeneinander so stark verstellt, daß die hangenden beweglichen Halobienschiefer und die Kalkmergel der Gosau an den Bewegungsstellen eingezwängt und ganze Schichtpakete aus- und abgequetscht wurden.

Im W wurde der Konciberg, der eine kleine Gosaukappe trägt, mit Horusteinkalken gegen W auf die Gosau des Sattels nach Eis geschoben. Diese interessante O—W-Überschiebung hatte eine stielartige Verlängerung des Dolomites in die untere Trias zur Folge. Diese „Wurzel“ ist der Rest des ursprünglich gelagerten Dolomitklotzes (Profil 5, Kartenbeilage). Die Griffener Schichten fallen von W und O gegen diesen „Stiel“ ein. Diese „Störung“, die knapp im W durch eine echte Verwerfung ergänzt wird, war in anderem Sinne bereits H. Beck (3) bekannt. Im O wird der Block durch eine Störung begrenzt (K. 707 m), an der der östliche Block zirka 200 m gegen N versetzt wird (2).

Von diesem Block wurde nördlich des Kasparsteines ein großer Teil abgespalten, der im O durch eine Reihe von Linsen aus Halobienschiefern markiert ist. Diese weisen auf eine gegen ONO gerichtete Bewegungstendenz hin, deren Ausmaß nicht mehr erfaßbar ist, da der heutige Oberflächenschnitt nur noch den Sockel dieser Einheit erfaßt. Die Störung westlich K. 841 m (2) hängt mit der Bewegung dieser Scholle zusammen.

Gegen S werden die Beziehungen der Untertrias zu den Phylliten infolge eines steilen Durchspießens der Phyllite durch die Griffener Schichten SO Hiesbauer deutlich: eine Übereinstimmung im Streichen der Gesteine wurde herbeigeführt. Die NO-Achse konnte nur im Phyllit gemessen werden. Im Hohlweg SW Steinitz sind die gefalteten Phyllite gut aufgeschlossen. Die Achsenlagen um die SW-Richtung (210° — 240°) laufen dem Streichen der nordöstlichen Griffener und Werfener Schichten parallel. Weiter gegen S drehen die Fältelungsachsen und Strömungen in die N—S-Richtung ein, was die Griffener Schichten nicht mitmachen. Außerdem ändert sich das gegen SW gerichtete Einfallen in ein gegen N gerichtetes. Auch östlich des Grabens stimmen die Streichrichtungen von Hangend- und Liegendsschichte überein, während die Streckung (feine Fältelung) in dem Phyllit gegen NNO weist und stärker einfällt. Von einem selbständigen NW—SO-Bauplan war in diesem kleinen Abschnitt, der für weiterreichende Folgerungen zu klein ist, nichts zu finden. Die gemeinsame Überprägung von Phyllit und Untertrias kann hier als gesichert gelten.

O bis ONO des Sattels, nordöstlich Kasparstein, nimmt der Triasdolomit stark ab, um unvermittelt beim Bauer SSO „L“ Löschental zu enden. Gegen N gibt der Dolomit einen Ast ab, der in einer gegen NO (30°) gerichteten aufrechten Falte endigt, die von den Hangenden Schichten mitgemacht wird. Hier weicht die starre Blocktektonik einem leichteren Faltenwurf, der die mittlere Trias flexurähnlich wellig unter die Halobien-schiefer verschwinden läßt. Das Ausmaß der Bewegung ist in dem wiederholten steilen Aufragen der Hornsteinkalke und dem kleinen Dolomit-Schubspan NO Weißegger und der Überkippung der Hornsteinkalke weiter NO zu erkennen (Profil 4).

Weiter gegen N sind die Einheiten in verschiedene $\pm$ selbständige Schollen aufgelöst. Teils bestehen sie aus Obertrias (Vogeltenn), teils aus Mitteltrias (Rabenstein usw.). Von dem isolierten Klotz SW des Sattels W St. Josef, sind nur die oberen Teile der Antiklinale freigelegt worden, woraus man eine Abscherung im S und eine Überkippung der Hornsteinkalke gegen NO erkennen kann, wogegen die Halobien-schiefer weiter nordöstlich stark angeschoppt erscheinen. Diese NW- bis N-S-Achse ist in den obertriadischen Plattenkalken und Dolomiten in größerem Ausmaße verbreitet und durch Verwerfungen in gleicher Richtung betont. N und NW der obertriadischen Kalk-Dolomitplatte ist die Mitteltrias nur noch in kleinere teilweise stark reduzierte Kuppen aufgelöst, von denen zwei von H. Beck (2) erwähnt werden.

- a) 700 m NNW Rabenstein, vorwiegend aus Hornsteinkalken bestehend (Profil 2),
- b) 500 m SO St. Paul, ein Dolomitklotz (Steinbruch) mit Hornsteinkalken (Profil 1),
- c) 300 m NW Johannesberg, ein zirka 350 m langer bis 20 m breiter Dolomitfetzen (Profil 1),
- d) 300 m NNO Johannesberg, eine 200 m lange Dolomitrippe,
- e) 250 m NO Johannesberg, Platten- und Hornsteinkalke, die vielleicht mit
- f) dem fast 600 m langen Dolomitzug, 350 m O Johannesberg unter dem Schutt zusammenhängen;
- g) als westlichste Schuppe kann man das Wettersteinkalkriff der Ruine Rabenstein tektonisch hier anreiben, der in die umgebende Gosau eingequetscht wurde (Profil 2 und 3).

Die vorhergehende Ummantelung durch die lockeren Halobien-schiefer wurde vorgosauisch erodiert, so daß der mächtige Klotz jetzt innerhalb der Gosauschichten mit anhaftenden Breccien und Konglomeraten aus vorwiegend Wettersteinkalkgeschieben aufragt. Diese Schuppe scheint aber auch im Liegenden nochmals von Halobien-schiefern unterteuft zu werden (Profil 3), falls die Lagerungsverhältnisse, die durch Bergsturzmassen weitgehend verdeckt sind, nicht täuschen.

Die gegen N zu gesteigerte Bewegung hat die geschlossenen Schichtfolgen teilweise zerrissen und die isolierten Schichtpakete in sich angeschoppt, so daß disharmonische Kontakte auch zwischen scheinbar ungestörten stratigraphischen Verbänden vorliegen. Vor allem ist der normale Kontakt mit den Halobien-schiefern zerstört, Mächtigkeiten teils angeschoppt (obertriadischer Plattenkalk, N Rabenhof, Steinbruch), teils ausgedünnt (c) und vielleicht auch der normale Verband der hangenden Dolomite zerstört

worden. So konnte es geschehen, daß die Umrisse der Schollen entgegen ihrem internen Bau andere Gefügedaten aufweisen (f), so wie dies sonst aus Gebieten mit saxonischer Falten- und Bruchtektonik oder kristallinen Schiefen allgemein bekannt ist.

In der gegen NO überkippten Antiklinale W St. Josef, O Vogeltenn, kann man einen Übergang der starren Blocktektonik zur Schuppenbildung im N sehen (Profil 3 und 5).

In diesen schwer entzifferbaren Bau ist die Gosau vollkommen einbezogen worden. Auch hier haben die harten Breccien und Konglomerate den weicheren Kalkmergeln ihre Züge aufgeprägt und sie in einen Faltenwurf gezwungen, der keine einsinnige Bewegungsrichtung im großen aufweist. Die Anreihung an die vorgosauischen Sedimente in der O—W-Richtung folgt mehr einer vorgosauischen Tektonik dieser älteren Ablagerungen, so daß die Transgression des Gosaumeeres vom O—W erstreckten vorgosauischen Bau der St. Pauler Trias vorgezeichnet ist. Da die Gosau, soweit vorhanden, in den komplizierten Schollenbau einbezogen wurde, kann man schließen, daß diese Tektonik nachgosauisch vor sich ging.

Durch den Sattel W St. Josef zieht eine bedeutende Störung, die den Bau des Mesozoikums im W und O grundsätzlich veränderte: tauchen die verschiedenen, bewegten Triasblöcke im W als Antiklinalen mit verschiedener Vergenz auf, so entsteht östlich der Störung nur eine Großantiklinale, wodurch der ganze Triaszug der St. Pauler Berge bis in die tiefsten Schichtglieder verstellt wurde. Synklinal ruht die markante Dolomitkuppe von St. Josef den Werfener Schichten auf, direkt gegenüber der nur oberflächlich geschnittenen, überkippten Antiklinale südwestlich vom Sattel. Der vertikale Verstellungsbetrag ist daher je nach der Schnittlage verschieden und wird nach der Schnittlage im Sattel mindestens 400—500 m, maximal wird er 1 km und darüber betragen. Die Großantiklinale taucht gegen NNW unter, wie aus der Verbreitung der Gosau und der Dolomite zu ersehen ist. Sie stellt eine aufrechte bis gegen W schwach geneigte Wölbung dar, wie es die steil unter die Phyllite einfallenden Griffener Konglomerate andeuten, die noch verschuppt sind. Im O reicht sie bis an den westlichen Randbruch der jungtertiären Andersdorfer Mulde (8), die parallel hiezu verläuft (Profil 3).

An der Störung W St. Josef fallen im N die Griffener Schichten mittelsteil gegen den Bruch. S vom Sattel gabelt sich die Störung in eine gerade, gegen S fortschreitende Verwerfung, die immer mehr an Sprunghöhe verliert und in den Griffener Schichten des Mörtelsteiner Grabens ausklingt. Gegen SSO zieht der Hauptast weiter, der die Mitteltrias von St. Josef abschneidet und die Griffener Schichten gegenüber dem Phyllit um 800 m gegen N im O versetzt. Der Dolomit von St. Josef ist gegenüber dem Hauptzug im SW etwa um den gleichen Betrag gegen N verlegt. Die Griffener Schichten zwischen den beiden Störungsästen fallen steil gegen W. Im Graberl zeigt ein größerer Aufschluß im groben Griffener Konglomerat, das mittelsteil gegen WSW einfällt, steile Scherflächen, die in 2—4 dm Abstand gegen O eiuallen und so eine ostfallende Bankung vortäuschen; letzteres System scheint dem östlichen Ast parallel zu laufen.

Ob sich dieser Sprung im N in das Tertiär fortsetzt und an der Heraushebung der Gosau des Herzogberges beteiligt ist, kann zwar nicht bewiesen werden, scheint jedoch sehr wahrscheinlich. Falls dies zuträfe, hätte man es

mit einem jener Sprünge zu tun, die in zwei zeitlich voneinander getrennten Phasen aufgelebt haben. Die parallele Lage zum Verwurf Gärtnerkogel—Rainkogel—Weinberg (41, S. 76) betont diese Vermutung besonders.

Überschau

Faßt man die Ergebnisse der tektonischen Einzelbeschreibungen zusammen, so erwächst folgende Gesamtvorstellung:

Die heutige tektonische Form der östlichen St. Pauler Trias ist in ihrem inneren Bau vorwiegend durch einen nachgosauischen O—W-Zusammenschub entstanden, der durch eine Bruch-Faltentektonik die starren Dolomitklötze im unteren Stockwerk vor allem in N—S-Richtung verschieden weit (bis über 1 km) verstellte und verdrehte, im oberen Stockwerk ausquetschte und bald gegen W und NW, bald gegen NO überkippte und bis wenige hundert Meter überschob. Im Nordteil nahm die Verschuppung zu und es entstand am N-Rand der Mulde eine Aufgliederung der Keile aus mittlerer Trias in sechs (sieben) Schollen, die sich teilweise gegen N weiter überschoben haben.

Östlich eines $2\frac{1}{2}$ km weit verfolgbaren Sprunges, der wahrscheinlich mit dem Lavanttaler Störungssystem auch zeitlich wieder auflebte, geht der Bau zu einer etwa 4 km erstreckten flach gegen NNW eintauchenden, 2— $2\frac{1}{2}$ km breiten steil aufgestellten Antiklinale über, die im O von dem Westverwerfer der Andersdorfer Mulde in spitzem Winkel geschnitten wird, so daß gegen S zu immer ältere Schichtglieder an den Randverwerfer heranstreichen. Ob diese Antiklinale als heutige Großform überhaupt noch zu demselben Bau des westwärtigen Gebirges zu stellen ist, ist deshalb fraglich. Man könnte sie auch als Gegenstück zur stark zerstückelten Andersdorfer Tertiärmulde auffassen und sie so zu einer übergeordneten tektonischen Form machen, in deren Innenbau die Tektonik der westlichen Berge weiter erhalten ist, bzw. die spätere Antiklinale im kleineren Ausmaße eine Voranlage fand. Die von dieser Antiklinale unabhängige, aber vorwiegend NNW—SSO streichende Lagerung, der die Wölbung umkleidenden Gosau weist auf diese Deutungsmöglichkeit hin. Bis zu einem gewissen Grad kann die Verbreitung der Granitztaler Schichten auch für diese Deutung herangezogen werden (Karte, Tafel IV).

Gegen W setzt sich der Kuppelbau nicht fort und die Störungen der westlichen St. Pauler Berge (9) enden in den Granitztaler Schottern, in denen allerdings auch N—S-Störungen nachgewiesen werden konnten (8). Statt dessen sind noch zwei Erscheinungen in diesem Zusammenhang zu erwähnen: Die Granitztaler Schichten erfuhren gegen die Trias der westlichen St. Pauler Berge zu eine Aufrichtung, die den heutigen O—W gerichteten Kammverlauf der St. Pauler Berge bestimmte und eine O—W-Aufwölbung im Raume des heutigen Drautales schuf, die den größeren südlichen Gegenflügel zur Granitztaler Tertiärmulde bildet. Diese weitspannigen Bewegungen spiegeln sich in den Ablagerungen der Tertiärmulden wieder und fanden ihre Steigerungen zur Orogenese nach dem Unterpliozän in der Karawankentektonik im S und der Einmuldung der Lavanttaler Kohlenbecken. Die O—W-Wölbung im W ging demnach unterstützt durch Verwerfer des Lavanttaler Störungssystems in die steiler aufgerichtete NNW—SSO-Antiklinale über entsprechend den geänderten

Bau des tieferen Untergrundes analog dem Verhalten der Granitztaler Schottermulde zur St. Stefaner und Andersdorfer Mulde.

Das O—W-Streichen der St. Pauler Berge kann aber trotz der jung-tertiären Aufwöhlung nicht erst durch diese entstanden sein, da die O—W-Einengung viel öfter den Kammverlauf unterbrochen hätte und der Zug sich in einzelne Kuppen, wie erst am Ostrand der Josefherg eine darstellt, aufgelöst hätte. Die Bewegungsform und die Wirkung dieser Einengung läßt sich eher deuten, wenn man annimmt, daß die Trias sich bereits in einer O—W verlaufenden tektonischen Kerbe befand als die O—W-Einengung auf sie einwirkte. Hiefür sprechen die Verstellungen im W wie im O auf der Südseite, wo der O—W-Verlauf der Untertrias im großen gesehen vor allem im W nur wenig von der O—W-Richtung abweicht. Im Phyllit nördlich Untermittlerndorf konnte ich an der Grenze zum Griffener Konglomerat 80° streichende Streckungen messen. Im O zeigt der kleine Aufschluß O Kasparstein im unteren dünnsschichtigen Dolomit gegen 275°/15° fallende B-Achsen, die somit von den Achsen SW Steinitz (siehe oben S. 80) stark abweichen. Es ist sogar wahrscheinlich, daß ein Teil des Schuppenhauses vor allem im N, die Obertriasmulde und die allgemeine Flexur gegen N auf eine ältere N—S-Einengung zurückgeht, deren einfachere Elemente erst durch die O—W-Einengung in die vielen Schuppen mit N—S-Verlauf zerlegt wurden, die man jetzt am Nordrand gegen St. Paul zu auffinden kann. Daß diesem O—W-Verlauf die Transgression des Gosau-meeres folgte, wurde bereits erwähnt (S. 82).

In krassem Gegensatz zu diesem O—W-Verlauf läßt sich eine Scharung von $\pm$ N—S—B-Achsen in den Grauwackenschiefern nördlich Lippitzbach feststellen, die weiter gegen S über Bleiburg hinausreicht (9, 12). Sie wird durch die O—W-Richtung der St. Pauler Trias abgeschnitten, die über den Ottitschkogel weiter bis über die Teufelsbrücke gegen W zieht (27, 48). Nördlich dieses Zuges treten die N—S-gestreckten Grauwackenschiefer O des Wallersberges, S Griffen wieder auf. Die Kerbe der Sankt Pauler Trias quert also eine vortriadische Struktur mit N—S-Achse in O—W-Richtung.

Zusammenfassung der Tektonik

Aus allen diesen Beobachtungen und einzelnen Deutungen versuche ich folgende Reihung der tektonischen Ereignisse in ihrer Auswirkung auf das St. Pauler Mesozoikum: Die Verbreitung der quarzitischen Grauwackenschiefer und ihre tektonische Regelung, die eine Durchbewegung des Gesteinspaketes hervorriefen, nach einer N—S—B-Achse tritt als derzeit ältest nachweisbarer Beanspruchungsplan nur im vortriadischen paläozoischen Grundgebirge auf.

Vor der Transgression der Gosau wurde die Trias entlang einer 25 km lang verfolgbaren O—W-gestreckten Kerbe eingezwängt, die das Muldentiefste des Karawankenvorlandes darstellt. Reste dieser ehemals weiter verbreiteten Triasdecke sind am Rande der Lavanttaler Störung, in der Kuppe von St. Katharina bei St. Michael W Bleiburg (51) und unter starker Reduktion der Untertrias in der Straschischa (27, 32) erhalten geblieben. Der Reichtum der Granitztaler Schotter an Geröllen des Griffener Sandsteines wurde vorwiegend aus diesem Raume bezogen (8). Die Gosau-

konglomerate sprechen wieder dafür, daß die mittlere und obere Trias bis zur Wende zu der St. Pauler Gosautransgression eine viel größere Verbreitung besaß, wenn auch bereits die Trias stellenweise bis zum phyllitischen Grundgebirge freigelegen ist. Die Koralpe als Gerölllieferant hat damals nicht bestanden. Deshalb kann eine hypothetische Deckeneinheit auch nicht am SW-Eck der Koralpe „gebrandet“ haben (31), bzw. einzelne Schollen zurückgelassen haben (15, 27, 31)!

Durch eine nachgosauische O—W-Einengung wurden die Trias-schollen bis in den phyllitischen Untergrund gegeneinander verstellt, so daß mit einer Bruch-Faltentektonik NW- und NO-streichende Schichtstöße scharf aneinander grenzen; diese Zerlegung des einheitlichen Verbandes ließ im W die Phyllite bis an die Dolomite heranstoßen und stellt ein Wiederaufleben der alten N—S-B-Achsen in den Grauwackenschiefern dar. Westlich vom Sattel, SW St. Martin, wurde ein tiefliegender Dolomitblock so stark zusammengepreßt, daß er im Oberbau die Gosau etwas gegen W überschob, im Unterbau nur noch mit einem Keil¹⁾ in der Untertrias verankert blieb (Profil 5).

Die Triasblöcke wurden in vertikaler, wie horizontaler Richtung bald gegen N, bald gegen S vorspringend, unregelmäßig verstellt. So wurde das ehemals einheitliche O—W-Streichen mit Nordfallen in NW—SO- und NO—SW-streichende gegeneinander zugeneigte Schichten zerlegt, die einen ziehharmonikaähnlichen Zusammenschub anzeigen. An der Grenze Phyllit-Griffener Schichten wurden SW-Achsen eingemessen, die dem Streichen der Untertrias parallel laufen und eine ebensolche Achse konnte in den hangenden ladinischen Schichten beobachtet werden.

Die NO-Richtung überwiegt im O, wenn auch noch Überkipnungen gegen NO auftreten und der Zug biegt so im großen Schwung in die N—S-Antiklinale ein.

Während im W die durch die Sättel gekennzeichneten N—S-Störungen nicht in die hangenden Granitztaler Schotter eingreifen, so erweckt der ruckweise gegen N vorspringende Ostteil den Eindruck, daß Störungen im Sattel nach Eis (2), W Rabenstein, bei St. Paul und W des Herzogberges die kräftigste stets den Westteil mit den Granitztaler Schichten in verschiedenem Ausmaße absenkten (Karte, Tafel IV).

Die Aufwölbung des südlichen Hinterlandes der St. Pauler Berge im Mittelmiozän und vor allem im Pliozän steigerte die Antiklinale im Osten bis zum heutigen Verlauf und die nachfolgende pliozäne Lavantaler Störung (31) schnitt sie im spitzen Winkel ab. Die Störungen, die aus der Trias kommend, in das Tertiär eingriffen, können am ehesten mit diesem Zyklus wieder aufgelebt haben und wirken in denselben Richtungen auch heute in Erdheben weiter, wie beim Beben 1936 von Dozent Dr. Toperczer festgestellt werden konnte (54).

Ob das zahlreiche Auftreten der Augensteine der St. Pauler Berge mit dem isolierten Funde auf der Petzen in Zusammenhang gebracht werden darf (11), scheint mir fraglich. Man müßte sonst häufiger solche Schotterreste auf den verbindenden Höhen, bzw. auch an anderen Punkten der Karawanken finden. Außerdem müßte man annehmen, daß die Drau zu dieser Zeit

¹⁾ Den Ausdruck „Wurzel“, der hier wirklich am besten am Platze wäre, habe ich vermieden, da mit diesem Begriff zu viel Mißbrauch getrieben wird.

noch über die Karawanken gegen SO zur Save entwässert habe, was wohl zu unwahrscheinlich erscheint. Deshalb nehme ich an, daß ein Vergleich des Kammes der St. Pauler Berge mit dem der Petzen, aber auch mit der Kor- und Saualpe (22, 57) nicht statthaft ist und die kristallinen phiozänen Quarzschotter bereits von Verebnungen im Kristallin stammen, die man mit Talbodenresten in über 1000—1400 m Höhe antrifft. Tiefere Lagen könnte man auch mit den Schotterresten westlich St. Andrä und den diskordanten Kristallinschottern des Dachberges, die eine spätere Aufwölbung erlitten haben, verbinden.

Damals floß die Lavant über Maria Rojach durch das Andersdorf-Ettendorfer Becken und O des Burgstallkogels zur Drau, die durch den Andrang der Karawanken das Miestal verließ und von nun ab die breite Mulde zwischen Stroina und St. Pauler Berge ausräumte. Die morphologische Untersuchung der vorquartären Flußsysteme zwischen Saualpe und Karawanken wäre überhaupt eine reizvolle Studie, die mit diesen Zeilen nur grob angedeutet werden kann. In den ehemaligen (mittelpiozänen?) Wölbungszonen fließen die Flüsse in epigenetischen Antiklinaltälern und haben ältestens oberpiozäne Terrassensysteme an den Hängen der Stroina zurückgelassen.

Vergleich der Stratigraphie

Von Redlich (40) wurde auf die „vollkommene Übereinstimmung“ der Ebersteiner Trias mit den St. Pauler Bergen hingewiesen, weshalb ein Vergleich nach der neuen stratigraphischen Ordnung in den St. Pauler Bergen notwendig geworden ist. Solyom (45) hat nach der Kartendarstellung H. Becks (4) als letzter sich eingehender mit ihr befaßt und teilweise Schichtmächtigkeiten der Gliederung Bittners (14) folgend genauer angegeben. Zwischen der Untertrias, die mit derselben der St. Pauler Berge übereinstimmt und sich auch ohne Schwierigkeit in zwei Niveaus unterteilen ließe, und dem unteren Dolomit schalten sich hier noch geringmächtige Gutensteiner Kalke ein. Die Grenze Anis-Ladin wäre innerhalb des unteren Dolomites zu suchen; der obere Teil mit dem Tuff zu den Wenger Schichten zu zählen (40), während die hangendsten Partien mit Mergel, plattigen Hornsteinkalken und Dolomithornsteinbreccien (45), die auch ich beobachten konnte, nach Bittner (14) durch den Fund einer *Daonella* cf. *parthanensis* Schafh. in die karnische Stufe gestellt wurden.

Nach der faziellen Ähnlichkeit der Schichten in analoger stratigraphischer Position in den St. Pauler Bergen wäre für die Hornsteinkalke ladinisches Alter zu erwägen, da bei der Bestimmung Bittners (14) die Monographie Kittls (33) nicht verwendet werden konnte.

Die gesamten Cardita-Schichten mit ihrer reichen Fauna (14, 40) lassen sich nach den stratigraphischen Bemerkungen Gugenbergers (19, 20, 21) am besten in die untere karnische Stufe stellen. Daher bedürfte auch die Fauna aus den Kalken an der Basis des Hauptdolomites (14) einer neuerlichen Durchsicht, ob etwa der untere Teil dieses Schichtgliedes eher noch in die obere karnische als in die norische Stufe einzugliedern sei.

Zum Vergleich mit der Trias der Ostkarawanken kann nur die alte Gliederung der Schichtfolge nach Teller (51, 52, 53) herangezogen werden,

die gerade im Niveau der Mittel- und Obertrias zu grob vorging. Winklers (56) Übersichtstabelle bezieht sich auf die Schichtfolge von der Obertrias aufwärts und beschäftigt sich vorwiegend mit weiter südlich gelegenen Einheiten und stratigraphischem Aufbau. Die ausgezeichnete Studie Stinis (50) hat hier die schwierigsten stratigraphischen Probleme durch intensives Detailstudium ins Rollen gebracht, denen bisher niemand weiterhin gefolgt ist. Für die westlichen Gebiete gab Anderle (1) eine wertvolle Übersicht und stratigraphische Deutungen, die den Anfang weiterer Studien ankündigen.

Die Trias der Griffener Berge zeigt weitgehende Übereinstimmung mit der der St. Pauler (9). Die plattigen Hornsteinkalke konnte ich dort jedoch ganz vereinzelt auffinden. In den Halobien-schiefern findet man häufiger dunkle, graublaue, mergelige Kalke mit weißen Adern eingeschaltet, die südlich St. Paul nur im Hohlweg westlich des Wasserbassins in zirka 460 m anzutreffen sind. Ähnliche Raibler Kalke trifft man im Lavantdurchbruch südlich Plestätten (8). Auf die Übereinstimmung des Cidariskalkes habe ich bereits hingewiesen (16). Die Hornsteinbildung im obersten Ladin kann man vielleicht mit einem größeren Kieselsäurereichtum des Meerwassers infolge der vulkanischen Tätigkeit in dieser Zeit zusammenbringen. In den westlichen St. Pauler Bergen fielen die Hornsteinkalke und helle Dolomite vom Typus des Wettersteindolomites haben eine größere Verbreitung. Ob auch Wettersteinkalk wie auf dem Kociberg vorhanden ist, bedarf einer genauen Untersuchung des schwer gliederbaren Dolomitgebietes. Die Blockmassen in den Granitztaler Schichten (8) könnten als Hinweis gelten, wenn sie nicht wahrscheinlich auf eine gänzlich verschwundene Bergwelt hinweisen.

Hinsichtlich der Gosau ist es verfrüht, Vergleiche zu ziehen, da ihr genaues Alter innerhalb der Oberkreide noch unbekannt ist. Andererseits ist es wichtig, nach Hinweisen zu suchen, ob nicht geologische Anzeichen für höhere Schichtglieder vorhanden seien. Das Untertauchen der St. Pauler Berge und das Auftauchen im Norden als Griffener Trias läßt durchaus die Möglichkeit offen, daß in der Tiefe der Mulde des Granitztales höhere Oberkreide und Eozän vorhanden sein könnte.

In den Einschlüssen des Basaltes von Kollnitz habe ich vergeblich nach solchen Anzeichen gesucht. Im Gegenteil: außer Granitztaler Schottern konnte ich nur Schiefer- und Quarzlagen finden, die am ehesten auf eine Unterlagerung von Quarzphyllit schließen lassen. Immerhin kann man den stellenweise bedeutenden Kalk (Aragonit)reichtum, der zu Sonnenbrennern Anlaß gibt, dahingehend deuten, daß der Basalt beim Aufdringen kalkige Schichten durchqueren mußte. Welchen Alters diese seien, läßt sich ohne Funde unveränderter Gesteinsbrocken aus der Tiefe nicht sagen.

Oh man dieses Verhalten aber dahin deuten darf, daß sich zwischen die Griffener Trias und die St. Pauler ein Aufbruch älterer Gesteine einschiebt, ist auch nicht sicher. Westlich des Griffener Verwurfes kommen im N der Trias die Phyllite zum Vorschein; im Tale westlich Griffen fehlt jedoch die Fortsetzung (9, 12) der Griffener Trias, so daß ein Analogieschluß zwischen dem Verhalten des Gebirgsbaues östlich und westlich des Griffener Verwurfes in der Hinsicht so wenig erlaubt erscheint, wie O und W der Lavanttaler Störung (8, 31).

Der Einbau der St. Pauler Berge und ihr Rahmen

Nach den Detailstudien und den Vergleichen sei noch etwas über ihre regionale Stellung vermerkt, da man hierüber seit Spitz's (46) Auffassungen mehrfach Spekulationen anstellte (31, 42). Der weite Deckenschub nach Kieslinger von den Karawanken her (31, 32) kann auch nach meinen Untersuchungen abgelehnt werden, mit denselben Argumenten, die bereits Cornelius (15) und Kahler (27) ins Treffen führten. Daß die Schichtfolge stärker bewegt wurde als aus der bisherigen Darstellung hervorging, beweist noch keinen Deckenbau. Der Einbau der St. Pauler Berge in derselben Richtung wie sie die Karawanken besitzen, ist noch kein Grund, den Triaszug von den Karawanken abzuleiten und die jüngere O—W-Eingengung spricht direkt dagegen.

Ob die Kerbe der St. Pauler Berge bereits durch eine prätriadische Tektonik bedingt war, die vorgosauisch wieder auflebte, läßt sich nicht sicher beweisen. Sehr bedeutungsvoll sind für diese Anschauungen die Vorstellungen Kieslinger's (30), besonders Winkler's (55) aus dem anschließenden Raum im S, bzw. SO der Koralpe: Die tektonischen Gliederungen in vor- und nachpaläozoische gebirgsbildende Phasen lassen sich ohne wesentliche Änderung auf die für die St. Pauler Berge aufgestellten übertragen. Noch deutlicher wird dies, wenn man die von mir im Koralpenkristallin per analogiam versuchsweise aufgestellte Gliederung mit heranzieht (7).

Hiebei seien noch einige Bemerkungen zur diesbezüglichen Kritik Karls (28) gegeben, nach der statt dieser Aufgliederung ein zeitlich einheitliches Bewegungsbild möglich wäre. In meiner neuen Arbeit (10) mit etwas makroskopischer gefügekundlicher Betonung glaube ich deutlich für das gesamte weststeirische Kristallin gültig bewiesen zu haben, was Kieslinger (29, 30) bereits für die diaphthoritischen Gebiete der Koralpe etwa allein annahm. Da die Ergebnisse dieser Arbeit mit den weiter ausgreifenden prinzipiellen Vorstellungen meiner früheren Arbeit (7) übereinstimmen, sind hiedurch die Ergebnisse auch dieser Arbeit gedeckt und die Einteilung in vier sich grundsätzlich unterscheidbare Baupläne gesichert. Daß diese für das oberostalpine Kristallin so wesentliche Gliederung zuerst nicht auf gefügekundlichem Wege nach Karl (28) gewonnen wurde, ist zwangsläufig als Beweis anzusehen, daß mit Achsenmessungen und symmetrologischen Deutungsversuchen geologischer Aufnahmen ebenso heuristische Ergebnisse erzielt werden, wie durch die Anwendung der Gefügekunde im Sinne Karls. Dazu nötigen die Ausführungen Karls! Persönlich möchte ich mich einer solchen Schlußfolgerung nicht unbedingt anschließen, wie meine Arbeit über das Gipfelgebiet der Koralpe (10) beweist. Für eine solche Aufgliederung sprechen übrigens auch die Studien von Metz (36) in der Grauwackenzone und von Flügel im Grazer Paläozoikum (17, 18).

Der WNW—OSO-Achsenplan (7, 10) als Bauplan I scheint in den St. Pauler Bergen nicht nachweisbar zu sein.

Anstatt der Plattengneistektonik (Plan II) treten im W die N—S—B-Achsen der Phyllite auf. Diese Achsenlage als Voranlage für den Griffener Verwurf (23) anzusehen, drängt sich einem genau so auf, wie die Plattengneistektonik der südlichen Koralpe für die Lavanttaler Störung (8). Damit wird bereits der älteste nachweisbare Rahmen der St. Pauler Berge gegeben.

Die O—W verlaufende Kerbe kann direkt mit dem Plan III $\pm$ O—W verlaufender diaphthorischer B-Achsen im Kristallin verglichen werden, wobei eine junge variszische Voranlage (10, 55) möglicherweise von einer (? vor-) gosauisch-alpidischen Tektonik benützt wurde. Diese Anlage ist bis in die Gegenwart klar ersichtlich geblieben.

Die Wolfsberger Tektonik als Plan IV war im Kristallin nicht völlig von dem vorhergehenden O—W-Bauplan abzutrennen. In den St. Pauler Bergen ist dieser Bauplan beherrschend ausgebildet und wurde in gleicher Weise in der Griffener Trias (9) von Stini (49) und Kahler (26) in den Karawanken, im Görschitztal usw. bekannt. Es fällt nicht schwer, in diesem Bewegungsakt die Voraussetzung für die jungtertiären Störungslinien zu erkennen, worin Kieslinger (31) und Schwinner (43) im Wiederaufleben alter Gebirgsstrukturen einen Grundzug tektonischer Beanspruchungspläne i. a. sehen.

Mit der schwankenden Bewegungsintensität ändert sich maßgeblich die Gleichordnung der Richtung: In den St. Pauler Bergen ist die O—W-Einengung unzweifelhaft ausgeprägt; in der Krappfeldmulde hat der Bergbau von Klein St. Paul eine auf 400 m O—W verlaufende Antiklinale erschlossen, die in eine N—S-Mulde (450 m erschlossen) umbiegt. Dieselbe Tektonik findet man stärker durch Brüche beeinflusst im Eozän von Guttaring wieder. Dieses Ausklingen bedeutender tektonischer Phasen und ihr relativer Unterschied in Beanspruchungsrichtung und -ausmaß in verschiedenen Regionen wurde bisher zu wenig verfolgt und findet besonders im „Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens“ von Kahler (27) stärkere Berücksichtigung.

Damit leiten die Bewegungen schon zu den jungtertiären Aufwölbungen und Einmudungen über, die gleichzeitig nach verschiedenen Richtungen erfolgten und auch im Kristallin in gleicher Weise als Knickungen zum Ausdruck kommen (Plan V). Die stärkere Intensität dieser Bewegung läßt im südsteirischen Hügelland einen einheitlichen O—W verlaufenden Faltenentwurf entstehen (55, 57), die sich in den Karawanken als eine Schuppentektonik mit Blockzerlegung und „Vorlanddecken“ äußert (25, 27). Eine derartige Beanspruchung findet man in den St. Pauler Bergen bereits im vorhergehenden nachgosauischen Bauplan IV.

Im Lavanttal konnte gezeigt werden, daß die Bruchtektonik die Muldenbildung zerschneidet (8) und deshalb einer jüngeren Phase VI angehört. Durch diese sind die St. Pauler Berge im W von ihrer Fortsetzung als „Mittelkärntner Triaszug“ (27) abgetrennt und im O samt dem Jungtertiär in die Tiefe versenkt worden. Die westliche Störung wurde von Höfer (23) entdeckt und von Kahler (27) durch die Karawanken hindurch verfolgt. Gegen N konnte ich sie in die Saualpe bis über die Wolfstratten im Gelände verfolgen (12) und ihre Fortsetzung gegen NW scheint bis östlich Hornberg (nördlich Eberstein) zu reichen und sich mit dem Prailingbruch (4) zu scharen, wie dies aus dem Verlauf der Marmorzüge südlich St. Oswald zu vermuten ist. Damit schließt dieses Störungsbündel an die Norejalinie Schwinner's (43) an.

Über das Verstellungsausmaß des Griffener Verwurfs und der Lavanttaler Störung hat Schwinner (42) sehr zutreffende Vorstellungen entwickelt, wobei er auch eine ältere und eine jüngere Phase unterscheidet. Dadurch erübrigen sich die bedeutenden Verschiebungen der Blöcke nach der horizon-

talen Komponente, wie sie seit Höfer (23) angenommen wurden. Auf die weiteren Ausführungen Schwinnners ist es nicht notwendig einzugehen, da sie nicht die Stellung der St. Pauler Berge berühren; ebenso ist eine Diskussion der alpin-dinarischen Grenze (1, 26) in dieser Hinsicht bedeutungslos.

Eine Umkehrung des Verstellungssinnes besteht beim Griffener Verwurf ähnlich, wie es Kieslinger (31) für Lavanttaler Störung schilderte: Von Griffen gegen S wird der Ostteil schräg abgesenkt, der dann gegen O mit den St. Pauler Bergen noch weiter schwach abfällt. N Griffen wird in Staffeln der SW-Teil der Saualpe an der oben erwähnten nordwestlich verlaufenden Verwerferschar abgesenkt.

Entsprechend dem vorangegangenen Muldenbau werden diese annähernd N—S erstreckten Systeme von einem ebenso ausgedehnten O—W-System gequert, das nach Kahler (27) mit der Pörschacher Linie im W einsetzt, über die Ottmanacher Störung und dem steilen Südabfall der Saualpe durch N—S-Störungen verstellt fortsetzt, beim Griffener Berg ins Granitztal dringt. Weiter gegen O wird das Schönweger Tertiär eingeklemmt; die Nordbegrenzung des Mesozoikums gebildet und bei Maria Rojach die St. Stefaner Kohlenmulde in die O—W-Richtung eingeschleppt. Nach Überquerung der Lavanttaler Störung folgt ihr der Kaltenwinkelgraben, der Sattel nördlich Kleinalpe (30), der Feistritzbach und der Marmorzug bei Waldpeter wird abgeschnitten; ihre weitere Fortsetzung ins südweststeirische Tertiär kann angenommen werden.

Auch dieses Störungssystem scheint bei gleicher Richtung verschiedenes Alter zu besitzen bzw. zu verschiedenen Zeiten teilweise neu aufgelebt zu sein. Wichtig ist die Vorstellung, daß man in dieser Linie die nördlichste tektonische Auswirkung des jungen Anschubes der Karawanken sehen kann, insofern, als der Pressung im S mit Überschiebung eine Zerrung im N mit Versenkung des Südteiles entspricht, wodurch die Übergangszone als „Klagenfurter Becken“ wesentlich an der Formgebung beteiligt ist, worauf die Arbeiten Stinis (47) und Paschingers (37) sowie Kahlers (27) hinweisen.

Von besonderer morphologischer Bedeutung sind die Funde von Augensteinen (11) im gesamten Raume der St. Pauler Berge — (auf der Karte Tafel IV vermerkt) —. Höhenlage und Vorkommen auf dem Gebirgskamm gleichen denen der Süd- und Nordalpen. Viel wesentlicher ist es aber, daß man die Quarzschotter nicht mehr dem gefalteten Tertiär anschließen, sondern sie mit den oberpliozänen Schotterdecken allein verbinden kann. Damit erscheinen die heutigen Formen der St. Pauler Berge nach dieser Augensteinperiode als Plan VII aufzutreten, die infolge junger Hebung zu dem gegenwärtigen Kammverlauf überleiteten, die konsequent die älteren Strukturen wieder herausbilden.

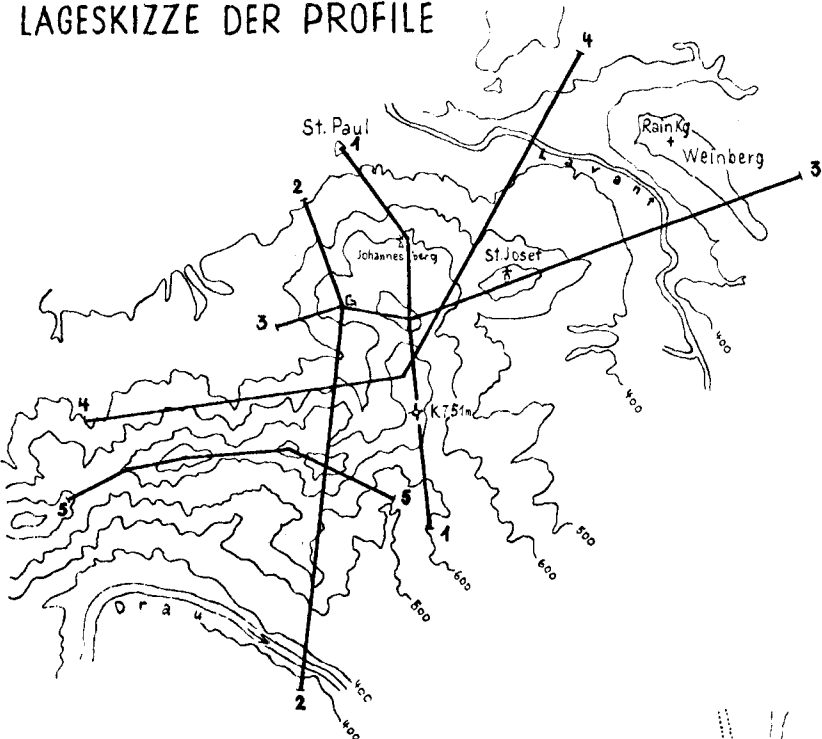
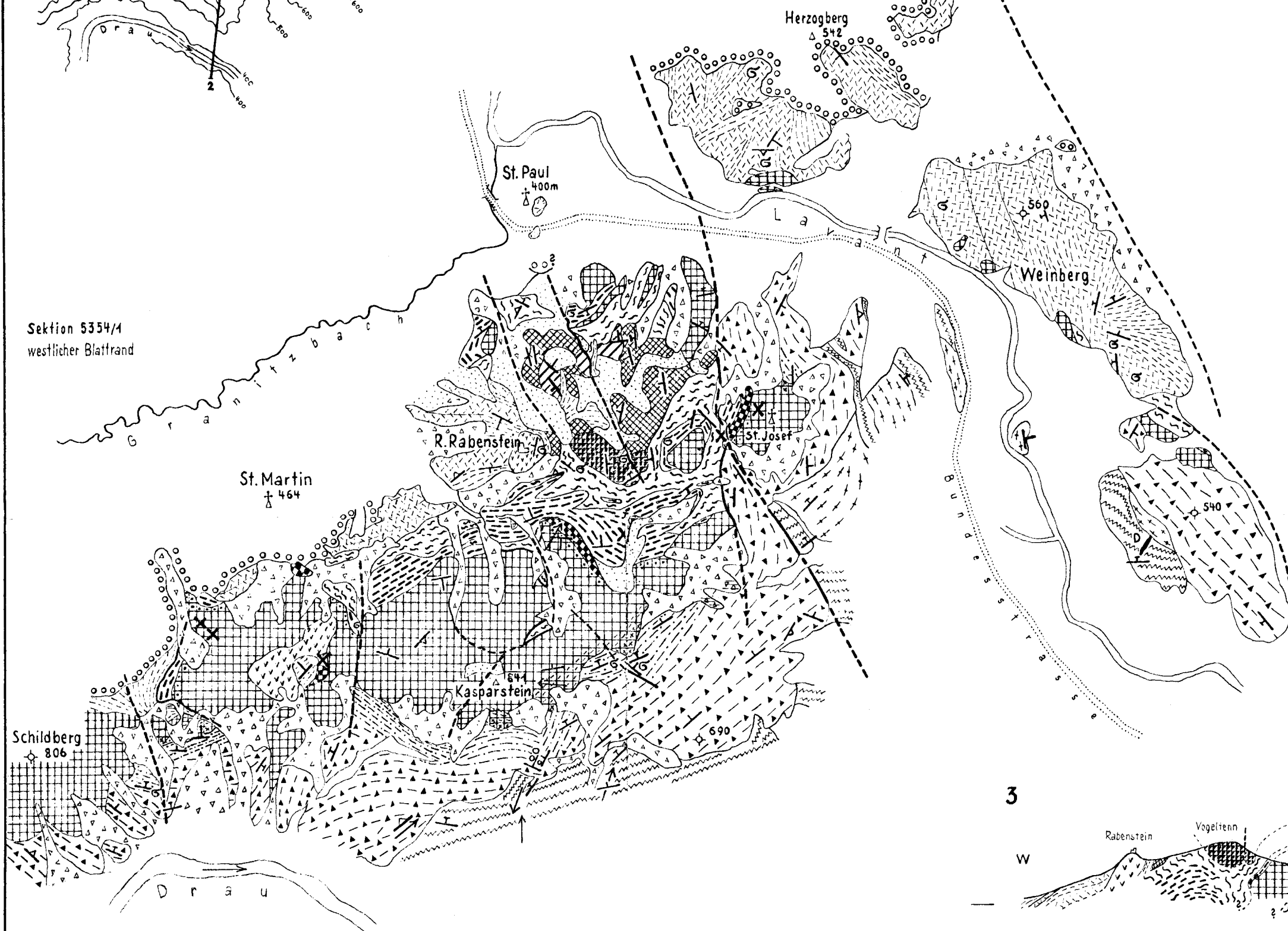
Literatur

1. Anderle, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone. Jb. d. GBA Wien (Festband), 94, T. 1, 1949—51, S. 195—236.
2. Beck, H.: Aufnahmebericht über das Blatt Hüttenberg-Eberstein und das Blatt Unterdrauburg. Verh. d. GBA Wien, 1928, S. 28—38.
3. Beck, H.: Aufnahmebericht über das Blatt Hüttenberg-Eberstein und Unterdrauburg. Verh. d. GBA Wien, 1929, S. 30—33.

4. Beck, H.: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253). Verl. d. GBA Wien, 1931.
5. Beck, H., Kieslinger, A., Teller, F., Winkler, A.: Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt Unterdrauburg (5354) Verl. d. GBA Wien, 1929.
6. Beck-Mannagetta, P.: Geologische Beobachtungen in der Gießhübler Mulde bei Mödling. Anz. d. Ost. Akad. d. Wiss. Wien, 1947, S. 59—66.
7. Beck-Mannagetta, P.: Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. Jb. d. GBA Wien (Festband), 94, 1949—51, S. 127—157.
8. Beck-Mannagetta, P., und Mitarbeiter: Zur Geologie und Paläontologie des unteren Lavanttales. Jb. d. GBA Wien, 95, 1952, S. 1—102.
9. Beck-Mannagetta, P., mit Zapfe, H.: Zur Kenntnis der Trias der Grifflener Berge. Kober-Festschrift, Hollinek, Wien, 1953, S. 131—147.
10. Beck-Mannagetta, P.: Rückformung einer Mulde im Gipfelgebiet der Koralpe. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 45, 1952, Wien 1954, S. 113—134.
11. Beck-Mannagetta, P.: Notizen über die jüngeren Ablagerungen des unteren Lavanttales. Verh. d. GBA Wien, 1954, S. 180—194.
12. Beck-Mannagetta, P.: Geologische Aufnahmen in den Bezirken Wolfsberg, Völkermarkt und St. Veit für die Kärntner Landesplanung. Verh. d. GBA Wien, 1954, S. 21—27.
13. Benesch, F. v.: Die mesozoischen Inseln am PoDruck (Mittelsteiermark). Mitt. d. Geol. Ges. Wien, Bd. 7, 1914, S. 173—194.
14. Bittner, A.: Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten. Jb. d. Geol. R. A. Wien, 1889, S. 483—488.
15. Cornelius, H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze“? Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 36—38, 1949, S. 325—332.
16. Dreger, J.: Geologischer Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten (Spuren der permischen Eiszeit). Verh. d. GBA Wien, 1907, S. 87—98.
17. Flügel, H.: Das tektonische Gefüge von Kher bei Rein (Beiträge zur Kenntnis des Grazer Paläozoikums I). Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 45, 1952, Wien 1954, S. 147 bis 163.
18. Flügel, H.: Die Deformationspläne des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. (3. Folge), Bd. 4, 1954, S. 7—17.
19. Gugenberger, O.: Die *Cardita*-Schichten von Launsdorf in Mittelkärnten und ihre Fauna. II. Gastropoden. Sitz. Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, Abt. 1, Bd. 142, 1933, S. 157—183.
20. Gugenberger, O.: Beiträge zur Kenntnis der *Cardita*-Schichten von Launsdorf (Kärnten). II. Gastropoden, Scaphopoden, Conulariden; III. Cephalopoden. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1933, S. 101 f.
21. Gugenberger, O.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Eberstein (Kärnten). Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1936, S. 39—42.
22. Heritsch, F., und Kühn, O.: Die Südalpen. In F. Schaffer: Geologie von Österreich. F. Deuticke, Wien, 1951, S. 233—301.
23. Höfer, H.: Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, 1894, S. 467—488.
24. Kahler, F.: Über die faziellen Verhältnisse der Kärntner Kreide. Jb. d. GBA Wien, 1928, S. 145—160.
25. Kahler, F.: Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. Carinthia II, Jg. 125 (45), 1935, S. 1—12.
26. Kahler, F.: Über den Verlauf der periadriatischen Naht östlich von Villach. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1936, S. 179—182.
27. Kahler, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, Sonderb. 16, Klagenfurt 1953, 78 Seiten.
28. Karl, F.: Der derzeitige Stand B-axialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. Jb. d. GBA Wien, Bd. 97, 1954, S. 135—152.
29. Kieslinger, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe I. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, Abt. 1, Bd. 135, 1926—27, S. 1—42.
30. Kieslinger, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe, IX. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, Abt. 1, 1928, Bd. 137, S. 491—532.
31. Kieslinger, A.: Die Lavanttaler Störungszone. Jb. d. GBA Wien, Bd. 78, 1928, S. 499—527.
32. Kieslinger, A.: Karawankenstudien I. Die Tektonik in den östlichen Karawanken. Centralbl. f. Min., Abt. B, Stuttgart, 1929, S. 201—229.

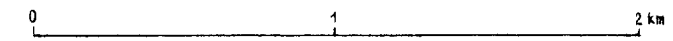
33. Kittl, E.: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Resümee der wissenschaftl. Forschungen des Balaton-Sees, Bd. I, 1. Teil, Paläontologie, Bd. 2, Budapest 1912.
34. Lipold, M. V.: Die Triasformation im östlichen Kärnten. Jb. d. GRA Wien, 1854, S. 893 f.
35. Lipold, M. V.: Erläuterungen geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. Jb. d. GRA Wien, 1856, S. 332—352.
36. Metz, K.: Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen. Geol. Rdsch., Bd. 40, 1952, S. 261—276.
37. Paschinger, H.: Geomorphologische Studien in Mittelkärnten. Carinthia II, Jg. 125 (45), 1935, S. 12—21.
38. Papp, A., und Küpper, K.: Die Foraminiferenfauna von Guttering und Klein St. Paul (Kärnten) II. Orbitoiden aus Sandsteinen vom Pemberger bei Klein St. Paul. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. I, Abt. 1, Bd. 162, 1953, S. 65—82.
39. Pia, J. v.: Die Siphoneae verticillatae von Karbon bis zur Kreide. Abh. d. Zoolog.-Bot. Ges. in Wien, Bd. 11, H. 2, Wien 1920, 263 Seiten.
- 39a. Plessmann, W.: Die geologischen Verhältnisse am Westrande der Grazer Bucht. N. Jb. f. Geol. Monatsh. 1954, S. 295—310.
40. Redlich, K. A.: Die Geologie des Gurk- und Görtchitztales. Jb. d. GRA Wien, 1905, S. 327—348.
41. Schäringer, W.: Notizen aus dem Lavanttaler Braunkohlentertiär. Der Karinthin, Bd. 1, Knappenberg, 1948—50.
42. Schwinner, R.: Homologien und Analogien in der Tektonik der Ostalpen. Jb. d. GBA Wien, 1945, S. 95—115.
43. Schwinner, R.: Die Zentralzone der Ostalpen (in F. X. Schaffer: Geologie von Österreich). F. Deuticke, Wien, 1951, S. 105—232.
44. Seelmeier, H.: Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Christof-Berges und St. Magdalensberges bei Klagenfurt. Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 92, 1940, S. 430—441.
45. Solyom, F.: Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. Dissertation, Berlin 1942, 58 Seiten.
46. Spitz, A.: Nachgozanische Störungen am Ostende der Karawanken. Verh. d. GRA Wien, 1919, S. 280—288.
47. Stini, J.: Zur Kenntnis der Hollenburger Senke und des Keutschacher Tales. Verh. GBA Wien, 1931, S. 207—220.
48. Stini, J.: Gewässerkundliches vom Jauntal, Kärnten. Wasserwirtschaft und Technik, Wien, Hefte 1935, S. 18—22.
49. Stini, J.: Deckenbau und O—W-Schnb im Obirgebirge. Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. 74, 1937, S. 216—218.
50. Stini, J.: Zur Geologie der Umgehung von Miklaushof (Jauntal). Carinthia II, Jg. 128 (48), 1938, S. 34—50.
51. Teller, F.: Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Verl. d. GRA Wien, 1895.
52. Teller, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. K. k. Geol. R. A. Wien, 1896, 262 Seiten.
53. Teller, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie, SW-Gruppe Nr. 83, Eisenkappel und Kanker. K. k. Geol. R. A. Wien, 1898, 142 Seiten.
54. Toperczer, M.: Das Obdacher Beben vom 3. Oktober 1936. Styriabote, Jg. 8, H. 5, 1936, Withoff u. Reniger, Leoben, 1936, S. 69—73.
55. Winkler-Hermaden, A.: Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßruck-Gebirges in Steiermark. Jb. GBA Wien, Bd. 83, 1933, S. 19—74.
56. Winkler-Hermaden, A.: Neue Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Stüdalpen. I und II. Geol. Rdsch., Bd. 27, 1936, I, S. 156—195, II, S. 225—259.
57. Winkler-Hermaden, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. F. Deuticke, Wien, 1951, S. 414—524.

LAGESKIZZE DER PROFILE

Sektion 5354/4
westlicher BlatttrandGEOLOGISCHE KARTE UND PROFILE DURCH DIE
ÖSTLICHEN ST. PAULER BERGE

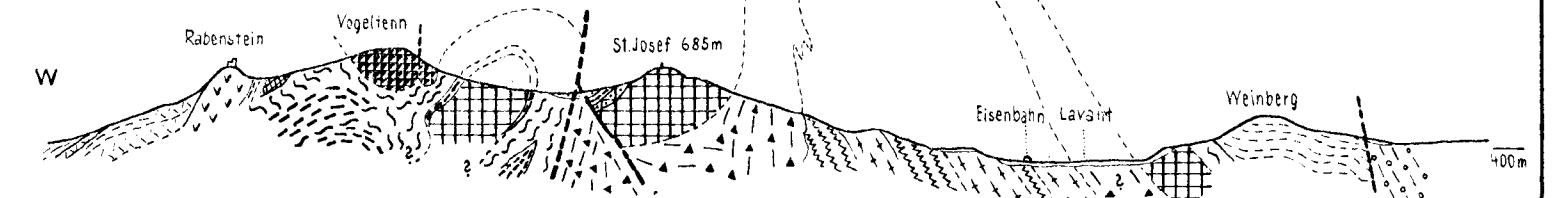
VON P. BECK - MANNAGETTA (1954)

1:25.000 Karte und Profile

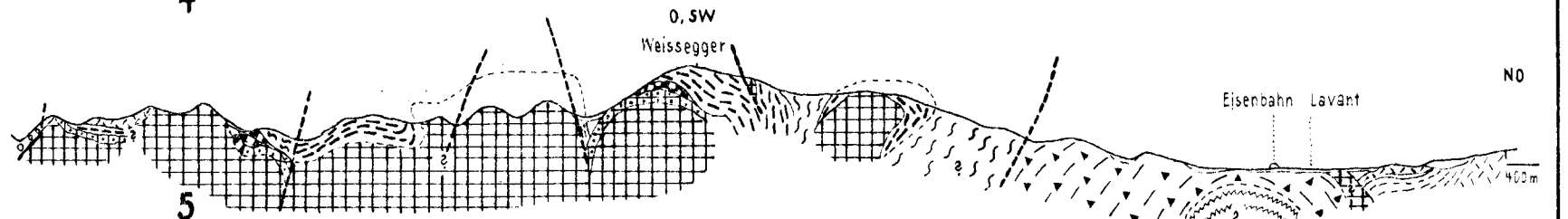


1	2	1) Gehängeschutt, Bergsturzmassen	} diluvial - alluvial
2	3	2) zu Breccien verkittet (Mörfelsteinergraben)	
4	5	Lehm	} plio - pleistozän
6	7	Kohlentertiär (nur Profil 3)	Obermiozän
8	9	Granitztaler Schotter	Oberhelvet-Untertorton, Miozän
10	11	Gosau, Kalkmergel und Mergelkalke	} Oberkreide
12	13	Gosau, Konglomerate und Breccien	
14	15	Riffkalk	} Obertrias (Karn?)
16	17	Dolomit	
18	19	Plattenkalke, dunkelgrau, bankig-massig	Karn
20	21	Halobienchiefer, schwarze Tonmergel	} Ladin
22	23	Wetterstein-Riffkalk	
24	25	Hornstein-Knollenkalk	} Anis
26	27	Plattenkalk, dunkel	
28	29	Oberer Dolomit, dünn-schichtig	} Skyth
30	31	Dolomit, massig, breccios	
32	33	Unterer Dolomit, dünn-schichtig, dunkelviolett	} Silur?
34	35	Rauhwaacke	
36	37	Werfener Schichten, mit Kalkknollen	} Augensteinfunde
38	39	Griffener Schichten	
40	41	Phyllit	} Störungen
42	43	Diabas	
44	45	Dazit, (Torton)	} Fallzeichen:
46	47	Fossilfunde	
48	49	Fallzeichen:	
50	51	0° -20° -40° -60° -80° 90°	

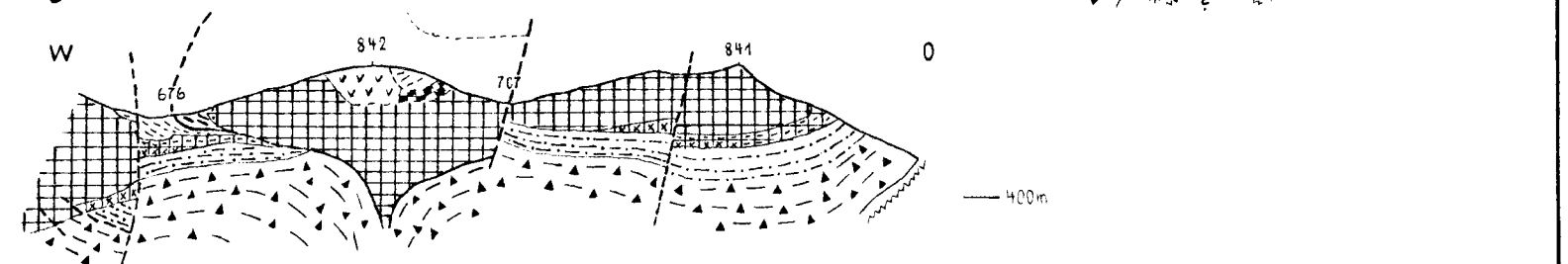
3



4



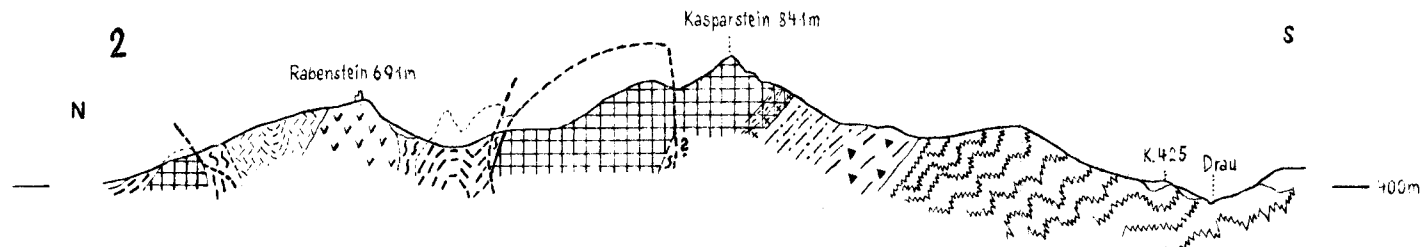
5



1



2



Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone

Von B. Plöschinger ¹⁾

(Mit Tafel V—VII und 5 Textabbildungen)

Inhalt

	Seite
Vorwort	93
I. Stratigraphie:	
1. Schichtglieder	94
2. Faziesvergleich der Triasentwicklung in der Halleiner Hallstätter Zone mit jener der Lammertal-Hallstätter Zone	111
II. Tektonik:	
1. Der österreichische Anteil der Torrener Jochzone, des Göllmassivs und der Roßfeldmulde.	
A. Zur Geschichte	113
B. Ergebnisse der Neuaufnahme	114
2. Die Halleiner Hallstätter Zone und ihr Rahmen.	
A. Zur Geschichte	120
B. Ergebnisse der Neuaufnahme	121
a) Der südliche und östliche tirolische Rahmen und die tirolischen Aufschuppungen innerhalb der Hallstätter Zone	121
b) Die Verhältnisse an der Überschiebungslinie der Untersbergmasse	123
c) Das Tiefjuvavikum am tirolischen Muldenrand	125
d) Das Tiefjuvavikum des Muldeninneren	131
C. Erläuterung zu den Profilen auf Tafel VII	134
III. Allgemeine Fragen:	
1. Der Halleiner Salzberg, ein Salzstock?	138
2. Das „Fleckenmergelproblem“ in der Halleiner Hallstätter Zone	139
Literatur zur Geologie	142
Literatur zur Paläontologie	144

Liste der Beilagen

Tafel V: Geologische Karte 1:25.000: „Die Geologie der Salzburger Anteile der Torrener Jochzone, des Göllmassivs und der Roßfeldmulde in ihrer Beziehung zur Geologie östlich der Salzach.“

Tafel VI: Geologische Karte 1:25.000: „Die Hallstätter Zone von Hallein und ihr Rahmen.“

Tafel VII: Profile zur Geologischen Karte der Hallstätter Zone von Hallein und ihres Rahmens.

Vorwort

Die vorliegenden geologischen Aufnahmen wurden mir 1952 von der Direktion der Geologischen Bundesanstalt zur Aufgabe gestellt. 1953 bekam ich von seiten der Generaldirektion der österreichischen Salinen den gesonderten Auftrag zur Kartierung des Halleiner Salzberggeländes.

¹⁾ Adresse: Geolog. B. A., Wien, III.

Als topographische Grundlage dienten Vergrößerungen im Maßstab 1:10.000, welche von den Blättern Hallein 1:25.000 und Berchtesgaden 1:50.000 angefertigt worden sind. Auch die Torrener Jochzone wurde auf Vergrößerungen 1:10.000 der Blätter „Golling“ und „Hoher Göll“ (1:25.000) aufgenommen.

Den Herren der Salinendirektion Wien, der Salinenverwaltung Hallein und der Betriebsleitung Dürrnberg danke ich für ihre Hilfsbereitschaft und den Herren Dr. Ganss, Rosenberg, Bergrat Dipl.-Ing. Schauburger und Prof. Schlager für die Anregungen, die sie mir bei gemeinsamen Exkursionen im Halleiner Bereich gegeben haben. Es sei mir auch gestattet, Herrn Direktor Dozent Dr. Küpper dafür zu danken, daß er meine Arbeiten in so umsichtiger Weise unterstützt und mir Gelegenheit zur Vertiefung in paläontologische Fragen gegeben hat. Für wertvolle Unterweisungen bei der Bearbeitung des Fossilmaterials danke ich ergebenst den Herren Prof. Dr. Kühn und Prof. Dr. Zapfe, für einige Fossilbestimmungen den Herren Hofrat Dr. Trauth und Dr. Kamptner.

Sehr froh durfte ich sein, gleich nach Abschluß der Kartierungen in der Lammertal-Hallstätter Zone und an der Südseite der Osterhorugruppe an die Ausführung obiger Aufträge gehen zu können. Es galt ja zu erkunden, ob sich im Abschnitt des Torrener Joches die Hallstätter Zone des Lammertales fortsetzt, inwieweit sich die Gesteinsserie des Gollinger Schwarzen Berges mit jener des Göllmassivs vergleichen läßt und wie sich die tektonischen Linien von östlich der Salzach auf den Bereich westlich davon fortführen lassen.

Besonderen Reiz übte die geologische Bearbeitung des Halleiner Salzberggebietes und seines Rahmens auf mich aus. Um dem Grundsatz „... durch Anwendung der Wissenschaft die Praxis erleichtern ...“ wenigstens willensmäßig nachzukommen, in diesem Fall, um den Interessen des Salzbergbaues dienlich zu sein, ist die Obertagskartierung in den Profilen so weit interpretiert worden, daß an ihnen auch der Tiefgang des Salzbergkörpers abzulesen ist. Dabei wurden die Ergebnisse der Tiefbohrungen unter dem Hahnrain berücksichtigt. Eine Korrelation der bei den neueren Grubenaufnahmen gewonnenen Daten mit den Ergebnissen unserer Obertagsaufnahme ist noch nicht durchgeführt worden.

Fazieswechsel oder Hallstätter Decke, das ist die prinzipielle Frage, an der Wissenschaft und Praxis in gleicher Weise interessiert sind. Vorliegende Arbeit gibt, wie ich hoffe, eine hinreichend klare Antwort.

B. Plöchingen

I. Stratigraphie

1. Schichtglieder

(T = Tirolische Decke, Tj = Tiefjuvavische [Hallstätter] Decke,
Hj = Hochjuvavische Decke, G = Göllserie)

Haselgebirge und Werfener Schichten (G, Hj, Tj)

In der Torrener Jochzone trifft man in der Stumm auf graues, nördlich des Teufelsgemäuers auf buntes Haselgebirge. Werfener Schichten fehlen dort. Demgegenüber sind sie am O-Fuß des hochjuvavischen Untersberges

bei weitem weniger reduziert. Dem relativ guten Erhaltungszustand zufolge findet man vor allem die gelblichen Sandsteinlagen reich an Bivalvenabdrücken, so von *Lingula*, *Myacites*, *Avicula* und *Myophoria*. Gegen das Hangende nehmen die bunten Schichten eine grünlichgraue Farbe an und verlieren ihren Glimmergehalt. Sie werden dünnplattig, dolomitisch-kalkig und führen *Naticella costata*. — Eine Erläuterung von Profilen, die an der Almbachklamm und dem von Ettenberg gegen O abfließenden Bach gelegt worden sind, sowie ein Fossilverzeichnis finden sich bei E. Fugger (1907, S. 494, 495, 503).

Haselgebirge begleitet den O-Hang des Untersbergmassivs von östlich des Grödiger Törls angefangen bis zirka 1 km südlich von Schellenberg, den Wiesen des Hartllehens, wo in einer kleinen Bodennische salziges Wasser austritt.

Im Bereich der Halleiner Hallstätter Zone sind Werfener Schiefer obertags lediglich in Form roter, glimmerreicher Schieferblättchen und Tone vorhanden, so vor allem im O-Gehänge des Hahnrain. Das Haselgebirge ist weit verbreitet, jedoch größtenteils vom Quartär überdeckt. In den Obertagsaufschlüssen unseres Bereiches konnte verständlicherweise nur ausgelaugtes Haselgebirge angetroffen werden. Es ist ein grauer, graugrüner oder bunter Ton mit härteren Tonbrocken und Gipschlieren. Gewiß läßt er sich in das Schema der von O. Schauburger gegebenen Haselgebirgsstratigraphie eingliedern.

Durch Salzlösung entstandene Pingen sind in der Karte verzeichnet. Selbst dort, wo bereits eine geringmächtige Schotterdecke auflagert, so z. B. südöstlich von Neuhäusl, lassen sie sich noch an den Bodennunebenheiten erkennen.

Schon die obertägige Verteilung des Haselgebirges und der Werfener Schichten, die Vergesellschaftung mit mitteltriadischen Schichtgliedern, läßt darauf schließen, daß es sich um das normale Liegende der triadischen Schichtfolge der Hallstätter Serie handelt. Daß die Werfener Schiefer höher liegen als das Haselgebirge, kann man aus einem Profil im Bereich des Lammertales ableiten (siehe Abb. 5). Die Sporenuntersuchungen von W. Klaus (1953, S. 170) entscheiden, daß die Sedimentation des Haselgebirges bereits im oberen Perm begonnen hat und bis in das untere Skyth, der Zone der *Pseudomonotis clarei*, reicht (vgl. auch E. Seidl).

Lill v. Lillienbach spricht 1830 (S. 185) von Salzquellen, deren „ausgezeichnetste“ am östlichen Gebänge des Hundskragens, unfern der Ruine Gutrath, entsprungen sein soll, vermutlich dort, wo der „Alte Salzberg von Tuval“ umgegangen ist. Eine zweite Salzquelle wäre angeblich in der Mulde von Neusieden zu suchen¹⁾.

Rauhwacke der Anisbasis und tektonische Breccie (Tj, G)

Am Hahnrain tritt im Grenzbereich zwischen den Werfener Schichten und dem anisischen Dolomit in zirka 6 m Mächtigkeit ein gelblichbrauner, zellig-löchriger und dolomitischer Kalk auf. Geringmächtig sieht man ihn auch am steil ansteigenden Fahrweg südlich des Friedhofes Dürrnberg

¹⁾ Nach einer Veröffentlichung von der Generaldirektion der österreichischen Salinen soll auf dem „Sulzenlandel“ in der Ortschaft Au bei Hallein nachweisbar noch im Jahre 1847 eine Salzquelle Bestand gehabt haben.

und nordöstlich des Hahnrainlehens im Verband mit dem tiefanisischen Dolomit. Es ist ein Gestein, das man gewiß ohne weiteres der unterhydaspischen Reichenhaller Rauhwacke gleichstellen darf.

Im grauen Haselgebirge der Stumm stecken als Zeugen der weitgehenden Zertrümmerung der Göll-Basiselemente große Blöcke einer groben Dolomitbreccie.

Reichenhaller Dolomit (Hj)

Der in das Untere Hydasp zu stellende, myophorien- und gervillien-führende Reichenhaller Dolomit des Untersberges wird westlich von Helm zirka 40 m mächtig. Das Gestein zeigt dezimeter- bis halbmetermächtige Bänke, ist dunkelgrau, kalkig-kieselig und verbreitet beim Anschlagen einen bituminösen Geruch. Dünne Glanzschieferlagen sind dem Gestein zwischengesaltet. Einzelne Schichtflächen erinnern an die „Wurstelbänke“ des voralpinen Kalkgebirges (Rosenberg, 1952, S. 166). E. Fugger beschreibt 1907 (S. 493) ein Detailprofil durch obigen Aufschluß.

Anisischer Dolomit (G, Tj, Hj)

Im Torrener Jochabschnitt ruht ein zur Göllserie zu rechnender grauer Dolomit den steil N-fallenden Gesteinen des Hagengebirges auf. Nur gelegentlich findet sich, wie oben angegehen, Haselgebirge dazwischen eingeschaltet. Zwischen der Unteren Jochalm und der Stumm schmiegt sich der anisische Dolomit vorübergehend bis in eine Höhe von zirka 1600 m dem steil NO-fallenden Dachsteinkalkbänken des Hagengebirges an. Bezeichnend ist sein häufig feinbrecciöser, zum Unterschied von böberen Dolomiten, ungekörnter Habitus, der dunkle, tonige Film seiner Kluftflächen und die häufigen orangegelben, limonitischen Kluftfüllungen. Im stark mylonitischen Zustand ist das Gestein oft reinweiß und ähnelt so einem Ramsaudolomit. Eine Bankung ist nur selten zu erkennen.

Als tiefjuvavisches Schichtglied ist der anisische Dolomit ebenso nur selten gebankt. Er ist zumeist dunkelgrau oder bräunlich, seltener hellgrauwolkig. Dieses Gestein tritt vor allem an den südlichen Randschollen der Halleiner Hallstätter Zone und zu beiden Seiten des Nesseltalgrahens auf. Die Zuweisung zum Anis ist durch seine stratigraphische Stellung zwischen der gewiß unterhydaspischen Rauhwacke und den hangenden mitteltriadischen Diploporenkalken ermöglicht. Wo diese fehlen, so im Bereich von Unterstein und Scheffau, wäre auch ein Hinaufreichen in das Ladin denkbar. Die kaum veränderte Ausbildung des Dolomites spricht aber gegen eine solche Annahme.

In der hochjuvavischen Untersbergserie überlagert ein hellgrauer, wolkiger, mehr oder weniger körniger anisischer Dolomit den Reichenhaller Dolomit. Gegen das Hangende führt er zum hellen, zuckerkörnigen, durch leichten Zerfall ausgezeichneten ladinischen Ramsaudolomit über.

Hell- und dunkelgrauer anisischer Kalk der Göllserie

In der Torrener Jochzone schaltet sich offenbar an der Grenze zwischen anisischen und ladinischen Dolomiten ein steilgestelltes, O—W-streichendes, zirka 100 m mächtiges Paket vorwiegend weißer, massiger, gelegentlich

aber auch dunkelgrauer bis schwarzer Kalke ein. Das dunkle Gestein vor allem zeigt sich teilweise dünnbankig, ist dann kieselig-sandig und besitzt Glanzschieferzwischenlagen. Es wittert gelblich an und wird nicht selten von einem dunklen Dolomit abgelöst. Im Gelände treten die Kalke in Form schmaler, langer Rücken hervor, die stets in gleicher Stellung zu den benachbarten Dolomiten anzutreffen sind; wahrscheinlich wird man ihnen oberanisches Alter zusprechen müssen. Durch die Erosion und die Quartärhedeckung ist die Kalkzone in drei Abschnitte zerteilt: Dem zirka $\frac{1}{2}$ km langen Abschnitt nördlich der Bluntau-Wasserfälle mit dem sich nördlich anlagernden, gefalteten, dünnbankigen Gutensteinerkalk, dem kilometerlangen Kalkhand südlich der Alpwinkelalm und der ebenso kilometerlangen Kalkrippe, die von der Landesgrenze gegen die Obere Jochalm streicht.

Mehrererorts, so z. B. auch an den Koten 573 und 1644, zeigen sich Gesteinsübergänge an. Zwischen den Koten 863 und 573 befindet sich am Fahrweg ein heller Aniskalk, der einwandfrei mit dem Dolomit verknüpft ist. Auch am Bachgraben unter der Königsbergalm, nahe der Gedenktafel zweier Verunglückter, geht der Übergang der Liegenddolomite zum reinweißen Kalk deutlich hervor. Am Übergang ist der Kalk dunkel gebändert.

Mitteltriadischer Diploporen-Riffkalk des Tiefjuvavikums

Dieses reinweiße, nur sehr schwach geschichtete und reich zerklüftete Kalkgestein besitzt mörtelartig abwitternde, rauhe Flächen. Es wird südlich des Zillhauses Zill gebrochen und zum Kalkhennen verwendet. Lipold nannte das Gestein nach dieser Örtlichkeit „Zillkalk“ und hielt es für Dachsteinkalk. Bittner (1882, S. 319) nimmt es mit Recht als das Liegende des Muschelkalkes von Lercheck. Schlosser (1898) verwirft diese Ansicht wieder und hält es auf Grund eines wohl zweifelhaften *Pleurotomaria tithonia*-Fundes für sehr wahrscheinlich, daß es tithoner Plassenkalk sei. Die Gümbelsche Deutung, wonach es sich um Wettersteinkalk handeln könne, wies er zurück, weil nach seiner Ansicht das Vorkommen von Wettersteinkalk neben Ramsaudolomit ausgeschlossen sei. Erst Del Negro (1950, S. 107) vermutet wieder anisches Alter.

Der weiße Diploporenkalk ist in erster Linie ein Baustein der 3 km langen, bis Zill reichenden, Lercheck-Brändlbergzone und tritt im Hangenden des tiefanisischen Dolomits und im Liegenden des oberanisischen Schreyeralkalkes am Lercheck auf (S. 132). E. Kamptner erkannte in Schriffen aus dem Diploporenkalk des Vorder-Lercheckkopfes *Physoporella pauciforata* Gümb. Maße: Äußerer Durchmesser 1.1—2.8 mm, innerer Durchmesser 0.4—0.48 mm, Porenbreite 0.145—0.24 mm, Porenlänge zirka 0.4 mm. Auch sind Diploporenquer- und Längsschnitte vorhanden, bei denen es sich um *Diplopore annulatissima* Pia handeln könnte. Die ausgewitterten Algenskelette zeigen einen Außendurchmesser von 2 bis 3.5 mm und einen Innendurchmesser von 1.2 bis zirka 2 mm. Die Poren sind gegen außen geschlossen, innen teilweise miteinander verschmolzen. In Längsschnitten

fallen auf 7 mm 6 Glieder. Das entspricht der Pia'schen Formel $H < \frac{20}{100} D$ (Pia, 1920, S. 58).

Als oberanisch erwies sich auch eine kleine Partie hellgrauen Kalkes, die 100 m südöstlich des Spornhofes, am NO-Fuß der Kote 855 dem tief-juvavischen, unteranischen Dolomit des Untersalzberges stratigraphisch aufricht. Unsere Dünnschliffuntersuchungen bestätigen darin das Vorkommen der Anisform *Physoporella dissita* Gümbel (siehe J. Kühnel, 1929, S. 486).

Im weißen, dem Ziller Kalk vollkommen analogen Gestein am N-Hang des Wallbrunnkopfes, südlich Hühnerleiten, erwiesen sich deutliche Diploporenaustrittungen als *Diplopora annulata* Schafh. Der äußere Durchmesser der Querschnitte beträgt max. 4.5 mm, min. 2.5 mm, der innere Durchmesser max. 3.5 mm, min. 1.2 mm; der durchschnittliche äußere Durchmesser liegt bei 2.9, der innere bei 1.7 mm. Die Zahl der vermutlich meist offenen Poren schwankt zwischen 20 und 24. Längsschnitte zeigen trichterförmige Glieder (vgl. Pia, 1920, Tafel V, Fig. 14). Die Ringfurchen sind ungenügend tief eingeschnitten. Auf 5 mm fallen zirka 8 Glieder.

Weitere Fundstellen des mitteltriadischen Diploporen-Riffkalkes befinden sich am Hinteren Lercheckkopf und am Rudolfköpf. Die Stellung unter den karnischen Ablagerungen ist dort leicht nachzuprüfen¹⁾.

In einer weniger dem rein weißen, körnigen Zillkalk gleichenden Ausbildung beteiligt sich ein heller, teilweise dolomitischer Kalk mit glattem, splittigen Bruch am Aufbau der Ramsaukopfscholle. Die Diploporenquerschnitte, die sich an den Bruchflächen des Gesteins als hellere Ringe nur undeutlich abzeichnen, weisen die gleichen Maße auf, wie jene im Kalk des Wallbrunnkopfes. Sie berechtigen uns, auch dieses Gestein dem mitteltriadischen Diploporenkalk zuzuordnen. Wegen der genannten Fazies liegt an dieser Stelle die Bezeichnung „Wettersteinkalk“ nahe, für den ihn schon W. Medwenitsch (1949) im Jakobbergstollenprofil auf Grund seiner Nachbarschaft zu den Halobienchiefern angesehen hat.

Dort, wo in der Zill-Vorderlercheckkopf-Zone der Diploporen-Riffkalk im Liegenden des Lercheck-Schreyeralmkalkes vorkommt, dürfte es sich um eine oberanische Ablagerung handeln²⁾. An den östlicher gelegenen Vorkommen des weißen Riffkalkes, wo die Schreyeralmkalküberdeckung fehlt und wo *Diplopora annulata* auftritt, mag auch bereits das ladinische, sicher fasane Alter vertreten sein.

Wahrscheinlich ist der von E. Spengler (1918, S. 364) an der Basis der Schreyeralmkalke nächst Hallstatt beobachtete, 100—150 m mächtige, weiße Riffkalk ein Äquivalent zu unserem Diploporenkalk. Faunenvergleiche wären gewiß aufschlußreich. Bisher sind nur Angaben über den Diploporeninhalt eines in einem Hallstätter La Tène-Grab gefundenen, weißen Riffkalkhandstückes bekannt. Die darin auftretende Anisform *Macroporella alpina* Pia und die Fazies veranlaßten O. Kühn (1949) den Basisriffkalk des oberanischen Kalkes der Schreyeralme für den Herkunftsort zu halten.

Lercheckkalk und Schreyeralmkalk i. a. (Tj)

An der O-Seite des Hinterlercheckkopfes findet sich ein vorwiegend hunder Hallstätterkalk, der von Schlosser (1898, S. 350—353) auf Grund

¹⁾ Schlosser (1898, S. 369) hielt auch dieses Vorkommen für tithonen Plassenkalk.

²⁾ Hiefür wäre die Bezeichnung „Steinalmkalk“ möglich.

mehrerer charakteristischer Ammonitenfunde zum oberanisischen Schreyeralmkalk gestellt worden ist. Das Gestein ist am O-Fuß des Hinteren Lercheckkopfes dunkelbraun und dünnbankig, im Gipfelbereich hellgraubraun, dezimeter- bis meterbankig, rotgeflammt und knollig. Die Hangendstellung dieses ammoniten- wie brachiopodenführenden Kalkes über dem hellen mitteltriadischen Diploporenkalk ist dem Profil durch den Hinterlercheckkopf, aber auch jenem durch den Brändlberg, zu entnehmen, dessen Gipfel analoge Kalke aufweist. Auch dürften im Bereich nördlich des Brändlberges dort Schreyeralmkalke vorliegen, wo dem anisischen Dolomit bunte, äußerst fossilarme Hallstätterkalke aufruheen.

Reiflingeralk ? (Tj)

Am NW-Hang des Brändlberges dürfte ein dichter, heller, hornsteinreicher und knolliger Kalk als Reiflingeralk anzusprechen sein. Die Aufschlüsse i. d. N. des Messererlehens zeigen helle Kalke, die bis kopfgroße Hornsteinknauern oder bis dezimetermächtige Hornsteinlagen besitzen. Auch der wandbildende, hornsteinreiche, knollenbrecciöse Kalk an der Höhe westlich von Hirschbühl könnte — wenn auch ungebant — zu den Gesteinen mit Reiflingeralkfazies gezählt werden. Er dürfte mit dem liegenden Dolomit in engem Verband stehen.

Ladinischer Dolomit [Ramsaudolomit] (G, Hj)

Dieses helle, durch seinen leichten Zerfall ausgezeichnete Gestein stellt sich im stratigraphisch Hangenden der anisischen Kalke der Torrener Jochzone ein. Quer- und Längsschnitte von *Diplopora annulata* Schafh. werden im angewitterten Gestein östlich der Jagdhütten, vor allem aber auf bayerischer Seite, im Dolomit des Weidbach-Quellbereiches deutlich. Der Übergang zu dem dünngebankten, kieseligen, bitumenreicheren, karnischen Dolomit ist nördlich des Stahlhauses besonders gut zu überprüfen.

Der Ramsaudolomit des Untersberges weist in Fazies und Mächtigkeit kaum Unterschiede zu dem der Torrener Jochzone auf.

Reingrabener-, bzw. Halobianschiefer (G, Tj)

Östlich des Pfaffenkars treten am Torrener Joch matte, griffeligbrechende Mergelschiefer auf. Die Fazies und der Gesteinsverband sprechen dafür, daß es sich um Reingrabener Schiefer handelt. Sie sind in zwei benachbarten Gesteinspaketen dem steilgestellten, dunklen karnischen Dolomit eingelagert. Das nördliche Schieferpaket wird 4 m, das südliche zirka 3 m mächtig.

Im Bereich der tiefjuvavischen Halleiner Zone sind Halobianschiefer obertags lediglich am Rudolfsköpfl einem bunten karnischen Hallstätter Kalk eingeschaltet. Die schwarzen, schiefrigen Mergel zeigen sich dort in etwa 5 m Mächtigkeit. Es ist ein Gestein, das dem im Jakobbergstollen von W. Medwenitsch (1949) aufgedeckten Mergelschiefen gleicht, in dem sich die unterkarnischen Leitfossilien *Halobia rugosa* Gümbel und *Carnites floridus* Wulf. finden.

Karnische und norische Hallstätterkalke (Tj)

Wegen der allgemein beobachtbaren Ähnlichkeit der bunten karnischen Hallstätterkalke mit den bunten norischen Hallstätterkalken wurden diese Gesteine auf der Karte unter einer Signatur ausgeschieden. Da nun aber vielfach die Fossilien auf karnisches oder norisches Alter hinweisen, wurden die Fundstellen mit unterscheidbaren Zeichen vermerkt. Eine eigene Signatur bekam nur der leicht abtrennbare Draxlehnerkalk.

Die Draxlehnerkalke stellen die tonige Fazies der *Tropites subbulatus*-Schichten dar (Schlosser, S. 358). Sie sind bunt, zumeist ziegelrot, dünnbankig und knollig-brecciös. In wenigen Fällen, so z. B. an der Kirche Dürrnberg, ist die Fazies der karnischen Draxlehnerkalke auch im Nor anzutreffen. Sie besitzen hier jedoch, wie Schlosser erkannte, zum Unterschied von den karnischen Draxlehnerkalken keine Jaspischlieren und -knollen.

Draxlehnerkalke treten nächst des Grenzsteines 109, nördlich von Hühnerleiten und am Wallbrunnkopf in bis 100 m langen Gesteinszügen auf. 200 m nördlich des Sedlbauern wurde am Wallbrunnkopf eine Detailaufnahme der dort mittelsteil OSO-fallenden Subbulatusschichten durchgeführt. Sie schließt am Steinbruch des Ebenerbauern i. d. N. jener Stelle an, wo Bittner (1882, S. 318) einem gelblichbraunen Gestein einige Ammoniten, Schlosser, *Halobia lineata* (Mstr.), entnommen hat und ich selbst, wenige 10 m nordwestlich davon in einem hellen Hallstätterkalk zahlreiche gut erhaltene Exemplare der unterkarnischen Form *Halobia styriaca* (Mojs.) aufinden konnte. Gegen das Hangende sind zu beobachten:

- 4-00 m hellbraune bis dunkelrote, zentimeter- bis dezimetermächtige, knolligbrecciöse Draxlehnerkalke,
- 0-03 „ rote Jaspislage im graubraunen bis fleischroten Kalk,
- 0-40 „ dezimetermächtige, knollig-verwalzte Draxlehnerkalkbänke ohne Jaspis,
- 0-50 „ Draxlehnerkalkbank mit tonigen, wulstigen Flächen,
- 0-05 „ Jaspislage mit eingeschlossenen Geröllen eines hellen Hallstätterkalkes,
- 1-10 „ zentimeter- bis 2 dezimetermächtige Draxlehnerkalkbänke ohne Jaspis,
- 0-30 „ Draxlehnerkalkbank mit Jaspisknollen,
- 0-60 „ 2—3 dm mächtige Draxlehnerkalkbänke ohne Jaspis,
- 0-60 „ 3 dm mächtige Draxlehnerkalkbänke, die gegen das Hangende fast vollkommen zu Knollen aufgelöst sind,
- 1-40 „ 5—70 cm mächtige Draxlehnerkalkbänke, stark knollig verwalzt,
- 0-24 „ 2—10 cm mächtige Draxlehnerkalkbänke mit zahlreichen Calzitadern und mit Querschnitten globoser Ammoniten,
- 0-50 „ helle, knollig-verwalzte Hallstätter Kalkbank,
- 0-10 „ heller Hallstätterkalk mit grünen Tonadern,
- 0-03 „ zu Knollen verwalzte, helle Hallstätterkalkbank,
- 0-35 „ helle, dezimetermächtige Hallstätterkalkbänke mit grauen Hornsteinen,
- 0-70 „ 15—20 cm mächtige, hellgraue bis hellbraune Hallstätterkalkbänke mit grünen Adern,
- 0-30 „ 15 cm mächtige, hellgraue bis graubraune Hallstätterkalkbänke,

- 0-20 m Hallstätterkalk mit schwarzen Punkten und dunklen, wolkigen Flecken; Hangendes zweifarbig, braun und dunkelgrau,
 0-50 „ hellgraue, massige Kalkbank,
 0-40 „ graubrauner, splittrigbrechender Hallstätterkalk mit hellen, braun umrandeten Kalkgeröllen und Tropitesquerschnitten mit Calzitgeoden,
 3-00 „ hellgrauer bis graubrauner, wolkig gefleckter, massiger Kalk mit undeutlicher Bankung. Im Hangenden Tropitesquerschnitte.
 20-00 „ zerrütteter, meist heller, splittrig-brechender, ammonitenreicher Hallstätterkalk mit Lagen der oberkarnischen *Halobia austriaca* Mojs., der *Halobia charlyana* Mojs. und der *Halobia cf. lineata* Mstr.
 20-00 „ zirka, metergebankter, bunter Hallstätterkalk der norischen Stufe. Er beinhaltet *Arcesten*, *Pinacoceraten* und Lagen des norischen Leitfossils *Monotis salinaria* Bronn. Es ist ein Gestein, das faziell ganz dem norischen Hallstätterkalk nördlich von Zill entspricht.
 60-00 „ zirka, Zlambachmergel. Der Kontakt mit dem Hallstätterkalk ist wegen der Quartärüberdeckung nicht beobachtbar.

Schlosser (S. 367) kann aus dem zuletzt angeführten bunten Hallstätterkalk *Orthoceras* sp., *Monophyllites* cf. *Morloti* Hauer, *Placites* sp., *Cladiscites* sp. und *Arcesten* sp. namhaft machen. Er glaubt, daß sich die Formen am ehesten mit Ammoniten der tieferen karnischen Stufe vergleichen lassen und kommt deshalb zur Vorstellung, daß das ganze Schichtensystem des Wallbrunnkopfes überkippt sein könnte. Diese Auffassung widerlegen aber:

1. das Vorkommen der unterkarnischen *Halobia styriaca* (Mojs.) im Liegenden der Subbulatusschichten,
2. die zwei Lagen mit der oberkarnischen *Halobia austriaca* Mojs. im höheren Niveau der Subbulatusschichten,
3. die Lagen der norischen Leitform *Monotis salinaria* Bronn im Hangenden der Subbulatusschichten,
4. die offenbar normale Überlagerung des Hallstätterkalkes von Zlambachmergel,
5. das Auftreten mitteltriadischer Diploporenkalke bei Hühnerleiten, im Liegenden des ganzen karnischen Schichtkomplexes.

Durch einen O—W-Bruch abgesetzt, trifft man westlich des obigen Profils abermals obertriadische Hallstätterkalke. Es sind die östlich des Weges Sedl-Hühnerleiten aufgeschlossenen Draxlehnerkalke und die hangenden hellen Hallstätterkalke mit einer Lage der *Halobia austriaca* Mojs. Faziesgleiche Gesteine mit *Halobia cf. austriaca* Mojs. und *Halobia cf. Partschii* findet man in der Nähe des Draxlehnerkalkes nächst des Grenzsteines 109. Zusammen mit den hellen Hallstätterkalcken am Steinbruch des Breilerbauer, welche *Halobia charlyana* Mojs. und *Halobia austriaca* Mojs. führen, zeigt sich eine weite Verbreitung der oberkarnischen Hallstätterkalke im Bereich der Wallbrunnkopfmasse an.

Nach der Zusammenstellung von E. Kittl (1912, S. 180) beherbergt das Gestein des Wallbrunnkopfes auch noch folgende, von A. Bittner

an der Hauptkuppe gesammelte Halobien: *Halobia cf. miesenbachensis* Kittl, *Halobia wallbrunnensis* Kittl und *Halobia Breuningiana* Kittl. Mojsisovics (1874, S. 34) nennt vom Wallbrunnkopf *Halobia halorica*, Schlosser aus den Tropitesschichten desselben *Halobia salinarum* Bronn. Da jene Form bisher nur aus dem norischen Hallstätterkalk bekannt ist, dürfte hier ein Irrtum vorliegen.

Dem bunten Hallstätterkalk des Steinbichl, einer der Wallbrunnkopfmasse angliederbaren Teilschuppe, wurden die gewiß oberkarnischen Formen *Halobia cf. miesenbachensis* Kittl und *Halobia cf. eximia* Mojs., dem Gestein an der Seilbahnbergstation Heterastridien und Rhynchonellen entnommen. Das norische Alter des Hallstätterkalkes am südlichen und östlichen Ramsaukopf, sowie des Tirschenköpfls, wird durch das Auftreten zahlreicher norischer Arcesten, Cladisciten, Orthoceraten und durch *Pinacoceras Metternichi* gekennzeichnet. *Heterastridium conglobatum* Reuß und große Crinoidenstielglieder gehören auch zu seinen Merkmalen (vgl. Schlosser, S. 357). Die Aufzählung der am Ramsaukopf östlich des Hiesenhauer, am Rappoltstein¹⁾ und am Aiglköpfl aufzufindenden obertriadischen Ammoniten ist der Arbeit Schlossers (1898, S. 370, 371) zu entnehmen. Neu hinzugefügt können folgende Fossilfunde aus der neuen Fossilfundstelle am N-Ende der kleinen Kalkscholle zwischen den Barmsteinen (K. 841) und dem Mehlweg-Neokom werden:

Rhacophyllites debilis (Fr. v. Hauer),

Halorites cf. Ramsaueri (Quenstedt),

Arcestes ex aff. diphrys Mojs.,

Arcestes sp. und *Placites sp.*

Die Haloritesform kann als Nachweis des unternorischen Alters gelten. Auch soll vermerkt werden, daß sich am Rappoltsteingipfel in einer Bank mit kleinen Arcesten, *Halobia charlyana* Mojs. gefunden hat.

Norisch-rhätischer Dachsteinkalk (G, Hj)

Am Göllmassiv vollzieht sich von S nach N ein allmählicher, seitlicher Übergang des Dachsteinriffkalkes in gebankten Dachsteinkalk. Dabei vermindert sich offenbar der Riffkalkanteil gegen W. Sobald auch nur eine leichte Schichtung aufsteht, erweisen sich die Korallen, vorwiegend Thecosmilien, als abgerollt und einsedimentiert, so z. B. im Gestein des Schlundes, am Göllgipfel. Es liegt deshalb der Gedanke an einen submarinen Schuttkegel im Sinne Arthabers (1906, S. 228) nahe.

Im Gipfelbereich des Göll führt ein späterer, gewiß rhätischer Kalk mit ziegelroten Tonschmitzen, -linsen und -bändern in eine sedimentäre Knollenbreccie über. Hier, aber auch im vielfach grob-brecciösem Gestein des Archenkopfes zeichnen sich zahlreiche prächtige Riffkorallen ab. Bei den bunten, mit hellem Dachsteinkalk wechsellagernden Kalkeinschaltungen des Brettriadls handelt es sich, wie schon bekannt, um Gesteine der Hallstätter Fazies. Das rote Sediment scheint sich an Kluftdnrohgängen zu scharen.

¹⁾ Die klassische Ammonitenfundstelle Schlossers (1898, S. 363) konnte in einem großen Block bunten Hallstätter Kalkes westlich vom Barmsteinlehen wieder aufgefunden werden. Sie befindet sich genau 100 m westlich des Unteren Barmsteinbauern, nächst einer kleinen Brücke. Die fossilführende Schichtfläche fällt steil gegen SO.

Im nördlichen Kartenbereich tritt norisch-rhätischer Dachsteinkalk nur mehr als Schichtglied des hochjuvavischen Untersberges auf. Bei den Anhäufungen von Dachsteinkalkblöcken innerhalb der Halleiner Hallstätter Zone, so vor allem an der Wallbrunnkopfscholle und bei Straß, handelt es sich gewiß um Ablagerungen eines glazialen Rückzugstadiums. Es ist ein graues, häufig mit kleinen dunklen Kalkeinschlüssen versehenes Gestein, das sich trotz der Faziesähnlichkeit stets vom Hallstätterkalk unterscheiden läßt.

Kössener Schichten [Starhembergkalk] (G)

sind dem Riffkalk eingeschaltet, der südlich des Purtschellerhauses die Basis der steil N-fallenden Oberalmerschichten bildet. Es sind bunte, dünnplattige, sandige Mergelkalke. Auch südlich der Kote 2250 zeigen sich sandige und brecciöse Kössener Mergelkalke als S-fallende, dünn-schichtige Gesteine. In vorwiegend dunkelgrauer, selten bunter Fazies begegnen wir die fossilreichen Kössener Schichten auch am grasbewachsenen Boden westlich des Gipfelkreuzes am Hohen Brett.

Zlambachschichten (Tj)

Dieses wichtige Schichtglied der Hallstätter Serie ist vor allem im Salzburger Anteil der Halleiner Hallstätter Zone weit verbreitet. Es sind hell- bis gelblichgraue, den Schrambachschichten ähnliche, dezimetermächtige Mergelkalkbänke, vorwiegend dunkelgraue, kieselige Mergel und mergelige Sandsteine. Die kalkreichen Schichten können als tieferes, die Mergel als höheres Stockwerk innerhalb der Zlambachschichten aufgefaßt werden. Zu beachten ist dabei aber, daß sich auch innerhalb der Zlambachmergelkalke dezimetermächtige Zwischenlagen, grauer, weicher, radiolarienreicher Mergel vorfinden. Der Übergang der Zlambach-Kalkmergel zu den bunten Hallstätterkalken ist im Aufschluß des Jakobbergstollens am anschaulichsten. Nächst der angeblichen Fundstelle eines *Clyptonautilus* in hellgrauen Mergelkalken zeigen die Schlammrückstände eines dunklen Mergelschiefers Ostracoden, Nodosarien, Dentalinen, Lenticulinen, Spongiennadeln und Echinodermenstacheln.

Die Mergel sind vielfach der tektonischen Beanspruchung ausgesetzt und sind dann, so z. B. an der Reingrabenbrücke, am Weg zum Wolf Dietrich-Berghaus, spröde, splittrig bis schiefrig. Nur aus kompakten mergeligen Sandsteinblöcken am Tirschenköpfnordfuß war es mir möglich, Ammoniten zu gewinnen. Vorläufig kann daraus *Phylloceras cf. despectum* Mojs. (vgl. Mojsisovics, 1873, Tafel XVI, Fig. 9) genannt werden.

Die weichen, grauen Mergel, die am Steinbruch von Zill den bunten norischen Monotiskalken aufrufen, erbrachten nach der Bestimmung von Herrn Dr. R. Noth:

Involutina liasina Jones,

Annulina metensis Terquem, Nodosarien, Dentalinen und Ostracoden. Nach C. A. Wicher (1952, S. 274) ist *Involutina liasina* nicht nur aus dem Lias, sondern auch aus dem rhätischen Choristocerasmergel bekannt. Dementsprechend dürfte es sich auch in unserem Fall um Choristocerasmergel handeln.

Hierlatz- und Crinoidenkalke (T)

ruhen dem Dachsteinkalk des Hagengebirges auf. Es handelt sich um unterliasische, graue Hierlatzkalke und einen roten Crinoidenkalk. Im Bereich der Kratzalpe und des Tannhausberges sind sie in Fazies und Fossilinhalt durch A. v. Krafft (1897) einer eingehenden Untersuchung unterzogen worden. Im Gipfelbereich des Schneibsteins und am NW-Fuß desselben, dem Teufelsgemäuer, nehmen sie ebenso weite Flächen ein.

Besondere Erwähnung verdienen die Hierlatz- und Adnetherkalke, welche am Hohen Göll als Kluftfüllungen im korallenreichen Rhättriffkalk auftreten. Die Klüfte stehen fast senkrecht zur Schichtung (siehe Abb. 1, S. 115). Abgerollte, einsedimentierte Rhätkorallen waren vor allem in der Liaskluftfüllung des Schlundes, 30 m norwestlich des trigonometrischen Punktes der Kote 2523 zu finden.

Bunter Mittelliasalk (T),

welcher im Hagengebirge den Hierlatz- und Crinoidenkalken auflagert, ist ebenso von Krafft (1897) einer gründlichen Darstellung unterzogen worden. Die klassischen Ammonitenaufsammlungen W. Waagens lieferten u. v. a. auch die Mittelliasform *Amaltheus margaritatus* Mont.

Liasmergel (T, Tj)

Eine ganze Serie verschiedenartiger liasischer Mergel tritt als Basisgestein der tirolischen Oberjura-Neokomahagerungen an den Bachgräben des Untersberg-O-Fußes, westlich von St. Leonhard, auf. Es sind hangend manganvererzte, dunkle, kieselige Mergel, die den oberliasischen Strubberg-schichten des Tennengebirges zu vergleichen sind¹⁾. Eine in unserem Labor von Herrn Dipl.-Ing. Fabich durchgeführte Analyse brachte folgendes Ergebnis: Unlöslicher Rückstand 15.56%, Mn 19.97%, Fe 10.56%.

Die manganvererzten Gesteine machen gegen das Liegende einer mächtigen Serie dezimeter- bis metermächtiger Bänke eines Liasfleckenmergels Platz. Harte, kalkige Mergellagen wechsellagern mit weichen Mergeln. Die tieferen Schichten sind charakterisiert durch vereinzelt eingeschaltete dezimeterstarke Bänke eines sedimentär-brecciösen Korallenkalkes und durch weiche Mergel mit liasischen Einzelkorallen²⁾. Vor allem erlaubte es aber der Foraminifereninhalt der weichen, sandigen Mergel, das ganze Fleckenmergelpaket als eine sicher liasische Gesteinsserie anzusehen. Gemäß der Bestimmung von Herrn Dr. R. Noth enthält die Feinfraktion des Schlammrückstandes u. a.:

Frondicularia intumescens Bornemann,

Frondicularia nitida Terquenz,

Lenticulina (Lent.) *varians* Bornemann,

Lenticulina (*Astaculus*) *Stutzeri* Franke,

Dentalinen, Nodosarien, Ostracoden.

¹⁾ In diesen Schichten findet sich bei einem verfallenen Stollen am Grünbach etwas Manganspat. Auch Einschaltungen von Ölschiefer wurden hier abgebaut.

²⁾ Die Bestimmung der Formen ist mir von Herrn Prof. Dr. O. Kühn zugesagt worden.

Am Alpenvereinssteig zum Torrener Joch quert man wenige 100 m südöstlich der Unteren Jochalm ein feuchtes Wiesengelände. Lesestücke lassen erkennen, daß hier Liasfleckenmergel verbreitet sind. Sie bilden offenbar das Hangende der am N-Fuß der Schlimmelalpe in geringer Mächtigkeit anstehenden bunten Mittelliaskalke und der grauen, kieseligen Oberliaskalke. Das scheint umso bemerkenswerter zu sein, als der Oberlias des Hagengebirgsplateaus keine Fleckenmergel, sondern nur Kieselkalke, Quarzsandsteine und klastische Gesteine aufweist. Das ergibt eine Situation, die an die Verhältnisse am Tennengebirge erinnert (vgl. Cornelius-Plöcbinger, 1952). Auch dort sind Fleckenmergel (innerhalb der Strubergschichten) nur am N-Fuß anzutreffen. Es ist zu vermuten, daß die fazielle Abweichung der Oberliasablagerungen vom Plateau zum N-Fuß der beiden Gebirgsstöcke in einer beginnenden Emporwölbung derselben zur Oberliaszeit begründet ist.

Zur tiefjuvavischen Gesteinsfolge zu stellende, graue, etwas kieselige Mergel nächst des Wolf Dietrich-Berghauses müssen auf Grund einer von H. Zapfe durchgeführten Bestimmung eines *Arietites* als liasisch angesehen werden. Auch dürften Fleckenmergel, die am O-Saum der Straße Hallein-Dürnborg aufgeschlossen sind, dem Lias zugehören. Das würde übereinstimmen mit der Notiz von W. Medwenitsch, wonach auch im Profil des Jakobbergstollens Liasfleckenmergel auftreten.

Oberalmerschichten (T, Tj ?)

Als Gesteine des tirolischen Muldenuntergrundes der Halleiner Hallstätterzone nehmen sie eine für die Auflösung der geologischen Situation wichtige Stelle ein. Sie liegen in der Aptychenkalk- und der Barmsteinkalkfazies vor. Die Aptychenkalkfazies kennzeichnen zumeist 1–2 dm mächtige Mergelkalkbänke mit Hornsteinzügen, -knollen und -splintern. Den zumeist hellen, teilweise etwas fleckigen, grauen bis gelblichgrauen Bänken sind dünne Lagen hellgrauer Mergelschiefer eingeschaltet. Der Zerrüttung zufolge weisen sie am aufgewölbten Muldenrand und an den Aufschuppungen innerhalb der tiefjuvavischen Halleiner Zone oft eine flasrige, von Calzit durchzogene Tracht auf. In einer weichen, grauen Tonmergelzwischenlage fand sich bei Kuchl ein Aptychus mit einer kleinen, aufgesetzten Einzelkoralle — wohl der erste Korallenfund in den Oberalmerschichten.

Ein helles, gebanktes, gelegentlich rosa gefärbtes und an Crinoidenstieli gliedern reiches Gestein stellt gewiß eine Faziesabart des Barmsteinkalkes dar. Es ist als 5 m mächtiges Gesteinspaket im Verband mit buntem Flaserkalk und Mergel im Drachenlochgraben aufgeschlossen. Nahe der Mündung des Weißbaches in die Berchtesgadener Ach trifft man an der Basis eines solchen bellen Tithonkalkes dezimeter-bankige, bunte Gesteine, deren reicher Fossilinhalt das titbone Alter bestätigt (E. Fugger, 1907, S. 499). Gegen S finden die Tithonkalke im größtenteils bunten, einem Hallstätterkalk äußerst ähnlichen, N–S-streichenden Gesteinsrücken nördlich des „Paßthurmes“, ihre Fortsetzung. Nach E. Fugger sind sie auch noch am rechten Achufer angetroffen worden.

Von Interesse ist die Frage, ob nun auch zur Halleiner Hallstätter Serie tithone Ablagerungen zählen. Ein Anhaltspunkt scheint vorhanden zu

sein: Auf den obertriadischen Hallstätterkalken des Aigl- und Kranzlkogels lagern stratigraphisch Gesteine auf, die man ohne weiteres für Barmsteinkalke halten kann. Sie sind dezimeter- bis meter-gebant, crinoidenspätig und besitzen die in den tithonen Barmsteinkalken regulär auftretenden graugrünen Tongallen. Ausständig sind lediglich noch die bestätigenden Fossilfunde.

Neokome Schrambachschichten (T)

Es sind hornsteinarme, gelblichgraue, teilweise fleckige, mergelige Kalke, die mit hellgrauen, sandigen und schiefrigen Mergel wechsellagern. Die zumeist dezimeter-mächtigen Mergelkalklagen geben allmählich aus dem stratigraphisch Liegenden, den hornsteinreichen, grauen Oberalmerschichten hervor. Die Schichtflächen weisen gelegentlich Kriechspuren und Rippelmarken auf. Vor allem am Übergang zu den Roßfeldschichten ist das Gestein häufig bunt verfarbt.

Am *locus typicus*, dem Schrambachgraben, sind dezimeter-gebantete, hell- und dunkelgraue, stellenweise etwas violett gefärbte und gefleckte, muschelgebende, mergelige Kalke aufgeschlossen. Dunklere, teilweise schiefrige Lagen sind etwas kieselig und eisenschüssig. Die Schichtflächen weisen häufig Kriechspuren und Rippelmarken auf. An *Lamellaptychen* sind gemäß der Bestimmung von Herrn Hofrat Dr. Trauth im Gestein des Schrambachaufschlusses vorhanden:

Lamellaptychus mortilleti (Pict. et Lor.) var. *longa* Trth. und als Jugendformen:

Lamellaptychus lithographicus (Opp.) var. *gracilicostata* Trth.,

Lamellaptychus thoro (Opp.) cf. var. *gracilicostata* Trth. („vgl. Trauth, 1938, S. 184, Tafel XIII, Fig. 5 und 6, jedoch mit schärferer Terminalecke und relativ großer Valvenbreite: $B:L = 0.60$ “),

Lamellaptychus beyrichi (Opp.) Trth. („vgl. Trauth, 1938, S. 134; durch ihre Schlankheit [Breitenindex $B:L =$ zirka 0.38] an die obige, bisher nur aus dem Oxfordien bekannte, schlanke Variation des *Lamellaptychus rectecostatus* erinnernd, jedoch zarter berippt“).

Vom Roßfeld führt Trauth (1938) *Lamellaptychus mortilleti* (Pict. et Lor.) f. *typ.* und *Lamellaptychus didayi* (Coqu.), vom Schrambachgraben *Lamellaptychus submortilleti* Trth. an.

Die mergeligen Schrambachkalke am Zementwerk Gartenau lieferten ein gut erhaltenes Exemplar eines

Hoplites Michaelis Uhlig¹⁾ mit folgenden Maßen²⁾:

$D = 15.5 \text{ cm}$, $H = 5.5 \text{ cm}$, $N = 6.3 \text{ cm}$, $c = 1.5-3 \text{ mm}$, $ic = 3.5 \text{ mm}$, $n = 3 \text{ mm}$, $in = 17 \text{ mm}$.

Das Exemplar zeigt wenige umfassende Umgänge und ist an der Nahtfläche leicht konkav. Der rechteckige Gehäusequerschnitt ist teilweise

¹⁾ Die leihweise Überlassung des Fundes verdanke ich Herrn Dr. Oedl, Gartenau.

²⁾ Maße: D = größter Durchmesser, H = Höhe der letzten Windung vom Umbilicalsaum zur Peripherie, N = Nabelbreite, c = Breite der costalen Felder, ic = Breite der intercostalen Felder, n = Breite der nodalen Felder, in = Breite der internodalen Felder. Werte über 10 mm sind in Zentimetern, Werte unter 10 mm in Millimetern angegeben. Die Art der Maßangaben lehnt sich an die von O. Haas, 1942, S. 8, gegebenen Richtlinien an.

verdrückt. Die Berippung geht im inneren Umgang gleichmäßig von der Naht aus. Die Rippen treten von der 2. Hälfte des 2. Umganges an hervor; es sind ihnen zumeist 2, selten nur eine Rippe eingeschaltet. Starke Rippen sind mit kräftigen Knoten verziert. Ein Knoten befindet sich an der Naht, ein zweiter im zweiten Drittel der Umgangshöhe. Am zweiten Knoten gabeln sich einzelne Rippen in 2 Äste. Auf den geteilten und den ungeteilten starken Rippen treten an der Externseite kräftige Knoten auf. Die schwächeren Rippen werden gegen die Naht undeutlich; sie reichen wie die stärkeren Rippen bis zum Externrand.

Nach Uhlig (1901, S. 38) ist *Hoplites Michaelis* eine Art, die mit *Berrias*-formen nahe verwandt ist. Gewiß gehören unsere zirka 120 m mächtig werdenden Schrambachschichten dem unteren Valendis (*Berriasien*) zu.

Neokome Roßfeldschichten (T)

In Anlehnung an die von E. Weber (1942) gegebene Gliederung werden hier stratigraphisch tiefer liegende Sandsteine von höheren, vor allem durch Konglomeratlagen ausgezeichneten Gesteinen unterschieden und als untere Roßfeldschichten abgetrennt. Das erweist sich nicht nur aus stratigraphischen Gründen für nützlich, sondern auch aus tektonischen. Die Auscheidungen erlauben auf der Karte ein leichteres Herauslesen der Baukomplikationen innerhalb der Neokommulde. Beide Stockwerke sind je an die 150 m mächtig.

Die unteren Roßfeldschichten zeigen sich durch Wechsellagerung mit den basalen Schrambachkalken verknüpft. Sie umfassen im wesentlichen gut geschichtete, dunkelgraue, tonige Sandsteine mit Mergelschieferzwischenlagen. Zu den oberen Roßfeldschichten werden dunkle, mehr oder weniger kieselige und hornsteinführende Mergelkalke, flyschähnliche Kieselkalke mit sandigen, fucoidenführenden Zwischenlagen und den darin eingeschalteten Konglomeraten gezählt. Schichtflächen zeigen Rippelmarken, Kriech- und Fraßspuren. Die Hangendschichten besitzen dünne, blättrig-schiefrige Mergellagen mit Tongallen. Als Komponenten der Konglomerate sind graue jurassische und neokome Mergelkalke, helle Triaskalke, hunte Hallstätterkalke, Werfener Schiefer, Hornstein, Quarz und Porphyrit zu nennen.

Die Landnähe während der Ablagerung wird nicht nur durch die grobklastischen Ablagerungen, sondern auch durch die an Pflanzenhäcksel reichen Sandsteinlagen bewiesen. Im Neokomsandstein des Stobler Weißbaches konnte ein Farnblatt aufgefunden werden.

Die neokomen Ablagerungen westlich und östlich der Salzach dürften nur bis in das untere Hauterive hinaufreichen. E. Weber (1942, S. 263) ist gewiß zuzustimmen, wenn er die Richtigkeit der Uhlig'schen Bestimmung von *Barremeformen* aus der Weitenauer Neokommulde anzweifelt. Die von Uhlig (1882, S. 377) angeführten 2 *Lytoceras*- und *Harpoceras*-arten entstammen einem „kalkigen Fleckenmergel“. Dieses im Bereich der Weitenau nur nächst des Seewaldsees über tithonen Oberalmer Schichten entwickelte Gestein gehört zu den Schrambachschichten und beinhaltet nicht selten *Lamellaptychen*.

Einen sicheren Nachweis dafür, daß es sich bei den von Uhlig angeführten Fleckenmergel um tiefere Ablagerungen des Neokom handelt,

lieferte auch ein gut erhaltenes Exemplar eines *Holcostephanus* (*Astieria*) *astieria* d'Orb.¹⁾, das ich westlich vom Seewaldsee, knapp hangend der Schrambachkalke, in einem dunklen, mergeligen Sandstein der unteren Roßfeldschichten fand. Westlich vom Gehöft Seewald wurde einem hellgrauen, plattigen Roßfeldsandstein *Spitidiscus pechhäuslensis* Weber¹⁾ entnommen (Maße²⁾: D = 14 cm, H = 6 cm, N = zirka 3 cm, c = 1·5—2·5 mm, ic = 1·5—2·5 mm).

Das Auftreten von *Neocomites neocomiensis* d'Orb. in den Roßfeldschichten der Mooshergalm, östlich der Salzach (siehe B. Pöchinger, 1953, S. 367), wie auch bei St. Leonhard, westlich der Salzach, läßt erkennen, daß die Roßfeldschichten im Ober-, wenn nicht schon im Mittelvalendis ihre untere Grenze besitzen; ein Ergebnis, das sich gut mit dem von E. Weber (1942, S. 262) vereinbaren läßt, wonach vor allem der Uhligsche Fund einer *Kilianella* (*Hoplites*) *periptychus* für die zeitliche Datierung der Roßfeldschichten-Untergrenze westlich der Salzach herangezogen wird.

Als neue Fossilfundstellen in den dunklen, mergeligen Sandsteinen der unteren Roßfeldschichten westlich der Salzach können jene der Kote 539 bei St. Leonhard und nördlich des Wiesengütl's bei Schellenberg genannt werden. Die zuerst angeführte Fundstelle lieferte:

2 Exemplare von *Holcostephanus* (*Astieria*) *astieri* d'Orb.

Maße²⁾: D = zirka 5 cm, H = 2·7 cm, N = 1·9 cm, c = 0·5 mm, ic = 0·8 mm, n = 1·2 mm, in = 1·8 mm. Je 3—5 Rippen werden an der Naht zu einem Knoten gebündelt; an der Flanke schalten sich 1—2 Rippen ein.

Teilstücke von *Neocomites neocomiensis* d'Orb.

Maße²⁾: D = 5·5 cm, H = 1·6 cm, N = 1·9 cm, c = 1·2 mm, ic = 2 mm.

Ein 8 cm langes Teilstück von *Pseudothurmannia* (*Parahoplites*) *spinigera* v. Koenen.

Maße²⁾: H = 4 cm, c = 2 mm, ic = 2 mm. 4 mm breite, starke Rippen folgen nach 4—7 schmalen Rippen. An den hervortretenden Hauptrippen befinden sich an der Externseite 2 stachelförmige Knoten und an den Flanken je ein Lateral- und ein Umhalknoten. An der Nabelwand zeigt sich eine starke Vorwärtsbiegung der Rippen. — Das Exemplar entspricht in seinen Maßen fast der von E. Weber (1942, Abb. 4 und 5) gezeigten Form aus den unteren Roßfeldschichten des Roßfeldes (Pechhäusl), besitzt aber eine schöner gerundete Externseite.

Eine Jugendform (?) des *Spitidiscus* (*Holcodiscus*) cf. *incertus* d'Orb.

Maße²⁾: D = 1·9 cm, H = 9 mm, N = 2 mm, ic = 0·3—0·5 mm, C = 0·5—0·6 mm.

Zwischen 2 Einschnürungen sind an der Externseite nur 9 Rippen abzuzählen. Die vorderste der vom Nabelrand ausgehenden Rippen ist ungegabelt und begleitet die Einschnürungen; alle übrigen Rippen werden von den Einschnürungen schief abgeschnitten. Die 2. Rippe ist in den beiden beobachtbaren Feldern zwischen 2 Einschnürungen an der Flanke einfach gespalten. Die 3. Rippe ist ungespalten, die 4. nur am hinteren Feld, die 5. in beiden Feldern, die 6. ist im hinteren Feld dreigespalten, die 7. nur im vorderen Feld einfach gespalten.

¹⁾ Bestimmt von Herrn Prof. O. Kühn.

²⁾ Siehe Fußnote 2 S. 106.

Die Stellung der Schrambach- und Roßfeldschichten im Neokom.

nach Kaiser-Brinkmann 1948		Bezeichnung n. E. Weber	West der Salzach		Ost der Salzach
Oberneokom	Para- hoplites	Apt (Apten)	R = Bereich des Roßfeldes Sch/H = Bereich Schellenberg/Hoch- kreuz Sch/N = Bereich Schellenberg/N v. Wiesengütl St./L = Kote 539, Ost v. St. Leorhard G = Gartenau Schr = Schrambachgraben A = Ahornalpe W = Weißenbachtal bei Kuchl		W = Weitenau A = Altbühlalm M = Moosbergalm E = Einbergalm K = Kertterschlucht Ke = Kellau bei Golling
	Crio- cerates	Barroine (Barre- miten)			
Mittelsneokom	Stir- skites	Hauterive (Hauterivien)	Dunkle, ± kieselige Kalkmergelbänke und flyschähnliche Sandsteine mit klastischen, vorwiegend konglomerati- schen Einlagerungen, ca. 150 m mächtig	Aptychus angulicostatus Pict. n. Lor. (R) * Spitidiscus bachmanni Winkl. (R) Kilianella ambigua Uhl. (U)	
	Neocomites				
Unterneokom	Astieria Diche- tomites	Valendis (Valanginien)	Dunkle, tonige Kalksandsteine mit sandigen, z. T. hellen Mergelschiefer- zwischenlagen, ca. 150 m mächtig	Pseudothurmannia (Parahoplites) spinigera v. Koenen (G *, St. L) Kilianella (Thurmannites) cf. leptosoma Uhl. (Sch/H) * Leopoldia (Hoplites) cryptoceras d'Orb. (Sch/H) * Lyticoceras neocomiensis formis (Hohenegger) Uhl. (R) Holcostephanus (Astieria) sayni (Sar. u. Sch.) (Sch/H) * Holcostephanus mittreanus (d'Orb.) Math. (Sch/H) * Holcostephanus guehardi Kil. (Sch/H, A) * Holcostephanus (Astieria) astieriana d'Orb. (St. L) Neolissoceras grasianum (d'Orb.) Spath. (Sch/H) * Neocomites neocomiensis d'Orb. (St. L) Kilianella (Hoplites) pexiptychus Uhl. (Sch. A) *	Spitidiscus pechhäuslensis Weber (W) Holodiscus (Spitidiscus) cauvinii Kil. u. Reg. (E) Thurmannites (Kilianella) cf. ambigua Uhl. (E) Holcostephanus (Astieria) astieriana d'Orb. (W) Neocomites sp. Neocomites neocomiensis d'Orb. (M)
	Gauleria Poly- ptychites		Helle mergelige Kalk- und Mergel- kalke mit grauen Mergelschiefer- zwischenlagen. (Vor allem im Liegenden häufig mit dunklen Flecken, im Hangenden gelegentlich bunt verfärbt.)	Lamellaptychus submortilleti Trth (Schr) Lamellaptychus mortilleti (Pict. et Lor.) var. longa Trth. (Schr) Lamellaptychus thoro (Opp.) cf. var. gracilicostata Trth. (Schr) Lamellaptychus beyrichi (Opp.) Trth. (Schr) Hoplites Michaelis Uhl. (G)	Lamellaptychus inflexicosta var. n. cineta Trth. (A) Lamellaptychus lamellosus var. gracilicostata Trth. (E) Lamellaptychus rectocostatus (Pet.) Trth. (Ke) Lamellaptychus seranons (Coqu.) (E)
Unterneokom	Berriacella	Infra Valendis (Berriassen)			

Die Zonenzuweisung der mit * versehenen Fossilien wurde bereits von E. Weber 1942, S. 261–262 durchgeführt. Es handelt sich um einen Teil der von Gumbel (1861), Schaffhäuti (1863), Fugger (1907) und Weber (1942) angeführten Fossilfunde. Die übrigen, selbst aufgesammelten, Fossilien befinden sich in der Geologischen Bundesanstalt.

Der dunkelgraue, mergelige Sandstein nördlich vom Wiesengütl bei Schellenberg beinhaltet

2 fast vollkommen erhaltene Exemplare von *Lytoceras subfimbriatus* d'Orb.

Maße ¹⁾ von Exemplar 1: D = 10 cm (entzerrt!), H = 3·5 cm, c = 0·3 mm, ic = 1 mm. 2 stärkere Rippen, die wie die Feinrippung von der Nabelwand zur Externseite reichen, besitzen an der Naht des letzten Umganges einen Abstand von 5·2 cm, an der Externseite einen von 10 cm.

Maße ¹⁾ von Exemplar 2: D = 10 cm (entzerrt!), H = 4 cm, c = 0·3 mm, ic = 1 mm. Am letzten, 5., Umgang sind 8 stärkere Rippen beobachtbar. Die Abstände dieser Rippen verringern sich an der Naht in apicaler Richtung folgendermaßen: 21/20/19/25/16/13/10 mm. Bei Entzerrung ergibt sich eine jeweilige Abstandsverminderung von zirka 4 mm. Die Kräuselung der feinen Rippen ist bei beiden Exemplaren nur sehr schwer erkennbar.

Im dunklen, mergeligen Sandstein der unteren Roßfeldschichten nordöstlich vom „Paßthurm“ bei Schellenberg wurde ein *Belemnites dilatatus* Blainville gefunden.

Aus den dunkelgrauen Sandsteinen der Oberen Roßfeldschichten der Roßfeldalm kann

Spitidiscus bachmanni Winkler ²⁾ und *Punctaptychus punctatus* (Voltz) f. typ. ³⁾ angegeben werden. Nach Trauth (1935, S. 315) ist *P. punctatus* häufig im Kimmeridge-Tithon, selten im Neokom (Berrias-Hauterive).

Cenomanbreccie (?). An der Störung südwestlich von Kaltenhausen (S. 121) fällt eine mehrere Meter mächtige Sedimentärbreccie sanft gegen NNO unter die steilgestellten Oberalmerschichten des westlichen Barmsteines ein. Die kantigen, bis faustgroßen Komponenten, helle, dichte und spätige Kalke, liegen in einem gelblichbraunen, sandigen Bindemittel. Wir halten es für möglich, daß es sich nm eine cenomane Breccie handelt.

Moränenbedeckung

Moränenschotter, Sande, Geschiebemergel und Blocklehm sind im ganzen Halleiner Aufnahmegebiet verbreitet. Sie überdecken vor allem jene Bereiche, die leicht ausräumbar waren. Demgemäß ist auch dort eine bedeutendere Schotterbedeckung vorhanden, wo Haselgebirge zu erwarten ist. Auf der Salzburger Seite der Hallstätter Zone ist die Schotterlage geringmächtig; im bayerischen Bereich ist sie unvergleichlich mächtiger. Am Lercheck überschreitet die Moränendecke die 1000 m-Isobypse.

Bei der Auflösung der Glazialgeologie ist den auf der Karte speziell vermerkten Dachsteinkalk-Blockanhäufungen gewiß besonderes Augenmerk zu schenken. Das Gestein der erratischen Dachsteinkalkblöcke ist faziell und auf Grund des Fossilinhaltes einem Gestein des Göllmassivs vergleichbar. Neben den von Bittner (1884 und 1890) aufgezählten Brachiopoden finden sich darin die diphyoide Form der *Halorella pedata* oder *amphitoma* Bronn, *Halorella plicatifrons* Bittner, *Spirigera Strohmayeri* Suess und *Rhynchonella* sp. Es ist ein graues, mit kleinen dunklen Kalkeinsprenglingen versehenes Gestein, das sich stets vom Hallstätterkalk unterscheiden läßt.

¹⁾ Siehe Fußnote 2 S. 106.

²⁾ Bestimmt von Herrn Prof. O. Kühn.

³⁾ Bestimmt von Herrn Hofrat F. Trauth.

G. Göttinger (1942, S. 144—152) beschreibt eine Anzahl solcher erratischer Blöcke des Berchtesgadener Landes und bringt u. a. den Riesenfindling des Priestersteines, nordwestlich vom Straßlehen in der Oberau, zur Ab-bildung.

Ein gewiß nicht unbedeutendes Detail im Quartär des Salzachtales zeigt ein etwa 100 m südlich der Kote 480 gelegener Aufschluß am Austritt des Bluntaltales. An einem kleinen Schotterbruch ist ein rißeiszeitlicher, wenig verfestigter Schotter vorzufinden. Er liegt unter einem, wenige Dezimeter mächtigen, sandigen Rotlehm, wohl Ablagerungen des Riß-Würminterglazials und dem über den Sanden folgenden würmeiszeitlichen Moränenmaterial.

An der genannten Stelle befindet man sich in 490 m Seehöhe. Das entspricht genau der Höhe des Seespiegels, wie ihn Stummer (1936) für den Riß-Würm interglazialen Gollinger See annimmt. In jener Höhe dürfte bereits der See zum Bluntautal durch die Rißschotter abgeschnürt worden sein. Das entspräche auch der Annahme, wonach der interglaziale See im Lammertal bis Hinter Scheffau reichte, wo sich am Eingang in die Lammeröfen die höchsten Delta- und Deckschotter befinden (vgl. Stummer, 1936).

Dank einer Einladung von Dr. H. Trimmel konnte ich mich im Juni 1953 einer von G. Abel geführten Höhlenbegehung in die, nächst der Bluntautfälle gelegenen, Bärenhöhle anschließen. Im in 810 m Höhe gelegenen Eingangsteil der von Dr. Oedl vermessenen Höhle findet sich bekannterweise eine fast metermächtige, verfestigte *ursus spelaeus*-Knochenbreccie (Riß-Würm Interglazial?). Darüber folgt eine wenige Dezimeter mächtige Lage lockerer, sandiger Ablagerungen mit gut gerundeten Kalkblöcken. Sie könnten als aufgearbeitetes Würm gedeutet werden. Der Lyoner Karstmorphologe Prof. J. Corbel machte uns auf die gute Vergleichsmöglichkeit mit den quartären Höhlenablagerungen Westeuropas aufmerksam.

2. Faziesvergleich der Triasentwicklung in der Halleiner Hallstätter Zone mit jener der Lammertal-Hallstätter Zone (siehe dazu nachstehende Tabelle)

Im Juvavikum der Lammermasse ist die Hallstätter Faziesentwicklung vom Anis bis zu den karnischen Halobien-schieferu durch Dolomite der Normalfazies vertreten. Die Halleiner Hallstätter Zone zeigt demgegenüber bereits im Oberanis eine durch Diploporenriffkalke und Schreyeralmkalke ausgezeichnete, typisch hallstätterische Gesteinsausbildung. Ein sicher fasaner Diploporenriffkalk, der teilweise einem Wettersteinkalk gleicht, leitet im Halleiner Bereich zu unterkarnischen Hallstätterkalken über und steht im krassen Gegensatz zu den gleichaltrigen Dolomiten des tiefjuvavischen Anteiles der Lammermasse. Erst vom Mittelkarn angefangen scheint insofern Übereinstimmung zu bestehen, als über dem Niveau der Halobien-schiefer da wie dort Kalkablagerungen folgen. Während jedoch die Halleiner Zone lediglich bunte und helle norische Ablagerungen zeigt, ist im Lammerbereich durch die dunklen, mergeligen Pedatakalke auch im Nor ein Gestein der Mergelfazies vertreten. Das Rhät weist in beiden Zonen Mergelfazies auf, zeigt aber in der Hallstätter Zone des Lammertales bezeichnenderweise durchwegs Mergel; bei Hallein treten basal auch Mergelkalke auf.

Stufe	Zone	Halleiner Hallstätter Zone		Lammertal Hallstätter Zone		Einzelne Fossilien * Halleiner Zone ** Lammertalzone	
RHÄT	<i>Avicula contorta</i>	ca. 50 m	Zlambach-schichten	Christocerasmergel, Zlambach-Mergelkalk und -Sandstein	ca. 50 m	Zlambachmergel	<i>Involutina liasina</i> Jones * (Rhät-Lias) <i>Phylloceras cf. despectum</i> Mojs. *
NOR	<i>Pinacoceras Metternichi</i>	200—250 m		bunte Monotiskalke i. bes. bunte und helle Hallstätterkalke i. a.	ca. 200 m	bunte und helle Hallstätterkalke	<i>Pinacoceras Metternichi</i> Hau. *
	dunkle Pedatakalke						<i>Monotis salinaria</i> Br. *, **
							<i>Halorites cf. Ramsaueri</i> (Quenst.) *
KARN	<i>Tropites subbulatus</i>	ca. 150 m		bunte und helle Subbulatusschichten; Draxlehnerkalke	100—200 m	bunte und helle Subbulatusschichten; Draxlehnerkalke	<i>Halobia austriaca</i> Mojs. *, **
	<i>Trachyceras Aconoides</i>			Halobien-schiefer, zirka 5 m		Halobien-schiefer bis 20 m vorwiegend dunkle Kalke dunkler, kiesiger Dolomit	<i>Tropites subbulatus</i> Hau. * (*)
	<i>Trachyceras aon</i>			bunte und helle Hallstätterkalke			<i>Halobia rugosa</i> Gümb. *
LADIN	<i>Protrachyceras Archelans</i>	200—350 m		Weißer Diploporen-Riffkalk zum Teil in Wettersteinkalkfazies	250—400 m	weißer und grauer Ramsaudo-lomit	<i>Garnites floridus</i> Wulf. *
	<i>Potrachyceras Reitzi</i>						
ANIS	<i>Ceratites trinodosus</i>	200—350 m		Schreyeralmkalk (Lercheckkalk), hellgrauer und weißer Diploporen-Riffkalk, vorwiegend dunkelgrauer Gutensteinerdolomit gelbe dol. Rauhwaacke	250—400 m	± dunkelgrauer Gutensteiner Dolomit dunkle Gutensteinerkalk-Basisschichten	<i>Diplopore annulata</i> Schafh. *, **
	<i>Rhynchonella decurtata</i>						
SKYTH		ca. 400 m		Werfener Schichten Haselgebirge	?	Werfener Schichten Haselgebirge	<i>Physoporella pauciforata</i> Gümb. *
							<i>Ph. dissita</i> Gümb. *

Zusammenfassend mag erkannt werden, daß in der Hallstätter Zone des Lammertales die dolomitisch-mergelige Gesteinsausbildung, die „Schlammfazies“, überwiegt, wohingegen in der Halleiner Hallstätter Zone die kalkige Ausbildung der Trias, die „Riffazies“, im Vordergrund steht.

Beide Serien dürften exklusive der Werfener Schichten je an die 800 m mächtig sein.

II. Tektonik

1. Der österreichische Anteil der Torrener Jochzone, des Göllmassivs und der Roßfeldmulde

A. Zur Geschichte

Der enge, zwischen Hagengebirge und Göllmassiv gelegene Einschnitt der „Torrener Jochstörung“ reicht auf Salzburger Seite vom Austritt des Bluntaltales in das Salzachtal bis zum Torrener Joch. Von Lebling wurde diese Störungszone, die im Wechsel der Meinungen vielerlei Deutungen erfahren hat, quer über den Königsee bis zur Watzmann-S-Seite verfolgt.

Das Hagengebirge teilen alle Forscher der tirolischen Einheit zu, wogegen das Göllmassiv von Haug, Nowak und Kober für hochjuvavisch angesehen wird. Nach ihnen ist es dem neokomen Vorland aufgeschoben. Hahn läßt die Frage der Deckenzugehörigkeit offen, tritt aber auf Grund der auf hayerischem Bereich zu beobachtenden N—S-streichenden Überschiebungslinie des Göllmassivs für einen bedeutenden W-Schub ein. Dieser soll sich längs der Führungsspalte der Torrener Joch-Störungslinie ausgewirkt haben.

Erst Kühnel (1929) glaubt durch das Auffinden eines der Göll-N-Wölbung transgressiv auflagernden Malmbasiskonglomerates den Beweis für die tirolische Stellung des Göllmassivs erbringen zu können. Ampferer schließt sich dieser Vorstellung an, hält den Göll für eine tirolische Aufwölbung und sieht in der Torrener Jochlinie eine alte Erosionskerbe, die bei der Überschiebung des Juvavikums mit dessen Basisgesteinen ausgefüllt wurde.

Die Vorstellung, wonach die tiefjuvavische Lammernasse gegen W, zum Torrener Joch, fortstreicht, liegt in den Aufnahmen von Lebling (1935) begründet. Er konnte auf bayerischer Seite zwei Zonen unterscheiden; eine nördliche besitzt nach ihm Werfener Schichten, anisischen Dolomit und Ramsaudolomit und gehört vielleicht der Reiteralpdecke¹⁾, eine südliche mit „fraglichem“ Hallstätterkalk und Dolomit der Hallstätter Decke zu. Auch im Salzburger Anteil der Störungszone sollen nach Lebling Hallstätter Gesteine anzufinden sein.

Thurner (1951) sieht neuerdings die Torrener Joch-Störungslinie als westlichsten Ausläufer der Puchberglinie, in der Werfener Schichten und Muschelkalk eingelagert sind. Er stellt das Hagengebirge wie auch das Tennengebirge zur „Dachsteinschubmasse“, die er für eine Abspaltung der Stauffen-Höllengebirgsdecke hält. Vom Torrener Joch gegen W kommt es nach Thurner zu einer Verschmelzung beider Schubmassen.

¹⁾ Lebling ging so weit, daß er diese Zone sogar für die Wurzelzone der Reiteraldecke hielt; eine Annahme, die von Hahn (1913) hinreichend widerlegt wurde.

Die sich auf das Torrener Joch beziehenden Meinungen können, was das Vorkommen juvavischer Elemente im Salzburger Bereich betrifft, hier nicht bestätigt werden. Nur der Vorstellung von Haug dürfte Recht zu geben sein. Er nimmt an, daß alle tiefertriadischen Schichten des Torrener Joches, so auch die Werfener Schichten, organisch zur Gölserie gehören. Es ist dies eine Vorstellung, die O. Ganss (1950, S. 362) zu vertreten scheint und der sich auch Heißel (1952, S. 226) angeschlossen hat.

Die im Bereich des Roßfeldes in den Jahren 1882-1883 von A. Bittner durchgeführte Kartierung ist in den wesentlichen Punkten kaum mehr zu verbessern; auch die Daten seines Kartierungsberichtes 1882 bleiben im Prinzip aufrecht. Eigenartig mag es heute nur berühren, wenn damals die Deckschollen auf den Roßfeldschichten noch etwas „Rätselhaftes“ an sich hatten. Die Vorstellung einer vom Neokom ummantelten Insel älterer Gesteine, wie sie noch v. Gümbel (1861, S. 561) sieht, gibt bereits Bittner auf. F. F. Hahn (1913) und L. Koher (1923, S. 153) vermerken sie als juvavisch.

1929 bringt J. Kühnel innerhalb seiner ausführlichen Darstellung der Geologie des Berchtesgadener Salzberges auch den Bau des Roßfeldes zur Sprache. Seine auf einer Tafel dargestellten N—S-Profile werden in sinnvoller Weise durch die O—W-Profile von O. Ampferer (1936, S. 104) ergänzt.

B. Ergebnisse der Neuaufnahme

(siehe dazu die Geologische Karte 1:25.000 auf Tafel V)

Die Neuaufnahme im Salzburger Anteil der Torrener Jochzone zeigt, daß sich bunte Werfener Schiefer, graugrüner und roter Haselgebirgston lediglich am Fuße des Hagengebirges, nicht aber inmitten der Muschelkalk-Dolomitmasse, wie es die Spezialkarte 1:75.000 angibt, vorfinden (Tafel V, Profil 1 und 3). Steil N-fallender anisicher Dolomit legt sich südlich der Oberen Jochalm an die mittelsteil NO-fallenden Dachsteinkalkbänke des Schneibsteinnordgehanges. In der Stumm trifft man inmitten graugrünen Haselgebirges bis hausgroße Blöcke einer groben Dolomithreccie. Durch sie wird der Eindruck erweckt, Basisgesteine einer Schubmasse vorliegen zu haben (Tafel V, Profil 3). Auch das zur Störungslinie hinabgeschleppte Vorkommen jurassischer Gesteine am N-Gehänge des Schneibsteines, östlich der Unteren Jochalm, verstärkt diesen Eindruck (Tafel V, Profil 5).

Dem anisichen Dolomit schließt gegen N ein kilometerlanges, mehrmals unterbrochenes, schmales Band tiefanisichen Muschelkalkes an: helle, massigere Kalke werden gelegentlich von dunklen Kalklagen abgelöst. Schließlich formt eine kilometerbreite Zone ladinischen Dolomites und im Hagenden desselben ein gebankter, kieseliger Dolomit das nördliche Gehänge des Torrener Jochgrabens. Es kann kein Zweifel aufkommen, daß die vorgenannte Schichtfolge die Basis des Göll-Dachsteinkalkmassivs bildet.

Am O—W-streichenden Bruchdurchgang zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk, östlich der Alpwinkelalm, ist ersichtlich, wie der Dolomit durch einen N-gerichteten Schub dem Dachsteinkalk angepreßt und steilgestellt wurde. Man beobachtet hier ein brecciöses und rauhwackenähnliches Gestein. Es darf auch nicht verwundern, wenn die Reingrabener Schiefer lediglich östlich des Pfaffenkars auftreten (Tafel V, Profil 2). Sie fungierten

als Gleitmittel und wurden größtenteils ausgequetscht. Dem dunklen Dolomit in 4 m Mächtigkeit eingeschaltet, streichen sie nordöstlich und stehen saiger. Ein zweites, 3 m mächtiges Vorkommen ist einige Meter nördlich davon einem steil S-fallenden, überkippten Dolomit eingelagert.

Wie am steilgestellten Hauptdolomit Überkipnungen aufscheinen, so sind solche auch am Muschelkalkzug westlich der Kote 1026 ersichtlich. Die dünnhankigen Kalke nahe der Kote 573 zeigen eine Fältelung, deren O—W-Achsen auf einen N-gerichteten Schub hinweisen. Harnischflächen haben eine 50° S-fallende Striemung.

Die von Längsstörungen durchsetzten, zermürbten und daher leicht verwitterbaren Gesteine der Torrener Jochzone konnten quartär leicht ausgeräumt werden. Dementsprechend sind schon von der Oberen Jochalm

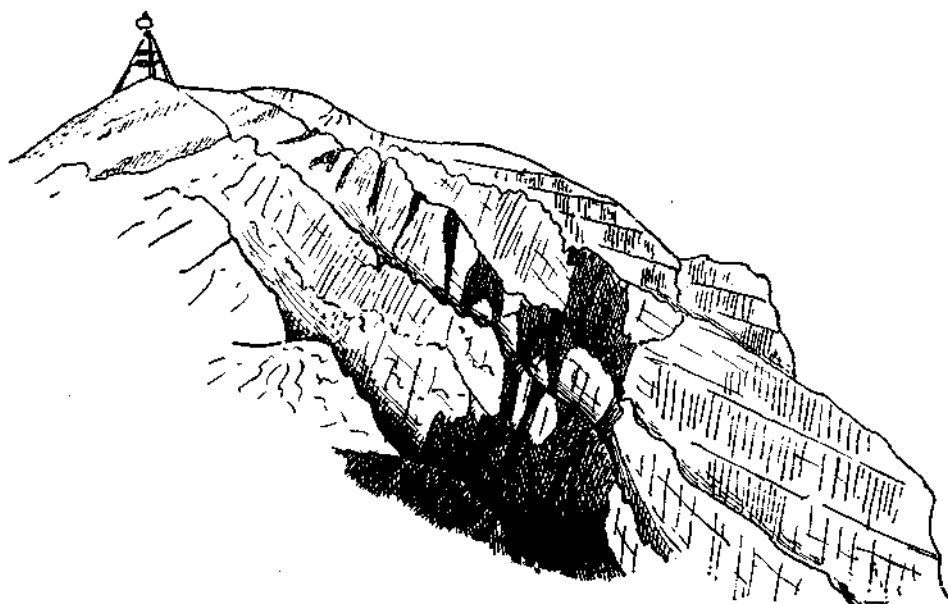


Abb. 1

(K. 1456) bis nahe zum Bluntautal (Kote 573) grobe Kalkschotter, Kugelblöcke und Sande ausgebreitet. Die Kalkkonglomerate, die sich südlich der Alpwinkelalm bei zirka 900 m Seeböhe vorfinden, sind als lokale Schwemmkegelablagerungen anzusehen (E. Stummer, 1936, S. 107).

Die Quellen, welche den Bluntaufall speisen, entspringen an einer steil stehenden N—S-Verwerfung aus dem sanft O-fallenden Dachsteinkalk des Hagengebirges. Die letzte Gesteinsstufe, auf die das Wasser stürzt, besteht bereits aus anisischem Dolomit der Göllserie. Erst nach 3 km Unterbrechung geht das Alluvial des Bluntautes am Austritt des Torrener Baches ins Salzachtal, nochmals eine kleine Dolomitpartie frei.

Die Dachsteinkalke des zirka 8 km langen und 3 km breiten Göllmassivs fallen generell in nördlicher Richtung ein. Dementsprechend werden sämtliche tiefertriadischen Gesteine des Torrener Jochabschnittes als

die Basisgesteine der Göllmasse angesehen, ähnlich wie es sich Del Negro (1950, S. 112) vorstellt.

Eine frühe Emporwölbung mag zum präliasisch verkarsteten und zerklüfteten Dachsteinkalk des Göllgipfelbereiches geführt haben (vgl. O. Ganss, 1950, S. 362). Die mit bunten Liaskalken, Hierlatz- und Adnetherkalken erfüllten Klüfte stehen zumeist fast saiger zum Streichen des Dachsteinkalkes. Besonders eindrucksvoll sind die 60—70° SW-fallenden, mit jenen bunten Gesteinen erfüllten Klüfte im sanft N-fallenden Riffkalk, 30 m nordwestlich der Kote 2533 und die Kluftfüllungen am trigonometrischen Punkt der Kote 2523 (siehe Abb. 1, S. 115).

Die bedeutendste Hebung des Gebirges ist sicherlich zur jungtertiären Orogenese erfolgt; das haben schon Hahn (1913, S. 253 und 286) und Lebling (1935, S. 11) betont. Sie ging gewiß einher mit dem W-verengten Querschub, demzufolge im westlichen Teil die Schichten gegen NW, im östlichen zunehmend gegen O einfallen. Am Gollinger Wasserfall mißt man z. B. ein 40°iges NO-Fallen der Gesteinsbänke, westlich vom Hohen Göllgipfel 20—30° NW-Fallen. Das Göllmassiv formt demnach eine kilometerweite Queraufwölbung, nicht aber, wie das Dienersche Profil (l. c., S. 375) zeigt, eine O—W-streichende Antiklinale mit gegen S herabgebogenen Schichten. Der Querbug wird durch radial angeordnete Klüfte nur noch deutlicher (siehe Abb. 2).

Im Weißenbachtal schaltet sich zwischen dem Göll-Dachsteinkalk und der Jurabasis der Roßfeld-Neokommulde eine 2½ km lange Partie neokomer Schrambachmergelkalke ein. Sie reichen doppelt so weit gegen W, wie auf der Spezialkarte 1 : 75.000 dargestellt und sind noch am N-Fuß des Vorderen Freieck in 800 m Höhe aufgeschlossen. Entgegen der Auffassung Kühnells (1929, S. 539), wonach das Neokom den Göllgesteinen auflagern soll, wurde es durchwegs mit sanftem bis mittelsteilem südlichen Einfallen angetroffen; wohl ein Hinweis, daß der Schubkraft der Göllmasse auch eine nördliche Komponente zufällt.

Am Freieck-N-Fuß stellen sich an der Basis des Neokoms 50° NO-fallende Oberalmere Schichten ein. Sie sind als südliche Basis des synklynal gelagerten Weißenbachneokoms zu betrachten.

Die Störungslinie, welche vom Gollinger Wasserfall weg die Jura-Kreideablagerungen der Weißenbachmulde vom gebankten Dachsteinkalk des Göll, dann diesen von der Rhättriffkalkhesis der Roßfeldmulde absetzt, streicht gegen W über die Halde des Wilden Freithofkares, quert den Steig Purtschellerhaus-Hoher Göll nahe der Kote 2250 und setzt sich über das Endstal zur Linie der Scharitzkehl-Jännerüberschiebung fort. Schon Lebling nimmt eine solche O—W-Verwerfung an und glaubt, daß längs ihr die Göllmasse ihren Querschuh vollführte.

Die Bedeutung der Störung wird durch Werfener Schieferspuren etwa 500 m nordwestlich vom Gollinger Wasserfall und durch 2 eingeklemmte, kleine Partien jurassischer Mergelkalke erhellt. Sie sind südlich der Kote 792, am Jagdsteig des Hinteren Freieck-N-Fußes und gemäß der Aufnahme Kühnells südwestlich der Kote 1834 anzutreffen.

Beim Vergleich der Schichtfolge des Göllmassivs mit jener des hochjuvavischen Gollinger Schwarzenberges, fällt die gute Übereinstimmung auf. Zieht man dazu die Schichtstellung in Betracht, das generell nördliche Einfallen, so kommt man zur Überzeugung, daß beide Gebirgsteile

einer tektonischen Einheit zuzuordnen sind (vgl. tektonische Skizze auf Tafel V). Die Serien beider Teile scheinen von Überschiebungslinien begrenzt zu sein. Die südliche Überschiebungslinie des Schwarzen Berges entspräche der Tiefenlinie am Torrener Joch, die nördliche der über den Wilden Freithof zum Gollinger Wasserfall streichenden Störung. Der südlichen Jurabasis der Weitenauer Neokommulde, die am Gollinger Waldparkhügel ihren westlichen Aufschluß findet, sind die Juragesteine des Hinteren Weißenbachtals gleichzusetzen. Zweifellos stellt das Weißenbachneokom den westlichen Ausläufer der Weitenauer Neokommulde, im weiteren Sinne auch der Altbühlalm- und Moosbergalm-Neokommulde dar. Die Oberalmerschichten der Roßfeldmulde liegen mit Basiskonglomeraten auf Rhättriffkalk, eine Schichtlücke, ähnlich wie sie sich auch östlich des Salzachtales, am Zimmereck-Fagerwandzug, zwischen dem Rhättriffkalk und den Oberalmerschichten ergibt.

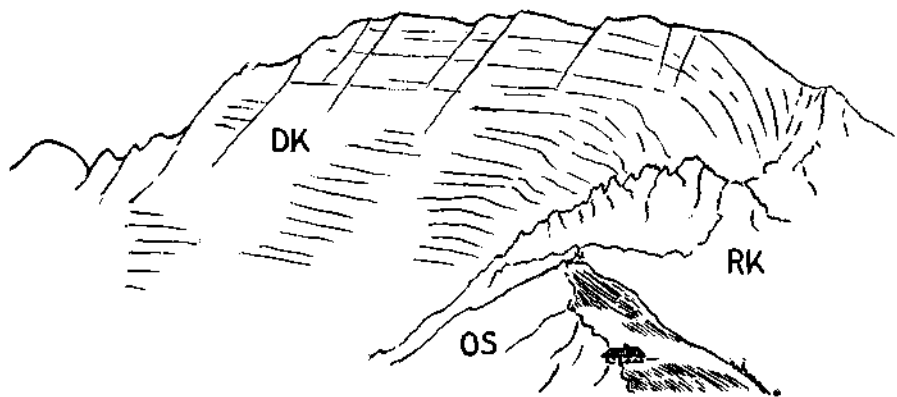


Abb. 2: Blick zum Purtschellerhaus und Hohem Göll. DK = vorwiegend gebankter Dachsteinkalk, RK = vorwiegend Rhättriffkalk, OS = Oberalmerschichten.

Nach den angeführten Daten wäre die Bedeutung der über den Wilden Freithof führenden Verwerfung als Überschiebungslinie einer vorgosauisch eingeschobenen hochjuvavischen Göllmasse ohne weiteres einzusehen. Wäre die Deutung der vom Bereich des Gollinger Wasserfalles über das Endstal zur Scharitzkehl-Jännerüberschiebung streichenden Störung als Tiefenlinie richtig, würde das wichtigste Argument, das Kühnel gegen die hochjuvavische Natur des Göllmassivs vorgebracht hat, hinfällig sein. Die tirolischen Oberalmerschichten würden nämlich nicht mehr über ein zur Göllserie gehörendes Gestein „transgredieren“. Um der Deutung nach eine hochjuvavische Göllmasse aufrechterhalten zu können, müßten sich allerdings auch die über den Königsee zur Watzmann-S-Seite streichenden tiefertriadischen Gesteine der Torrener Jochzone vom benachbarten Tirolikum trennen lassen. Die Lebling'sche Karte begrenzt sie durch Störungen.

Es wird wohl auf bayerischer Seite entschieden werden müssen, ob die Vorstellung einer über den Wilden Freithof zum Endstal zu ziehenden Überschiebungslinie einer höheren Deckenmasse richtig ist, oder ob jene Störung nur als Bruchphänomen zu sehen ist. Daß sie zuletzt für den

jugendlichen Querstau der Göllmasse als nördliche Gleitschiene fungierte, die der südlichen Gleitschiene, den Störungen der Torrener Jochzone, gegenüberzustellen ist, dürfte kaum in Frage stehen. Es könnte sich dabei natürlich nur um eine sehr geringfügige Schubweite handeln.

Neben dem W-vergerten Querstau der starren Massen des Gollinger Schwarzenberges und des Göllmassivs findet die Querbewegung in der Herausbildung der Salzachtalsynklinale ihren besonderen Ausdruck. Sie verquert und verwirft den älteren Bau fast im rechten Winkel und zeigt sich zerhackt durch zahlreiche Abbrüche, die den Hängen des NNW-gerichteten weiten Tales, somit der Synklinalachse, parallel laufen. Schon an der Hagen- und Tennengebirgsbarriere, am Salzachdurchbruch bei Paß Lueg, wird die Uranlage des Salzachtales erkennbar (Abb. 3 a). Der Quartärerosion ist offensichtlich eine sanfte Einmündung vorangegangen, die von N—S-streichenden, gestaffelten Abbrüchen begleitet war.

Gegen N wird das hier gewonnene Bild nur noch deutlicher: Die Gesteine der Hagengebirgs-O-Seite fallen gegen das Salzachtal zu mittelsteil gegen NO bis ONO ein und die obertriadischen Gesteine des Göllmassivs weisen am Abfall zum Salzachtal ein mittelsteil östliches Einfallen auf¹⁾. Hier mag der Druck angesetzt haben, der das Göllmassiv jung etwas gegen W hewegt hat. Ein Hinweis, daß der Klotz des Gollinger Schwarzenberges während des Querstaues in ähnlicher Weise wie die Göllmasse als Prellbock fungierte, mag in dessen Stirneinrollung gegen NW erblickt werden.

Die formbaren Gesteine nördlich der Dachsteinkalkbarriere des Tennen- und Hagengebirges, der Bereich des Salzachtales, die Muldenzonen des Roßfeldes und von Hallein reagierten auf den Querstau durch Faltenwurf mit NW-streichenden Achsen. Der schon am Paß Lueg zu beiden Seiten der Salzach beobachtbare Staffelbruch tritt an den Hängen der Osterhorngruppe zum Salzachtal in einem noch viel größerem Umfang in Erscheinung. Er ist für den Abschnitt zwischen Kärterer- und Tauglbach von M. Schlager (1954) in gründlicher Bearbeitung dargestellt worden. Auch schon im kleinen Bereich, so z. B. am rhätischen Riffkalk der Fagerwand, bestätigt sich jener tektonische Plan. Obwohl zirka 2 km vom Salzachtal entfernt, wird durch die hier in Erscheinung tretende Flexur bereits die Herabbeugung zum Salzachtal und die damit verbundene Bruchtektonik deutlich (Abb. 3 b).

Der Aufwölbungszone des Göll folgt im N die Muldenzone des Roßfeldes. Ihr werden die Riffkalke südlich des Eckersattels, die Oheralmer Schichten des N- und S-Flügels, die mächtige neokome Muldefüllung und schließlich die darauf ruhenden tiefjuvavischen Schollen zugezählt. Die Aufstauung der Muldenbasis entlang des Salzachtales ist gewiß mit der Herausbildung der Salzachtalsynklinale einhergegangen.

Zur Veranschaulichung der tektonischen Details am südlichen Muldenflügel dient das Profil 4 auf Tafel V. Man sieht, wie auf Grund des verschiedenartigen Verhaltens der Gesteine eine sehr differenzierte Tektonik zustande kam. Im Dachsteinkalk kam es zur Bildung von Ablösungsflächen, längs welcher Keile des Dachsteinsriffkalkes in die plastischeren, dünnbankigen Oberalmerschichten vorgetrieben wurden. Nur gelegentlich schalten sich massigere Barmsteinkalklagen ein. Bemerkenswerte Schlep-

¹⁾ Bergsturzmassen am O-Fuß des Kleinen Göll weisen auf eine eiszeitliche Unterschneidung hin.

pungen sind durch die Verkeilung des Dachsteinkalkes im Oberjurakalk verursacht. Falten und Spitzfältelungen, wie sie südlich des Purtschellerhauses auftreten, werden gegen S zu steilstehenden Schichtpaketen zusammengestaut. Das Purtschellerhaus selbst steht auf einem sanftgewölbten Faltensattel der Oberalmerschichten, dessen N-Schenkel 55° gegen ONO fällt. Knapp südlich des Eckersattels verzeichnet man 65° NNO-Fallen. Erst nördlich der Eckersattelstörung ist am Übergang zu den auflagernden Roßfeldschichten ein flaches, in der Richtung wechselndes Einfallen erreicht.

Bei zunehmender Senkung gelangten innerhalb der oberen Roßfeldsandsteine grobklastische Sedimente aus der südlich benachbarten Hebungszone zur Ablagerung. Es sind die Anzeichen einer wilden, orogenen Sedimentation, die sich mit Del Negro (1950, S. 50) als Ankündigung der mittelmekretazischen Gebirgsbildung deuten lassen. Der Schüttung von metergroßen Hallstätterkalkblöcken in die obere Roßfeldschichten des

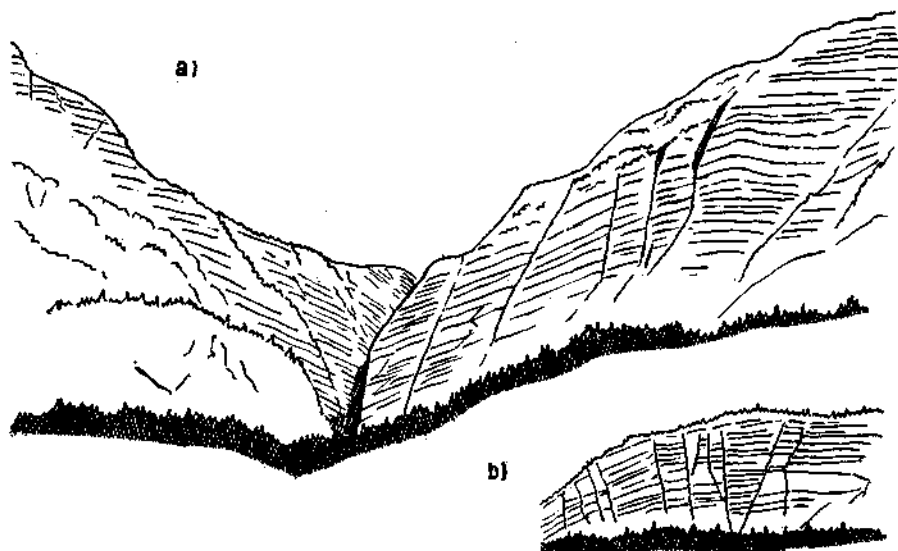


Abb. 3

Ahornbüschenkopfes und Ahornkammes folgt unmittelbar der Einschub der Hallstätter Deckenmasse. Gerölle aus Roßfeldsandstein weisen darauf hin, daß knapp vor dem Einschub auch das Neokom bereits der Erosion unterworfen war.

Wenige Meter über diesen, zirka 50 m mächtigen, konglomeratführenden oberen Roßfeldschichten ruhen mit einer beträchtlichen Winkeldiskordanz die tiefjuvavischen Deckschollen auf (vgl. Kühnel, S. 480). Es sind die Deckschollen des Ahornbüschenkopfes und Roßfeldes. Die Dolomite und Schreyeralmkalke des Ahornbüschenkopfes wie auch der Ramsadolomit der Roßfeldscholle fallen steil gegen W ein.

Eine nur 5 m mächtige, S-fallende Hallstätterkalkscholle konnte am Treffpunkt der zwei Straßen am Ahornbüschenkopf, eine zweite, aus hellem Riffkalk, östlich des Pechhäusls vorgefunden werden. Beide lagern den Roßfeldschichten auf.

Mit O. Ampferer (1936, S. 104) kann man die Deckschollen des Roßfeldes als ein Modell der weiträumigen Hallstätterschollenanhäufung im Hallein-Dürnberger Bereich betrachten. Sie ruhen lediglich eine Stufe höher auf der tirolischen Unterlage.

2. Die Halleiner Hallstätter Zone und ihr Rahmen

A. Zur Geschichte

Wie uns Lipold (1854, S. 591) unterrichtet, setzt die Erkundung der geologischen Verhältnisse im Halleiner Salzberg bereits mit L. v. Buch, A. Boué, Murchison und Lill von Lilienbach u. a. ein. Lipold darf das Verdienst in Anspruch nehmen, den Grundstein eingehender Untersuchungen im Salzberg nächst Hallein gelegt zu haben. Wenn auch Lipold versucht, der schlichten wie wahren Annahme Lill von Lilienbachs (1830) entgegenzuwirken, wonach das Halleiner Salzgebirge eine Muldenfüllung darstellt, so vertreten doch beide Forscher die Hangendstellung von Kalkschollen über dem Salzgebirge. Lill stellt sie zu seinem oberen Alpenkalk und nimmt aus Unkenntnis der liegenden Jura-Kreideablagerungen eine stratigraphische Verknüpfung des Haselgebirges mit seinem unteren und seinem oberen Alpenkalk an. Lipold erkennt im Gestein jener Schollen bereits Hallstätterkalke und Dolomite.

Der Erfolg Schafhäutl's (1851) und Gümbels (1861) ist in den Fossilausbeutungen der Hallstätterkalke zu suchen. Durch die Untersuchungen Bittners (1882—1883) glückte der Nachweis von oberem Muschelkalk mit *Ptychites flexuosus* Mojs. auf dem Lercheckgipfel und die Sicherstellung des karnischen Hallstätterkalkes der *Trachyceras aonides*-Zone am Wallbrunn. Mojsisovics gelingt hingegen 1889 der Nachweis der *Tropites subbulatus*-Zone am Rappoltstein. E. Fugger stellt 1904 nach den Aufnahmen A. Bittners das geologische Spezialkartenblatt Hallein—Berchtesgaden 1:75.000 und die dazugehörigen Erläuterungen fertig.

Von großem Wert ist die Studie von M. Schlosser (1898), in der die vorhergehende Literatur gebührenden Widerhall findet. Es ist ihm gelungen, die Gliederung der Trias im Halleiner Gebiet nach dem damaligen Stand der Forschung umfassend darzustellen. E. Seidl versucht 1927 den Vergleich mit den deutschen Zechsteinlagerstätten. Seine, wie später auch die von F. Beyschlag (1922) vertretene Vorstellung, daß das Salzlager unter den gesamten Nördlichen Kalkalpen liegt und nur stellenweise horstartig durchbricht, entspricht der Auffassung Gümbels von 1861 (vgl. O. Ampferer, 1936, S. 100—101). Sie scheint schon von vornherein durch das Postulat von E. Haug und L. Kober hinfällig geworden zu sein, wonach eine Verknüpfung unserer bedeutenden alpinen Salzlager mit den Schubschollen der tiefjuvavischen Hallstätter Decke besteht. Hahn (1913, S. 392) baut den Halleiner Bereich in sein großtektonisches Schema ein und stellt Faziesvergleiche mit den Hallstätter Gesteinen im hayerischen Bereich an.

Die von W. E. Petrascheck (1945) beschriebenen Tiefbohrungen im Halleiner Bergbau bringen Belege für die auch schon 1936 von O. Ampferer vertretene Auffassung, wonach das Salzgebirge mitsamt den auflagernden Dolomit- und Kalkschollen der tektonisch höher gelegenen tiefjuvavischen Hallstätter Decke zugehört und in einer Mulde der tirolischen Decken-

einheit lagert. Die Verformungs- und Bewegungsbilder zu studieren, wie sie durch den reichverzweigten Bergbau aufgeschlossen sind, hat sich O. Schauburger zur Aufgabe gestellt. W. Medwenitsch (1949) will auf Grund des Jakobbergstollenprofils auch im Halleiner Bereich zwei Hallstätter Decken nachweisen.

Der westliche, durch die Überschiebung der hochjuvavischen Unterbergmasse gegebene Rahmen der Halleiner Hallstätter Zone wird in den Arbeiten von E. Fugger (1907) und M. Schlager (1930) behandelt.

B. Ergebnisse der Neuaufnahme

(siehe dazu die geologische Karte 1:25.000 auf Tafel VI)

a) Der südliche und der östliche tirolische Rahmen und die tirolischen Aufschuppungen innerhalb der Hallstätter Zone

Die östliche Begrenzung der Roßfeldneokommulde ist durch eine Aufwölbung ihrer Jurabasis gekennzeichnet. An sie schließt unmittelbar die mit Gesteinen der tiefjuvavischen Hallstätter Decke erfüllte Muldenzone westlich von Hallein an. Die Oberalmer- und Schrambachschichten jener Aufsattelung fallen größtenteils zur Salinarmulde ein. Man dürfte es hier mit einer überkippten Lagerung zu tun haben.

Die Bedeutung des jungen, westgerichteten Querstaues für den Muldenbau wurde schon von O. Ampferer (1936) hervorgehoben. Er führte zum Einschwenken des östlichen Muldenflügels in die NNW-Richtung. Die Steilstellung des Jura Rahmens hatte teilweise die Aufstauung auf die tiefjuvavischen Füllgesteine der tirolischen Mulde zur Folge. Brüche am Rande der belastenden Schollen und das Haselgebirge an deren Basis dürften das begünstigt haben. Längs der bei der Aufstauung des Jura Rahmens entstandenen Aufblätterungen ist, wie es das von Schauburger untertags aufgenommene Eggfriedlprofil besonders gut zeigt, Haselgebirge emporgedrungen.

Die westlich von Hallein mittelsteil SW-fallenden, an den Barmsteinen steilgestellten Barmsteinkalke erinnern auch insofern an die Verhältnisse am Eggfriedl, als in die Jurabänke des Schanzelsüdfußes Haselgebirge hineininjiziert wurde. Die eigene Vorstellung weicht hier von jener O. Ampferers (1936, Abb. 9) nur dadurch ab, als nicht nur der nördliche, sondern auch der südliche Antiklinalflügel für abgesenkt betrachtet wird. Den tektonischen Kontakt zwischen den überkippten Schrambachschichten und den Oberalmerschichten zeigt z. B. ein Aufschluß an der Straße Hallein—Dürnberg, 20 m östlich des ersten Gasthofes.

Wenn sich nun am Gutrathsberg auf zirka $1\frac{1}{2}$ km Längserstreckung tiefjuvavisches Haselgebirge erhalten hat, so ist das in ähnlicher Weise wie bei den vorhergegangenen Beispielen dem Querstau zuzuschreiben. Die Verhältnisse an der Abbaustelle der Zementwerke, südöstlich von Mühlreit, zeigen eine Einklemmung des Haselgebirges durch Verschuppung innerhalb der steil W-fallenden Juragesteine an.

Ein Hinweis auf das nachgeosauische Alter des Querstaues scheint sich an der SSW-Störung abzuzeichnen, längs welcher das steilstehende Blatt der Barmsteinhöhe gegen W bewegt wurde und zur Einkeilung einer Hallstätter Scholle (S. 110) Anlaß gab. Es fällt hier eine 5 m mächtige, mög-

licherweise cenomane Breccienbank unter dem aufgestauten Barmsteinkalk ein.

Nicht die Aufstauung des Muldenrahmens auf die Füllgesteine allein ist es, die für die Tektonik der tiefjuvavischen Schollen bestimmend ist; die gleichzeitig durch den Querschuh hervorgerufene Verformung des tirolischen Muldenuntergrundes wirkt entscheidend mit. Es drückt sich diese in einem mehrfachen fensterartigen Zutagetreten desselben innerhalb der Hallstätter Füllgesteine aus.

Zuerst ist eine zirka 40 m lange Jurarippe zu nennen, die westlich der tiefjuvavischen Scholle des Rudolfsköpfs zutage tritt. Mit steiler SO-Neigung fallen hier dünnbankige Oberalmerschichten unter die weißen ladinischen Kalke des Rudolfsköpfs ein. Man kann die Jurarippe als westliche Fortsetzung des bei Kranzbühl knieförmig in die Deckenfüllung eingreifenden tirolischen Jurarahmens betrachten. Dieser Jurasporn dürfte sich untertags aber auch gegen NNW fortsetzen. Wahrscheinlich hat er zur Abtrennung der Ramsaukopfwestrandschuppen von der eigentlichen Ramsaukopfmasse geführt. Auch vollzieht sich am Kranzbühl die Umkehr vom beckenwärts geneigten Einfallen der Oberalmerschichten, wie es vom Eggriedl bis zur Grubermühle beobachtet werden kann, zum steil östlichen Einfallen des Zinkenwesthanges.

Ferner trifft man inmitten der tiefjuvavischen Wallbrunnkopfscholle auf in nordwestlicher Richtung streichende tirolische Oberalmerschichten, u. zw. an den Aufschlüssen am Quellaustritt 200 m südlich von Hühnerleiten, 10 m südöstlich und 20 m westlich davon. An den beiden nördlichen Aufschlüssen werden sie unmittelbar, mit scharfem Kontakt, von bunten Hallstätterkalken überlagert. Am nördlichsten Aufschluß ist eine meterhohe Falte des hornsteinreichen Jurakalkes mit SSO-verlaufender Achse zu sehen.

Nördlich der Straße von Zill kommt es noch zweimal zu einem Zutagetreten des tirolischen Untergrundes innerhalb der Muldenfüllung: 1. am N-Fuß des Hirschbühl, am Weg zwischen den Gehöften Gschneidmannlehen und Neusieden. Hier sind dezimetermächtige, knollige Oberalmerschichten, O—W-streichend und saiger stehend, in einem 5 m langen Aufschluß anzutreffen; 2. östlich vom Gschneidmannlehen, wo dünnbankige Oberalmerschichten 305/20 unter die Hallstätterkalke des Rappoltstein einfallen. In ihrem östlichen Verlauf biegen die Oberalmerschichten des erstgenannten Vorkommens gegen SO ab und lassen eine Beziehung zu einer Störung knapp östlich des Steinbruches Zill vermuten.

Südöstlich von Gmerk bilden die Oberalmerschichten einen gegen NW vorspringenden Lappen, den man ähnlich dem Jurasporn des Kranzbühl, als Ausgangspunkt einer NW-streichenden Aufstauung des tirolischen Untergrundes betrachten kann. Es liegt nahe, von hier die tirolische Aufschuppung ausgehen zu lassen, welche in NNW-Richtung über Hühnerleiten, Neusieden zum Hohen Götschen und zur Köppelschneid führt.

Die vom Saghäusl bis zum Zinken normal unter die hangenden neokomen Schrambach- und Roßfeldschichten einfallenden Oberalmerschichten stehen bei Gmerk saiger und überkippen am Zinkenkamm zu steilem NW-Fallen.

Der obere Lettengraben folgt einer WNW-verlaufenden Querstörung im Jurarahmen. Die Streichrichtung zu beiden Seiten derselben lassen eine

Blattverschiebung im Ausmaß von wenigen 100 m erkennen. Nicht nur die Richtung der Störung, sondern auch, weil nach einer schmalen Flexur am Hochkreuz den OSO-streichenden, steilstehenden Schichten des Haarpunktkogels an der Madlerswand wieder WSW-Streichen verliehen wird, dürfte die Blattverschiebung durch einen W-Schub verursacht worden sein. Gleiches geht auch aus der Situation an der NW-gerichteten Querstörung am Larobachgraben hervor. Es ist hier am westlichen Flügel ebenso zu einer Flexur der Oberalmerschichten gekommen: Am Vorderecknordgehänge streichen sie NW—SO und fallen steil gegen SW, während sie am Gutsbof des Obersalzberges wieder ihr ursprüngliches WSW-Streichen besitzen.

Weil man innerhalb der Hallstätter Zone tirolische Oberjuraaufschuppungen antrifft und auch der gesamte östliche Beckensaum aus Oberalmerschichten aufgebaut ist, im nördlichen Becken aber zunehmend jüngerer Neokom die Unterlage der Hallstätter Schollen bildet, kann man annehmen, daß die Hallstätter Decke zur Zeit ihres vorgosauischen Einschubes bereits ein saftiges Relief vorgefunden hat.

So verweist im südöstlichen Teil des Beckens die Umrahmung der tiefjuvavischen Rudolfsköpfscholle auf eine Jurabasis und läßt das auch der Jurakeil des Kranzbühl für die Ramsauköpfscholle vermuten. Anders im nördlichen Beckenteil: Während östlich vom Gschneidmannlehen noch Oberalmerschichten unter die tiefjuvavische Rappoltsteinscholle eintauchen, liegt diese in ihrer nördlichen Hälfte bereits neokomen Schrambachschichten auf. Die im W benachbarte Scholle bei Point ist ringum von Schrambachschichten umrahmt, liegt also bereits vollkommen dem tieferen Neokom auf. Auch die Haselgebirgsschollen in der neokomen Teilmulde östlich von Schellenberg, nahe des Schweighofes, haben Schrambachschichten zur Unterlage. Das zirka 2 km nördlich davon anzutreffende Haselgebirge östlich von Oberreit hingegen dürfte den Roßfeldschichten der neokomen Teilmulde nördlich des Hohen Götschen aufliegen. Ihre Ausdehnung ist durch die NNW-streichende Hochzone der Köppelschneid im W und durch die NW-streichende Juraaufwölbung entlang des Salzachtales vorgezeichnet.

b) Die Verhältnisse an der Überschiebungslinie der Untersbergmasse

Die hellen Schrambachmergelkalke bei Gartenau verlängern die Antiklinalzone der Köppelschneid bis zu ihrem Untertauchen unter den quartären Lockergesteinen des Salzachtales. Westlich jener Zone folgt abermals eine NNW-gestreckte, durch die Füllung mit oberen Roßfeldschichten gekennzeichnete neokome Teilmulde. Ihre westliche Begrenzung ist die Überschiebungslinie der Untersbergmasse.

Unter dem Haselgebirge dieses hochjuvavischen Deckenanteiles legen die Erosionseinschnitte des Rothmannbaches, des Weißbaches und des Drachenlochbaches die vielfach gegen O überkippten Basiselemente der NNW-streichenden Neokommulde frei. Der Nördlichste von ihnen, der Drachenlochbach mit seinen Zuflüssen, schließt von O nach W folgende Schichtglieder auf:

1. Sanft WNW-fallende Schrambachkalke.

2. Vor allem an einem von SW kommenden Zufluß, eine geringmächtige Lage von Malmbasiskonglomerat und ein über 20 m mächtiges Paket Oberalmerschichten¹⁾. Falten zeigen sanft gegen NNO fallende Achsen.

3. Im Hauptgraben, den Übergang von neokomen Mergelschiefern in bunten Tithonflaserkalk (zirka 3 m mächtig) und einen hellen, grobgebankten, echinodermenspätigen Tithonkalk (5 m mächtig). Die Schichtglieder zeigen ein mittelsteiles SW-Fallen und sind deshalb überkippt.

4. Eine an die 150 m mächtige Folge mittelsteil in westlicher Richtung einfallender, gleichfalls überkippter, Oberlias-Dogger(?) Ablagerungen: a) bläulichgraue Mergelkalke, b) manganvererzte, ± kieselige Mergelkalke und kalkreiche Fleckenmergel, c) weiche korallenführende, mikrofossilreiche Liasfleckenmergel und ± dunkelgraue Liasmergel, wechsellagernd mit kalkigen Liasfleckenmergelbänken und einzelnen Lagen gelblichbrauner, sedimentärbrecciöser Korallenkalke.

5. Das über der gegen O überkippten tirolischen Gesteinsserie liegende Haselgebirge des hochjuvavischen Untersberges, das bis an die Dolomitwand heranreicht.

Innerhalb der tirolischen Gesteinsfolge ist zwischen den Tithon- und den Liasablagerungen 10—15 m mächtiges hundes Haselgebirge eingeschaltet. Ansonsten zeigt sich das Haselgebirge des öfteren verschwemmt über den jurassisch-neokomen Sedimenten.

Der helle Tithonkalk des Drachenlochgrabens läßt sich mit dem teilweise bunten, ebenso crinoidenspätigen Tithonkalk des Weißbachtals, zirka 1 km südlicher, verbinden. Auch hier schließen im O die Schrambachkalke an und dürften die westlich folgenden Mergel liasisch sein.

Nicht ganz einen weiteren Kilometer gegen S folgen die interessanten Aufschlüsse des Rothmannbachgrabens. Zu Beginn desselben ist nördlich einer kilometerlangen, bunten Tithonkalkrippe dem Schrambachkalk Haselgebirge eingefaltet. Westlich davon zeigt am rechten Ufergelande ein bunter Flaserkalk den Übergang ins Tithon an. Er wird in ähnlicher Weise von gefalteten Liasmergel abgelöst wie am Drachenlochgraben.

Mehrmals sind den tirolischen Gesteinen, die der Rothmannbachgraben aufschließt, dezimeter- bis metermächtige, stark zerrüttete Kalk- und Dolomitschollen eingeschaltet, deren Ableitung von der hochjuvavischen Untersbergmasse nahe liegt (Abb. 4). Die Falten in den Mergelkalken und Mergel zeigen NNW-streichende Achsen, entsprechen somit dem Streichen der darin eingewalnten Schuppen.

Einmalig schön ist am Rothmannbachgraben der Überschiebungskontakt der Untersbergmasse zu sehen: Die dünnbankigen tirolischen Gesteine, wahrscheinlich oberliasische Fleckenmergel, tauchen mit liegenden, gegen W stürnenden Falten unter dem Dolomit der Untersbergserie ein und gehen ein Bild, dessen Umrisse der Deckenschuh skizziert und dessen Anarbeitung der O—W-gerichtete Querschub übernommen haben dürfte (Abb. 4).

Von Schellenberg angefangen bis zur südlichen Kartengrenze reichen die Gesteine der tiefjuvavischen Hallein-Berchtesgadener Zone an die in N—S-

¹⁾ Daß es sich um Oberalmerschichten handelt, stimme ich mit Herrn Prof. M. Schlager überein, dem ich es verdanke, gelegentlich einer gemeinsamen Exkursion auf die interessanten Verhältnisse am Untersberg-O-Fuß aufmerksam gemacht worden zu sein.

Richtung, ungefähr längs der Berchtesgadener Ach, verlaufende Überschiebungslinie der hochjuvavischen Untersbergmasse heran. Man muß annehmen, daß westlich dieser Linie ein Teil der Hallstätter Zone von der Untersbergmasse überlagert wird.

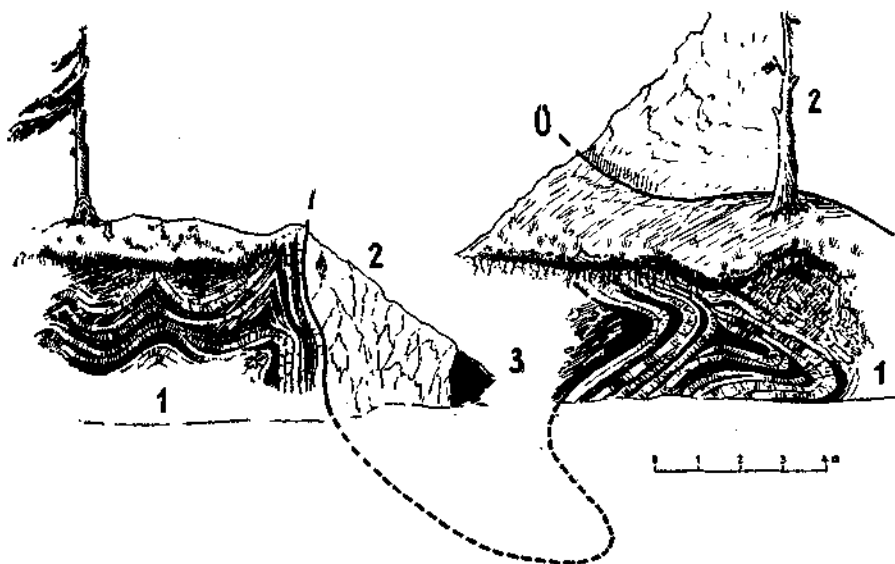


Abb. 4: Die Einwalmung hochjuvavischer Gesteine in den Faltenwurf der tirolischen Juraablagerungen und der Überschiebungskontakt der hochjuvavischen Untersbergmasse im Rothmannbachgraben. Die eingekeilte Scholle befindet sich zirka 150 m östlich der Überschiebungslinie (Ü). 1 = Liasfleckenmergelbänke mit weichen Mergelzwischenlagen, 2 = mitteltriadischer Dolomit, 3 = Haselgebirge.

c) Das Tiefjuvavikum am tirolischen Muldenrand

Darunter sind diejenigen Anteile der Halleiner-Hallstätter Zone zu verstehen, welche sich entlang des östlichen tirolischen Muldenrandes gruppieren. Der westliche tirolische Rahmen mit dem dazugehörigen Tiefjuvavikum des Muldenrandes ist bereits von der hochjuvavischen Untersbergmasse überdeckt.

Als nördlichste Randscholle ist das Haselgebirge zu betrachten, das sich vom Zementmergelabbau südlich von Mühlreit über die Gehöfte von Gut-rathsberg bis südlich von Oberreit erstreckt. Zwischen Oberreit und dem Zacken des Jurarahmens, der die Kote 617 aufbaut, dürfte es seine größte Mächtigkeit erreichen. Zu beiden Seiten der Höhe, vor allem aber am O-Fuß derselben, trifft man auf umgelagertes Haselgebirge.

Nahe am Weg von Kaltenhausen zum Gehöft Knoll ist in einem Graben eine kleine Partie gipsreichen Haselgebirges knapp westlich saiger stehender, ONO-streichender Barmsteinkalke aufgeschlossen. Der Weg quert ein geringmächtiges Vorkommen hellen, gewiß mitteltriadischen Kalkes, bis schließlich westlich davon eine 200 m lange und zirka 100 m breite Scholle bunten Hallstätterkalkes lagert.

Der westgerichtete Querschuh, den der tithone Kalk der Barmsteine gegen die Jurabasis der Göttschen-Kreidemulde durchgemacht hat, führte zur Einklemmung jener tiefjuvavischen Gesteinselemente. Es geht dies aus der veränderten Streichungsrichtung hervor, den der NW-streichende Rücken der Barmsteine an seinem W-Ende einnimmt. Knapp östlich des Haselgebirgsaufschlusses streichen die saiger gestellten Barmsteinkalke gegen 75° , südlich davon, entlang der übrigen Gesteine der Hallstätter Scholle, gegen 150° .

Zwischen dem steil aufragenden Blatt des südlichen Barmsteines, K. 841, und den mittelsteil SW-fallenden Schrambachkalken des östlichen Mehlweges ist eine zirka 300 m lange, 150 m breite Scholle eingesenkt, deren bunte Hallstätterkalke eine reiche norische Fauna aufweisen.

Südlich des Schrambachkalkrückens, also in einer gesonderten Zone, schließt die Hallstätter Masse des Rappoltstein an. Trotzdem ist sie mit ihren nördlichen Schollen am Barmsteinlehen bereits zu den Randschollen zu stellen. Sie bildet eine aus fossilreichem Hallstätterkalk aufgebaute, flach NO-fallende, komplikationslose Platte. Als Verbindungsglied zwischen den obertriadischen Gesteinen des Rappoltstein und des Aiglkopfs ist eine SO-fallende, von mehreren Störungen durchsetzte Partie bunten Hallstätterkalkes anzusehen.

Bemerkenswert ist die Auflagerung der Obertriaskalke des Rappoltstein auf tirolische Jura- und Unterkreidegesteine, denn es weist dies auf eine Amputation aller tieferen Schichtglieder hin. In ihrer nördlichen Hälfte liegt die Scholle mittelsteil SW-fallenden Schrambachschichten, in der südlichen den 45° SW-fallenden Oberalmerschichten östlich des Barmsteinbauern und den 20° NW-fallenden Oberalmerschichten nordöstlich des Gschneidmannlehens auf. An der letztgenannten Örtlichkeit ist der Kontakt zwischen den flachliegenden, bunten obertriadischen Hallstätterkalken und den unter diesen eintauchenden Juragesteinen besonders schön zu sehen. Der Auffassung Schlossers, wonach die Gesteine von Zill unter die Gesteine des Rappoltstein eintauchen, ist nicht zuzustimmen.

Östlich der Rappoltsteinscholle und deren Teilschollen am Barmsteinlehen sind im Wiesengelände Zlambachmergel anzutreffen. Sie reichen bis zum Bachgraben südwestlich der Ruine Dirndl. Mit ihnen wird ein Charakteristikum deutlich, das von hier weg alle Randschollen aufweisen. Allerorts ist an den tiefjuvavischen Randschollen eine Beugung der Schichten zum tirolischen Rabmen beobachtbar, derzufolge stets die Hangendschichtglieder der betreffenden Scholle mit dem Jurarahmen in Kontakt treten.

Ihre östliche Fortsetzung finden der norische Hallstätterkalk und die Zlambachmergel in den Gesteinen des Aigl- und Tirschenkopfs. Ein Bruch, der längs der Straße Dürrnberg—Hallein verläuft, trennt die beiden Erhebungen. Die Zlambachmergel des Aiglkopf-NO-Fußes sind an der Straße nach Dürrnberg, südlich des Gasthofes zur Gemse und jene des Tirschenkopf-NO-Fußes im Wiesengelände aufgeschlossen, das vom Wasserschloß bis zum Wolf Dietrich-Haus-Weg reicht. Auch an den steil W-fallenden norischen Hallstätterkalken der Ramsaukopfscholle sind nördlich des Wolf Dietrich-Berghauses, an der Reingrabenbrücke, steil ONO-fallende, völlig zerrüttete Zlambachmergel unter WSW-fallenden Oberalmerschichten

erhalten. Das stimmt auch mit der Lagerung überein, welche die Zlambachmergel an der Mühle westlich der Ruine Dirndl aufweisen: Sie fallen dort sanft gegen NO, während der benachbarte Oberjurakalk mittelsteil gegen SSW einfällt. Die Erosion verwischt da wie dort den Kontakt zwischen dem Hallstätterkalk und den am aufgestauten Jurarahmen eingeklemmten Zlambachmergel.

Die zirka 40 m mächtigen Zlambachmergel am Aiglköpf- und Tirschenköpf-NO-Fuß schmiegen sich, nach der Geländeformung zu urteilen, den in nordöstlicher Richtung einfallenden Hallstätterkalken an. An der Zugehörigkeit der Mergel zu den benachbarten Kalken kann nicht gezweifelt werden, 1. weil sie sich im Hangenden des obertriadischen Hallstätterkalkes der Scholle finden und 2. weil beide Gesteine das gleiche Einfallen zum Jurarahmen aufweisen.

Das aus norischem Hallstätterkalk aufgebaute Tirschenköpf besitzt kuppelförmigen Bau und läßt ein dem Gehängefallen angepaßtes Schichtfallen erkennen. Ein Bruch längs der Straße Dürrnberg—Hallein trennt die Erhebung des Tirschenköpfs von der des Aiglköpfs. Entsprechend der Einmündung des tirolischen Untergrundes bei Hallein wurde die Tirschenköpfscholle gegenüber den benachbarten Schollen etwas versenkt; eine Schollenbewegung, die nach der Aufrichtung des Jurarahmens erfolgte.

Mit dem Absinken steht die Aufschuppung der Ramsaukopfscholle im SO und das kurze Nachrücken der Aiglkopfmasse im W im Zusammenhang: Die entsprechende Bewegungsrichtung ist den Harnischflächen am Bruchrand der steil NW-fallenden Oberalmerschichten und jenen der mittelsteil O-fallenden Hallstätterkalke an der Kapelle im Graben südlich der Ruine Dirndl abzulesen. Auch an der Störung, die das Tirschenköpf von der Ramsaukopfscholle und deren nördlichen Teilschuppen absetzt, ist am Wasserfall, nahe der Mündung des Kotbaches, eine steil gegen NNO fallende Strömung an der Harnischfläche des Hallstätterkalkes zu beobachten.

Es ist offensichtlich, daß die bisher genannten, durch Brüche voneinander getrennten Randschollen zusammengehören. Auch läßt sich eine Verbindung zu einer zentral gelegenen Gesteinspartie nachweisen. Westlich des Gehöftes Aigl ruhen dem bunten Hallstätterkalk des Aiglköpf-SW-Fußes crinoidenspätige Kalke der Barmsteinkalkfazies auf. In gleicher Weise sind sie im Hangenden der offenbar karnischen Hallstätterkalke der östlichen Kroneckkopfscholle anzutreffen.

Am S-Rand der Tirschenköpfscholle, dem Luegstein, ist längs einer NO-streichenden Schichtfläche eine Teilschuppe der Ramsaukopfscholle aufgepreßt worden. Als Ausdruck einer sich gegen NW verstellenden Aufschubfläche mag das in dieser Richtung zunehmend steile SO-Fallen der fossilreichen norischen Hallstätterkalkhänke am Tirschenköpf-S-Fuß angesehen werden. Zirka 100 m südöstlich vom Hiesnbauer schwenkt die Störungslinie gegen S ein und verläuft entlang der Talung über Dürrnberg zum N-Fuß des Hahnrain. Südlich der Kapelle Stiegl zweigt eine Störung ab, die entlang des Kotgrabens wieder mit der fast parallel dazu verlaufenden Aufschuppungslinie vereinigt. Die Aufstauung der nördlichen Teilschuppe der Ramsaukopfscholle auf die Tirschenkopfscholle ist bis zur Kammelmühle durch ausgelagtes, graues Haselgebirge und am Wasserfall, nahe der Mündung in den Kotgraben, auch durch Spuren bunten Haselgebirges markiert.

Gegen S wird auf zirka 1 km Erstreckung der Nachweis jener wichtigen Störung durch die Auflagerung von Haselgebirge auf den Hangendgesteinen der Wallbrunnkopfscholle erbracht. Es entstammt gewiß aus dem Liegenden der Ramsaukopfscholle und wurde bei deren W-vergenten Querschub im W herausgequetscht. Obertags läßt sich die Begrenzung des Haselgebirges dadurch leicht erkennen, da dieses die tiefen und feuchten Gründe der Talung längs der Straße Dürrnberg—Hallein einnimmt, während die darunter einfallenden Zlambachmergel eine höhere Stufe der grasbedeckten Talung bauen. Untertags ist im Jakobberg-Stollenprofil die Haselgebirgsauflagerung schön aufgeschlossen. Die westliche Begrenzung des Haselgebirges zeigt den Verlauf der Linie an, längs der die Ramsaukopfscholle mit ihren westlichen Teilschollen auf die Wallbrunnkopfscholle aufgeschuppt wurde. Entsprechend der längs der Reingrabenslinie erfolgten Aufstauung des tirolischen Jurarahmens (Eggfriedl) auf die Ramsaukopfscholle, wurde diese Scholle auf die herabgebeugten Hangendschichten des Wallbrunnkopfes bewegt.

Gemäß des O-Fallens der Bausteine folgen an der Ramsaukopfscholle gegen W zunehmend tiefere Gesteine: Die bunten karnischen und norischen Hallstätterkalke, die den Großteil der NNW-streichenden Scholle bilden, unterlagern westlich der Seilbahnträger III und IV helle ladinische Gesteine. Schlosser (S. 253) glaubt wohl auch, daß man in den Hallstätterkalkeu am Reingraben eher von einem O-Fallen als von einem NO-Fallen, das Gumbel annimmt, sprechen kann. Er mißt jenem Einfallen aber zu Unrecht keine Bedeutung zu, weil es sich nach seiner Ansicht um gestörte, vielfach verrutschte Gesteinspartien handelt.

Westlich entlang des Ramsaukopfrückens stellen sich einige vorwiegend aus norischem Hallstätterkalk aufgebaute Höhen ein: Die keilförmige Schuppe zwischen Freibaumgarten und Stiegl, die norischen Hallstätterkalkpartien am Steinbergwiesenlehen und am Moserstein. Getrennt werden sie vom Ramsaukopfrücken durch einen morphologisch gut in Erscheinung tretenden Bruch, der vom Reingraben über den Kotgraben zum Jakobberg-Stolleneingang und von da gegen SSO zum Kranzbichljura streicht. Nördlich der Kapelle Stiegl und des Hauses Fischpointleiten 33 wird durch den scharfen tektonischen Kontakt des hellen Mitteltriaskalkes mit dem sanft O-fallenden, bunten Obertriaskalk der Störungsdurchgang gekennzeichnet. Auch von östlich des Jakobbergstolleneinganges gegen OSO wird er durch das Zusammentreffen der beiden altersverschiedenen Gesteine deutlich: Bunter, norischer Hallstätterkalk im S wird vom hellen Mitteltriaskalk im N abgesetzt. Die beschriebene Störung läuft im wesentlichen parallel zur N—S-gerichteten Aufschiebungslinie am westlichen Saum der drei Teilschuppen der Ramsaukopfscholle. Es wäre möglich, daß der ebenso durch den Querschub geformte tirolische Jurasporn des Kranzbichls axial sauft gegen NNW untertaucht und er der unmittelbare Urheber der Störung ist.

Der W-gerichtete Querschub liegt gewiß einem der jüngsten orogenen Ereignisse zugrunde. Das entspricht der Erfahrung, wie sie auch östlich der Salzach (vgl. Cornelius-Plöckinger, 1952) gewonnen werden konnte. Ein Anhaltspunkt für die nachgosauische Altersstellung der Aufschiebung der Ramsaukopfscholle auf die Wallbrunnkopfscholle könnte in den von Schlosser (S. 337) angegebenen geringfügigen Vorkommen von Gosau-

mergel oberhalb des Wirtshauses zur Sonne gegeben sein. Es läge am Störungsdurchgang.

Die 200 m lange Schuppe Hallstätter Kalkes an der Straße nach Dürrnberg, westlich der Pfarrkirche Hallein, erklärt das Untertauchen des tirolischen Jurarahmens bei Hallein. Das mittelsteil gegen SO einfallende Gestein liegt in der verlängerten Streichungsrichtung des Ramsaukopfrückens, 400 m von dessen N-Ende entfernt. Betrachtet man sie als nördliche Teilschuppe der Ramsaukopfscholle, so wäre der ganze, dieser Scholle zugehörige Gesteinskomplex längs einer Linie, die von Dürrnberg bis Hallein reicht, den westlich benachbarten Schollen aufgeschoben. Die Zlambachmergel der N—S-Talung nördlich von Dürrnberg fänden so in den Zlambachmergel des Tirschenköpfl- und Aiglköpfl-NO-Fußes ihre Fortsetzung. Im Bereich östlich vom Hiesenbauer bis zur Kotbachmündung wären sie von der Ramsaukopfmasse kurz überschoben.

Das Schichtfallen der norischen Hallstätterkalke des Tirschenköpfls spräche nicht dagegen, die Zlambachmergel, die nordöstlich des Breilerbauers in horizontaler Lagerung aufgeschlossen sind, als ihr stratigraphisch Hangendes anzusehen. Trifft jene Annahme zu, so kennzeichnen die Zlambachmergel eine Synklinale zwischen den Hallstätterkalken der Wallbrunnkopf- und Tirschenköpflscholle und weisen auf die Verknüpfung der beiden Schollen hin.

Für die Mosersteinscholle, nächst der Kirche Dürrnberg, ist der ehemalige Zusammenhang mit der Ramsaukopfscholle insofern sicher, als sich sein norisches Gestein mit derselben Fossilvergesellschaftung am südlichen Ramsaukopf wieder findet. Durch das flache bis mittelsteile OSO-Fallen der Kalkbänke des östlichen Mosersteins besteht Übereinstimmung mit der Schichtstellung an der südlichen Ramsaukopfscholle.

Die südlich der Mosersteinscholle folgende Randscholle ist die des Rudolfsköpfls. Wie ein Ei im Becher, so liegt sie im Jura ihrer tirolischen Unterlage eingebettet: Von O her umrahmen steil OSO-fallende Oberalmer Schichten des tirolischen Jurarahmens, im NW eine kleine 45° SO-fallende Jurapartie. Das Haselgebirge dürfte unter der Rudolfsköpfscholle vollends tektonisch entfernt worden sein. Anisischer Dolomit ist in einer kleinen Schuppe zwischen der Kranzbühljura und dem Ladin des Rudolfsköpfls anzutreffen. Wie an allen bisher besprochenen Randschollen, so fällt auch das Gestein der Rudolfsköpfscholle deutlich gegen den Jurarahmen ein. Daraus ergibt sich das Idealprofil vom hellen Diploporenkalk zum bunten Draxlehnerkalk.

Der Dolomitklotz des Hahnrain (his 1026 m über dem Meeresspiegel) weist zahlreiche offene Klüfte auf, die im wesentlichen NW-gerichtet sind. Vor allem das durch Stollenbau und Bohrungen (siehe O. Ampferer, 1936, und W. E. Petrascheck, 1945) erschlossene liegende Salzgebirge läßt die unmittelbare Ursache erkennen: Die Hahnrainsscholle wurde durch Salzauftrieb emporgehoben. Der primäre Anlaß dazu dürfte in der Gestaltung des tirolischen Untergrundes zu suchen sein. Die schon S. 122 behandelte Aufschuppung in der Linie Zinken—Hoher Götschen dürfte zusammen mit der Anpressung des steilgestellten NO-streichenden Jurarahmens die für den Salzauftrieb günstigen Verhältnisse geschaffen haben. Gemäß der Obertagskartierung wurde dieser scheinbar in Richtung gegen W, NW und N begünstigt: Bunte Werfener Schichten sind längs der O-Flanke des Hahnrain aufgeschlossen,

vorwiegend graues Haselgebirge im NW und N, im Bereich des Neuhäusls. Es dürfte auch westlich des Hahnraindolomites unter der glazialen Schotterdecke liegen.

Für den zukünftigen Hoffnungsbaue mag wohl die Annahme bedeutsam sein, daß das Haselgebirge des Hahnrains gegen NW über den Westteil der Wallbrunnkopfscholle geflossen ist. Auch besteht hier noch die Tendenz der W-gerichteten Aufschiebung, wie sie die Wallbrunnkopfscholle aufweist. Die Aufschuppungslinie reicht von Hallein zur S-Seite des Vorderlercheckkopfes (siehe S. 127 und 136).

Einige kleine Partien bunten Hallstätterkalkes liegen um den Hahnrain angeordnet. Man könnte sie als Reste eines höhertriadischen Gesteinsmantels ansehen. Es ist die kleine, vom Haselgebirge umgehene Scholle südlich vom Neuhäusl, die vom Grenzstein 10 gegen OSO streichende Scholle und die kleine Scholle gleicher Streichungsrichtung westlich des Eggglutes. Die Hallstätter Gesteine, die sich dem Jura des Zinken-N-Fußes anschmiegen, sind kaum dazuzurechnen. Auch sind die untertags aufgeschlossenen Einlagerungen im Haselgebirge, die Knorr- und die Lobkowitzeinlagerung, als Teile der Hahnrainmasse anzusehen. Ihre Versenkung dürfte in Analogie zu den Verhältnissen an den übrigen Randschollen durch die Anstauung des tirolischen Jura Rahmens zustande gekommen sein.

Eine größere Partie Reichenhaller Rauhwacke ist dem anisichen Dolomit des Hahnrains, westlich des Hahnrainlehens, eingeschaltet. Auch der zum Jagdhaus Walling reichende Streifen anisichen Dolomites wird stellenweise von Rauhwacke begleitet, während bunte Werfener Schichten vom Egggut bis zu diesem Dolomitstreifen und darüber hinaus verbreitet sind. Die hier beobachtbare Trennung des Hahnraindolomites und auch die Trennung der bunten Hallstätterkalke nördlich vom Hahnrainlehen ist vielleicht auf die in der Tiefe angenommene tirolische Aufstauung zurückzuführen.

Der NW-Schub des tirolischen Jurarückens am Zinken, wie er an der Lettengrabenstörung zum Ausdruck kommt und die gleichzeitig geformte NNW-streichende Juraaufstauung der Linie Zinken—Hühnerleiten, dürften den Hahnrain eine NW-Bewegung aufgezwungen haben. Das würde erklären, weshalb das Haselgebirge der Hahnrainscholle entlang des O-Randes der Vorderlercheckkopfscholle bis etwa zum Gehöft Steinhilf reicht.

Die Randzone südwestlich des Hahnrains weist in bezug auf das Vorhandensein tieferer triadischer Schichtglieder der Hallstätterdecke ähnliche Verhältnisse auf wie der bereits besprochene Abschnitt südlich von Dürrnberg. Wenn das Haselgebirge auch erst im unteren Lauf des Letten- und Larosbachgrabens, u. zw. westlich der Salzbergstraßenquerung, angeschnitten wird, so ist es doch gewiß, daß sich unter der ausgedehnten Moränendecke weiterhin Haselgebirge befindet. Als Reste einer einst zusammenhängenden Scholle sind die östlich des Auerdörfles zutage tretenden Gesteine anzusehen. Charakteristisch ist die Anordnung der Schichtglieder von N nach S: Untertriadischer Dolomit wird von Diploporenkalken, dieser vom bunten Hallstätterkalk abgelöst. Diese Folge zeigt — wie bisher schon mehrere Schollen am Rande zur tirolischen Juraunterlage —, daß die Schichten durch die An-, bzw. die Aufpressung des steilgestellten Jura Rahmens herabgehoben worden sind.

Anisischer Dolomit ist der Hauptbestandteil der scheibenförmigen Salzbergescholle. Nur eine kleine linsenförmige Einschaltung anisischen Kalkes ist zu nennen. Die kilometerweite Haselgebirgsanschoppung zu beiden Seiten der tief eingeschnittenen Gräben des Letten- und Larochbaches trennt den Dolomit des Salzberges von jenem an der Straße zwischen Au und Laroswacht.

d) Das Tiefjnavikum des Muldeninneren

Dazu zählen alle übrigen Anteile der Halleiner Hallstätter Zone bis zur Überschiebungslinie der hochjuvavischen Unterbergmasse. Zuerst ist die Wallbrunnkopfscholle zu nennen. Ihren WSW-fallenden, bunten obertriadischen Hallstätterkalken lagern von südlich des Freudenbergstolleneinganges bis zum Breilerbauer, also in ihrer ganzen, zirka 800 m betragenden Längserstreckung Zlambachmergel auf. Zwischen dem Hallstätterkalk und der Haselgebirgsüberlagerung längs des Kotgrabens sind auf Grund der Formung des Wiesenstreifens und der Erkundung Schaubergers untertags, ebenso noch Zlambachmergel anzunehmen. Das Fallen und Streichen dieser rhätischen Ablagerungen paßt sich anscheinend dem der unterlagernden Hallstätterkalke an. Damit besteht Einklang mit den Verhältnissen an den Randschollen des Rappoltsteins, des Aigl- und des Tirschenköpfls. Es ist, neben dem S. 127 bereits Dargelegten, ein Beweggrund, jene Zone mit der zentralgelegenen Wallbrunnkopfscholle zu verbinden.

Schlosser (S. 368) glaubt wegen einiger, nur ungenau bestimmbarer Fossilfunde innerhalb der karnischen Schichtfolge an eine überkippte Lagerung der Scholle. Stratigraphische Untersuchungen innerhalb der karnischen Schichtfolge (S. 100), die dem bunten Hallstätterkalk auflagernden Zlambachmergel und die südwestlich von Hühnerleiten unterlagernden, mitteltriadischen Diploporen-Riffkalke beweisen aber die normale Lagerung des Schichtsystems. Schlossers Angabe, daß die nördliche Kuppe der Wallbrunnkopfmasse aus norischem Hallstätterkalk gebaut ist, scheint unbegründet zu sein. Die Aussage dürfte sich nur auf die Annahme stützen, daß der dort, westlich der Kuppe, aufzufindende fossilreiche Dachsteinkalk ein Bestandteil der Hallstätterdecke ist¹⁾. Eine genaue Untersuchung des Vorkommens bezeugt, daß dies nicht der Fall ist; Der weitgehend in gerundete Blöcke zerlegte Dachsteinkalk findet sich nirgends stratigraphisch mit dem Hallstätterkalk verknüpft.

Die benachbarte Anhäufung von Moränenmaterial mit Geröllen aus Dachsteinkalk, Hallstätterkalk und Roßfeldsandstein, macht es vielmehr gewiß, daß die Dachsteinkalk-Blockanhäufung ebenso eine Glazialablagerung ist. Auch Herr Prof. Schlager, dem ich das Vorkommen zeigen konnte, ist der Auffassung, daß es das Material eines Gletscherrückzugstadins sei. Tatsächlich liegt die Blockschicht dem bunten Hallstätterkalk des Wallbrunnkopfes auf. Es ist das zwischen dem Weg Sedl—Hühnerleiten und der Landesgrenze besonders gut zu beobachten. Sonderbar ist nur die Nachbarschaft der Dachsteinkalk-Blockanhäufung zu der NW-streichenden Juraaufschuppung des tirolischen Untergrundes am Weg zwischen Sedl und

¹⁾ Eine Annahme, der ich im Jahresbericht 1952 zustimmte, die ich aber 1953 fallen lassen mußte.

Hühnerleiten. Auch wegen des Saumes großer Dachsteinkalkblöcke am südlichen Jurarand mag man versucht sein, diese von einst unmittelbar benachbarten Schichtköpfen tirolischer Trias abzuleiten.

Die durch Draxlehnerkalke der *Tropites subbulatus*-Zone und durch Halobienlagen aufgliederbare, gegen OSO fallende karnische Gesteinsserie an der südlichen Wallbrunnkopfscholle wird gegen N von einer saigeren Verwerfungs-kluft begrenzt. Auch nördlich der höchsten Erhebung des Wallbrunnkopfes folgt eine nahezu OW-streichende Störung. Sie setzt im westlichen Teil den hellen Diploporenkalk von einem nördlich davon versenkten Streifen bunten Hallstätterkalkes ab.

Einer weiteren ONO-verlaufenden Randverwerfung folgt der Abbruch zur NO-Störung, die östlich der Erhebung des Hinterlercheckkopfes über Eck bis Hallein führt. Sie wird hier zwischen Wallbrunnkopfscholle und den Gesteinen des Kronekopfes durch eine 150 m breite galzialesfüllte Talung gekennzeichnet.

Auch westlich der Juraaufschuppung zwischen Sedl und Hühnerleiten trifft man auf vom Glazial umgebene kleine Erhebungen mittelsteil SO-fallender Hallstätterkalke. Die fossilbelegten obertriadischen Gesteine bilden den westlichsten zusammenhängenden Abschnitt der Wallbrunnkopfscholle, die zwischen im spitzen Winkel zusammenführenden Störungen gegen WSW ausspitzt. Die „Spitze“ selbst dürfte in der kleinen Scholle zwischen den Gehöften Steinbichl und Lerch vorliegen. Die halobienführenden, bunten Hallstätterkalke streichen dort parallel der N-begrenzenden Störung gegen WSW, fallen im nördlichen Teil 50° gegen 150 und stehen südlich davon saiger.

Das Auskeilen der Wallbrunnkopfscholle gegen WSW ist begründet in der Überlagerung des Haselgebirges, das der Basis der gegen NW bewegten Hahnrainscholle entstammt und der Aufschuppung der Vorder Lercheckkopfscholle.

Die Scholle des Vorderlercheckkopfes ist weder der Wallbrunnkopfscholle noch der Zone des Hinter Lercheckkopfes und Brändelberges anzugliedern. Zur Randzone besteht nur insofern eine Beziehung, als sie durch die Aufschuppung des südlich benachbarten Randtieffjuvavikums dem W-Teil der Wallbrunnkopfmasse aufgepreßt worden ist. Von N nach S finden sich zunehmend höhere Schichtgheder: südlich von Steinbichl fallen anisische Dolomite unter den Diploporeuriffkalk der Kote 1042, dieser unter bunten Hallstätterkalken ein. Dazu zählen die am Draxlehnerbruch aufgeschlossenen, nach dieser Örtlichkeit benannten karnischen Kalke (Schlosser, S. 355).

Ein Hinweis dafür, daß hier eine ähnliche Tektonik vorliegt, wie an den südlich benachbarten Randschollen, dürfte auch darin zu erblicken sein, daß die Gesteine der Scholle vom NS-Streichen im N, zum WNW-Streichen im S einschwenken und in dieser Richtung ein stets steileres Fallen aufweisen: Die Dolomite fallen südlich von Steinbichl 270/30, die Diploporenkalke westlich von Pann 240/40—45 und die Draxlehnerkalke am Steinbruch 210/70.

Westlich der über Eck und Brunner verlaufenden Störungslinie schließt bis zur Überschiebungslinie der hochjuvavischen Untersbergmasse ein Abschnitt an, der einheitliche stratigraphische und tektonische Züge aufweist. In seinem Bau

tritt in erster Linie eine zirka 3 km lange, NW-streichende, sanfte Antiklinalzone hervor. Ihr folgt der glaziale Erosionseinschnitt des Nesseltalgrabens und die ebenso glazial geformte Talung der Scheffau.

Den östlichen Antiklinalflügel bildet das vom Vorder Lercheckkopf bis Zill reichende, sanft SW-fallende Schichtpaket, den westlichen Flügel der Brändelberg und die Erhebungen bis zu den nördlichen Randschollen bei Point.

Nahe der Mündung der Berchtesgadener Ach erodiert der Nesseltalbach im weißen Diploporenkalk, führt somit den ursprünglichen Verband des zirka 200 m mächtigen, weißen Diploporen-Riffkalkes am Brändelberg mit dem ebenso mächtigen am Lercheck vor Augen.

Wenige Meter südlich des Brunnhäusls tritt anisicher Dolomit an der Lercheckbasis zutage und erreicht gegen N an die 150 m Mächtigkeit. Der am Brändelberg erst westlich vom Brunnhäusl einsetzende Dolomit und das sanfte südöstliche Einfallen seiner Bausteine, mag die Folge einer Absenkung des westlichen Antiklinalflügels sein. Das Untertauchen des anisichen Dolomites unter die Diploporenkalke des Brändelberges und des Lerchecks, das generelle sanfte SSW-Fallen desselben nördlich des Brändelberges, lassen erkennen, daß die Antiklinalachse sanft gegen SW fällt.

Das Glazial der weiten Talung der Scheffau wird bereits die gut ausräumbaren Basisgesteine des anisichen Dolomites zur Unterlage haben. Es steht nur in Frage, ob es sich um die stratigraphischen Liegendschichten, Werfener Schichten und Haselgebirge handelt, oder bereits um die tirolische Unterlage, die Schrambachschichten. Nach den nördlich von Pletzen sanft gegen SW fallenden Schrambachschichten und der unmittelbaren Auflagerung der benachbarten tiefjuvavischen Randschollen auf tirolischen Jura-Neokomablagerungen, darf man letzteres für wahrscheinlicher halten.

An den zwischen Zill und Hirschbichl gelegenen Gesteinspartien kann die Überprägung der älteren NNO-Tektonik durch eine jüngere NW-Tektonik abgelesen werden, denn sie stellen unzweifelhaft Teile des östlichen Flügels der Nesseltal-Scheffauer Antiklinale dar. Von dieser sind sie durch den jugendlichen Querschub losgelöst, steil aufgerichtet und in die nordwestliche Streichungsrichtung gebracht worden; ein Vorgang, der am Steinbruch nördlich des Zollamtes Zill durch den tektonischen Kontakt altersverschiedener Gesteine veranschaulicht wird. Zwischen einem mitteltriadischen weißen Diploporen-(Zill-)Kalk und dem bunten norischen Hallstätterkalk des Bruches sind Zlambachmergel eingeklemmt. Auf die Bedeutung der Juraaufschuppungen beim Gschneidmannlehen und deren Beziehung zur Tektonik der benachbarten Schollen wurde bereits S. 122 hingewiesen.

Schlosser (S. 352) ist der Ansicht, daß die bunten Kalke des Lerchecks zu dem westlich benachbarten „weißen Zillkalke“ in keiner Beziehung stehen, obwohl Bittner schon vorher auf ihre Hangendstellung hingewiesen hat. Profile, die bei der Geländebegehung am Vorderlercheckkopf gelegt wurden, überzeugten, daß der graubraune, rotgeflamnte, tonige und knollige Schreyeralmkalk im Gipfelbereich das Hangende der Diploporenkalke bildet. Das Schichtfallen ist generell sanft OSO bis SO. Auch der Brändelberg besitzt über den Diploporenkalken eine Kappe bunten, brachiopodenführenden Hallstätterkalkes.

Nördlich des Brändelberges wird der gleichförmig dunkelgraue Dolomit des westlichen Antiklinalflügels nicht von den hellen Diploporenkalken, sondern von bunten fossilarmen Kalken überlagert, die man für Schreyerkalkkalke halten kann.

Südlich der Finsterau bilden zirka 20 m mächtige hornsteinreiche Gesteine in der Fazies der Reiflinger Kalke das 40° SO-fallende Liegende der wandbildenden Diploporenkalke. Sie finden im 20° NNO-fallenden Gestein zwischen Finsterau und Messererlehen ihre nördliche Fortsetzung. Höchstwahrscheinlich sind auch die bitumenreichen, dunklen, muscheligbrechenden Kalke, die südlich von Point und in den Schollen nördlich von Hirschbichl und Zill aus dem Dolomit hervorgehen, dem Oberanis zuzurechnen.

Westlich der NO-streichenden Gesteinszone des Hinterleheckkopfes und des Brändelberges folgt bis zur NNO-verlaufenden Überschiebungslinie des Untersberges eine aus bunten obertriadischen Hallstätterkalken aufgebaute Zone. Sie ist längs einer NNO-Verwerfung gegenüber der benachbarten Zone versenkt und selbst von einer NNO-Verwerfung gequert, deren W-Flügel abgesenkt erscheint.

Der Verwurf an der Nesselalantiklinale und die oben angeführten, dazu parallelen Störungen weisen die gleiche Richtung auf, wie die Überschiebungslinie der hochjuvavischen Untersbergmasse längs der Berchtesgadener Ach. Offensichtlich sind sie die Folge der Belastung durch jene höhere Einheit.

Die NNO-verlaufenden Längsstörungen werden von jüngeren Querstörungen gekreuzt, die der Salzachtalrichtung folgen und dem W-vergenten Querschub zuzuschreiben sind. Die bedeutendsten Querstörungen befinden sich im nördlichen, der Salzachlinie näher liegenden Abschnitt. Neben der Störung, die am Tiefenhachgraben das Tiefjuvavikum vom nördlich angrenzenden tirolischen Schrambachkalk absetzt, ist jene von Unterstein am ausgeprägtesten. Durch das Emporragen der Dolomitrippe am Maurer, sowie das gegensätzliche Schichtfallen zu beiden Seiten der Störung im Bereich der obertriadischen Hallstätterkalke, wird eine Querundation als Urheber deutlich. Eine gleichgerichtete Queraufwölbung markiert die WNW-streichende Dolomitrippe am Kreobengütl.

Ein Hinweis, daß sich die Quertektonik nach Aufschub des Hochjuvavikums herausgebildet hat, mag darin zu erblicken sein, daß die bei den Gehöften Wein, Kreobengütl und Maurer vorbeiführenden Störungen in der hochjuvavischen Untersbergmasse weiterstreichen.

C. Erläuterung zu den Profilen auf Tafel VII ¹⁾

Die Profile 1—6 verlaufen in NW—SO-Richtung und liegen auf der Profiltafel als Querprofile vor. Sie sind so angeordnet, daß gegen unten stets südlicher gelegte Schnitte folgen. Entsprechend ihres SW—NO-Verlaufes sind die folgenden Profile 7—9 so gedreht, daß sie für Längsprofile angesehen werden können.

¹⁾ Für die Mühewaltung bei der Reinzeichnung der Tafeln V—VII bin ich Herrn J. Kerschhofer sehr zu Dank verpflichtet.

Profil 1 weist auf die interessanten Verhältnisse an der Überschiebungslinie des hochjuvavischen Untersberges im nördlichen Teil des Kartierungsabschnittes hin, so vor allem auf die westlich von St. Leonhard, im Bereich des Drachenlochgrabens aufgeschlossenen, steilgestellten und vielfach überkippten jurassischen Basisgesteine der Neokommulden-W-Flanke. Es sind von O nach W: Neokome Schrambachschichten, verschiedenerlei Oberjuragesteine, oberliasische Manganschiefer und eine mächtige Serie von Liasfleckenmergel mit einzelnen Korallenkalkbänken. Zwischen dem Neokom und der Oberjura, sowie zwischen Oberjura und Lias ist juvavisches Haselgebirge eingekeilt (vgl. Profil 2).

Den O-Flügel der Neokommulde bilden in unserem Profil die Schrambachkalke am Zementmergelabbau Gartenau. Am Schluß lagern ihnen mit mittelstem westlichen Einfallen unmittelbar obere Roßfeldschichten auf. Zwischen den beiden Schichtgliedern ist eine Verwerfung anzunehmen.

Profil 2 und 3. Profil 2 zeigt die Teilung der Neokommulde südlich von St. Leonhard in zwei Teilmulden, die durch die steile Aufrichtung der unteren Roßfeldschichten an der Köpelschneid in klarer Weise zum Ausdruck kommt.

Im fast parallelaufenden, zirka 300 m südlicher gelegten Profil 3 hebt am Hohen Götschen die östliche Teilmulde wieder aus. Die Köpelschneid-Götschenaufstauung dürfte sich quer über die tiefjuvavische Hallstätter Zone, südlich des Rappoltstein vorbei, über Hühnerleiten zum Hohen Zinken fortführen lassen (S. 122). In Profil 3 sieht man erstmalig, südlich von Kaltenhausen, eine kleine tiefjuvavische Scholle. Sie ist auffallenderweise dem aufgewölbten Jurarahmen der Neokommulde eingekeilt. Es sind Hinweise vorhanden, wonach die Erhaltung der kleinen Scholle einem nachgosausischen Querschub zuzuschreiben ist.

Unter der Aufschiebungsfläche des hochjuvavischen Untersberges sind gemäß der Aufschlüsse am Rothmannbachgraben ähnliche Verhältnisse vorhanden, wie am Drachenlochgraben (vgl. Profil 1). In tirolische Liasmergel sind beim Querschub mehrfach hochjuvavische Gesteinsketten, Haselgebirge und Dolomit, eingefaltet worden. Falten im Juragestein besitzen N- bis NW-streichende Achsen.

Profil 4 reicht von der Untersbergüberschiebung über die Halleiner Hallstätter Zone bis zum aufgestauten östlichen tirolischen Rahmen südöstlich von Dürrnberg. Die bei den Profilen 2 und 3 besprochenen Verhältnisse am Rothmannbachgraben finden sich hier unter die hochjuvavischen Gesteinselemente des Untersberges hineinprojiziert.

Zwischen dem Tiefenbachgraben und Point liegt eine kleine Hallstätter Scholle auf tirolischen Schrambachschichten. Das war für uns der Anlaß, auch im Kern der sanften Antiklinale von Scheffau bereits Tirolikum anzunehmen (vgl. S. 133 und die Profile 5, 6 und 7).

Südlich des Draxlehnerkalkes von Hühnerleiten setzt mit weißen Diploporenkalken die SW-fallende Gesteinsserie der Wallbrunnkopfscholle ein. Südwestlich der Kirche Dürrnberg ist ihren Hangendschichten Haselgebirge mit auflagernden kleinen Dolomitschollen aufgeschuppt.

Die Rudolfsköpfscholle (R) liegt ohne merklicher Haselgebirgsbasis in einer Schüssel tirolischer Oberalmerschichten. Ihre Gesteine fallen gegen die überkippte antiklinale Aufstauung des tirolischen Jurarahmens ein.

Profil 5. In südöstlicher Richtung durch die Hallstätter Zone gelegt, reicht das Profil vom Untersberg-O-Fuß bis zum tirolischen Zinken. Südöstlich der Überschiebungslinie des Hochjuvavikums wird an der Schichtstellung und dem Durchspießen eines anisichen Dolomites eine Queraufwölbung ersichtlich. Bei Malter folgt die hier senkrecht auf das Streichen geschnittene Hochzone des Nesselalgrabens.

Bei Steinbichl wird der hunte Hallstätterkalk der Wallbrunnkopfscholle vom Haselgebirge der Hahnrain-S-Randscholle „überflossen“ (S. 129). Es handelt sich gewiß um eine Ausweichbewegung auf Grund des NW-Drängens des steilgestellten Jurarahmens am Zinken. Durch diesen Schub wurde das am S-Rand der Halleiner Hallstätter Zone angehäuften Haselgebirge in eine tiefe tirolische Synklinale eingewalmt und zu einem Überfließen gegen NW genötigt. Anschließend setzte die Saigerung und das Aufsteigen des Steinsalzes ein und verursachte die Hebung und Zerklüftung des Hahnraindolomites.

Die Tiefe der tirolischen Mulde geht aus dem Ergebnis der am Profilschnitt gelegenen Tiefbohrung III hervor, die in den Jahren 1942/43 niedergebracht wurde. Die diesbezüglichen Angaben von W. E. Petrascheck (1945, S. 7—9; Tafel II, III) wurden dem Profil eingefügt. Nach Beurteilung der Herren Hofrat Ampferer, Professor Petrascheck, Dr. Schädler und Bergrat Schauherger handelte es sich „mit größter Wahrscheinlichkeit“ um Oberjurakalk, den die Bohrung III bei 200 m Seehöhe erreicht und bis zu ihrem Abschluß in 176 m Seehöhe nicht verlassen hat.

Profil 6 beginnt an der Überschiebungslinie des hochjuvavischen Untersherges und ist über die Halleiner Hallstätter Zone bis zum örtlichen tirolischen Rahmen gelegt.

Obertriadische Gesteine des Tiefjuvavikums fallen unter die Basis schichten des Untersberg-Hochjuvavikums ein. Längs einer parallelen Verwerfung zur Überschiebungslinie des Hochjuvavikums werden sie gegenüber den tiefertriadischen Gesteinen der Nesselal-Scheffauer Antiklinalzone versenkt. Ein gleichsinniger Verwurf führt entlang des Nesselalgrabens. Ihm ist es zuzuschreiben, daß der westliche Antiklinalflügel des Brändelherges etwas tiefer liegt als der östliche am Hinterlercheckkopf.

Als höchste Treppe in der Staffelung der NNE-Brüche zeigt sich in diesem Profil der Vorderlercheckkopf. Er ist wahrscheinlich dem W-Ausläufer der Wallbrunnkopfscholle etwas aufgeschuppt.

Die S-Seite der Vorderlercheckkopfscholle ist in gleicher Weise wie die S-Seite der Wallbrunnkopfscholle, von der N-gerichteten Aufpressung des Haselgebirges betroffen (vgl. Profil 5 und 7). — Die in den Jahren 1942/43 abgeteufte Tiefbohrung II liegt knapp südlich der Profillinie. Das Profil wertet Daten aus, die W. E. Petrascheck (1945, S. 7) über diese Bohrung gegeben hat.

Profil 7 quert die Halleiner Hallstätter Zone in nördlicher Richtung. Im N und im S wird sie begrenzt durch aufgerichtete Gesteine des tirolischen Muldenuntergrundes. Obertriadische Gesteine der Deckscholle westlich des Barmsteines (B) und der Deckscholle des Rappoltsteins ruhen auf tirolischen Oberalmer- und Schrambachschichten auf; ein Beweis, daß tiefere Schichtglieder beim Aufschub amputiert worden sind. Die teils tithone, teils neokome tirolische Basis verweist auf ein sanftes Relief vor Einschub der Hallstätter Decke. Die dem Salzahtal gleichlaufende Orien-

tierung des tirolischen Rahmens und der Schollen ist als eine Folge des jugendlichen Querschubes zu betrachten.

Das Profil quert den O-Flügel der Scheffau-Nessetalantiklinale. Die Scholle nördlich der Straße bildet einen durch W-Schuh verstellten Teil derselben. Unter dem Glazial der Scheffau sind bereits tirolische Jura-Neokomablagerungen anzunehmen.

Zwischen einer NO-Verwerfung und der in nördlicher Richtung aufgeschuppten Vorderlercheckkopfscholle sieht man die steilgestellten obertriadischen Gesteine des westlichen Ausläufers der Wallbrunnkopfscholle (W).

Die Gesteinsserie des Vorderlercheckkopfes zeigt gegen S zunehmend steiles südliches Einfallen. Den hangenden Draxlehnerkalken ist das Haselgebirge der südlichen Randschollen angepreßt. Dieses gehört einer Zone an, die vornehmlich aus mitteltriadischen Gesteinen aufgebaut ist. Der Steilstellung und Anstauung des Jura Rahmens an der Madlerswand ist es gewiß zuzuschreiben, wenn sich am S-Rand der Scholle höhere Schichtglieder erhalten haben. Sie zeigt eine Eigenart, die alle tiefjuvavischen Randschollen anweisen.

In der tiefen Einmündung des tirolischen Untergrundes, der Anschoppung tieftriadischer Gesteine am S-Rand der Halleiner Hallstätter Zone, ist die Bedeutung für den Salzberghau zu suchen. Nach vollendeter Einwalmung der Füllgesteine wurde das Steinsalz als leichter und beweglicher Bestandteil des Haselgebirges mobil und stieg auf.

Profil 8 führt in NNO-Richtung ungefähr dort durch den Hahnrain, wo in zirka 500 m Seehöhe die Tiefbohrungen I—V niedergelegt worden sind. Nördlich der Landesgrenze ist das Profil gegen 35° gelegt, wodurch es in gleicher Richtung wie der Wolf Dietrich-Stollen, jedoch zirka 100 m nördlich davon, verläuft.

Die von W. E. Petrascheck (1945, Tafel III) dargestellten Verhältnisse unter dem Hahnrain wurden schematisch in das Profil eingezeichnet. Die Tiefbohrungen II und III erreichen den tirolischen Untergrund und zeigen an, daß sich dieser gegen NO aufwölbt. Auf Grund der Grubenaufnahme verzeichnet Petrascheck eine Aufsattelung tirolischer Gesteine und eine Einmündung des tirolischen Untergrundes unter der Wallbrunnkopfmasse. Eine solche Auffassung läßt sich auch durch die Obertagskartierung vertreten, weil sich an Aufschlüssen südlich von Hühnerleiten eine Aufschuppung tirolischer Oberalmerschichten erkennen läßt (vgl. S. 122 und Profil 9). Trotzdem muß zugestanden werden, daß bei der mit Herrn Bergrat Schaubberger durchgeführten, einmaligen Begehung der in Frage stehenden Lokalität untertags kein tirolischer Jura erkannt werden konnte. Jedenfalls aber geht schon aus der obertags beobachteten Juraaufschuppung hervor, daß die Wallbrunnkopfscholle keine bemerkenswerte Haselgebirgsunterlage besitzen dürfte.

Dem Hangendgestein der Wallbrunnkopfmasse lagert Haselgebirge auf. Es mag das ausgequetschte Gleitmittel der gegen W aufgestauten Ramsaukopfmasse darstellen. Zusammen mit der Aufstauung des östlichen tirolischen Jura Rahmens ist darin die Auswirkung des W-vergenten Querschubes angezeigt. Schaubbergers Profil durch den Eggriedl, das schematisiert für unsere Darstellung übernommen wurde, kann diese Ansicht nur bestärken.

Auch die Ramsaukopfmasse dürfte, wie aus dem tirolischen Jurasporn bei Kranzbühl hervorgeht, fast unmittelbar dem tirolischen Untergrund aufrufen. Der Jurasporn scheint sich als sanfte Aufwölbung des Tirolikums in nördlicher Richtung bis zur Kotgrabenstörung verlängern zu lassen.

Profil 9 führt in nordöstlicher Richtung durch die Wallbrunnkopf- und Tirschenkopfmasse und ergänzt die durch Profil 8 gewonnenen Einsichten. Die Profilinie kreuzt die gewiß bedeutungsvolle Aufschuppung des tirolischen Jurauntergrundes bei Hühnerleiten. Ihr dürfte es zuzuschreiben sein, daß knapp östlich davon der mitteltriadische Diploporenkalk an die Oberfläche kommt und den Gesteinen der Wallbrunnkopfscholle ein östliches Einfallen verlienen wird.

Die Zlambachmergel im Hangenden der Wallbrunnkopfscholle dürften an die Zlambachmergel am Tirschenköpf-N-Fuß anzuschließen sein. In charakteristischer Weise wird durch die Aufstauung des tirolischen Jurasaaumes jenes Hangendschichtglied der Hallstätter Serie eingeklemmt.

III. Allgemeine Fragen

1. Der Halleiner Salzberg, ein Salzstock?

Verschiedentlich mag man es noch für möglich halten, daß die Halleiner Hallstätter Zone nur einen Fazieswechsel, nicht aber eine tiefjuvavische Decke kennzeichne und daß hier ein Salzstock im Sinne Seidls (1927, S. 307) Bestand hatte, der schon früh zur Ausbildung eines Hochgebietes führte.

Obwohl die vorliegende Kartierung durchaus von der Deckennatur der Halleiner Hallstätter Zone zu überzeugen vermag, soll auf drei Punkte hingewiesen werden, die den Anhängern des Seidlschen Gedankens scheinbar entgegenkommen. Es ist 1. die Tatsache, daß der O-Saum der mit Gesteinen der Hallstätter Decke erfüllten tirolischen Mulde nicht aus dem zu erwartenden Hangendschichtglied, den neokomen Ablagerungen, aufgehaut wird, sondern von tithonen Oberalmerschichten, 2., daß sich diesem östlichen Jurasaum in der Regel norisch-rhätische bis liasische Ablagerungen, die Hangendschichtglieder der Hallstätter Serie, anlagern und auf Grund der Schichtstellung bei der betreffenden tiefjuvavischen Scholle gegen das Muldeninnere immer tiefere Ablagerungen folgen, 3., daß die rhätisch-liasischen und tithonen (?) Ablagerungen unserer Hallstätter Serie den tirolischen Oberalmerschichten oft sehr ähnlich sind.

Die 3 Punkte könnten den Eindruck erwecken, daß die tirolischen Juraablagernngen auch ein normales Hangendschichtglied der Hallstätter Serie darstellen und die etwaigen Schichtlücken eine diskordante Auflagerung des Tithons kennzeichnen, wie man sie aus dem Bereich der östlich benachbarten Osterhorngruppe kennt. Das größtenteils steile und beckenwärts geneigte Schichtfallen des östlichen Jurarahmens, die Störung längs der Überschiebungslinie des Tiefjuvavikums und die Parallelbrüche innerhalb unserer Hallstätter Masse könnten entsprechend der Darstellung Seidls (1927, S. 206, Abb. d) als Folge eines über dem Salzexzess grabenbruchartig versenkten Deckgebirges aufgefaßt werden. Kurzum, jene 3 Punkte wären unter Umständen geeignet, einer Vorstellung zu dienen, nach der die Halleiner Hallstätter Zone als breiter Aufbruchsbereich eines Salzstockes zu sehen ist.

Diese Gedankengänge sind aber durch eine Reihe feldgeologischer Beobachtungen für verfehlt anzusehen. In der Auseinandersetzung mit der Tektonik unserer Halleiner Hallstätter Zone konnte das in Punkt 1 Ausgesagte als Folge eines zur Zeit des juvavischen Deckenschubes vorhandenen sanften Erosionsreliefs erläutert werden.

Punkt 2 wurde durch die W-gerichtete Aufschuppung des aufgestauten tirolischen Jurarahmens und die gleichzeitig erfolgte Verformung des Muldenuntergrundes verständlich gemacht.

Dem Punkt 3 ist von vornherein keine Bedeutung zuzumessen, weil er lediglich aufzeigen mag, wie mit Ausklang der Trias in den Absatzräumen des Tirolikums und des Tiefjuvavikums — vielleicht durch eine gleichzeitige Tieferlegung — ähnliche Bedingungen geherrscht haben.

Neben den oben genannten Punkten kann noch auf eine Eigentümlichkeit aufmerksam gemacht werden, die den Anhängern des Exzemgedankens genehm sein könnte: Die Einkeilung von Gesteinen der Hallstätter Serie innerhalb der tirolischen Oberjura. Durch sie könnte der Eindruck erweckt werden, daß z. B. das an der Abbaustelle des Zementwerkes Gartenau, südlich von Mühlreit, aufgeschlossene Haselgebirge aus der Tiefe kommt und auch die Hallstätter Gesteine westlich von Kaltenhausen dem Liegenden der Tithonablagerungen zugehören. — Beiden Fällen ist jedoch ohne Schwierigkeit abzulesen, daß sie ein Ergebnis des Querstaues sind.

Wenn man nicht schon die Ergebnisse der Tiefbohrungen (W. E. Petrascheck, 1945) als überzeugend genug ansehen möchte, so dürften nun, angesichts der einwandfrei auf tirolischem Tithon-Neokom aufruhenden Deckschollen, gewiß alle Zweifel am Bestand einer Hallstätter Deckenmasse genommen sein. Sie geben wohl einen hinreichend sicheren Nachweis von der Existenz der Hallstätter Decke im Halleiner Bereich. Dies selbst dann, wenn man dem Gedankengang der Exzemtheoretiker Verständnis schenken wollte, wonach bei der Salzexzembildung die Triasmasse der Hallstätter Fazies über den Rand ihres tithon-neokomen Deckgebirges quellen konnte. Die fast einen Kilometer lange und einen halben Kilometer breite, dem Tithon-Neokom flach aufruhende Rappoltscholle kann man sich kaum als ein Ergebnis einer solchen Überquellung vorstellen. Sollte aber den Anhängern des Exzemgedankens diese Scholle immer noch zu klein vorkommen, um als sicheres Argument für die juvavische Natur unserer Zone genommen zu werden, so mögen sie dort eine Bohrung entscheiden lassen, wo sich nach unserer Ansicht unter der an die 3 km langen tiefjuvavischen Gesteinsmasse der saften Nesseltal-Scheffauer Antiklinale der tirolische Untergrund schon nach wenigen zehn Metern Tiefe einstellen dürfte: In der Scheffauer Talung, südlich der Linie Zillwirt—Hirschbichl.

2. Das „Fleckenmergelproblem“ in der Halleiner Hallstätter Zone

Beim Fleckenmergelproblem steht in Frage, weshalb sich in den alpinen Salzlagerstätten das Haselgebirge so oft mit Fleckenmergel vergesellschaftet vorfindet, wie es z. B. aus den Profilen, bzw. auch Karten des Hallstätter und des Ischl-Ausseer Salzberges hervorgeht (siehe E. Spengler, 1918,

L. Kober, 1929 und 1950, J. Schädler, 1949, W. Medwenitsch, 1949 und O. Schauburger, 1951¹⁾).

Die Art des Auftretens mergelreicher Schollen im Salzgebirge des Hallstätter Faziesbereiches von Ischl-Aussee hat W. Medwenitsch (1949) veranlaßt, in Anlehnung an die Vorstellungen von E. Haug (1912) und K. Hölzl (1933), den Bestand einer „Unteren Hallstätter Decke“, bzw. „Mergeldecke“, anzunehmen und sie einer kalkreichen „Oberen Hallstätter Decke“ gegenüberzustellen. Auch im Halleiner Salzberg hat Medwenitsch (1949 und 1951, S. 122) bei seiner Profilaufnahme im Jakobbergstollen zwei Hallstätter Decken unterschieden: eine untere mergelreiche Decke mit Reichenhaller Schichten, Wettersteinkalk, Halobien Schiefer, Zlambachmergel, Liasfleckenmergel, Doggerhornsteinkalk (?), und eine obere Decke, bestehend aus Werfener Schiefer und Haselgebirge mit Schollen von Hallstätterkalk und Ramsaudolomit.

Aber selbst zu gänzlich konträren Vermutungen hat die Fleckenmergelummantelung der Salzlager schon Anlaß gegeben, so z. B., daß die Salz- und Haselgebirgskörper vom Typus Ischl-Hallstatt rhätisch-liasisch seien oder daß möglicherweise eine Schichtlücke zwischen dem Haselgebirge und dem Zlambachmergel Bestand haben könnte.

Den eingangs genannten Vorstellungen ist insofern zuzustimmen, als sie das Phänomen durch die Tektonik zu klären suchen. Schon wegen der Altersdifferenz der beiden in Betracht stehenden Ablagerungen, des noch ins Perm hinabreichenden Haselgebirges und der rhätisch-liasischen Mergel, muß man an eine tektonische Ursache ihrer Verknüpfung denken. Abspaltungen mögen, schon allein auf Grund des verschiedenen physikalischen Verhaltens der Gesteine, bereits während des Deckenschubes erfolgt sein.

Gegenüber den komplizierten Lagerungen, wie sie aus Grubenprofilen des Ischl-Ausseer, Hallstätter und Halleiner Salzberges hervorgehen, verweisen die Obertagskartierungen im Halleiner Bereich darauf, daß die Zlambach-, bzw. auch Liasfleckenmergel das Hangendschichtglied nur einer dort bestehenden Hallstätter Serie bilden.

Die Zlambach-, bzw. auch Liasmergel der Halleiner Zone verdanken den Schutz vor der Erosion offensichtlich zum großen Teil dem gegen W gerichteten Querstau. So ummanteln die Mergel der Niederung nördlich von Dürrnberg dort die norischen Hallstätterkalke der Wallbrunnkopfscholle, wo die benachbarte Ramsaukopfscholle aufgeschuppt worden ist. Am S-Ende der Wallbrunnkopfscholle dürften sie durch die Aufstauung der Hahnrainmasse versenkt worden sein. Auch an der Aufstauung des tirolischen Jurarahmens, östlich und westlich von Hallein, am Eggriedl und an den Barmsteinen, scheinen die Zlambach- und Liasmergel das normale Hangende der steil gegen diesen Rahmen einfallenden norischen Hallstätterkalke zu bilden.

Der kurze Aufschub des östlichen Jurarahmens auf die tiefjuvavischen Gesteine beweist in gleicher Weise den W-gerichteten Querstau, wie die Anpassung der Ramsaukopfscholle an die Wallbrunnkopfscholle. Da wie dort sind die Zlambachmergel durch tektonische Vorgänge in die

¹⁾ Längsprofil über den Erbstollen und Beustschacht des Hallstätter Salzberges; Geologische Forschungsstelle der Österreichischen Salinen.

Nachbarschaft des herausgequetschten Haselgebirges getreten. Durch den Querstau wurden vor allem die hangenden, bewegungsfreudigen Mergel der tiefjuvavischen Schollen, aber auch die darunterliegenden, gut gebankten norischen Hallstätterkalke zur Tiefe abgebogen; ein Vorgang, dem die Entwicklung und Abspaltung zur Zeit des Deckeneinschubes vorangegangen sein dürfte. Dies, aber auch das Absinken der Schollen in der Haselgebirgsmasse und die Einflüsse der salinaren Fließtektonik stellen gewiß die Faktoren dar, die für das Schwimmen der Schollen im Haselgebirgskörper verantwortlich zu machen sind¹⁾. Nur diesen Vorgängen mag es zuzuschreiben sein, wenn heute rhätisch-liasische Mergel mit dem Haselgebirge vergesellschaftet aufzufinden sind.

Vergleichsweise mag das kilometerweite, gipsreiche Haselgebirgsvorkommen der Rigaus, nördlich von Abtenau, interessieren. Es ist als das Verbindungsglied zwischen den Salzgebirgsbereichen von Hallein und Hallstatt aufzufassen. Das Haselgebirge ist dort gewiß aus der Basis der

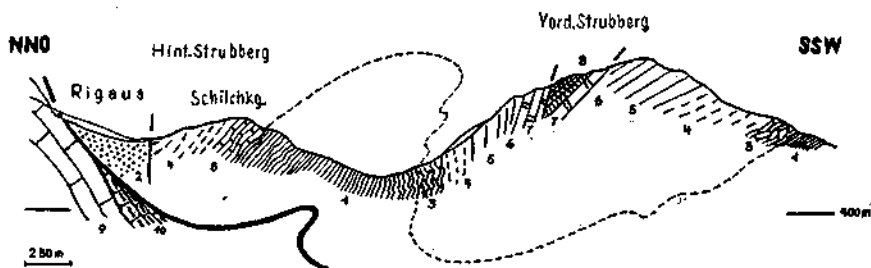


Abb. 5: Profil durch die tiefjuvavischen Strubberge. Es soll vor allem den stratigraphischen Verband der bunten Werfener Schichten mit den anisichen Gesteinen und die synklinale Lagerung der Zlambachmergel veranschaulichen. 1 = Werfener Schiefer und Sandsteine, 2 = Haselgebirge, 3 = Gutensteinerkalkbasisschichten, 4 = anisicher Dolomit, 5 = Ramsa dolomit, 6 = karnischer Dolomit, 7 = Pedatakalk, 8 = Zlambachmergel, 9 = Dachsteinkalk, 10 = Schrambachkalk.

tiefjuvavischen Schollen, u. zw. aus dem Liegenden der Werfener Schiefer und Quarzsandsteine, herausgepreßt worden. Trotzdem sich nun in den Bereichen von Hallstatt und Hallein das Haselgebirge mit Zlambach- und Liasfleckenmergel vergesellschaftet findet, ist an der Rigauszone keine Spur von einer solchen Assoziation vorhanden. Es liegt dies wahrscheinlich im Synkinalbau der tiefjuvavischen Schollen der Lammermasse begründet. An der einzigen Stelle, wo sich Zlambachmergel vorfinden, am Vorderen Strubberg, liegen sie als hangendstes Schichtglied im Bereich der Synkinalachse (Abb. 5).

Allgemein ist zu beachten, daß innerhalb der dünnbankigen bis schiefrigen Gutensteinerkalkbasisschichten auch Fleckenmergelbänke vorzufinden sind, die als isolierte Schollen mit Liasfleckenmergel verwechselt werden könnten. Auf eine ähnliche Verwechslungsmöglichkeit machte bereits E. Spengler (1952) aufmerksam, indem er den von J. Sabata

¹⁾ Nach Aussage von Herrn Dr. Klaus sind in den Kernsalzzügen des ins Perm hinabreichenden Haselgebirges umgelagerte Liassporen anzutreffen. Sie entstammen gewiß den rhätisch-liasischen Mergeln und dürften als Merkmal der durch den Salzauftrieb hervorgerufenen Durchmischung anzusehen sein.

in einem vermeintlichen Zlambachmergel aufgefundenen, von F. Trauth bestimmten, oberskythischen *Dinarites muchianus* (Hauer) anführt. — Ungenannt dürfen in diesem Zusammenhang auch die den Zlambachmergel ähnlichen Fleckenmergellagen innerhalb der tithonen Oberalmerschichten nicht bleiben und schließlich auch nicht die neokomen Fleckenmergelkalke innerhalb der Schrambachschichten. Vorsicht bei der Nominierung der im Haselgebirge isoliert auftretenden Fleckenmergel, wie Mergel überhaupt, ist jedenfalls anzuraten.

Literatur zur Geologie

- Ampferer, O.: Die geologische Bedeutung der Halleiner Tiefbohrung. Jb. Geol. B. A., Bd. 86, 1930, Wien 1936.
- Arthaber, G. v.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. Lethaea geognostica, II. Teil, Bd. I, Stuttgart 1906.
- Beyschlag, F.: Der Salzstock von Berchtesgaden als Typus alpiner Salzlagerstätten verglichen mit norddeutschen Salzhorsten. Zsch. f. prakt. Geol., 1922.
- Bittner, A.: Aus dem Halleiner Gebirge. Verh. Geol. R. A., Wien 1882.
- Böse, E.: Beiträge zur Erkenntnis der alpinen Trias. I., Die Berchtesgadener Trias. Zsch. d. geol. Ges., 50, 1898.
- Cornelius, H. P., und Plöschinger, B.: Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. Jb. Geol. B. A., Bd. 95, H. 2, 1952, Wien 1952.
- Del Negro, W.: Geologie von Salzburg. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1950.
- Diener, C.: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. II. Bd., Bau und Bild Österreichs, Wien 1903.
- Fugger, E.: Geol. Spezialkarte, Bl. Hallein-Berchtesgaden samt Erläuterungen. Wien 1903 und 1907.
- Fugger, E.: Die Salzburger Ebene und der Untersberg. Jb. Geol. B. A., Bd. 57, 1907, Wien 1907.
- Gaass, O.: Exkursion in die Berchtesgadener Alpen. Zsch. d. Deutschen Geol. Ges., 1950, Bd. 102, Hannover 1951.
- Götzinger, G.: Führer für die Quartärexkursionen in Österreich. Geol. B. A., Wien 1936.
- Götzinger, G.: Neue bemerkenswerte Zeugen und Naturdenkmale der Eiszeit im Berchtesgadener, Saalach-, Salzach- und Traungletschergebiet. Ber. R. A. Bodenf., Wien 1942.
- Gümbel, C. W.: Geologische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges. Verl. Perthes, Gotha 1861.
- Hahn, F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. Geol. Ges., 4, Wien 1913.
- Hauer, F. v.: Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nord-östlichen Alpen. Jb. Geol. B. A., 4. Jg., H. 4, Wien 1853.
- Haug, E.: Les nappes de charriage des alpes calcaires septentrionales. Bull. Soc. Géol. France, Ser. IV, Paris 1906 und 1912.
- Heißel, W.: Über Baufragen der Salzburger Kalkalpen. Verh. Geol. B. A., H. 4, Wien 1952.
- Hölzl, K.: Neuere Untersuchungen im östlichen Salzkammergut. Anz. Akad. d. Wiss., Wien, mat.-nat. Kl., 70, 1933.
- Klans, W.: Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. Verh. Geol. B. A., H. 3, Wien 1953.
- Kober, L.: Studien im Hallstätter Salzberg. Sitzber. Akad. d. Wiss., Wien, mat.-nat. Kl., Bd. 133, Wien 1920.
- Kober, L.: Bau und Entstehung der Alpen. Verlag Bornträger, Berlin 1923.
- Kober, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. Verl. J. Springer, Wien 1938.
- Kober, L.: Moderne Alpengeologie und der Salzbergbau. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 94, H. 3, 1949.
- Kober, L.: Der Hallstätter Salzberg und der Hallstätter Erbstollen. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 95, H. 9, 1950.

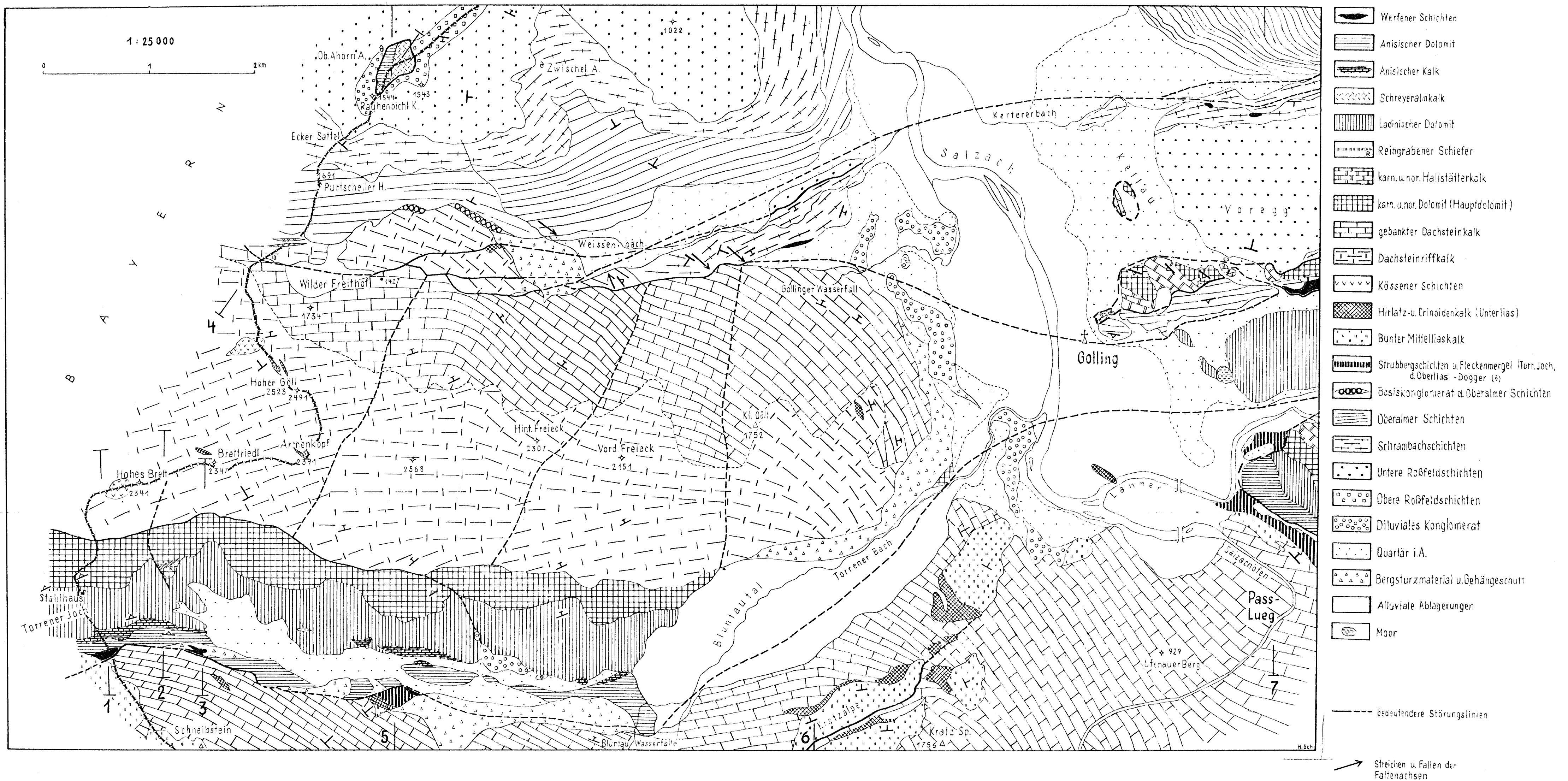
- Krafft, A. v.: Über den Lias des Hagengebirges. Jb. Geol. R. A., Wien 1897.
- Kühnel, J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. N. Jb. f. Min. usw., 41, Stuttgart 1929.
- Kühnel, J.: Zur tektonischen Stellung des Göll im Berchtesgadener Land. Geol. Rundschau, 1925.
- Leuchs, K.: Geologie von Bayern, 2. Teil: Bayrische Alpen. Handb. Geol. Bodenschätze Deutschlands, Berlin 1927.
- Lebling, C.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königssee. Abh. Geol. Landesunt. Bayr. Oberbergamt, H. 20, München 1935.
- Lill v. Lillienbach: Ein Querschnitt aus den Alpen. Jb. f. Min., Geogn., Geol. u. Petr., Leonh. u. Bronn, Heidelberg 1950.
- Lipold, M. v.: Der Salzberg am Dürrenberge nächst Hallein. Jb. Geol. R. A., Wien 1854.
- Medwenitsch, W.: Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl-Aussee. Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud. Wien, 1949, H. 2.
- Medwenitsch, W.: Der geologische Aufbau des Salzkammergutes im Raume Ischl-Hallstatt-Aussee. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 94, H. 3, 1949.
- Medwenitsch, W.: Fossilfund im Halleiner Salzberg. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 94, H. 3, 1949.
- Medwenitsch, W.: Probleme der alpinen Salzlagerstätten. Montanzeitung Nr. 5, Mai 1951.
- Mojsisovics, E. v.: Nachweis der Zone des *Tropites subbulatus* in den Hallstätterkalken von Hallein. Verh. Geol. R. A., Wien 1889.
- Mojsisovics, E. v.: Bericht über die Untersuchung der alpinen Salzlagerstätten. Jb. Geol. R. A., Wien 1869.
- Nowak, J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. Bull. acad. sc. Cracovie 1911.
- Penck, A.: Die interglazialen Seen von Salzburg. Zsch. f. Gletscherkde., 4, 1910.
- Petrascheck, W. E.: Der tektonische Bau des Hallein-Dürrenberger Salzberges. Jb. Geol. B. A., Jg. 1945, Bd. 90, H. 3 u. 4, Wien 1947.
- Pia, J., und Spengler E.: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Verl. Gebr. Bornträger, Berlin 1924.
- Plöschinger, B.: Aufnahmen auf Blatt Hallein—Berchtesgaden und Ischl—Hallstatt (Bericht 1951). Verh. Geol. B. A., 1950/51, H. 2.
- Plöschinger, B.: Aufnahmen 1952 auf Blatt Hallein—Berchtesgaden. Verh. Geol. B. A. 1953, H. 1.
- Plöschinger, B.: Aufnahmen 1953 auf Blatt Berchtesgaden (93). Verh. Geol. B. A., 1954, H. 1.
- Plöschinger, B.: Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. Jb. Geol. B. A., Jg. 1953, Bd. 96, H. 2, Wien 1953.
- Rosenberg, G.: Aus dem Gebiete des Gaisberges bei Kaltenleutgeben. Verh. Geol. B. A., H. 3, Wien 1952.
- Schadler, J.: Die Ergebnisse der geologischen Neukartierung im Gebiete des Ischler und Ausseer Salzberges. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., H. 3, 1949.
- Schafhäutl: Geognostische Untersuchungen des südbayrischen Alpengebietes. München 1851.
- Schauburger, O.: Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 94, 1949; Jg. 95, 1950 (S. 160—191).
- Schauburger, O., und H. Ruess: Über die Zusammensetzung der alpinen Salztone. Berg- u. Hüttenm. Monatsh., Jg. 96, 1951 (S. 187—195).
- Schlager, M.: Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. Verh. Geol. B. A., Wien 1930.
- Schlager, M.: Der geologische Bau des Plateaus von St. Koloman. Mitt. Geol. Ges. f. Salz. Landeskd., 1954.
- Schlosser, M.: Das Triasgebiet von Hallein. Zsch. D. Geol. Ges., 50, 1898.
- Seidl, E.: Die Salzstöcke des deutschen (germanischen) und des Alpen-Permsalzgebietes. Kali, 21. Jg., 1927.
- Spengler, E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jb. Geol. B. A., Bd. 63, 1918, Wien 1918.
- Spengler, E.: Bemerkungen zu der Arbeit Seidla. Kali, 22. Jg., 1928.
- Spengler, E.: Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein und Tennengebirge. Verh. Geol. B. A., H. 2, Wien 1952.

- Stummer, E.: Die interglazialen Ablagerungen in den Zungenbecken der diluvialen Salzach-Saalachgletscher. Jb. Geol. B. A., Bd. 33, 1938, Wien 1938.
- Thurner, A.: Die Fuchberg- und Mariazeller Linie. Sitzber. öst. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 160, H. 8 u. 9, Wien 1951.

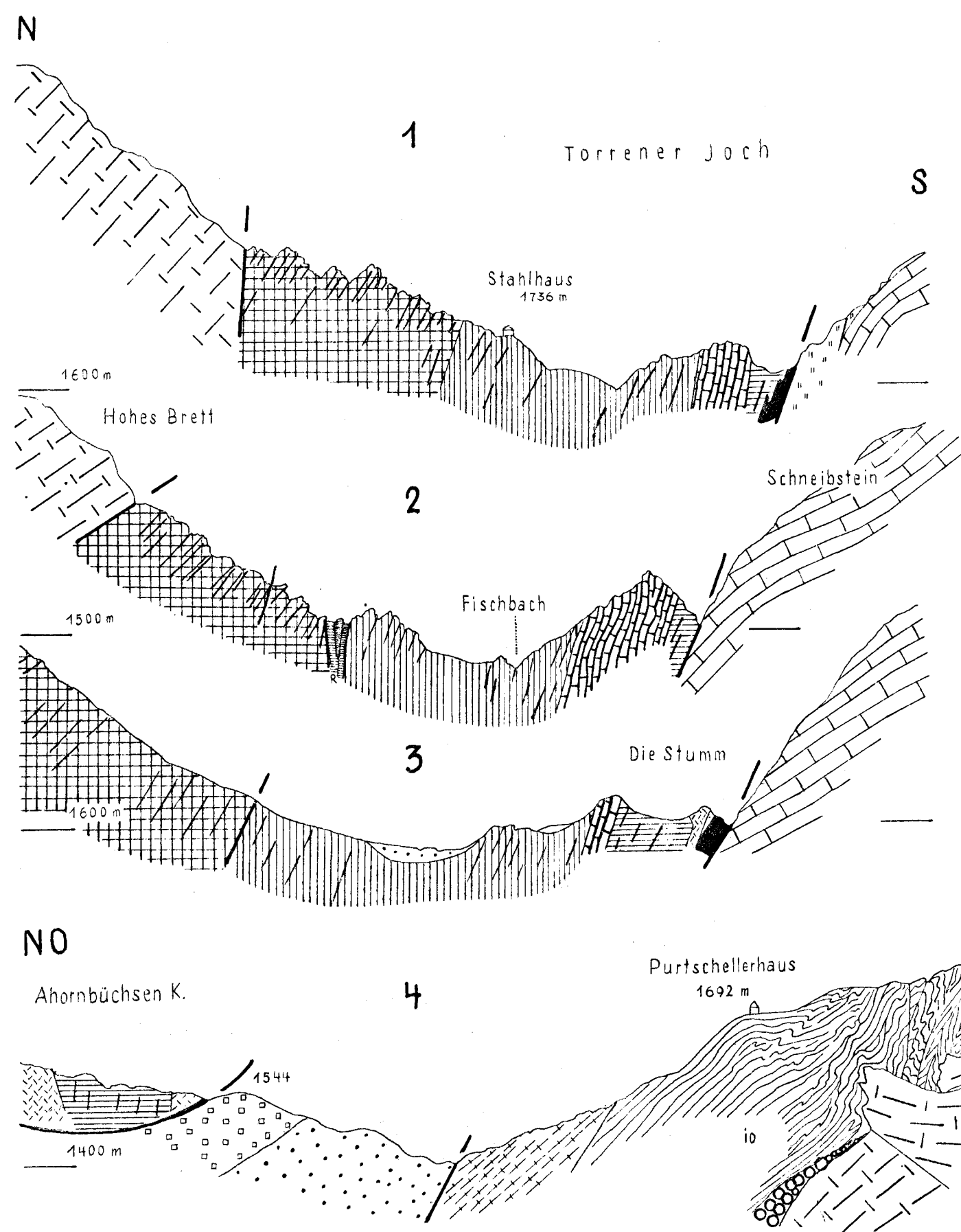
Literatur zur Paläontologie

- Baumberger, E.: Vorläufige Mitteilungen über die Ammonitenfauna des Valanginien und Hauterivien im Schweizer Jura. Ecl. geol. helv. vol. 6, Nr. 2.
- Bittner, A.: Brachiopoden der alpinen Trias. Abh. Geol. R. A., Bd. 14, 1890.
- Daqué, Edgar: Wirbellose der Kreide in: Leitfossilien. Herausgegeben v. E. Daqué, gegr. v. G. Gürich, Verl. Gebr. Bornträger, Berlin 1942.
- Diener, C.: Brachiopoda triadica. Foss. cat., pars 19, W. Junk, Berlin 1920.
- Diener, C.: Neue Tropitoides aus dem Hallstätter Kalk des Salzkammergutes. Denkschr. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., Bd. 97, Wien 1920.
- Diener, C.: Cephalopoda: Ammonoidea Neocretacea. Foss. Cat. I, Animalia, pars 56, W. Junk, Berlin 1925.
- Diener, C.: Leitfossilien der Trias: Wirbellose Tiere u. Kalkalgen. In G. Gürich: Leitfossilien. Verl. Gebr. Bornträger, Berlin 1925.
- Haas, O.: The Vernay Collection of Cretaceous (Albian) Ammonites from Angola. Bull. Americ. Mus. Nat. Hist., vol. 81, New York 1942.
- Kilian, W.: Contribution à l'étude des faunes paléocretacées du sud-est de la France. Mém. p. explic. de la carte geol. de la France, Paris 1915.
- Kilian, W., u. a.: Contribution à l'étude des céphalopodes Paléocétacés du sud-est de la France. Mém. p. explic. de la carte geol. de la France, Paris 1920.
- Kittl, E.: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Res. d. wiss. Erf. d. Balatonsees, Bd. I, I. Teil, Pal., Bd. II, Budapest 1912.
- Mojsisovics, E. v.: Das Gebirge um Hallstatt. I. Teil. Die Molluskenfauna der Zlambach- und Hallstätter Schichten. Abh. Geol. R. A., Bd. 6, H. 2, Wien 1875.
- Mojsisovics, E. v.: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abh. Geol. R. A., Bd. 10, Wien 1882.
- Mojsisovics, E. v.: Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abh. Geol. R. A., Bd. 6, 1. Hälfte, Wien 1873—1902.
- Mojsisovics, E. v.: Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. Abh. Geol. R. A., Bd. 6, 2. Hälfte, Wien 1893.
- Mojsisovics, E. v.: Über die triadischen Pelecypodengattungen Daonella und Halobia. Abh. Geol. R. A., Bd. 7, 1874—1882.
- Mojsisovics, E. v.: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abh. Geol. R. A., Bd. 10, Wien 1882.
- Orbigny, Alcide d': Les animaux mollusques et rayonnés fossiles de France. Paléontologie Française, Bd. 1 (Terrains crétacés), Paris 1840.
- Pia, J.: Die Siphonosea verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. Verl. d. Zool. Botan. Ges., Wien 1920.
- Richarz, St.: Die Neokombildungen bei Kaltenleutgeben. Jb. Geol. R. A., Bd. 54, 1904, Wien 1905.
- Roman, Frédéric: Les ammonites cretacées et jurassiques. Masson et Cie., Paris 1938.
- Trauth, F.: Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. Palaeontographica, Bd. 85, Abt. A, Stuttgart 1938.
- Uhlig, V.: Zur Kenntnis der Cephalopoden der Roßfeldschichten. Jb. Geol. R. A., Bd. 32, 1882, H. 3, S. 373—396.
- Uhlig, V.: Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. Denkschr. Akad. d. Wiss., Bd. 46, Wien 1883.
- Uhlig, V.: Über die Cephalopodenfauna der Teschener und Grodischter Schichten. Wien 1901.
- Weber, E.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Roßfeldschichten und ihrer Fauna. N. Jb. Min. usw., Beil. Bd. 86, Abt. B, 1942, S. 247—281.
- Winkler, G. G.: Versteinerungen aus dem bayerischen Alpengebiet. Verl. Lindauerische Buchh., München 1868.

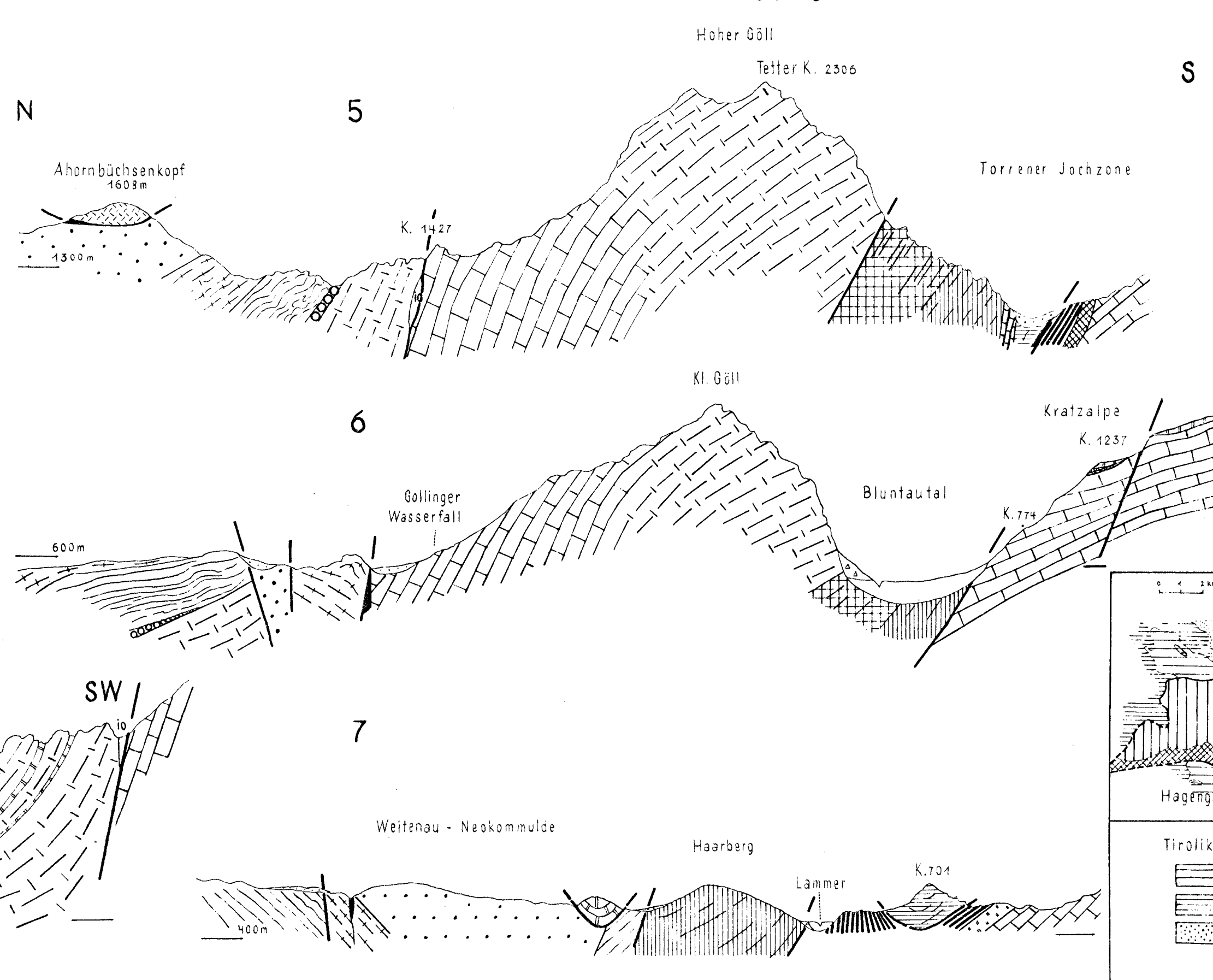
DIE GEOLOGIE DER SALZBURGER ANTEILE DER TORRENER JOCHZONE, DES GÖLLMASSIVS UND DER ROSSFELDMULDE IN IHRER BEZIEHUNG ZUR GEOLOGIE ÖSTLICH DER SALZACH
VON B. PLÖCHINGER (1952-53)



Profile 1-4 = 1:10.000



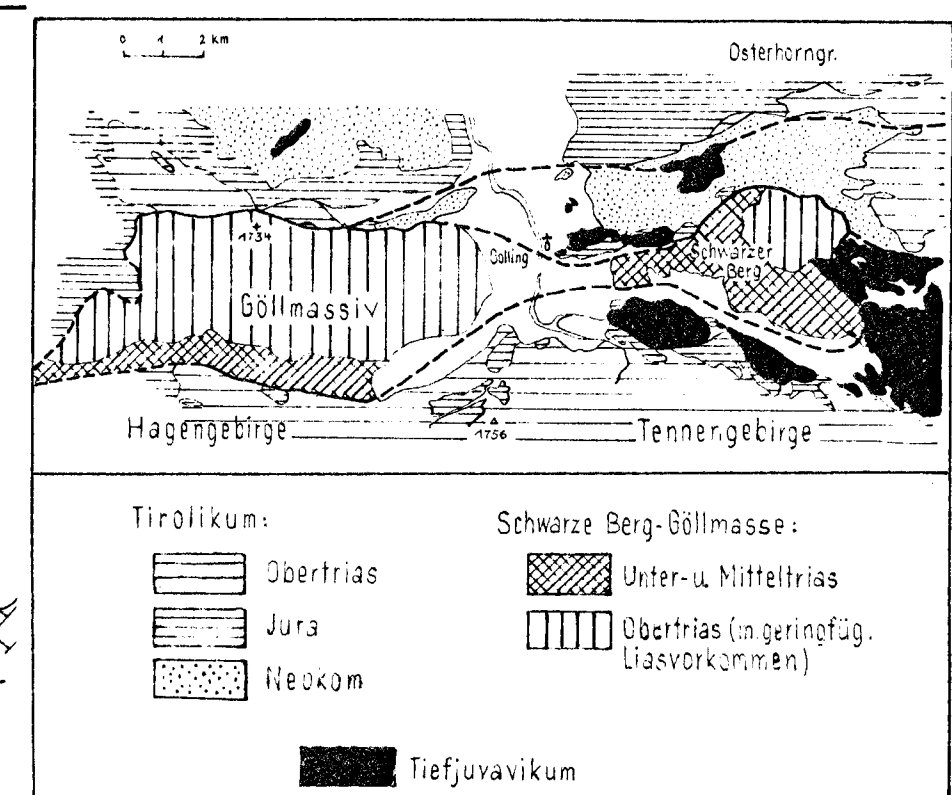
Profile 5-7 = 1:25.000



Schichtstellung:

- Flach
- Mittelsch.
- Steil

TEKTONISCHE SKIZZE

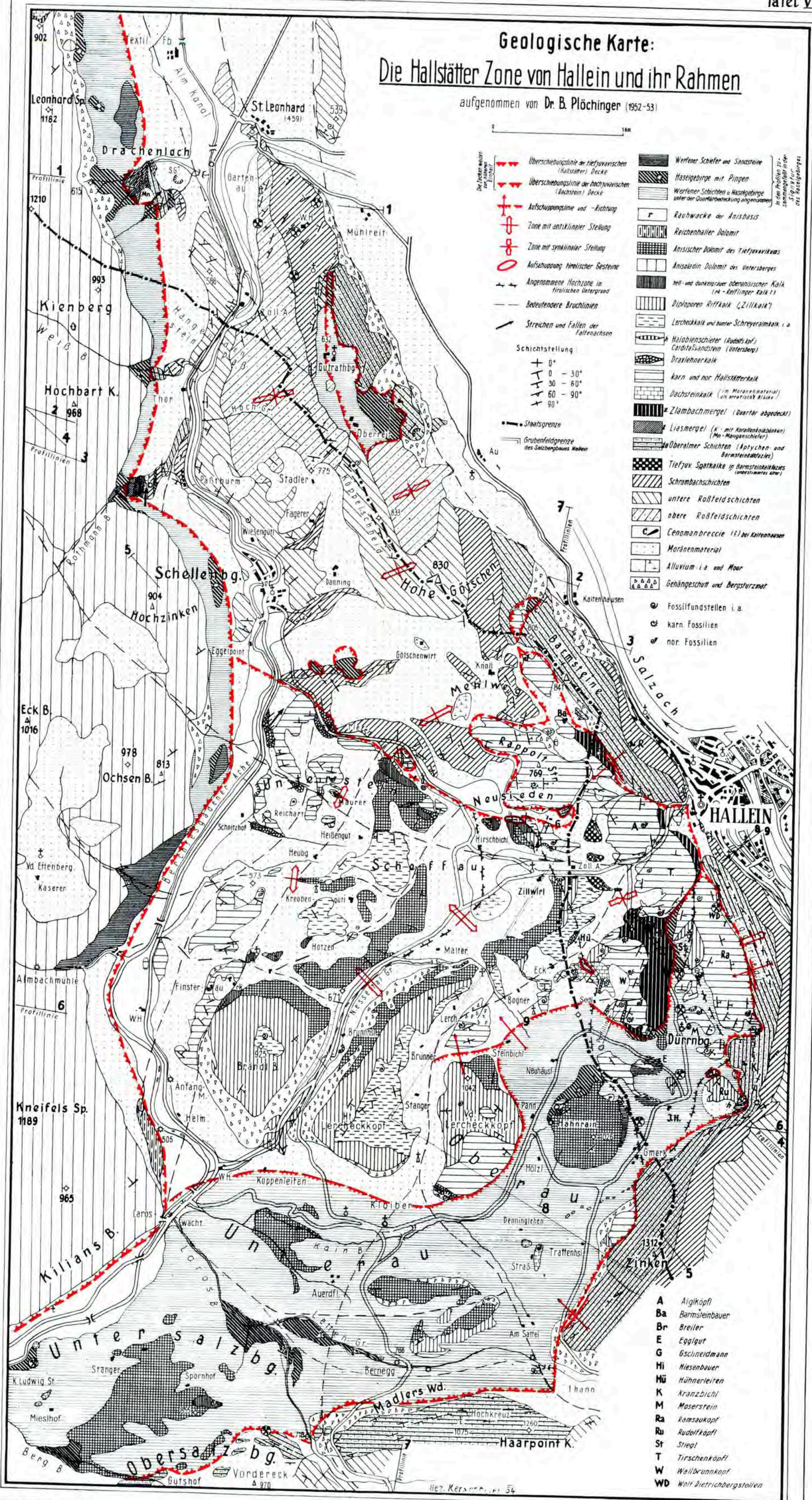


Geologische Karte: Die Hallstätter Zone von Hallein und ihr Rahmen

aufgenommen von Dr. B. Plöchlinger (1952-53)

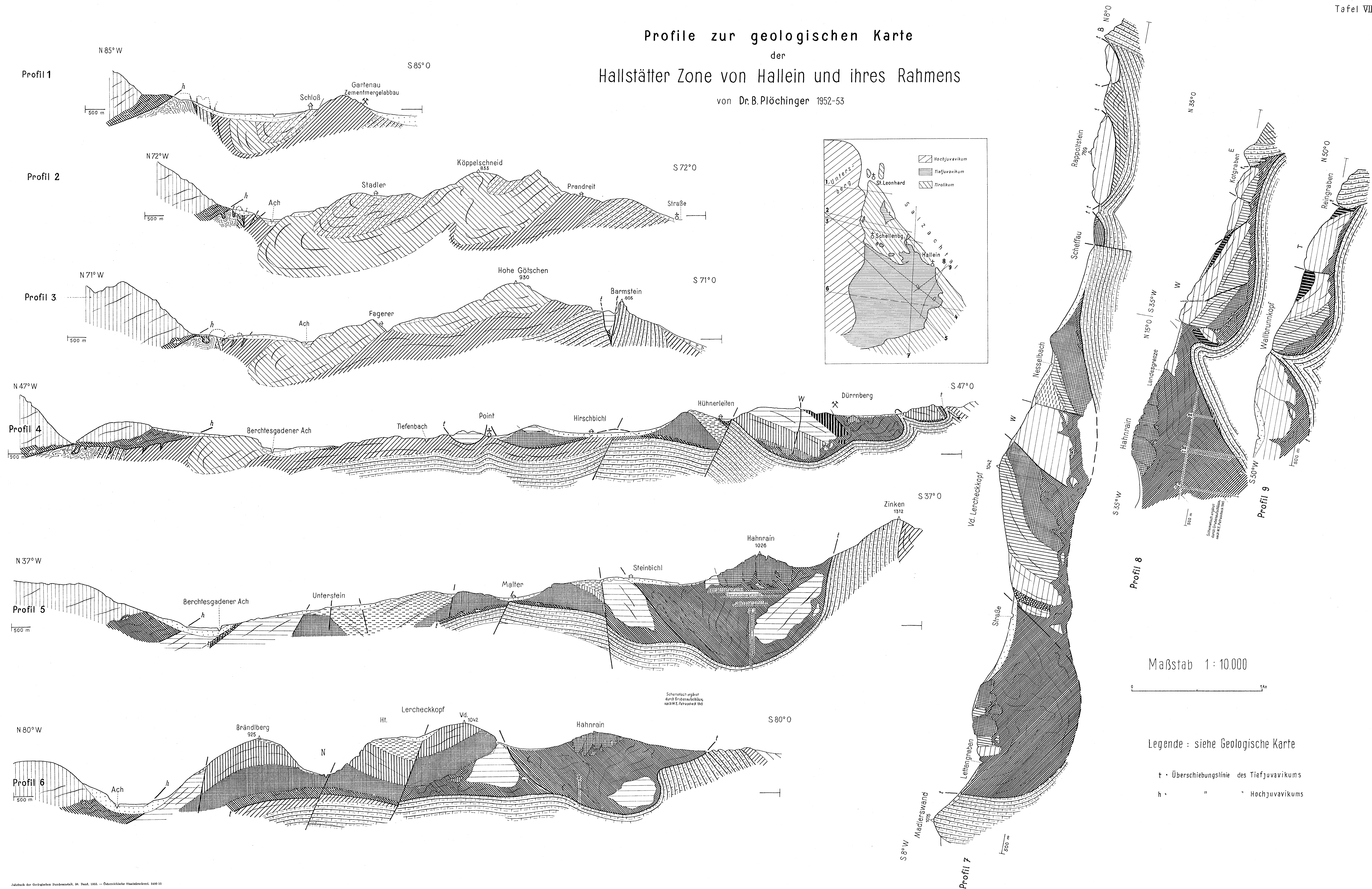
0 1 km

- Die Karten sind nach dem Maßstab 1:50.000 gezeichnet. In der Profillinie ist die Höhenlage in der Stützlinie des Hallstättergebietes angegeben.
- Überschiebungslinie der tiefjuvavischen (Hallstätter) Decke
 - Überschiebungslinie der hochjuvavischen (Bachstein) Decke
 - Aufschuppungslinie und -richtung
 - Zone mit antiklinaler Stellung
 - Zone mit synklinaler Stellung
 - Aufschuppung nördlicher Gesteine
 - Angenommene Flachzone im tertiären Untergrund
 - Bedeutendere Bruchlinien
 - Streichen und Fallen der Faltenachsen
 - Schichtstellung
 - 0°
 - 0 - 30°
 - 30 - 60°
 - 60 - 90°
 - 90°
 - Staatsgrenze
 - Grubenfeldgrenze des Salzbergbaues Hallein
 - Wertener Schiefer und Sandsteine
 - Haselgebirge mit Pingen
 - Wertener Schichten u. Haselgebirge unter der Quarzporphyrobedeckung angenommen
 - Rauhwarde der Anisbasen
 - Reichenhaller Dolomit
 - Anisotischer Dolomit des tiefjuvavischen
 - Anisotischer Dolomit des Untersberges
 - hell- und dunkelgrauer oberer Kalk (Kalkfingerring)
 - Diploporer Riffkalk („Zillkalk“)
 - Lerchekalk und bunter Schreyeralkalk i. a.
 - Holobienkalk (Rudolfkopf)
 - Cardita-Sandstein (Untersberg)
 - Draxlerkalk
 - karn- und nor-Hallstätterkalk
 - Dachsteinkalk (im Moränenmaterial als eruptive Blöcke)
 - Zlambachmergel (Quartär abgedeckt)
 - Liasmergel (K. mit Korallenkalzblöcken) (Mn-Mangankalke)
 - Oberrammer Schichten (Aptischen- und Barmsteinkalke)
 - Tiefjuv. Spatkalke in Barmsteinkalke (unterste Schichten)
 - Schrambachschichten
 - untere Raßfeldschichten
 - obere Raßfeldschichten
 - Cenomanbreccie (i. d. bei Kallertshausen)
 - Moränenmaterial
 - Alluvium i. a. und Moor
 - Gehängeschutt und Bergsterzmat
 - Fossilfundstellen i. a.
 - karn Fossilien
 - nor Fossilien



- A Aiglkopf
- Ba Barmsteinkalke
- Br Breiler
- E Egggut
- G Gschneidmann
- Hi Hiesebauer
- Hü Hühnerleiten
- K Kranzbüchl
- M Moserstein
- Ra Ramsaukopf
- Ru Rudolfkopf
- St Stiegl
- T Tirschenköpfl
- W Wallbrunnkopf
- WD Weit Dietrichbergstollen

Profile zur geologischen Karte
der
Hallstätter Zone von Hallein und ihres Rahmens
von Dr. B. Plöching 1952-53



Legende : siehe Geologische Karte

t = Überschiebungslinie des Tiefjuvavikums

h = " " Hochjuvavikums

Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I

(oberes Rellstal und oberes Brandnertal)

Von Oskar Schmidegg¹⁾

Mit Tafel VIII und IX und 4 Abbildungen

Inhalt

Zusammenfassung	145
Vorbemerkungen	146
Einleitung	147
Das Gesteinsmaterial	147
Formungspläne der Tektonik	149
Das tektonische Gefüge der einzelnen Bauglieder	150
A. Die ältere Schichtfolge vom Buntsandstein bis zum Hauptdolomit	150
Der Hauptdolomitzug	150
Gesteinszüge aus Muschelkalk bis Arlbergkalk (Freskalotkamm—Rellstallkamm)	152
Die Raibler Schichten (Gips, bzw. Anhydrit)	155
Der Buntsandstein der Lünser Alpe und nordwestlich der Vilifau Voralpe	156
B. Die jüngere Schichtfolge über dem Hauptdolomit	159
Die Mulde der Flur-Alpe	159
Die Wildbergmulde	160
Der Mottakopf	161
Der Hauptdolomitsockel der Wildbergmulde	162
Bereich Zalim-Alpe—Brander Ferner	162
Übersicht über die Bewegungspläne im Bereich Mottakopf—Wildberg	163
Die Formungspläne und ihre Auswirkungen im Gebirgsbau	163
Zur räumlichen und zeitlichen Abfolge	168
Bemerkungen zur Karte und zu den Abbildungen	170
Verwendetes Schrifttum	170

Zusammenfassung

Die wechselvolle Schichtfolge, aus dem das kalkalpine Deckgebirge des Rätikon aufgebaut ist, stellt ein sehr inhomogenes Material dar, das eine örtlich verschiedene Auswirkung der Beanspruchungen und ein sehr buntes Bewegungsbild bedingt. Trotzdem ließen sich über einen großen Bereich einheitliche Bewegungspläne ableiten, denen folgende B-Achsen entsprechen: ENE als wahrscheinlich älteste, NE örtlich damit durch Interferenz verbunden; steil E für den großen steilachsigen Knick; N—S als Achse der bekannten E—W-Bewegungen. Dazu kommen noch die im wesentlichen jüngeren mehr bruchartigen Verformungen. Diese verschieden orientierten Pläne übergreifen sich örtlich und auch zeitlich und sind in ihrer Auswirkung vom Material abhängig. Es ergibt sich so der vermutliche Ablauf des zum heutigen Gebirgsbau führenden Bewegungshildes, das im großen gesehen sehr inhomogen und keineswegs aus einem Guß ist.

Daraus leiten sich folgende Ergebnisse ab, die zum Teil im Gegensatz zu bisherigen Ansichten stehen: Die ENE-streichende Falte des Freskalot-

¹⁾ Adresse: Geolog. B. A., Wien, III.

kammes ist nicht eine Mulde, sondern ein Gewölbe mit verkehrt liegender Schichtfolge, über die der Buntsandstein der Lüner Alpe nach N verfrachtet ist. E—W-Bewegungen sind in diesem Bereich kaum zur Wirkung gekommen. Die Annahme einer Reliefüberschiebung nach Ampferer muß besonders in E—W-Richtung für diesen Bereich abgelehnt werden. Sie ist aber auch für den Mottakopf nicht wahrscheinlich. Die N—S-Mulde der Flur-Alpe und die E—W-Mulde des Wildberges stehen nicht nur gesteinsmäßig im Zusammenhang, sondern stimmen auch im Gefüge im wesentlichen überein, nur die Auswirkung der Beanspruchungen war verschieden. Der Bau des Mottakopfes konnte weiter geklärt werden.

Vorbemerkungen

Das im Rätikon weit nach W vordringende Ende der nördlichen Kalkalpen hatte für Geologen schon seit jeher ein großes Interesse und es wurden verschiedene Theorien über die noch ungeklärten Fragen des Gebirgsbaues aufgestellt. Bereits 1947 hatte ich zwecks Schätzung der Gipsmengen die ausgedehnten Gipsvorkommen des oberen Rellstales auf der alten österreichischen Karte 1:25.000 aufgenommen, wobei ich nebenbei schon Gefügemessungen durchgeführt habe und damit Einblick in den Bau des Gebirges gewinnen konnte.

Es war mir daher sehr willkommen, als ich auf Anregung von Herrn Prof. Clar den Auftrag von Herrn Direktor Küpper erhielt, im Gebiet des oberen Rellstales Untersuchungen über das tektonische Gefüge durchzuführen. Das Gebiet war nämlich wieder in den Vordergrund des geologischen Interesses gerückt, u. zw. zunächst aus praktischen Gründen, da die Vorarlberger Illwerke für weitere Kraftwerksbauten einen Stollen vom Lüner See her projektieren und bereits durch Bohrungen Untersuchungen anstellten. Neuere Methoden, wie die der Untersuchung des tektonischen Gefüges (Sander, Gefügekunde 1948), versprachen auch in diesem geologisch schon recht durchgeackertem Gebiet zusammen mit der neuen geologischen Kartierung neue Ergebnisse.

Die Aufnahmen im Rellstal bis zum Lüner See habe ich im Herbst 1953 ausgeführt. 1954 war die weitere Ausdehnung meiner Arbeiten vor allem auf das Schesaplanagebiet geplant, doch leider war dies in diesem Jahre infolge der überaus schlechten Witterung und der Schneelage in den zur Verfügung stehenden Zeiten nicht möglich. Ich habe meine geologischen Aufnahmen zunächst im Brander Tal und im Gebiet des Mottakopfes durchgeführt. Die Arbeiten sind hier noch nicht abgeschlossen, doch gelang es immerhin, die Grundzüge des Gebirgsbaues zu klären. Dieser Bereich grenzt nach NE an das Arbeitsgebiet von W. Heissel, dem ich auch Aussprache und einige Angaben verdanke.

Das Gebiet des Rellstales und Lüner Sees wird von O. Reithofer genau aufgenommen. Ich konnte von ihm eine geologische Karte der Lüner Alpe 1:2000 benützen und verdanke auch ihm manche Hinweise.

An neueren Arbeiten sind besonders die eingehenden Monographien von Arni (1926) und Leutenegger (1928), beide mit guten geologischen Karten 1:25.000 zu erwähnen, ferner verschiedene Arbeiten von Ampferer (1932—1937, siehe Verzeichnis des Schrifttums). Wertvolle Aufschlüsse erbrachten die Bohrungen der Illwerke im Gebiet der Lüner Alpe, die mir in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt wurden.

Als verlässliche topographische Kartengrundlage konnte ich nunmehr eine Arbeitskarte 1:10.000 der österreichischen Neuaufnahme (Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen) verwenden. Ihr Gebrauch wird durch die Luftbildaufnahmen ganz wesentlich unterstützt, sowohl für das Verfolgen des Schichtstreichens, das besonders im Hauptdolomit des Hochgebirges sehr gut hervortritt, als auch der Bruchlinien (siehe Tafel IX).

Einleitung

Als unmittelbare Fortsetzung der Lechtaler Alpen greift das oberostalpine Kalkgebirge, das hier auf Bündner Schiefer, bzw. Flysch aufgeschoben ist, weit nach W bis fast an das Rheintal aus, wo es in der Luft ausstreichend endigt. Es wird hier zur Lechtaler Decke gerechnet und besteht aus Trias-, Jura- und Kreideschichten.

Das Liegende der Trias, das Silvrettakristallin, reicht mit einem breiteren Sporn nach W bis in das Salontal vor. Es wurde von mir nicht mit untersucht. Es weist zwar wie das Ötztaler Kristallin einen älteren Innenbau auf, ist aber, wie die mehrfachen Einschaltungen von Triaszügen zeigen, doch noch in die alpidische Tektonik mit einbezogen worden.

Das auffallendste und am meisten gebirgsbildende Gestein ist der Hauptdolomit, der in einem 200–300 m breitem Streifen meist als hohe Gebirgsmauer das Gebiet durchzieht und gleichsam das Rückgrat des ganzen Baues bildet. Bei vorwiegend steilem N-Fallen scheidet er damit zwei gesteinsmäßig wesentlich verschiedene Gebiete: im S (im Rellstal und um den Lünser See) die älteren Triasgesteine bis zum Buntsandstein, bzw. Verrucano, im N und stellenweise auch auf dem Hauptdolomit die jüngeren Schichten bis zur Kreide. Erst weiter nördlich, aber schon außerhalb des untersuchten Gebietes brechen dann wieder ältere Triasgesteine auf.

Das Gesteinsmaterial

Obwohl in den einschlägigen Arbeiten von Arni und Leutenegger eine sehr eingehende Beschreibung der einzelnen Schichtglieder vorliegt, auf die ich hiemit verweise, wird hier, da die durch das oft sehr verschiedenartige Gesteinsmaterial bedingten Inhomogenitäten für die Bewegungsvorgänge und Verformungen eine große Rolle spielen, eine kurze Zusammenstellung der in diesem Gebiet vorhandenen Schichtglieder mit Hinweis auf deren mechanisches Verhalten den Beanspruchungen gegenüber gebracht. Daher wird auch auf genauere Altersbeziehungen in dieser Arbeit nicht eingegangen.

Jedes der angeführten Schichtglieder zeigte der tektonischen Beanspruchung gegenüber ein eigenes Verhalten, so daß die Verformung schon im großen dem Material nach inhomogen war.

1. Buntsandstein mit Verrucano. Es sind hauptsächlich rote, seltener weiße Sandsteine, die stellenweise in Konglomerate übergehen. Auffallend ist die örtlich starke Beteiligung von grünem Material¹⁾ (besonders am N-Rand), die auf eruptives Ausgangsmaterial hindeuten, wodurch sich hunte Sandsteine und Konglomerate ergeben. Auch geringe Mengen von

¹⁾ Reithofer konnte hier ein Ganggestein auffinden (siehe sein Aufnahmebericht 1953).

gelben Rauhwacken sind in diesem Fall oft eingeschaltet. Im großen erweist sich der Buntsandstein meist als ziemlich starre Masse, wenn auch Verbiegungen vorkommen können.

2. Muschelkalk (Gutensteiner Kalk und Dolomit). Es sind in der Regel gut geschichtete Kalke mit vielfach grobknohligen Schichtflächen. Lagenweise kommen auch Dolomite und einzelne schmale Zwischenlagen von Tonschiefern (Partnachschiefern) vor. Die gute Schichtung, deren Flächen oft mit Tönhäuten belegt sind, begünstigt eine manchmal recht intensive Verfaltung bis etwa Meterradius.

3. Partnachschiefer. Die meist dunkel grauschwarz gefärbten Tonschiefer von meist feinblättrigem bis griffelig zerfallendem Gefüge sind gut teilbeweglich.

4. Arlbergkalk. Die dunklen, weiß anwitternden Kalke sind meist gröber gebankt als der Muschelkalk, stellenweise auch mit schmalen Tonschiefer und Mergellagen. Er verhält sich wegen der gröberen Bankung meist etwas starrer als der Muschelkalk.

5. Raibler Schichten. Sie bestehen im oberen Rellstal zur Hauptsache aus Gips (der in der Tiefe in Anhydrit übergeht). Raubwacken, Dolomite, dunkle Mergel und Tonschiefer, die hier den Gips randlich begleiten, bauen weiter nach SW und NE allein die Raibler Schichten auf. Die Gipsee zeichnen sich durch besonders gute Teilbeweglichkeit aus, sie sind daher auch, was bei Leutenegger leider nicht der Fall ist, eigens ausgeschieden.

6. Hauptdolomit. Es sind dunkelgraue, etwas heller anwitternde gut gebankte Dolomite, die infolge ihrer Sprödigkeit zu bruchweiser Umformung neigen.

7. Plattenkalk. Er geht allmählich und meist durch Wechsellagerung bedingt aus dem Hauptdolomit hervor. Er bricht etwas weniger splitterig und ist besser gebankt, so daß er mitunter von weitem schon zu erkennen ist. In seinem Verhalten unterscheidet er sich kaum vom Hauptdolomit, so daß er mit ihm zusammengefaßt ist.

8. Die Kössener Schichten stellen eine sehr wechselvolle Folge verschiedener Gesteine dar: grobbankige Kalke von meist dunkelgrauer bis schwarzer Farbe, die hellgrau anwittern; dunkle Mergel von schwankendem Kalkgehalt, vielfach von einzelnen schmalen, gelb anwitternden Kalkbänken durchsetzt und schließlich schwarze Tonschiefer. Übergänge mit Wechsellagerung sind häufig, sowohl untereinander als auch gegen den Plattenkalk. Durch die Tonschiefer und Mergellagen wird die Serie sehr teilbeweglich und neigt daher zu Verfaltungen in verschiedenem Ausmaß.

9. Der oberrätische Riffkalk ist durch seine helle Anwitterungsfarbe und relative Massigkeit gekennzeichnet. Doch ist öfter eine grobe Bankung erkennbar. Demgemäß wirkt er besonders gegenüber den nachgiebigen Kössener Schichten und dem darüber folgenden Lias als starre Masse.

10. Rote Liaskalke mit Mergeln und Breccien. Sie traten als schmales, meist leuchtend rotes und daher leicht von weitem verfolgbares Band auf.

11. Liasfleckenmergel (Allgäuschiefer). Es sind gelb-grau-braune mergelige Kalke, die manchmal auch etwas kieselig sind und stellenweise Manganerze enthalten. Sie sind in der Regel gut geschichtet mit sehr grobkörnigen Schichtflächen. Im einzelnen ist die Unterscheidung von den Kössener Schichten oft schwierig. Im großen sind sie infolge ihrer Dünnschichtigkeit gut teilbeweglich und neigen zu Verfaltungen.

12. Das rote Band der Radiolarite besteht aus roten mergeligen Kalken mit dunkelroten Hornsteinschichten.

Wenn auch die Fleckenmergel im einzelnen von Kössener Schichten kaum unterscheidbar sind, so ist doch das ganze Paket der Fleckenmergel mit den beiden roten Bändern im Hangenden und Liegenden sehr kennzeichnend. Es ist weithin gut zu erkennen und zu verfolgen. Allerdings ist zu beachten, daß auch innerhalb der Kössener Schichten, der Fleckenmergel und der Aptychenkalke rote Einlagerungen vorkommen können.

13. Aptychenkalke (Malm-Kreide). Es sind hellgraue, manchmal gelbliche Kalke mit Tonfasern, über denen massige graue Kalke folgen, die häufig dunkle Hornsteinlagen führen.

14. Kreideschiefer (Cenoman). Diese schwarzgrauen, dünnplattigen bis schiefrigen Mergel sind wieder sehr gut teilbeweglich, doch konnten in dem untersuchten Bereich keine größeren Verfaltungen beobachtet werden.

Die Gesteine dieser Schichtfolge sind in Einzelaufschlüssen und besonders in Handstücken nicht immer einwandfrei zu erkennen. Es ist daher die Lage in der Serie zu beachten. Das setzt aber die richtige Erfassung des Gebirgsbaues voraus. Bei früheren Autoren finden sich daher zuweilen gerade dort Fehldeutungen in der Schichtfolge, wo die Tektonik nicht richtig erkannt wurde, wie z. B. an der SE-Seite des Mottakopfes.

In dem Verhalten gegenüber der Verformung zeigen sich bei den genannten Schichtgesteinen zwei Extreme: einerseits die mehr spröden Kalke und Dolomite, wozu vor allem der Hauptdolomit gehört, andererseits die bochteilbeweglichen Gipse, sowie die Mergel und Tonschiefer.

Durch den Hauptdolomit getrennt ergibt sich eine auch regionale Teilung in die ältere Schichtfolge vom Buntsandstein bis zum Hauptdolomit und eine jüngere, die aus den Schichten besteht, die über dem Hauptdolomit liegen, bis zur Kreide. Die letztere Schichtfolge ist wechselvoller als die ältere Schichtgruppe und noch inhomogener, neigt aber infolge ihres Bestandes an Tonschiefern und Mergeln vielmehr zu stärkerer Durchbewegung.

Formungspläne der Tektonik

Zunächst sei ein kurzer Überblick über die in diesem Gebiete vorhandenen Formungspläne vorausgeschickt. Sie werden später noch eingehender behandelt. Die wenigstens im Großbereich stetigen Formungen werden am besten und üblicherweise durch ihre B-Achsen (die Achsen senkrecht auf die Symmetrieebene der Bewegung) gekennzeichnet. Allerdings sind die B-Achsen selbst gerade im kalkalpinen Gebiet oft nicht unmittelbar zu beobachten und einzumessen, so in den Großverfaltungen, die keine entsprechende sichtbare Kleintektonik aufweisen. Die B-Achsen müssen dann durch Einmessung der s-Flächen und Konstruktion des β

als tautozonale Gerade dieser Ebenenbüschel bestimmt werden (siehe hierzu Sander, Gefügekunde, 1948, I., S. 132). Nicht jedem β entspricht auch ein B, es muß ihm auch ein Bewegungsvorgang senkrecht β zugrunde liegen. Bei sehr flach liegendem B stimmt das Streichen der s-Flächen mit dem Streichen der B-Achsen überein, was auch hier sehr häufig, aber nicht immer der Fall ist.

Wie schon das Kartenbild zeigt, sind die Richtungen der B-Achsen, die zu einem großen Teil als Faltungsachsen auftreten, sehr wechselnd. Doch beben sich eindeutig einige Hauptrichtungen hervor:

1. Die Richtung $B=N\ 70^\circ\ E$ (ENE), horizontal oder schwach geneigt. Sie herrscht besonders im Muschelkalk (Freskalotkamm) und Buntsandstein, sowie als Hauptachse in der Wildbergmulde.

2. Die Richtung SW—NE ist südlich des Hauptdolomits besonders im Arlbergkalk südöstlich der Lüner Krinne vertreten, größere Bedeutung erlangt sie weiter im N (Sarotla Mulde).

3. Eine weitere Formung ist die mit Steilachsen, die meist etwas nach E einfallen. Sie sind auf Querbeanspruchungen steilgestellter Schichtung zurückzuführen und vor allem im Hauptdolomit durch großräumige Umbiegungen vertreten, dann im Gips als intensive Faltung und schließlich in den Kössener Schichten der Schesaplana.

4. In Bereichen mit flachliegender Schichtung erzeugt eine ostwestliche Beanspruchung ein wenigstens annäherndes N—S-Streichen wie im Gebiet der Flur Alpe. Im Bereich südlich des Hauptdolomits ist es nirgends der Fall, doch kann sich die Querbeanspruchung in dem N—S-streichenden Teil des Hauptdolomits als Steilerstellung auswirken.

Von diesen mindestens großräumig stetigen Formungen sind die Bewegungen zu unterscheiden, die, begrenzt auf ganz schmale Zonen und Flächen, zu Brüchen und Blattverschiebungen führten.

Das tektonische Gefüge der einzelnen Bauglieder

A. Die ältere Schichtfolge vom Buntsandstein bis zum Hauptdolomit

Der Hauptdolomitzug

Als Rückgrat des ganzen Baues soll der Hauptdolomit als erstes besprochen werden. Als vorwiegend steil stehender 1—2 km breiter Gesteinszug durchzieht er das Gebiet, legt sich aber dann weiter nach N flacher, teilweise von jüngeren Schichten bedeckt.

In steil N-fallender Stellung streicht er so vom Montafon zunächst mit NNE- bis NE-Streichen herüber als Vandanser Steinwand und bildet den Sockel der Zimba. Am Mittagspitz biegt er dann über den Saulakopf in ungefähr N—S-Richtung ziemlich scharf um, um dann am Schafgafall wieder in WSW-Richtung abzuhegen, in der er dann über den Seebord am N-Rand des Lüner Sees zum Seekopf streicht. Nur eine südlich des Schafgafalles durch einen ENE-Bruch abgetrennte Scholle streicht $N\ 30^\circ\ E$. Die verhältnismäßig scharfe Knicklinie läßt sich deutlich im Westhang des Schafgafalles bis gegen die Schattenlagant A. hinunter verfolgen. Auf diesen großen S-förmigen Knick hat bereits Ampferer hingewiesen.

Im Bereich der abgeschliffenen Felsbuckel der Toten Alpe, die nur aus einförmigem Hauptdolomit, der sich hier gewaltig verbreitert, aufgehaut werden, tritt noch einmal eine größere S-förmige Biegung auf. Sie zeichnet sich schon deutlich am Grat, der das Kar im N begrenzt, ab. Während am Seekopf noch ENE-Streichen herrscht, geht dieses nach W zum Teil bruchweise in NE-Streichen und schließlich im Felsgehänge des Zirmenkopfes (2805 m) in N—S über. Im überwiegenden Teile der Felsbuckel des unteren Karbodens (um 2300—2400 m SH) herrscht fast durchwegs ein Streichen, das um N—S pendelt. Die Schichten stehen fast durchwegs sehr steil. Das Einfallen kann nach beiden Richtungen schwanken.

Sehr schön und übersichtlich ist die ganze S-förmige Biegung der Dolomitschichten im Luftbild (Tafel IX) zu sehen, u. zw. besonders auf den Felsen des Karbodens, auf denen man die Streichrichtungen im Luftbild unmittelbar einmessen kann.

Die nördliche Umbiegung aus dem ENE-Streichen des Seekopfs in das N—S der Karböden scheint ziemlich scharf abgelenkt in einer Bruchzone vor sich zu gehen, die nunmehr ganz von Schutt verhüllt ist. Die südliche Biegung ist besser erschlossen, aber auch von einem Bruch gefolgt, der nach NNW in einer schmalen Schuttzone ausläuft, ganz entsprechend dem immer schärfer werdenden Knick.

Die steilachsigen Biegungen der Dolomitschichten, die zu den S-förmigen Knicken führten, sind vorwiegend unter Bildung tektonischer Breccien, die meist wieder verheilt sind, vor sich gegangen, wenigstens soweit sie einen gewissen Krümmungsradius unterschreiten. Davon zu unterscheiden sind aber die wahrscheinlich sedimentären Breccien, die an der Basis des Hauptdolomits an verschiedenen Stellen, wie westlich des Lüner Sees und an der E-Seite des Schafgafalles, auftreten. Sie sind von Arni (1926, S. 49) bereits als Basalbreccien beschrieben.

Neuerdings konnte ich am Schafgafall, an dem diese Breccien besonders mächtig entwickelt sind, sedimentäre Ausfüllung von Klüften in Breccien beobachten. Danach ist die sedimentäre Bildung im Noricum als sicher anzunehmen.

Das letzte N—S-Streichen im Hauptdolomit zeigt sich in den Wänden des Zirmkogel-SW-Grates, während darunter durch Schutt getrennt auf den oberen Karböden (um 2600 m) schon durchaus das WNW-Streichen herrscht, mit dem der Hauptdolomit dann nach W an der S-Seite der Schesaplana weiterzieht.

Als Fortsetzung des S-förmigen Knickes der Toten Alpe dürfte die steilachsige Faltung anzusehen sein, die im Gipfelgebiet der Schesaplana von den Kössener Schichten gebildet wird. Es sind Falten im Ausmaße von 10 bis 100 m, deren Achse zum Teil senkrecht steht, sonst bis 60° nach E einfällt.

Der an der S-Seite des Lüner Sees in einer Breite bis 400 m durchstreichende Hauptdolomitzug, der mit seinen Liegendschichten im normalen Verhalte steht, endigt nach E in den Raibler Schichten der Augsten Kuppe und ist vom Hauptzuge im N ebenfalls durch Raibler Schichten, die nach W hin auskeilen, getrennt. Die genaue tektonische Stellung ist noch nicht klar, jedenfalls ist es eine Abspaltung im Hauptdolomit, in die von E, möglicherweise auch von unten oder oben Raibler

Schichten eingequetscht wurden. Die Aufschlüsse nach Absenkung des Lüner Sees werden vielleicht zur Klärung beitragen.

Gesteinszüge aus Muschelkalk bis Arlbergkalk

(Freskalotkamm und Rellstalkamm)

Muschelkalk, Partnachschieften und Arlbergkalk bilden eine Schichtgruppe, die fast stets gemeinsam verformt ist, u. zw. vorzugsweise nach flachen B-Achsen ENE bis NE. Sie kommt hier in zwei getrennten Teilen vor: nördlich des Rellstales der dem Hauptdolomit der Vandanser Steinwand südlich vorgelagerte und ihm gleichlaufende Gesteinszug, den ich hier Rellstalzug nenne. Ich habe ihn nicht untersucht, doch dürfte er nach den Karten (Arni, Ampferer) hauptsächlich ENE- bis NE-Streichen bei allgemein nördlichem Einfallen haben.

Der andere Teil ist der Gebirgskamm Freskalot—Salonienkopf, der sich vom Saloniental nach W erstreckt und aus Muschelkalk und Partnachschiefern besteht. Er hat bis zum Salonienkopf ENE-Streichen, seine weitere Fortsetzung dreht sich unter Schwankungen des Streichens zwischen E—W und NE—SW mehr nach SW, um erst südlich des Lüner Sees wieder in fast E—W überzugehen.

Vom Saloniental bis zum Salonienkopf stellt der Kamm eine steil aufgerichtete Falte aus Muschelkalk mit Partnachschiefern im Kern dar. Es ist ein besonders nach E hin enggepreßtes Gewölbe mit den jüngeren Partnachschiefern im Kern. Man könnte sie auch als eine schmale auf den Kopf gestellte Mulde (entsprechend der Altersfolge) ansehen. Keinesfalls ist sie aber eine normal liegende Mulde, wie sie von Schardt und Arni (1926) dargestellt wird. Man sieht dies sehr gut an den Partnachschiefern, die am Freskalotgipfel überdeckt sind, aber beiderseits wieder zum Vorschein kommen (siehe Profil 1—3 und Abh. 1 und 2). Nach unten

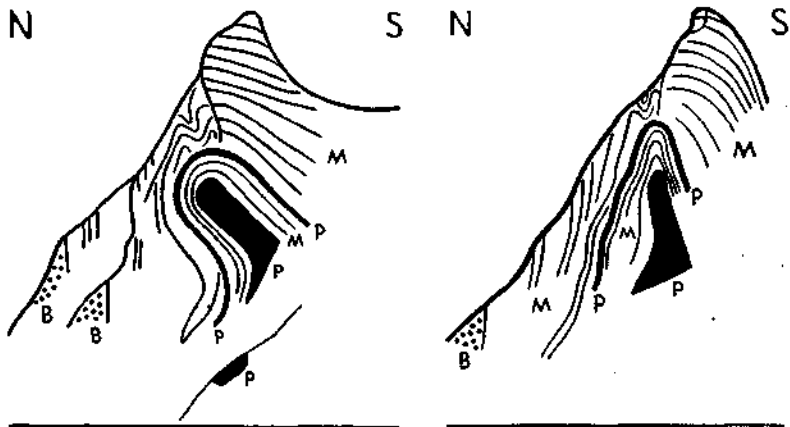


Abb. 1: Falte des Freskalot von W gesehen. a) Ansicht von der Lünekrinne (schräg zur Faltenachse). b) Ansicht vom Salonienkopf N-Grat, fast genau in Richtung der Faltenachse (ENE). P = Partnachschiefer (schwarz), M = Muschelkalk, B = Buntsandstein.

wird der Kern aus Partnachschiefen mächtiger und westlich des Freskalots bauen diese den unteren N-Hang auf. Daher besteht auch ein großer Teil der jüngeren Moränen auf der Lüner Alpe ganz aus Partnachschiefen (siehe Reithofer, Aufnahmebericht).

An der S-Seite des Freskalots folgt in meist steil S-fallender Stellung, die auf den Karböden noch einmal durch ein Gewölbe unterbrochen ist, der S-Flügel des Muschelkalks und dann Buntsandstein als Abschluß gegen die kompliziert gebaute Schuppenzone des oberen Salonientales.

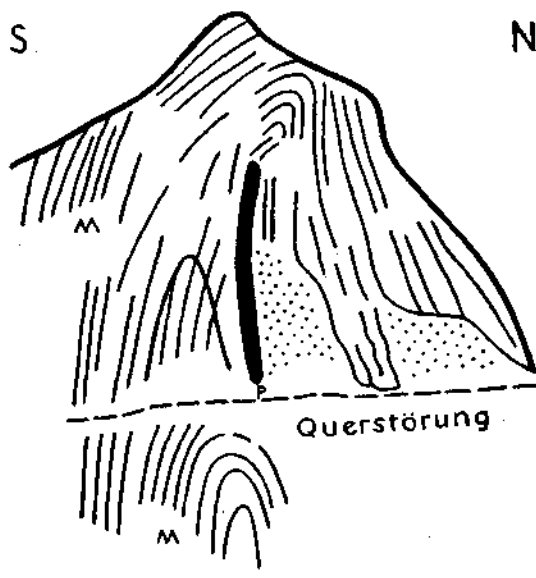


Abb. 2: Falte des Freskalots von O. Die gestrichelte Linie gibt den Ausstrich der senkrechten Verwerfung an, an der der O-Teil abgesunken ist (im Bild unten). Die Partnachschiefer treten in diesem obertags nicht mehr auf.

Der N-Flügel der Freskalotfalte ist in seinem tieferen Teil durch die Moränenablagerungen der Lüner Alpe verdeckt. Er legt sich — in verkehrter Lagerung — flacher, wie es im NE-Gehänge gegen das Saloniental zu sehen ist. Auch eine Bohrung hat in den obersten Karböden der Lüner Alpe die entsprechenden Kalke nachgewiesen. Im weiteren Verlauf nach N müssen dann die Kalke unter den Buntsandstein einfallen, wenn sie nicht vorher auskeilen¹⁾.

Entlang der W-Wand des Salonienkopfes wird das Gewölbe des Freskalot durch einen Bruch abgeschnitten, der hier N 20° W, 70° E streicht und nach S über das „Grüne Fürkele“, der tiefeingesechnittenen Scharte

¹⁾ Mitten in den Moränen der Lüner Alpe tritt eine Doline auf, die einem Gipstrichter sehr ähnlich sieht. Nach dem von mir gegebenen geologischen Bild sind aber Raibler Schichten hier nicht anzunehmen und sehr unwahrscheinlich. Als Deutung käme daher ein Toteisloch in Frage oder aber eine Doline, die unter dem Einfluß darunter liegender Kalkschichten gebildet wurde.

südwestlich des Salonienkopfes streicht (siehe Profil 4 und Abb. 3). Der östliche Teil (der Salonienkopf selbst) ist an ihm nach N verschoben, wie an der Verschleppung der Partnachschiefer, die etwa 300 m beträgt, zu erkennen ist, wahrscheinlich auch etwas abgesunken, denn das Gewölbe des Freskalots setzt sich nach W nicht mehr fort, muß hier also ehemals höher gelegen sein. Eine eingepreßte Ausspitzung der Partnachschiefer reicht auch über das Grüne Fürkele.

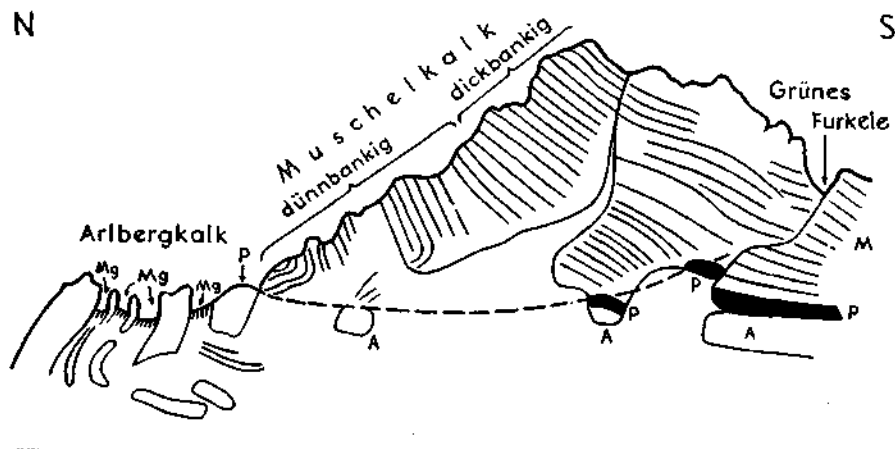


Abb. 3: Salonienkopf von W. A = Arlbergkalk, Mg = Mergelschiefer, P = Partnachschiefer, M = Muschelkalk. Die gestrichelte Linie gibt den Ausstrich der steil nach E einfallenden Verwerfung an, an der der O-Teil (im Bild oben) nach N verschoben ist. Die Partnachschiefer dieses Teiles liegen hinter dem Grat beim Pfeil. Westlich der Verwerfung sind sie nach S geschleppt und zum Teil gegen das Grüne Fürkele hinein gepreßt.

Der O-Grat des Freskalots wird durch einen fast gleichlaufenden Bruch gequert, an dem deutlich eine Absenkung des O-Teiles zu erkennen ist, da die Partnachschiefer abgeschnitten werden und sich nach E nicht mehr fortsetzen. Sie sind daher tiefer im Kern der Falte, die hier genau dem O-Grat folgt, zu suchen. Eine N—S-Bewegung wird zwar durch eine geringe Verschleppung angedeutet, dürfte aber kaum größere Beträge erreichen.

Vom Bruch westlich des Salonienkopfes an streichen die Partnachschiefer zwischen Muschelkalk und Arlbergkalk weiter nach SW. Auffallend ist eine zum Streichen spitzwinkelige Zerschierung des Arlbergkalkes mit geringer Verschiebung gegen die Partnachschiefer.

Im NW-Grat des Salonienkopfes folgen unterhalb des Bruches Arlbergkalk mit zunächst E—W-Streichen, das über ENE in NE übergeht. Im Gehänge gegen die Augstenkumme biegt es in N—S mit E-Fallen um, was als Anzeichen einer E—W-Bewegung zu deuten ist. Mit den auf dem Arlbergkalk an der Lünser Krinne folgenden Raibler Schichten mit mächtiger Gipsentwicklung liegt hier ein zusammenhängendes Profil bis zum Hauptdolomit vor.

Die Achsenrichtungen der Freskalotfalte waren sowohl in der Großform der Falte als auch in den kleinen Faltungen mit N 70° E bei geringer

Streuung und mit einem schwachen Gefälle nach E zu messen, doch kommen auch vielfach horizontale Lagen vor.

Eine Übersicht über die räumliche Verteilung der s-Flächen und der B-Achsen gibt die Kartenskizze und auch die Profile. Die statistische Übersicht geben die Diagramme. Im Diagramm 1 bilden die Pole der s-Flächen, die nach ihrer Häufigkeit ausgezählt sind, einen Gürtel mit der Achse N 70° E, 27° E, die also die B-Achse der Faltengroßform darstellt. Damit stimmt auch ein Teil der B-Achsen der Kleinformen überein, der größere Teil der im Kleingefüge gemessenen Achsen fällt jedoch mehr in die E—W-Richtung. Es sind Achsen einer jüngeren Überprägung.

Sehr schön und eindrucksvoll ist die scharfe Faltenumbiegung im O-Grat zu sehen, der östlich des Bruches genau der Faltenbiegung folgt: Am S-Hang fast durchwegs steiles Einfallen nach S, auf der schmalen Grathöhe flache, etwas gebogene Lagerung mit N 70° E streichenden Faltenwülsten, auf der N-Seite zunächst ebenfalls steiles, weiter unten flaches Einfallen nach N. Abb. 2, die im O-Grat selbst gezeichnet ist, läßt dies zum Teil ersehen. Diese vorherrschenden Lagen der s-Flächen sind am Diagramm durch Untermaxima im Gürtel gekennzeichnet.

Die Partnachschiefer weisen selten deutliche Achsen auf. Wo sie zu erkennen sind, passen sie gut in das beschriebene Bewegungsbild. Die Arlbergkalk verhalten sich gleich wie der Muschelkalk.

Der Muschelkalkstreifen nördlich des Rellstales zeigt wenigstens nach der Karte einen verhältnismäßig einfachen Bau. Erst im Gehänge gegen Vandans scheint eine größere Verfaltung mit ENE-einfallender Achse vorzuliegen. Im Einriß des Sacktobels wird die ganze Schichtfolge bis einschließlich Arlbergkalk nach W abgeschnitten und westlich des Tobels liegt Buntsandstein darüber, während weiter oben die Raibler Schichten mit Gips und der Hauptdolomit nach W weiterstreichen, bis sie dann bei der Vilfau-Alpe nach S abbiegen.

Die Raibler Schichten (Gips, bzw. Anhydrit)

An der Oberfläche werden die Raibler Schichten größtenteils aus Gips gebildet, der nach der Tiefe in Anhydrit übergeht, denn im Grunde wenigstens der größeren Trichter, wie vor allem bei der Heinrich Hueter-Hütte, ist fast stets Anhydrit zu beobachten. Randlich wird die Gipszone von Rauhacken und Tonschiefern begleitet. Der Gips, bzw. Anhydrit ist ein außerordentlich teilbewegliches Material. Das zeigt sich einerseits in starken Mächtigkeitsschwankungen, die sicher hauptsächlich auf tektonische Ursachen zurückzuführen sind und weniger auf ehemalige sedimentäre Schwankungen. Es sind Anschoppungen in weniger auf Druck beanspruchten Stellen, wie etwa im Steilfaltenknie östlich des Saulakopfes, anderseits Verschmälerungen, wie an der E-Seite des Schafgafalls. Das hier ausgequetschte Material ist nach N und S ausgewichen. Die Anschoppung bei der Vilfau-Alpe hat dabei eine Mächtigkeit bis 1½ km erreicht, die kleinere an der Lünser Krinne immer noch über ½ km, besonders wenn man das moränenbedeckte, aber teilweise mit Gipstrichter durchsetzte Gebiet im Kar südlich davon (Augsten Kuppe) miteinbezieht. Dagegen ist der schmale Streifen am W-Rand der Lünser Alpe kaum 20—60 m breit.

Der Hauptzug der Raibler Schichten zieht nach S, SSW, SW und schließlich W weiter gegen den S-Abfall der Schesaplana. Er enthält aber Gips

höchstens in Spuren und ist hauptsächlich aus Rauhwacken, Dolomiten und Tonschiefern aufgebaut. Ein zweiter Ast mit Gips, aber größtenteils mit Moränen bedeckt, zieht gegen den Lünser See und soll, wie aus Literaturangaben (Gams) hervorgeht, auch im Lünser See selbst anstehen. Am derzeitigen Ufer sind nur Rauhwacken und Mergel anstehend zu beobachten. Die geplante Absenkung des Sees wird aber sicher aufschlußreiche neue Beobachtungen auch für das Gefüge ermöglichen, die vielleicht über die tektonische Stellung dieser Gipslage Auskunft geben können.

Das Gefüge des Gipses ist entsprechend seiner Empfindlichkeit gegenüber tektonischen Vorgängen, der starken Einpressung in eine unregelmäßig geformte Umgebung und den verschiedenen Beanspruchungsvorgängen ein sehr wechselvolles und inhomogenes. Sowohl das Streichen als auch die Achsenrichtungen wechseln sehr stark. Doch lassen sich, wenn auch die bisherigen Messungen in Anbetracht des inhomogenen Gefüges noch zu wenig zahlreich sind, gewisse den Beanspruchungen zuordenbare Richtungen erkennen.

So besonders in dem Vorkommen der Vilifau-Alpe, das Achsenrichtungen N 70° E bis NW, daneben WNW bis NW, sowie auch ausgesprochene Steilachsen aufweist. Ausgeprägte steilachsige Verfaltungen finden sich im Gipsvorkommen an der Lünser Krinne, besonders in den Ausbuchtungen nach W und E, die ein steiles Aufrichten, bzw. Hinauftauchen des Gipses anzeigen, während er in der Mitte bei E—W-streichenden Achsen flacher liegt. Der Verlauf der Achsenrichtungen nimmt daher eine flexurartige Form an (siehe Profil 4). Das Streichen ist allgemein N—S.

Das ganze Gipsgefüge zeigt eine Verformung unter Zwang, wobei es nach Stellen geringeren Druckes auszuweichen bestrebt war. Es ergeben sich Ähnlichkeiten mit den alpinen Salzlagerstätten, mit denen Gips und Anhydrit auch genetisch in Beziehung stehen.

Eine weitere Untersuchung des Gipsgefüges durch zahlreichere Messung der Gefügedaten ist beabsichtigt. Ferner ist noch die Frage zu klären, ob und wie weit das vorhandene Gipsgefüge durch Deformation des Gipses selbst entstanden ist oder durch Umwandlung eines Anhydritgefüges, was ja eher anzunehmen ist. Denn es ist ja sicher, daß der Gips in der Tiefe in Anhydrit übergeht und auch das, was heute dem kartierenden Geologen als Gips begegnet, ehemals Anhydrit war, der nur durch oberflächennahe Vorgänge (Wasseraufnahme) in Gips übergang. Die gebirgshildenden Vorgänge und Verformungen dürften also Anhydrit angetroffen haben.

Der Buntsandstein der Lünser Alpe und nordwestlich der Vilifau-Voralpe

Der Felsgrund des stark von Moränen bedeckten Gebietes der Lünser Alpe zwischen dem Dolomittklotz des Schafgafalls und dem Muschelkalkgewölbe des Freskalots besteht, wie die Bohrungen der Illwerke zeigten, mit Ausnahme des südlichsten Winkels hauptsächlich aus Buntsandstein.

Das Streichen verläuft vorwiegend ENE; gegen die sicher tektonische Grenzfläche im NW und SW tritt eine Anpassung mit NNE- bis NW-Richtungen ein. Das Streichen der Hauptmasse stimmt mit der Streichrichtung der Kalkfalte des Freskalots überein. Die Grenzfläche mit dieser ist wahrscheinlich eine stratigraphische und höchstens tektonisch überprägt.

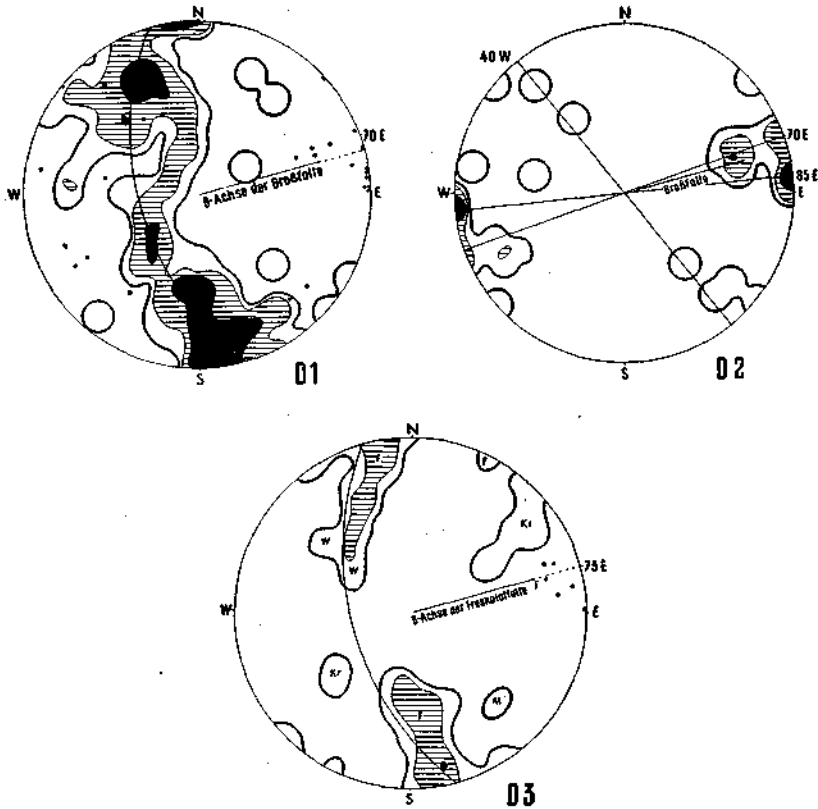


Abb. 4: Diagramme der statistischen Verteilung der Gefügedaten. Sie stellen in üblicher Weise (Schmidt-Sander) die untere Halbkugel in flächentreuer Azimutalprojektion dar. Die Drehung von 180° um das Lot auf das Diagramm ergibt bekanntlich den Anblick für die obere Halbkugel. Die Dichteverteilung wurde durch Auszählung mit dem 1%-Kreis erhalten.

Diagramm 1: Feskalotkamm (Muschelkalk), 102 Pole der s-Flächen, in Stufen zu 1 — 2 — 5%.

Diagramm 2: Freskalotkamm (Muschelkalk), 31 B-Achsen, in Stufen zu 3 — 10 — 20%.

Diagramm 3: Lünér Alpe (Buntsandstein), 71 Pole der s-Flächen in Stufen zu 2 — 4 — 6%. Teilbereiche: F = Bereich nördlich des Freskalotgipfels, Kr = östlich der Lünér Krinne, LA = westlich der Lünér Alpe, W = W-Rand des Buntsandsteins, Punkte = B-Achsen.

Während Schardt und Arni diesen Buntsandstein unter der „Kalkmulde“ des Freskalots durchstreichen lassen und mit der im S davon befindlichen stark eingegengten Buntsandsteinzone verbinden, damit den Freskalot als aufrechte Mulde betrachten (siehe Profile in 10, S. 281), nimmt Ampferer an, daß der Buntsandstein der Lünér Alpe und der im S des Freskalots durch eine Reliefüberschiebung von E her auf ein Erosionsrelief eingeschoben sei. Die einzelnen Buntsandsteinstücke, die sich an den Abhängen des Schafgafalls finden, seien Reste dieser bis hierher reichenden Aufschichtung auf die alte tertiäre Landoberfläche.

Hat schon Reitbofer festgestellt, daß ein derartiger Vorgang aus morphologischen Gründen (senkrechte Wand des Freskalots!) nicht möglich ist, so zeigt sich nun auch, daß das Linear- und Flächengefüge im Buntsandstein und Muschelkalk durchaus übereinstimmt, beide also wahrscheinlich zusammen verformt wurden. Die Übereinstimmung der Gefüge ist sehr deutlich beim Vergleich der Diagramme zu sehen. Das Diagramm (3) des Buntsandsteins der Lüner Alpe zeigt für das Flächengefüge genau denselben Gürtel, wie das Diagramm vom Freskalot (1, 2), wenigstens für das Gebiet nördlich des Freskalots und sogar bei den meisten Flächenlagen im NW-Rand. Die übrigen Randgebiete fallen infolge ihrer Anpassung an die Umgebung heraus. Auch die B-Achsen beider Gefüge stimmen überein.

Ferner zeigt das Gefüge des Freskalotkammes keinerlei Merkmale eines Anschubes der gewaltigen Buntsandsteinmasse von O her, die er als „Wellenbrecher“ doch haben mußte. Es sind wohl Anzeichen geringer E—W-gerichteter Beanspruchungen und Bewegungen vorhanden, doch finden sich diese innerhalb beider Einheiten in gleichem Ausmaße.

Gegen die Annahme eines alten Erosionsreliefs spricht auch, daß der Freskalotkamm noch im wesentlichen die tektonische Form der noch wenig von der Erosion angegriffenen Falte zeigt und noch mehr, daß es unwahrscheinlich ist, daß der Gips der Lüner Krinne in der alten Oberfläche die Erhebung gebildet hat, was aber durchaus bei rein tektonischen Vorgängen, die unter Bedeckung vor sich gingen, möglich ist.

Der Buntsandstein ist somit nicht unter dem Freskalot durch zu verbinden, sondern eher über ihn, was sich auch zwanglos aus der natürlichen stratigraphischen Folge ergibt. Die ganze Buntsandsteinmasse der Lüner Alpe ist also ehemals im S des Freskalots gelegen und zusammen mit dessen Muschelkalkschichten als ihrem normalen Liegenden mit ENE-Achse verformt und als überschlagene Falte über diesen hinweg nach N verfrachtet worden. Die NNE- und NW-Richtungen im Sandstein sind dann Anpassungen an die Umrahmung, vor allem durch Anpressung an den Hauptdolomitstock des Schafgafalls, bzw. an die Raibler Schichten bedingt.

Daß der Buntsandstein, dessen Reste auf dem Schafgafall liegen, durch tektonische N—S-Bewegungen und nicht durch Reliefüberschiebungen von E her dahingelangt sind, dafür sprechen auch die Andeutungen horizontaler ungefähr E—W-gerichteter B-Achsen, die an dem kleinen Sandsteinvorkommen am S-Hang des Schafgafall-Gipfels fand. Das Vorkommen von Stücken von Buntsandstein in den Störungszonen, die nach den Bohrungen mindestens 120 m in die Tiefe reichen, ist wohl darauf zurückzuführen, daß die Überdeckung mit Buntsandstein (wie ja auch Ampferer schon annahm) früher viel weiter nach W reichte und durch Vertikalbewegungen an diesen Störungszonen in diese verschleppt wurde. Da auch der Gips, bzw. Anhydrit bedeckt war, war dieses sonst leicht erodierbare Gestein länger von der Erosion geschützt und konnte sich an der Grathöhe halten.

Die Bruchfläche, die an der W-Seite des Salonienkopfes durchzieht, ließ sich auch weiter im N auf den Böden der Lüner Alpe noch feststellen. In dem Einriß des kleinen Bächleins nordöstlich der Lüner Krinne folgt nämlich auf NW-streichenden Buntsandstein nach wenigen Metern

Schutt-Unterbrechung nach O ein Kalkvorkommen (Arlbergkalk?) mit NE-Streichen. Der dazwischenliegende Sprung liegt in gerader Fortsetzung des Salonienkopfbrechens und würde in weiterer Folge den geplanten Stollen durchsetzen und schließlich bei einer schon von Reithofer festgestellten Hauptdolomitscholle¹⁾ in den tektonischen Rand des Buntsandsteins einlenken. Die Kalkserie des Freskalots (mit den Partnachschiechten) reicht damit an der O-Seite des Bruches weiter nach N und sinkt in geringer Neigung schließlich unter Buntsandstein nach N ab.

Auch der Buntsandstein nordwestlich der Vilifau-Voralpe muß als eine auf den Gips (Anhydrit) der Raihler Schichten aufgeschobene Masse angesehen werden, an den sie nach W und N diskordant grenzt. Auch im E stößt daran mit deutlich diskordant-tektonischer Grenze die Schichtfolge des Rellstalzuges, die Muschelkalk bis zu den Gipsen der Raibler Schichten umfaßt, ah. Deren Streichen, das weiter im E (nach Karte Leutenegger) ziemlich gleichmäßig N 70° E beträgt, dreht sich gegen den Sacktohel in SW bis SSW. Knapp an der Grenzfläche ist besonders in den teilbeweglichen Partnachschiefern ein Anschmiegen an diese erkennbar.

Das Streichen des Buntsandsteins verläuft dagegen hauptsächlich NNW bis NW mit steilen W-, seltener E-Fallen, womit auch die hier selten beobachtbaren B-Achsen übereinstimmen. Es ändert sich aber auch nahe der Grenzfläche, soweit dies der Blockzerfall erkennen ließ. Beide Bereiche stehen sich also hier mit ihrem Streichen ungefähr senkrecht gegenüber. Diese Dislokationsfläche ist wohl eine ältere Anlage, aber im Gefolge der jüngeren Bewegungen (Bruch des Salonientales) wieder betätigt worden, wie verschiedene Bewegungsflächen beweisen. Sie verläuft im unteren Teil des Sacktohels NNW, biegt oben in WNW um und scheint im Gips auszuklingen.

Ob die genannte Buntsandsteinmasse mit dem Buntsandstein im Liegenden des Rellstalzuges in Verbindung steht — der Schuttkegel des Sacktohels und Gehängeschutt verdecken den fraglichen Bereich — oder mit dem Buntsandstein der Lünser Alpe in Beziehung zu bringen ist, läßt sich nicht entscheiden. Bemerkenswert ist, daß hier am N-Rand die gleiche dunkelgrüne Fazies eruptiven Einschlags entwickelt ist, wie nördlich der Lünser Alpe.

B. Die jüngere Schichtfolge über dem Hauptdolomit

Die Mulde der Flur-Alpe

Die NE—SW-streichende Sarotla-Mulde biegt im W nach S ab und ihre Gesteine bauen die mehrfach gestufte Brandner Wand und als südliche Fortsetzung die schmale Felsmauer der Schattenlagant-Wand auf. Als Großform erscheint, wie auch Leutenegger und Arni angaben, eine nach W überschlagene, flach nach E einfallende Mulde. Der Schichtbestand reicht von den Kössener Schichten bis zu den Kreideschiefern, davon baut den Liegendflügel ein fast vollständiges Profil auf, während der Hangendflügel hauptsächlich von Kössener Schichten gebildet wird, die Juraschichten

¹⁾ Die tektonische Stellung dieser Dolomitscholle, an der keinerlei Schichtung festzustellen war, ist noch fraglich. Nicht unmöglich wäre auch, daß sie nachträglich vom Schafgafall herabgestürzt ist, was mir aber wenig wahrscheinlich erscheint.

zum Teil linsenartig ausgequetscht sind. Auch die Grenze gegen den Hauptdolomit ist eine Bewegungsfläche, an der die Hauptdolomitschichten zum Teil spitzwinkelig abschneiden. Der Kern der Mulde wird von Kreideschiefern in wechselnder Mächtigkeit eingenommen.

Die B-Achse der Großform streicht ungefähr $N\ 10\text{--}20^\circ\ E$, sie findet sich aber nur selten in der Kleintektonik (Handstückbereich) ausgeprägt. Das Kleingefüge zeigt vielmehr Faltungen und einen welligen Bau, der vorwiegend nach $B = N\ 70^\circ\ E$ erfolgt ist, bei einem Einfallen, das dem flachen E-Fallen der s-Flächen entspricht. Ferner kommt auch ein $B = N\ 40^\circ\text{--}45^\circ\ E$ mit Übergängen zur erstgenannten Richtung vor. Diese Richtung NE leitet so in die Richtung der Sarotla-Mulde über. Die seltener vorkommenden Falten mit $B = NNE$ sind am ehesten noch in den Kreideschiefern zu finden. Häufig entsprechen dieser Richtung jedoch Störungen und Klüfte, wie die Begrenzung der Schattenlagant-Wand und Schwankungen im Schichteinfallen (als β -Achse).

Die Auswirkung der Verfaltung nach $N\ 70^\circ\ E$ kann auch größeres Ausmaß annehmen, wie südlich der Flur-Alpe, wo die Kreideschiefer tiefer herabreichen, aber die Obergrenze und das Einfallen (flach nach E) gleich bleiben.

Im S-Teil der Flur-Alpe-Mulde sind die Aufschlüsse nur spärlich. An der neuen Straße und am Alvier-Bach sind bereits steilstehende Kössener Schichten und schließlich Plattenkalk, bzw. Hauptdolomit mit ungefähr E—W-Streichen aufgeschlossen.

Versucht man den zeitlichen Ablauf der diesen Verformungen entsprechenden Bewegungen zusammenzustellen, so ist wohl die Verformung mit der Achse $B = N\ 70^\circ\ E$ als die älteste anzusehen. In diesem Plan fällt wahrscheinlich auch ein Vorschub des Hauptdolomits nach N über die ihm vorliegende Mulde jüngerer Schichten. Weiter im O herrscht der Bewegungsplan mit Achse SW—NE, der dort die Sarotla-Mulde erzeugte, sich aber auch im Bereich der Flur-Alpe-Mulde schon auswirkte und mit den erstgenannten Bewegungen interferierte.

Sicher jünger ist aber in diesem Bereich der Bewegungsplan mit der Achse SSW—NNE anzusehen, der zu den E—W-Bewegungen gehört. Er hat nach herrschender Ansicht zu dem Überschlagen des S-, bzw. E-Schenkels der Mulde geführt. In den Kleinformen macht er sich allerdings nur in den sehr teilbeweglichen Kreideschiefern bemerkbar. Doch sind wahrscheinlich auch die NNE-Brüche dieser letzten Beanspruchung zuordenbar.

Die Wildberg-Mulde

Wegen ihrer auffallenden und schön ausgeprägten Landschaftsform ist die Wildberg-Mulde schon lange bekannt (Seydlitz) und besonders durch das auffallende rote Band der Radiolarite als Falte mit nach N überschlagenem Hangendschenkel eindeutig gekennzeichnet. Ich hatte noch nicht Gelegenheit, in der Falte selbst eingehende Messungen durchzuführen, aber schon das Bild der Natur und der Karte zeigt eindeutig, daß ihrem Bau eine ungefähr ENE-gerichtete und flach nach E einfallende B-Achse zugrunde liegt. Der Kern wird von Kreideschiefern eingenommen, um den sich die verschiedenen Juraschichten legen, während der Sockel

von Kössener Schichten und Hauptdolomit mit Plattenkalk gebildet wird, die vor allem in tieferen Lagen nach N einfallen und damit zu der nördlich anschließenden Mulde überleiten.

Der Mottakopf

So einfach das Bild der Wildberg-Mulde erscheint, nmso verwickelter ist der Bau des Mottakopfes durch seine Verfaltungen und Verschupungen. In den bisherigen, auch neueren Arbeiten (Arni, Ampferer) ist der Bau nicht ganz richtig dargestellt. Der Grund liegt vor allem darin, daß zwar die W-Seite ein annähernd richtiges Profil senkrecht zum Achsenstreichen zeigt (siehe die entsprechenden Skizzen in den genannten Arbeiten), daß aber die O-Flanke zum Großteil ungefähr in den flach nach E einfallenden Achsen liegt, ebenso die SE-Wand des Gipfels in dem hier mehr NE-verlaufenden Streichen und sich so ein recht verzerrtes Bild ergibt, das durch die in der O-Flanke vielfach fehlenden Aufschlüsse auch noch sehr lückenhaft ist.

Das nach N steil abstürzende Felsmassiv des Mottakopfes wird durch steilstehende ENE-streichende Hauptdolomit-Schichten gebildet, die am Gipfel von im allgemeinen flach nach E fallenden Kreideschiefern (mit Jura) überschoben sind. Die zwischen diesem Hauptdolomit des Mottakopfes und dem Sockel der Wildberg-Mulde vorhandene Mulde wird von verfalteten und verschuppten Kössener Schichten, rätischen Kalken und Liasschichten aufgebaut, wie dies auf der gegen das Zalmthal abbrechenden Flanke deutlich sichtbar ist. Die sanftere O-Seite zeigt ein damit im wesentlichen durchaus übereinstimmendes Bild, das nur durch den oft fast spitzwinkligen Schnitt mit den Streichrichtungen nicht so klar ersichtlich ist.

Über die niedere Gratsenke zwischen Wildberg und Mottakopf, Schafstelli genannt, ziehen mit N—S-Streichen und E-Fallen Liasschichten, von denen die roten Liaskalke dem Grat und der W-Seite entlang bis auf die N-Seite des Mottakopfes zu verfolgen sind. Von hier tauchen sie mit steilen E—W-Streichen unter der Gipfelkappe durch und kommen in der SE-Wand wieder zum Vorschein, mit ihrer leuchtend roten Farbe schon von weitem auffallend.

Der SW-Teil der SE-Flanke (durch den der Weg führt) besteht am Fuß aus Kössener Schichten, darüber aus hellen Oberrätkalken, in denen fensterartig rote Liaskalke durchleuchten. Nach NE folgen Liasfleckenmergel, die mit NE-Streichen und wellig gebogenem steilen Einfallen fast in der Wand liegen, dann über die genannten roten Liaskalke, Rätkalke und Kössener Schichten die normale Folge zum Hauptdolomit.

Am Hauptdolomit liegt mit steilem NNW-Streichen ein schmaler isolierter Rest von Kreideschiefern auf, u. zw. in genauer Fortsetzung der schon von Ampferer (1934) angegebenen horizontalen Störungsfläche, die aber sicher nicht die von ihm angegebene Bedeutung hat ¹⁾. Denn die Verschiebung ist nur geringfügig, mit stärkerer Verfaltung verbunden und trennt auch nicht verschieden gerichtete Schichtpakete, sondern die

¹⁾ Das Profil von Ampferer zeigt hier mehrere Unrichtigkeiten. So stimmt die Schichtfolge über der Störung vom Hauptdolomit aufwärts nicht, denn die rote Lage ist nicht Radiolarit, wie schon Arni betonte.

vorhin angegebenen Schichten setzen sich alle gleichlaufend nach unten fort, wenn auch örtlich verschuppt und ausgedünnt. Die roten Liaskalke konnte ich nach unten fast bis in die Höhe verfolgen, in der sie auf der gegenüber liegenden Talseite in der Flur-Alpe-Mulde (unterer Schenkel) wieder aufscheinen, womit der Zusammenhang hergestellt ist.

Der Hauptdolomitsockel der Mottakopf-Wildberg-Mulde

In dem in Plattenkalk übergehenden N-Rand des Hauptdolomitzuges, der im allgemeinen nur großräumig verbogen ist, kommen in dem Steilabfall des Kares südwestlich der Schattenlagant-Alpe auch Verbiegungen und Verfaltungen mit kleinerem Radius vor. Es sind mehrere Richtungen von B-Achsen, die diesen Formungen entsprechen. Die Hauptformung mit $B = N 70^\circ E$ mit wechselndem Einfallen nach E erzeugte hier eine deutlich ausgeprägte Mulde, die meist flach, örtlich auch steiler nach E einfällt. Die Schichten des Seekopf-N-Grates, in denen weiter oben schon Ansätze zu flachwelligen Verbiegungen zu erkennen sind, hiegen allmählich mit steiler Achse in diese Mulde ein. Sie stellt die Abbildung der Wildbergmulde im Hauptdolomit der Tiefe dar. In den flacher liegenden Schichtbänken der Muldensohle sind örtlich Verfaltungen und Verbiegungen nach $B = 20^\circ - 30^\circ E$ zu beobachten, die als letzte Ausläufer des NNE-Gefüges der Flur-Alpe-Mulde gedeutet werden können.

Nach N folgt wieder eine Aufwölbung im Hauptdolomit, die sich aber nicht mehr in den jungen Schichten der Wildberg-Mulde abbildet, und nördlich dieser die schon besprochene Mulde südlich des Mottakopfes. Nun folgt die große Aufwölbung, in deren Kern bei Brand die älteren Schichtglieder bis zum Buntsandstein zutage treten und deren steiler S-Schenkel durch den Hauptdolomit des Mottakopfes gebildet wird.

Der Bau des Hauptdolomits stimmt also, was die Folge von Mulden- und Sätteln anlangt, nicht ganz mit der aufliegenden Wildberg-Mulde mit ihrem flachliegenden Mittelschenkel überein.

Bereich Zalim-Alpe—Brander Ferner

Dieser Bereich ist von mir erst teilweise begangen worden, ich konnte aber mit Unterstützung der Karte von Arni bereits einen wesentlichen Einblick mit Luftbildern und Feldstecher in sein Gefüge gewinnen. Die genauere Aufnahme ist aber vorgesehen. Es ließ sich deutlich erkennen, daß die Wildberg-Mulde weiter nach W hin ansteigt. Bei der Oberzalim-Alpe liegen noch flach ausgebreitete Kössener Schichten auf dem Hauptdolomit, der Kamm des Blankuskopfes besteht schon ganz aus Hauptdolomit.

Am Schesaplanastock ziehen, wie schon die Karte von Arni zeigt, zwei muldenartige Einschaltungen von Rät-Liasgesteinen mit WNW. Streichen durch, einer Richtung, die bereits am W-Hang des Mottakopfes in Erscheinung trat. Wie besonders das Luftbild zeigt, ist in der südlichen Mulde, in der der Schesaplanagipfel liegt, sowie auch im Hauptdolomit selbst steilachsige Faltung vertreten. Ich konnte sie bisher erst in den Kössener Schichten des Gipfelgebietes unmittelbar beobachten und einmessen. Ihre B-Achse stellt fast senkrecht bis 60° nach E. Die weitere Aufnahme ist beabsichtigt.

Übersicht über die Bewegungspläne im Bereich Mottakopf—Wildberg

Die vorherrschende Gefügerichtung ist ENE mit einem Einfallen bis 25° nach E. Sie ist Verfaltungen und Verschuppungen mit meist steilen bis senkrechten Bewegungsflächen zuordenbar. Es kommen aber auch wie bei der Flur-Alpe mehr NE-gerichtete B-Achsen vor, die vorwiegend horizontal liegen. Andererseits tritt aber oft besonders auf der W-Seite eine Achsenrichtung auf, die um WNW liegt. Es ist die Richtung, die dann im Schesaplanastock mehr zur Wirksamkeit kommt. Die NNE-Richtung erscheint hier nur in den Kreideschiefern der Gipfelkappe des Mottakopfes.

Das Gefüge zeigt also hier im wesentlichen die gleichen Verhältnisse wie in der Mulde der Flur-Alpe. Die Auswirkung der SE—NW-Bewegungen scheinen hier nach W hin aufzuhören und von der Beanspruchungsrichtung SSW—NNE abgelöst zu werden.

An jüngeren Bewegungsflächen kommen hier neben den schon erwähnten steilstehenden in der Schuppungazone südlich des Mottakopfes flache bis mittelsteil südlich fallende vor, wie sie auch Arni schon in den Profilen der Wildberg-Mulde einzeichnet. Sie entsprechen in ihrer Richtung auch den von Ampferer beschriebenen schrägen Kluftflächen am Bord des Lünser Sees und in den Felsen des Seekopfes.

Damit stimmen diese Bewegungspläne der jüngeren Schichten sehr gut mit denen der älteren Schichten auf der S-Seite des Hauptdolomits überein.

Die Formungspläne und ihre Auswirkungen im Gebirgshau

Faßt man die bisher beobachteten Erscheinungen in diesem Raum zusammen, so ergibt sich folgende Synthese für den Ablauf der Formungen und damit der gebirgsbildenden Ereignisse. Ich habe versucht, der Reihung eine gewisse zeitliche Grundlage zu geben, doch ist dies, wie später ausgeführt wird, durchaus nicht streng durchführbar.

1. Die erste erkennbare Formung der Gesteinsglieder der Trias bis Jura vollzug sich nach einer ungefähr horizontalen ENE-Achse ($B = N 70^\circ E$). Hierzu gehört als Großform vor allem die steil aufgerichtete Falte des Kammes Freskalot—Salonienkopf mit der weiteren Fortsetzung nach W über den Roßberg. Auch die steilgestellten Schichtzüge nördlich des Bellstales bis zum Hauptdolomit mit der aufliegenden Zimha-Mulde folgen dieser Richtung. Bei letzterer ist allerdings eine Mitbeteiligung anderer Richtungen (NE) wahrscheinlich. Auf der N-Seite des Hauptdolomits gehören die Verfaltungen in der Fluralm-Mulde und am Mottakopf, sowie als Großform die Wildberg-Mulde dazu.

2. Die NE-Richtung des Streichens, die südlich des Hauptdolomits hauptsächlich südöstlich der Lünser Krinne vertreten ist, ließe sich hier als eine Verdrehung der Richtung ENE (1) deuten, bedingt durch die Anpressung an das Hauptdolomitknie des Schafgafalls. Auch in der SW-Fortsetzung des Freskalotkammes tritt sie häufig als örtliches Abschwenken aus der Richtung ENE auf, was ebenfalls auf Verstärkungen hindeutet.

Sie hat aber weiter im N in den jüngeren Schichten noch eine darüber hinausgehende Bedeutung als eigener Bewegungsplan, denn besonders die große Kreidemulde (Sarotla-Mulde) auf der NW-Seite des Zimbastockes

zeigt als Großform diese Richtung, die enggepreßt ins Illtal hinüberstreicht. Ob die Achsen der Kleintektonik auch diese Richtung haben, muß erst die gefügetektonische Untersuchung dieses wahrscheinlich recht verwickelt gehauten Gebietes zeigen. Sicher sind mehrere Achsen-, bzw. Bewegungsrichtungen beteiligt, wie dies die Arbeiten von Leutenegger und Ampferer vermuten lassen.

Auch im nördlichen Rätikon spielen nach Trümpy zwischen Samina und Brander Tal, besonders in der Alpila-Gruppe SW—NE-streichende Faltenachsen eine große Rolle. Auch größere Verfaltungen in dieser Richtung gibt Trümpy im Alpilakamm an.

3. Eine bedeutsame Großform ist die S-förmige Knickung des Hauptdolomituzuges samt dem Gips der Raibler Schichten um eine steile nach E einfallende Achse. Der sonst ENE-streichende Dolomit wurde auf über 200 m Länge in eine ungefähr ENE-Richtung eingedreht, unter Einengung des Bereiches zwischen dem Hauptdolomitkuie des Schafgafalls und dem Buntsandstein der Lünser Alpe. Die Raibler Schichten mit dem hochteibeweglichen Material der Gips-Anhydritlager wichen beiderseits in die druckärmeren Kniekehlen aus. Es entstand somit eine flexurartige Schlinge mit Einengungen in einem ungefähr NNE- bis N-streichendem Mittelschenkel, in dem sich dann E—W-Bewegungen auswirken konnten (siehe unter [4]). Als Ursache dieser Knickbewegungen kann man sich Beanspruchungen in etwa SE—NW-Richtung denken.

Eine gleichartige Knickung, jedoch ohne auf die Raibler Schichten übergzugreifen, die hier auch keinen Gips führen, findet sich im Hauptdolomit der Toten Alpe (Tafel IX). Auch hier zeigen sich in dem N—S-streichenden Teil Auswirkungen von E—W-Bewegungen.

Der Muschelkalk (mit Partnachschichten + Arlbergkalk) macht diese Knickung mindestens im sichtbaren Bereich nicht mit. Er liegt hier in zwei getrennten ENE-streichenden Zügen vor. Arni und Ampferer stellten die zunächst ganz einleuchtende Annahme auf, daß es ehemals ein einziger Kalkzug gewesen sei, der dann zerrissen und in die zwei parallel liegenden Teile in N—S verschoben worden sei: in den Rellstalzug im NE und den Freskalotzug mit der überschlagenen Falte im SW. Daß nur letzterer diese Faltenform aufweist, hat keine weitere Bedeutung für diese Annahme, da in seiner Fortsetzung nach W ja auch die Falte fehlt.

Mit meiner Feststellung, daß der Buntsandstein der Lünser Alpe ein Bestandteil der Freskalotfalte ist, kommt jedoch diese Annahme Ampferers in Schwierigkeiten, da der Buntsandstein der Lünser Alpe, was mir auch Reithofer bestätigte, sich nach E über das Salontal in die Buntsandstein-Einschuppung im Kristallin der N-Seite des Golmerjoches fortsetzt. Dies kann aber nicht erst nach der vermutlichen Zerreißen des Kalkzuges erfolgt sein. Daher muß man annehmen, daß die beiden Kalkzüge schon anfänglich (nach der Formung, Plan 1) verschieden lagen. Der Streifen im N des Rellstales, der nach W abgeschnitten wird, muß seine W-Fortsetzung in der Tiefe unter den Gipsen der Raibler Schichten, bzw. der Buntsandsteinüberlappung finden, während die O-Fortsetzung des Freskalotzuges, der durch das Salontal nach E abgeschnitten wird, ehemals über dem Kristallin des Golmerjoches lag, nunmehr aber ganz erodiert ist.

Dem Salontal muß also eine Verwerfung entlang ziehen, der Salontalbruch, der eine Hebung des östlich gelegenen Gebietes mit sich brachte,

also des Silvrettakristallins und der nach N angrenzenden Triassschichten (bis zu den Raibler Schichten). Mit der Einmündung in das E—W-verlaufende Reistal wird die weitere Fortsetzung des Bruches nach N unklar. Wahrscheinlich zerteilt er sich. Denn es treten im N zwei schon früher angelegte Dislokationsflächen heiderseits des Buntsandsteinlappens nordwestlich der Vilfau-Alpe auf, von denen die östliche im Sacktohel erschlossen ist. Im Gips klingen diese Störungen aus.

Die Schrägstellung des Buntsandsteins mit s und B = NNW könnte mit der Knickbewegung des Hauptdolomits und der Raibler Schichten zusammenhängen, die eine Drehung dieser Scholle bewirkt hat, wobei auch die angrenzenden Gipse mit gleicher Achse verformt wurden.

Ob die dem Salonienbruch entsprechenden Bewegungen weiter im N über den Zimbakamm wieder aufleben, wäre erst noch festzustellen. In der S-Ansicht der Zimba und auf den Karten und Profilen von Leutenegger und Ampferer fanden sich Hinweise auf gleichsinnige Bewegungen in der Fortsetzung des Salonien-Bruches: Ein Aufbiegen der Zimba-Mulde im E und noch deutlicher Verformungen an der E-Seite des Valbonakopfes, wo nach den zwar sehr anschaulichen, aber weniger exakt beschriebenen Profilen Ampferers im E des Kammes ein Höhenrücken des Hauptdolomits gegenüber den im W gelegenen Kössener Schichten zu sehen ist. Hier werden die Aufnahmen von Heissel, der dieses Gebiet bearbeitet, weitere Klärung bringen.

4. Den N—S-Achsen, wobei N—S hier ebenso wie E—W angenähert gemeint ist und Schwankungen nach NNW und NNE einschließt, entsprechen E—W-Bewegungen, die besonders im westlichen Rätikon eine größere Rolle spielen und auch schon früh erkannt wurden. Sie haben Rothpletz die Grundlage für seine Theorie der E—W-Überschiebungen gegeben (Rätische Überschiebungen).

In unserem Bereich im mittleren Rätikon spielen sie noch nicht diese Rolle wie im W. Als Großform scheint ihnen nur die Mulde der Flur-Alpe zu entsprechen, doch sind N—S-gerichtete Achsen in der Kleintektonik nur wenig, besonders in den teilbeweglichen Kreideschiefern, ausgeprägt, was man auch als Hinweis für ein jüngeres Alter deuten kann. Danach wäre die Form dadurch zustande gekommen, daß der darüber lastende Hauptdolomit gegenüber seiner Unterlage nach W bewegt wurde. Nach der viel stärkeren Durchbewegung mit ENE- und NE-Achsen zu schließen, dürfte die Aufschiebung des Hauptdolomits (Sockel der Zimba-Mulde) schon früher mit NNW- und NW-Richtung erfolgt sein und die W-Bewegung nur die letzte Phase darstellen. Dann wäre es sogar möglich, daß die Großform dieser Mulde gar nicht der NNE-Achse entspricht, sondern der NE-Achse und sie somit nur den westlichen Ausstrich der Sarotla-Mulde darstellt, die durch die letzten E—W-Bewegungen in der Richtung unter Aufprägung entsprechender Gefügemerkmale noch etwas verformt wurde. Der Ausstrich ist gegeben durch den Geländeanschnitt in NNE-Richtung, der auch nicht zufällig, sondern durch die NNE-Klüfte bedingt ist. Er verstärkt noch den Eindruck einer nahe N—S-streichenden Mulde. Das Muldentiefste (der jüngeren Serie) würde dann schon von etwa Schattenlagant an nach NE zum Illtal streichen. Aber auch die Wildberg-Mulde läßt sich noch mit einbeziehen, die so zur unmittelbaren Fortsetzung der Sarotla-Mulde wird. Sie hat die gleiche symmetriegemäße

Form, nur daß ihre Achse und damit auch die Streichlinie des Mulden-tiefsten aus NE—SW mehr gegen E—W hin gebogen und auch durch das Ansteigen der Achse höher gehoben ist.

Auch die flache Auflagerung des Hauptdolomits bei der Flur-Alpe dürfte mehr den S—N-Bewegungen zuzuschreiben sein als E—W-Bewegungen, obwohl sich diese sicher hier auch ausgewirkt haben, wie auch im N—S-Strang am Schafgall und bei der Totenalpe.

Erst im westlichen Rätikon, im Bereich des oberen Gamperdona- und Saminatales erreichen die E—W-Bewegungen und die Formungen größeres Ausmaß, wie die Profile von Trümpy (1926) und Ampferer (1937) zeigen, wenn sie auch bei ihrer verhältnismäßig ruhigen Faltung in der Formung nicht die sehr lebendigen Faltungen der N—S-Bewegungen aufweisen. Dies geht sehr schön aus dem Vergleich der Profile in N—S und E—W auf Tafel VI bei Trümpy hervor.

Hierher dürften auch die von Ampferer [1933 (2), S. 163, und 1934, S. 18 und 19] beschriebenen und in Profilen dargestellten Verfaltungen am Valbona- und Zwölferkopf gehören, doch scheinen nach ihm auch SE—NW-Bewegungen dabei schon eine Rolle zu spielen.

Anzeichen von E—W-Bewegungen geringeren Ausmaßes lassen sich auch sonst vielfach feststellen, sehr oft auch an E—W-streichenden Bewegungsflächen, wie etwa an der Grenzzone zwischen Altkristallin und Buntsandstein im Rellstal.

Schon Ampferer hat die verschiedenen Bewegungsrichtungen erkannt und besonders in späteren Arbeiten mehrfach darauf hingewiesen. Allerdings sind sie nicht immer klar erfaßt, besonders was den Begriff der Faltungsachse anlangt. Daher sind seine Ausführungen darüber auch nicht immer exakt und eindeutig. Außer den N—S-Bewegungen erwähnt Ampferer mehrfach SE—NW-Bewegungen (1933, besonders in [3] seiner vergleichenden Studie am W-Rand der Ostalpen), die er teils als spätere Bewegungen, teils durch Verstellungen infolge der großen Knickbewegung erklärt. Der große Knick ist zwar von ihm schon erkannt worden, aber nicht als steilachsige Bewegung gedeutet.

Vor allem hebt Ampferer wiederholt das Vorkommen der E—W-Bewegungen hervor und daß sie wesentlich jünger sind. Er ist da allerdings manchmal zu weit gegangen, wie etwa bei der von ihm angenommenen Relieffüberschiebung des Buntsandsteins der Lünser Alpe. Es ist eben in jedem Falle erst an Gefügemerkmalen nachzuweisen, in welcher Richtung ein Bewegungsvorgang vor sich gegangen ist. Auch was das Altersverhältnis anlangt, sind die E—W-Bewegungen zwar sicher jünger, doch ist nach meinen Untersuchungen keine so große Zeitpanne gegenüber den früheren Bewegungsgruppen anzunehmen, als sie Ampferer betont.

5. Als letzte Bewegungsphase schließen sich die jüngeren bruchartigen an schmale Zonen oder Flächen gebundenen Bewegungen (Störungen) mit Blockverschiebungen an. Sie sind aber wahrscheinlich nicht ganz scharf von den früheren stetigen abzutrennen, sondern entwickeln sich zum Teil allmählich daraus, indem sie unter abnehmender Belastung erfolgten. Es sind zahlreiche solche Bewegungsflächen von verschiedenem Ausmaße vorhanden, von denen einige sich durch größere Erstreckung und auch durch wahrnehmbare Verschiebungsbeträge im Gebirgsbau

herausheben. Die wichtigsten, die meist schon erwähnt wurden, sind hier nochmals zusammengefaßt:

- a) Der Bruch westlich des Salonienkopfes, der unter Vorschub des E-Teiles nach N und vielleicht auch Absenkung desselben erfolgte. Er setzt sich weiter nach N in den Buntsandstein fort und lenkt wahrscheinlich in d) ein.
- b) Der Bruch im E-Grat des Freskalots (Freskalotbruch) mit Absenkung des E-Teiles.
- c) Die N—S-verlaufende sicher steilstehende Störung, die dem unteren Saloniental entlang verläuft und mit einer Hebung des Kristallins und im N anschließender Trias verbunden ist (Salonienbruch). Als mögliche Fortsetzung nach N über dem E—W-verlaufenden Rellstal kommen die Dislokationsflächen beiderseits des Buntsandsteins nordwestlich der Vilifau-Voralpe in Betracht, in deren östlicher der Sacktobel eingeschnitten ist. Beide laufen im Gips aus.
- d) Die Bewegungszone am ESE-Rand des Schafgafalls, in der neben älteren Ausweichbewegungen des Gipses sicher auch jüngere Vertikalbewegungen erfolgten, wie die Einschaltung von Buntsandsteinstücken zwischen Gips und Hauptdolomit beweisen.
- e) Die ungefähr N 70° E, 50—60° S verlaufende Störungsfläche, die vom Seebord in den obersten Winkel der Lünser Alpe zieht. Wahrscheinlich erfolgte die Bewegung des N-Teiles nach E. Harnischriefen an einer glatten Fläche zeigen ein Einfallen von etwa 30° nach W. Dadurch bildete sich zwischen Schafgafall und Lünser Krinne Raum für eine weitere Anschoppung des Gipses. Somit liegt hier ein Fall gleichzeitiger Bruchverschiebung (Hauptdolomit) und stetiger Verformung (Gipsfaltung) vor.
- f) Eine sehr steil nach E einfallende Bewegungsfläche oder Zone N 10° E im E des Punktes 2250. Zwischen Hauptdolomit und dem Gips liegt ein schlecht erschlossener Streifen mit Rauhwacken und einzelnen Buntsandsteinstücken. Eine glatte Harnischfläche am Hauptdolomit ist mit ockerigem Mylonit belegt. Sie wurde mit N 15° E, 67° E eingemessen.
- g) Im Hauptdolomit der Toten Alpe und Umgebung sind ebenfalls mehrere größere Störungsflächen ausgeprägt, die auch im Luftbild gut zu erkennen sind. Ihre Verschiebungsrichtungen und -beträge sind im Hauptdolomit selbst nicht festzustellen. Hier kann erst die Kartierung der Randgebiete Näheres ergeben.
- h) Im Bereich des Mottakopfes treten mehrere steilstehende Bewegungsflächen mit ENE-Streichen auf, das besonders in der an den Hauptdolomit südlich anschließenden Verschuppungszone bestimmend wirkt.
- i) Ferner kommen hier auch Flächen vor, die bei ungefähr E—W-Streichen ein mittleres Einfallen von etwa 45° haben. Sie sind sowohl am Mottakopf z. B. in der SE-Wand gut zu erkennen als auch in den Seitenwänden der Wildberg-Mulde, für die sie schon Arni

in seinen Profilen dargestellt hat. Sie gehören in das gleiche Kluftsystem, wie die von Ampferer schon beschriebenen Klüfte am Lünser Seebord und westlich davon, das auch in e) überleitet.

- k) Eine flachliegende Bewegungsfläche, die auch schon älter sein kann, stellt die Aufschiebungsfläche der Deckkappe (Kreide-Jura) am Mottakopf dar und eine parallele dazu, die die horizontale Störungsfläche an der E-Seite des Mottakopfs, an der der Bewegungssinn Höheres gegen N deutlich ist. Der Verschiebungsbetrag ist gering.
- l) In der Mulde der Flur-Alpe, die als weniger widerstandsfähiges Gesteinspaket zwischen mächtigen Hauptdolomitmassen liegt, ist von vorneherein wahrscheinlich, daß bruchartige Bewegungen, die im Dolomit kaum in Erscheinung treten, hier mehr zur Auswirkung gekommen sind. Es sind auch zahlreiche Bruchlinien erkennbar, die aber nirgends das Bild der stetigen Tektonik wesentlich stören. Es sind vor allem steile, NNE-gerichtete Flächen, wie bei der Flur-Alpe selbst, dann besonders die beiden Begrenzungsflächen der Felsmauer der Schattenlagantwand, die schon morphologisch deutlich auffallen. Fläche, ungefähr mit dem Schichtverlauf zusammenfallende Bewegungsflächen sind mehrfach zu finden und entsprechen den „Verschuppungen“, wie sie von Arni und Leutenegger angegeben werden. Auch Querstörungen sind vorhanden, die entweder richtige Querklüften zu den NNE-Achsen oder Längsklüften nach den ENE-Achsen entsprechen, was noch eingehender daraufhin zu untersuchen ist.

Die Kleinklüftung wurde im Rahmen dieser Untersuchungen nicht behandelt, da die nötige Zeit nicht mehr zur Verfügung stand. Sie würde aber sicher über die Beanspruchungspläne weitere wertvolle Ergebnisse bringen.

Zur räumlichen und zeitlichen Abfolge der Bewegungen

Eine strenge Trennung der einzelnen Bewegungspläne, wie sie durch die Lage der B-Achsen definiert sind, ist nicht möglich, sie übergreifen sich in ihrer zeitlichen und räumlichen Anordnung. Das im großen gesehen jedenfalls sehr inhomogene Material spielte bei der Auswirkung der Beanspruchungen eine große Rolle, indem stärker teilbeweglichere Gesteine, wie der Gips, auf jede Beanspruchung gleich antworteten und sie abbildeten, während die starrereren mehr Widerstand leisteten, besonders wenn sie, wie etwa die Oberrät-Kalke, in weichem nachgiebigem Material eingebettet sind, so daß sie fast ganz unberührt bleiben konnten.

Für die Art der Formungen ist die Belastung wichtig, die sich zeitlich und räumlich ändern kann. Bei abnehmender Belastung gingen die Bewegungen immer mehr bruchweise vor sich, u. zw. je nach dem Material verschieden. Hauptdolomit zeigte bereits in der steilachsigen Formung des Knickes, die im großen gesehen als Biegung ohne wesentliche Scheitungen vor sich ging, bruchartig sich auswirkende Bewegungen (Breccienbildung), während der sehr teilbewegliche Gips stetige Formungen mit intensiven Verfaltungen wahrscheinlich noch in der Phase zeigte, in der sonst bruchartige Bewegungen an Störungsflächen wirksam waren. So

hängt die Anschoppung der Gipse mit steiler Achse im S des Schafgafalls wohl noch mit Bewegungen an der Störungsfläche e) zusammen, wie auch sonst zuweilen an bruchartigen Bewegungen in den leichter teilbeweglichen Tonschiefern Verfaltungen auftraten.

Ein allgemeiner Unterschied in der Art der Formungen nach der Höhe, derart, daß in tieferen Bereichen mehr die steilachsigen, in höheren mehr flachachsige vorherrschen, ist bei der hier aufgeschlossenen Höhe kaum zu erkennen.

Der Bewegungsplan mit den ENE-Achsen (1) erscheint als der älteste und die E—W-Bewegungen als die jüngeren, wie dies ja auch Ampferer schon hervorhebt. Dazwischen schalten sich aber noch die Bewegungen SE—NW. Die zugehörigen Streichrichtungen sind sicher keine reinen Verstellungen der ENE-Richtungen, wie es manchmal scheinen möchte, da heide nebeneinander in gleichen Bereichen vorkommen (Flur-Alpe), ohne daß ich allerdings bisher Überprägungen beobachten konnte.

Die steilachsigen Knicke (Biegungen) im Hauptdolomit und Gips, bzw. Anhydrit stehen wohl auch mit den NW—SE-Beanspruchungen in Beziehung. Sie setzen jedenfalls das Vorhandensein der Strukturen nach ENE als steilstehende Gesteinszüge voraus. Andererseits setzt die Überfaltung des Buntsandsteins der Lünser Alpe über den Freskalot, die auch mit ENE-Achsen erfolgt ist, wieder das Vorhandensein des Knickes schon voraus, mindestens ist er aber gleichzeitig entstanden. Es ist daher anzunehmen, daß diese Bewegungen miteinander interferierten, wobei bald die eine, bald die andere stärker zur Wirksamkeit kam und möglicherweise die Bewegungsrichtung NW—SE als Resultierende in Betracht käme.

Im allgemeinen dürfte die oben angeführte Reihung ungefähr der zeitlichen Folge entsprechen. Es liegt hier ein Bewegungsbild vor, in dem sich verschieden orientierte Bewegungspläne zeitlich, räumlich und in Auswirkung des Materials übergreifen. Es ist im großen gesehen sehr inhomogen, doch lassen sich einzelne wenigstens annähernd homogene Bereiche herausgreifen.

In dieser Untersuchung konnten besonders die bisher oft vernachlässigten stetigen Züge der Tektonik herausgearbeitet werden, die vor allem zur Auflösung des Baues beitragen, denn als vorherrschendes Bauprinzip im Deckgebirge des Rätikon erwies sich die stetige Tektonik. Doch kommen auch gleichaltrige Unstetigkeitsflächen mit oft recht erheblichen Verschiebungsbeträgen vor. Sie sind einerseits mit der stetigen Tektonik zeitlich gleichzusetzen und verlaufen vorwiegend mehr flach, wie z. B. die Überschiebungsfläche am Mottakopf, teils steiler wie die nordwestliche Grenzfläche des Buntsandsteins der Lünser Alpe. Nicht scharf davon abtrennbar sind andererseits die jungen Bruchflächen, die in der Regel steiler stehen und im allgemeinen geringere Verschiebungsbeträge aufweisen. Sie sind besonders für die praktische Geologie (Baugeologie) von Wichtigkeit, prägen aber der älteren Tektonik im Verhältnis mit wenigen Ausnahmen (Salonienbruch) geringere Änderungen auf.

Es erschien deshalb auch bei der regionalen Gliederung des tektonischen Bildes weniger zweckmäßig, nach Bruchflächen, die zu Schollen führen, wie bei Arni und Leutenegger, vorzugehen, sondern nach Bereichen annähernd einheitlicher Tektonik (angenäherte Homogenitätsbereiche). Diese sind meist nur unscharf abtrennbar und fallen innerhalb des allgemein

gesteinsmäßig stark unhomogen gebauten Gebietes mit Bereichen zusammen, die aus einem einheitlichen Gestein oder einer sich gleichartig verhaltenden Gesteinsgruppe bestehen. Sie bilden so natürliche Bauelemente.

Wenn auch durch diese gefügetektonischen Untersuchungen der Gebirgsbau, besonders was den Ablauf der Bewegungsvorgänge anlangt, nicht immer ganz geklärt erscheint, so sind doch auch für weitere Deutungen gesicherte Grundlagen gegeben.

Bemerkungen zur Tafel VIII (Kartenskizze und Profile)

Die Kartenskizze gibt eine geologische Übersicht mit den wichtigsten eingemessenen Gefügedaten. Sie ist größtenteils nach eigenen Aufnahmen 1:10.000 entworfen, es sind die Bereiche mit Gefügedaten, das übrige mit Benützung der Karten von Arni (SW) und Leutenegger (NE) zusammengestellt. Es soll keine vollständige geologische Karte sein, diese wird erst nach Abschluß der Kartierung im Rätikon herausgebracht. Daher sind die geologischen Anscheldungen besonders in der stark gegliederten jüngeren Schichtgruppe zur besseren Übersicht vereinfacht dargestellt. Die Flächensignaturen geben die Streichrichtungen der Schichtung wieder. Dadurch ergibt sich bei schrägem Anschnitt geneigter Schichtlagen oft ein scheinbares Abschneiden der Streichlinien an Schichtgrenzen, die in Wirklichkeit auch parallel dazu laufen. Beim Umzeichnen mußte zugunsten einer gleichmäßigen Signatur schematisiert werden, weshalb oft Feinheiten verloren gingen.

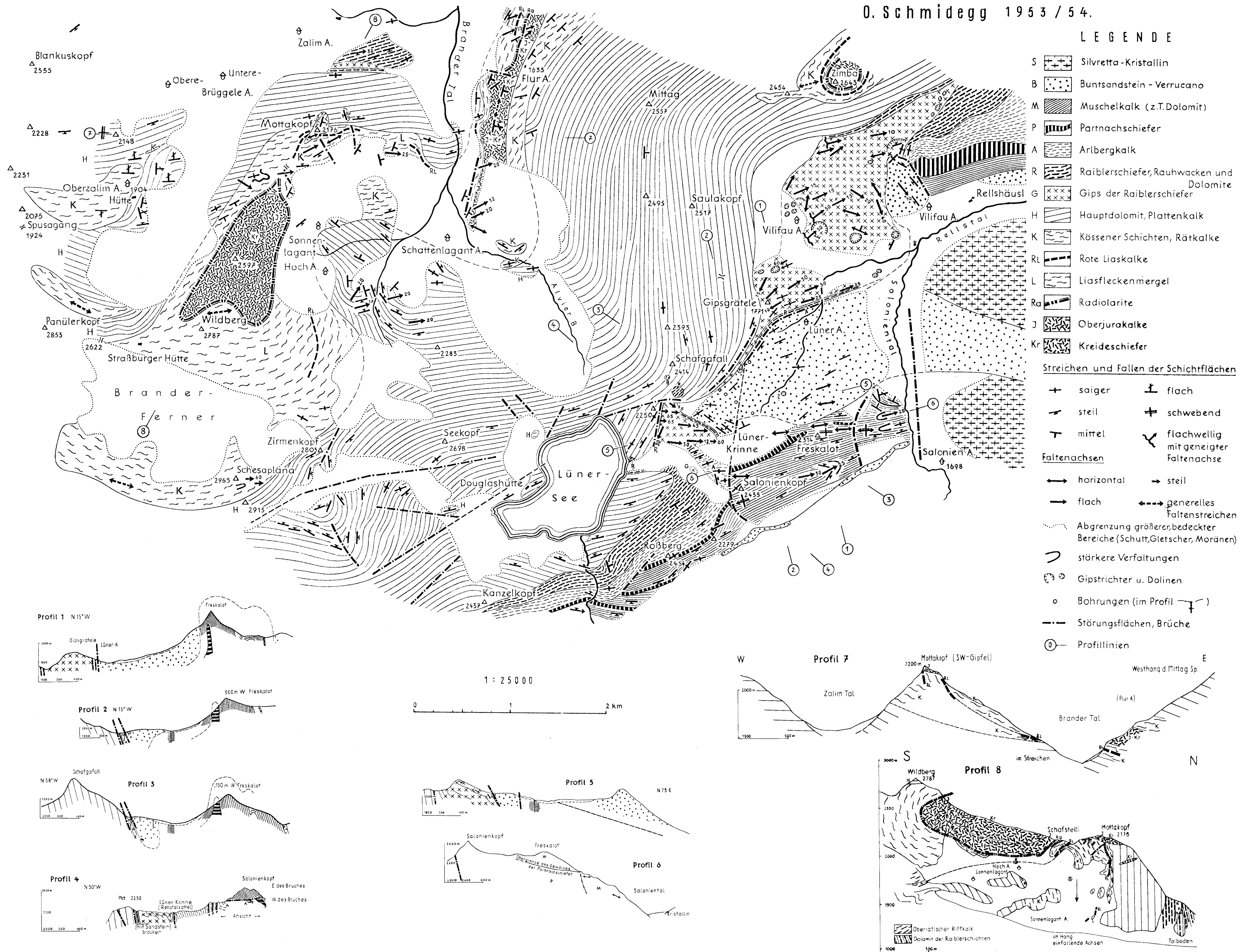
Die Lage der Profile ist auf der Karte angezeichnet. Profil 8 gibt eine Ansicht des O-Hanges Wildberg—Mottakopf in orthogonaler Projektion auf der lotrechten Profilebene.

Verwendetes Schrifttum

1. Ampferer, O.: Zur Großtektonik von Vorarlberg. Jb. Geol. B. A., 1932.
 2. Ampferer, O.: Beiträge zur Geologie des Rätikons. Jb. Geol. B. A., 1933.
 3. Ampferer, O.: Beiträge zur Geologie und Mechanik des W-Randes der Ostalpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. math.-nat. Kl., 1933.
 4. Ampferer, O.: Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikon-Gebirges. Jb. Geol. B. A., 1934.
 5. Ampferer, O.: Geologische Bewegungsbilder vom W-Ende des Rätikons. Jb. d. Geol. B. A., 1937.
 6. Arni, P.: Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. Inaug. Diss. Solothurn, 1926.
 7. Arni, P.: Über tektonische und stratigraphische Probleme im Schesaplana-Lünersee-Gebiet. Eclogae Geol. Helv., 1933.
 8. Cadisch, J.: Geologie der Schweizer Alpen. Basel 1953, S. 391.
 9. Leutenegger, W. O.: Geologische Untersuchungen im mittleren, nordöstlichen Rätikon. Inaug. Diss. Zürich, 1928.
 10. Reithofer, O.: Aufnabmsbericht 1953, Blatt Feldkirch. Verh. Geol. B. A., 1954, Heft 1, S. 68.
 11. Rothpletz, A.: Geologische Alpenforschungen I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die rhätische Überschiebung, München 1900.
 12. Schardt, H., und Arni, P.: Über die Entstehung des Lüner Sees im Rätikon. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. in Zürich LXXI (1926).
 13. Schmidegg, O.: Aufnabmsbericht 1953, Blatt Feldkirch. Verh. Geol. B. A., 1954, Heft 1, S. 78.
 14. Seidlitz, W.: Das W-Ende der nördlichen Kalkalpen im Rätikon, in Stille-André, Geologische Charakterbilder, Borntraeger, Berlin 1929, Heft 29.
 15. Trümpy, Daniel: Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz N. F. 44, Lief., Bern 1926.
- Weitere, besonders ältere Literatur ist bei 6 und 9 angegeben.

GEOLOGISCH-GEFÜGETEKTONISCHE ÜBERSICHTSKARTE FÜR DAS MITTLERE RÄTIKON

O. Schmidegg 1953/54.



Tafel IX

**Luftbild der steilachsigen S-förmigen Biegung im
Hauptdolomit der Toten Alpe.**

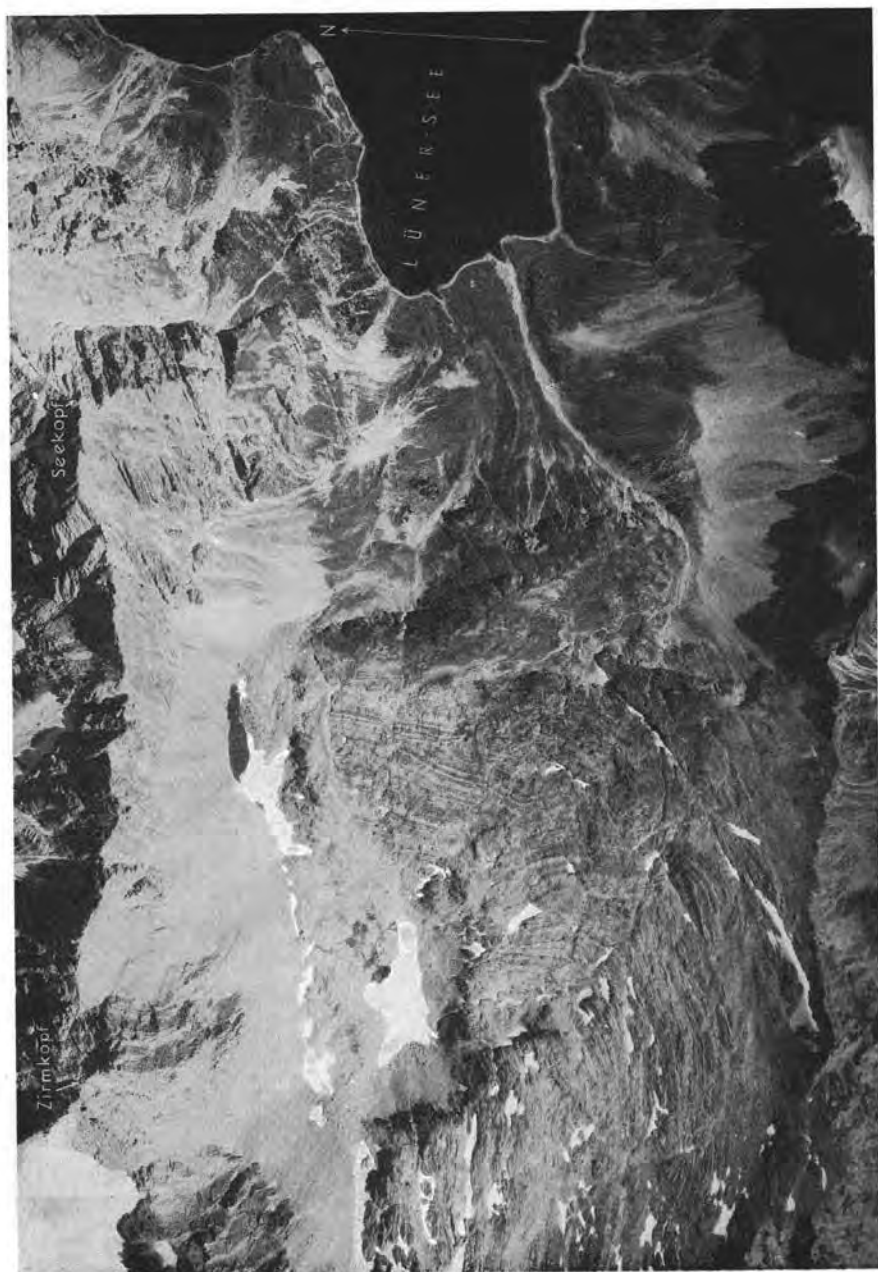
Erläuterungen zur Tafel IX

Aus dem hier beigegebenen Luftbild des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen läßt sich in sehr klarer Weise unmittelbar die steilachsige S-förmige Biegung im Hauptdolomit der Toten Alpe ablesen. Rechts (E) liegt der Lünser See, nahe dem oberen Rand (N) der Felskamm Zirkkopf—Seekopf, davon durch einen Schuttstreifen mit Schneeflecken und dem kleinen Totalp-See (dunkel) getrennt in der Mitte des Bildes die abgeschliffenen Felsbuckel der Toten Alpe. Im S der Grenzkamm (Schweizer Grenze).

Gesteinsmäßig ist alles Hauptdolomit, in dem die steil stehende Schichtung meist sehr deutlich sichtbar ist, teils durch verschieden getönte Anwitterung, teils als herauspräparierte Felsbänke unter Beleuchtung von S. Rechts oben streicht der Hauptdolomit ENE—WSW gegen den Totalp See. In den gegliederten Felschrofen ist die Saigerstellung gut sichtbar. Die Umbiegung, wahrscheinlich eine Störungszone (Knick), wird durch Schutt verdeckt. Südlich des Schuttstreifens herrscht in den Felsbuckeln schon angenähert N—S-Streichen mit Schwankungen und Biegungen in NNE und NNW. Eine Knickung an einer WNW verlaufenden Störung, die nach E ausklingt (bei stetiger Biegung der s-Flächen) ist südlich des großen Schneefleckens zu erkennen. Die Hauptbiegung, die in WNW-Streichen überleitet, verläuft größtenteils stetig, nur eine ihr folgende gut sichtbare Kluft erzeugt örtlich eine schwache Knickung.

Auch am Kamm Seekopf-Zirkkopf ist die Umbiegung der Schichtflächen deutlich erkennbar. Das ENE-Streichen dreht sich gegen W allmählich in NE—SW. Hinter einer N—S-Kluft wird die Schichtung undeutlich. Hier ist der Dolomit zertrümmert. Im S-Sporn des Zirkkopfes herrscht bereits N—S-Streichen, das bis in SSE abdreht. Das stete O-Fallen der Schichten ist gut zu sehen. In der N-Seite herrscht ENE-Streichen.

Deutlich heben sich auch die verschiedenen Kluftsysteme: NW und NE, dann NNE und NNW, N—S und schließlich ENE mit WNW heraus. Sie sind zum Teil durch Schnee- und Schuttstreifen markiert.



Der Untergrund des Speicherbeckens Latschau (Montafon)

Von **Otto Reithofer**¹⁾

(Mit Tafel X)

Mit dem Aushub dieses Speicherbeckens wurde im August 1938 begonnen. Die Betonierung wurde im selben Monat im Jahre 1944 beendet. Durch diesen Aushub wurden nicht nur große, einmalige Aufschlüsse geschaffen, sondern es wurde auch die Geländeoberfläche in einem größeren Umkreis vollständig verändert, weshalb es von Interesse ist, einem Lageplan der nächsten Umgebung von Latschau vor dem Baubeginn einen solchen nach Beendigung der Bauarbeiten gegenüberzustellen. Auf dem vereinfachten Lageplan vor dem Beginn des Aushubs ist die Lage des Beckens durch eine stärkere gestrichelte Linie angedeutet (siehe Tafel X). Dieser Plan läßt erkennen, daß die durch Aufschüttung entstandene Verebnung von Latschau für das geplante Bauvorhaben recht gut geeignet war. Dieser Kartenausschnitt mit der alten Geländeoberfläche ist geologisch sehr einfach. Der anstehende Muschelkalk tritt nur in einem mittelgroßen Aufschluß östlich des N-Endes des Speicherbeckens zutage. Große Flächen vor allem am N- und O-Rande der Karte werden von einer jungen Blockmoräne eingenommen, die dem Schlerustadium eines Gletschers zugehört, der sein Einzugsgebiet in einem südlichen Seitental des Montafon, im Hintergrund des Gauertales, hatte. Bemerkenswert innerhalb des Ablagerungsbereiches der Schlernmoräne ist hier das vereinzelt Auftreten von riesigen Sulzfluhkalkblöcken, die fast die Größe eines Bauernhauses erreichen. Weite Flächen vor allem im mittleren Teil der Karte werden von den Schottern aus dem Gauertal, des Golmer Baches und dem weniger gut gerollten Material kleinerer Nebenbäche bedeckt.

Die Senke von Latschau folgt der Grenze zwischen der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer (hier kurz Phyllitgneiszone genannt) und dem nördlich davon durchziehenden Sedimentzug des Kristakopfes (Leutenegger 1928 und Geologische Spezialkarte Blatt Stuben). Dieser aus Verrukano-Buntsandstein, Muschelkalk, Partnach-Schichten und Arlbergkalk bestehende Gesteinszug stellt eine tektonische Einschaltung von Gesteinen der Lechtaldecke in der Phyllitgneiszone dar. Der Verrukano-Buntsandstein tritt nur an zwei Stellen auf der östlichen Hälfte der S-Seite des Kristakopfes (süd-östlich und ost-südöstlich von P. 1071) zutage. Weiter westlich sind diese Gesteine nicht mehr aufgeschlossen, so daß nicht festgestellt werden kann, ob sie im mittleren oder südlichen Teil des Speicherbeckens durchziehen oder schon weiter östlich abgeschert worden sind. Die Grenze gegen die Phyllitgneise und diese selbst wurden, wie schon M. Singer (1931—1933) vermutet hat, beim Aushub des Beckens nicht erreicht. Diese Gesteine

¹⁾ Adresse: Geolog. B. A., Wien III.

sind in der Schlucht des Rasafeibaches (südlich bis ost-südöstlich der Kirche von Latschau) sehr gut aufgeschlossen und sie stehen auch am Berghang westlich bis südsüdwestlich oberhalb des Speicherbeckens an, so daß an ihrem Durchstreichen im südlichen Teil dieses Beckens nicht gezweifelt werden kann. Die Frage ist nur, wie weit sie im Bereiche des Speicherbeckens nach N reichen. Eine weitere Frage bezieht sich auf die Lage des O-Endes des Sedimentzuges der sogenannten Auenlatschmulde. Sein W-Ende ist ziemlich genau bekannt, während sein O-Ende durch die Schuttbedeckung der Beobachtung entzogen ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach hängt dieser Sedimentzug nicht mit dem des Kristakopfes zusammen, sondern es handelt sich um selbständige tektonische Einschaltungen. Dafür spricht nicht nur ihre jetzige Lage, sondern vor allem ihr stark voneinander abweichender geologischer Bau. Der Muschelkalk des Kristakopfes ist im Bereich des Speicherbeckens nur bis 14 m südlich von Sondierschacht 11 gegen S und außerhalb desselben bis zu den Sondierschächten 18, 21 und 22 gegen S und W nachgewiesen. Der Moränenrücken auf der N-Seite des Speicherbeckens hat einen Felskern, dessen glazial bearbeitete Oberfläche zwischen den Sondierschächten 17 und 21 wahrscheinlich ganz flach emporgewölbt ist und westlich von Schacht 21 steiler gegen W hinabtaucht.

Die Senke von Latschau stellt, wie schon M. Singer angenommen hat, den Rest eines alten Talbodens dar. Der Kristakopf ragte damals als Inselberg rund 100 m über dieses Talsystem empor. Die Entstehung dieser Senke ist, nachdem sie bereits tektonisch vorgezeichnet war, auf selektive Einflüsse zurückzuführen. Die härteren Gesteinspartien des Kristakopfes wurden aus der minder widerstandsfähigen Umgebung herausgearbeitet. Besonders gut ist diese selektive Formbildung auf der N-Seite des Kristakopfes zu beobachten, wo sich die Terrasse von Oberkrista und die Verflachungen östlich davon fast ausschließlich auf den Bereich der etwas weniger harten Partnachschichten beschränken. Auf der S-Seite des Kristakopfes dürfte bei der Erosion auch der aus dem damaligen Gauertal kommende Bach eine bedeutende Rolle gespielt haben. M. Singer hat schon erkannt, daß die Schlucht des Rasafeibaches südlich bis östlich von Latschau epigenetisch ist. Der damalige Rasafeibach ist zeitweise auf der W-Seite des Kristakopfes gegen Innerbach hinabgeflossen und zeitweise erfolgte sein Abfluß wohl auch nordwestlich und nördlich der heutigen Schlucht auf der S-Seite dieses Kopfes gegen O hinab. Nach dem Rückzug des Schlerngletschers gelangte der oberhalb von Vollsporn bis an den Südfuß des Kristakopfes heranreichende Schuttkegel zur Ablagerung, der stellenweise eine nicht unbedeutende Mächtigkeit erreicht, so daß auch zu dieser Zeit der aus dem Gauertal kommende Bach zeitweise gegen das heutige Innerbach und zeitweise auch gegen Tschagguns hinabfloß. Erst nach Ablagerung dieses großen Schuttkegels dürfte es zur Einschneidung der heutigen Schlucht des Rasafeibaches gekommen sein, wobei vielleicht der von W herabkommende Schuttkegel des Golmer Baches den Rasafeibach nach O abgedrängt hat.

In der Zeit von November 1932 bis Jänner 1933 wurden in dem für den Bau eines Speicherbeckens in Betracht kommenden Gebiet zur Untersuchung des Baugrundes zahlreiche Sondierschächte abgeteuft. Da der größere Teil dieser Schächte außerhalb des Bereiches des Speicherbeckens liegt, erweitern diese die Kenntnis des Untergrundes in seiner nächsten

Umgebung. In der folgenden Übersicht der Sondierungen wird nach der Nummer des Schachtes die Seehöhe der Geländeoberfläche angegeben:

Schacht 1 (994.30 m) liegt im Bereich der Dammkrone (siehe Tafel X). Bis 0.25 m Humus, bis 6.80 m Schotter, bis 12.70 m Blockmoräne.

Schacht 2 (983.80 m) liegt auf der Außenseite des Dammes. Bis 0.2 m Humus, bis 3.3 m Blockmoräne, bis 4.4 m tonige Würm-Grundmoräne.

Schacht 3 (985.50 m) liegt im Bereich der Sohle des Beckens. Bis 0.4 m Humus, bis 1.9 m lettiger Sand mit einer dünnen Lehmzwischenlage und darunter Schotter und Sande. Erst in einer Tiefe von 20.0 bzw. 21.5 m wurde ein großer Felsblock erreicht, dessen Oberfläche von E gegen W stark abfällt. Die junge Blockmoräne beginnt nicht bei 8.0 m, wie M. Singer angibt, sondern sehr wahrscheinlich mit diesem großen Block.

Schacht 4 (971.50 m) liegt auf der Außenseite des Dammes. Bis 0.3 m Humus, bis 3.8 m Blockmoräne, bis 5.0 m feste, tenige Würm-Grundmoräne.

Schacht 5 (974.75 m) liegt ebenfalls auf der Außenseite des Dammes. Unter 0.55 m Humus folgt bis über 1.2 m mächtiger mit Sand durchsetzter Letten und darunter (nicht erst bei 5.0 m) Blockmoräne mit unscharfer Obergrenze, die bis über 7 m tief durchstoßen wurde.

Schacht 8 (970.50 m) liegt ganz am Außenrand des Dammes. Bis 0.4 m Humus, bis 1.5 m lettiger Sand. Darunter Blockmoräne, die nicht erst bei 5.1 m beginnt und die 10 m tief aufgeschlossen wurde.

Schacht 9 (984.50 m) liegt auf der Innenseite des Dammes nahe der Beckensohle. Bis 0.3 m Humus, bis 4.6 m Schotter. Bei den untersten 1.5 m handelt es sich um Moränenschutt und ebenso steht darunter nicht „tonige Moräne“ (M. Singer) an, da die Schotter hier mindestens bis auf die Beckensohle, also wenigstens 6 m tiefer hinabreichen.

Schacht 11 (984.40 m) liegt innerhalb des Beckens, nahe seinem N-Rande. Unter 0.3 m Humus steht nicht 2.4 m starker Schotter, sondern gegen 3 m mächtige Blockmoräne an, die von etwa 0.6 bis 1 m starker Würm-Grundmoräne unterlagert wird. Die eisüberschliffene Oberfläche des darunter aufgeschlossenen Muschelkalkes liegt in 980.60 m und fällt innerhalb des Schachtes bis auf 980.20 m ab.

Schacht 14 (997.00 m) liegt außerhalb des Speicherbeckens, etwa 40 m östlich vom Einlaufwerk. Bis 0.3 m Humus, bis 3.6 bzw. 4.8 m lehmig-sandiger Kalkschutt (= junger Moränenschutt), dessen Liegendgrenze mehr gegen SW als gegen S steil abfällt. Die Würm-Grundmoräne hat eine Mächtigkeit von etwa 2.2 bis 3.3 m. Auch die eisüberschliffene Oberfläche des darunter zutage tretenden Muschelkalkes fällt mehr gegen SW von 991.20 auf 988.90 m ab.

Schacht 16 (981.50 m) liegt auf der Innenseite des Dammes etwa nordwestlich vom Einlaufwerk. Bis 0.25 m Humus, bis 2.75 m junger Moränenschutt, bis 8.80 bzw. 9 m Würm-Grundmoräne. Sehr auffällig ist hier die große Mächtigkeit der Grundmoräne, die im Bereich des durch den Beckenaushub freigelegten Rundhöckers nur wenig mächtig ist. Die vom Gletscher geschliffene Oberfläche des anstehenden Muschelkalkes fällt von 972.70 gegen S auf 972.50 m ab.

Schacht 17 (984.00 m) liegt auf der Dammkrone etwa westlich vom Einlaufwerk. Bis 0.3 m Humus, bis 4.8 m Kalkschutt (= junger Moränen-

schutt, nicht Hangschutt!) mit einem gewaltigen Kalkblock (wahrscheinlich Sulzfluhkalk). Bis 10.8 bzw. 11.0 m Grundmoräne, die im obersten Teil (1.4 m) gelblich-grau, im mittleren Teil blaugrau und in den unteren 2 m bräunlich und blaugrau ist. Die geschliffene Felsoberfläche fällt von 973.20 auf 973.00 m ab.

Schacht 18 (984.50 m) liegt auf der Außenseite des Dammes. Bis 0.3 m Humus, bis 2.5 m junger Moränenschutt, bis 4.9 bzw. 5.1 m Grundmoräne. Die geschliffene Felsoberfläche fällt von 979.60 auf 979.40 m ab.

Schacht 20 (982.80 m) liegt im Bereich der Beckensohle. Bis 0.4 m Humus, bis 1.8 m humoser Feinsand mit vereinzelt Kalkgeröllen und darunter über 7 m mächtiger Schotter. Die zwischen 979.80 und 979.40 m auftretende Lehmschichte mit den ganz dünnen Torflagen bildet nicht die Grenze zwischen Alluvium und Diluvium (M. Singer), sondern stellt nur eine Einlagerung innerhalb der Schotter dar, die hier mindestens bis 973.30 m hinabreichen.

Schacht 21 (991.75 m) liegt außerhalb des W-Randes des Speicherbeckens. Bis 0.2 m Humus, bis 6.1 m Blockmoräne (auch bei den oberen 4 m handelt es sich schon um eine solche). Darunter folgt 1 m zähe, tonige Grundmoräne mit bis $\frac{1}{2} m^3$ großen Kalkblöcken. Das Auftreten so großer Kalkblöcke innerhalb der Grundmoräne, die sonst meist frei von großen Blöcken ist, ist sehr auffällig. Der eisüberschliffene Muschelkalk steht in 984.65 m an.

Schacht 22 (987.00 m) liegt auf der Dammkrone. Bis 0.3 m Humus, bis 5.8 m Blockmoräne, bis 8.1 m zähe, tonige Grundmoräne mit einem großen Kalkblock mit 1.9 m $\varnothing$. Bei diesen großen Kalkblöcken wäre es nicht ausgeschlossen, daß sie erst nachträglich (während des Schlernstadiums) in die Grundmoräne gelangt sind. Die vom Gletscher geschliffene Felsoberfläche fällt von 979.30 bis 978.90 m ab.

Schacht 23 (980.00 m) liegt westlich außerhalb des Dammes des Speicherbeckens. Bis 0.4 m Humus, bis 7.8 m Schotter und Sande, denen zwischen 2.6 m und 3 m eine 0.4 m starke Lehmlage zwischengeschaltet ist. Darunter wurde die Blockmoräne noch 3.8 m tief aufgeschlossen.

Schacht 24 (979.00 m) liegt etwa westnordwestlich von Schacht 23. Bis 0.4 m Humus, bis 4.6 m Murschutt, bis 5.2 m „lehmiger Sand“, bis 6.3 m „lehmiges Gerölle mit Holzresten“, bis 7.5 bzw. 8.5 m „schwarzbraunes, schlammig-lehmiges Gerölle“ je nachdem man die Untergrenze bei 971.50 (M. Singer) oder bei 970.50 annimmt. Darunter steht Kalkblockwerk mit „moorig-schlammigen“ Einlagerungen zwischen den Blöcken an. Dieses Blockwerk gehört der jungen Moräne an, deren Hangendgrenze hier nicht mit Sicherheit festgestellt werden kann. Sie liegt entweder bei 971.50 m oder bis 1 m tiefer. Die Blockmoräne wurde bis 967.60 m durchstoßen. Zuunterst wurde ein sehr großer Kalkblock festgestellt.

M. Singer nimmt zur Erklärung der „moorig-schlammigen Einlagerungen zwischen den Blöcken“ ein größeres Toteisloch an. Ein solches müßte sich aber auch in den nahe benachbarten Schächten 23 und 25 bemerkbar machen, was aber nicht der Fall ist. Falls diese Einlagerungen nur in den obersten Partien der Blockmoräne auftraten, wäre die Annahme vertretbar, daß sich nach dem Rückzuge des Schlerngletschers auf der Oberfläche der

Blockmoräne in einer Vertiefung ein kleines Moor bildete und daß auf diese Weise die Zwischenräume zwischen den oberflächlich locker gelagerten Blöcken ausgefüllt wurden. Sind die „moorig-schlammigen Einlagerungen“ aber auch in den tieferen Teilen der Blockmoräne aufgetreten, was sich heute nicht mehr feststellen läßt, müßte angenommen werden, daß der Schlerngletscher bei seinem Vorstoß über ein kleineres Moor hinweggegangen ist und daß dabei Teile desselben in die Blockmoräne gelangt wären. Auf der W-Seite der Senke von Latschau ließen sich keine „postglazialen Nachsackungen“ nachweisen.

Schacht 25 (976.00 m) liegt etwa nordwestlich von Schacht 24. Bis 0.35 m Humus, bis 6.4 m Murschutt, bis 6.8 m „schwarzbrauner, fetter Schlamm, Lehm und Sand mit Holzresten“, bis 10.0 m Blockmoräne. Die Holzreste in diesem Schacht und ebenso im Schacht 24 sind Einschlüsse im Murschutt. Im obersten Teil der Blockmoräne ist hier durch Ver spreizung von Kalkblöcken ein kleiner Hohlraum entstanden, der bis zur Abteufung des Schachtes erhalten geblieben ist.

Schacht 26 (990.00 m) liegt südlich ober Schacht 25. Bis 0.3 m Humus, bis 5.2 m Schotter und Hangschutt, bis 7.2 m junger Moränenschutt.

Sondierschlitz 28 liegt etwa nördlich von Schacht 23. Unter 0.3 bis 0.4 m Humus wurde Blockmoräne mit einem gewaltigen Kalkblock im oberen Teil des Schlitzes bis 3 m tief aufgeschlossen.

Schacht 29 (987.50 m) liegt innerhalb der Sohle des Speicherbeckens. Bis 0.4 m Humus, bis 10.1 m sandreiche Schotter. Auch unterhalb von 980.5 m handelt es sich hier nicht um Moränenschutt, da die Schotter hier, tiefer als der Schacht, mindestens bis auf die Beckensohle hinabreichen. Der Sondierschacht im Bereiche des geplanten Festpunktes der Verteilrohrleitung liegt außerhalb des Speicherbeckens nahe seinem SW-Rande in 998.17 m. Bis 0.2 m Humus, bis 9.1 m Schotter, bis 14.0 m junger Moränenschutt.

Kurz zusammengefaßt sind von den Sondierschächten folgende Ablagerungen durchörtert worden:

Schotter wurden in den Schächten 1, 3, 23, 24, 25, 26 und im Schacht beim Festpunkt der Verteilrohrleitung aufgeschlossen. In den Schächten 9, 20 und 29 wurden nur Schotter durchstoßen.

Junge Blockmoräne wurde mit Ausnahme der Schächte 9, 20 und 29 in allen hier angeführten Schächten durchörtert.

Würm-Grundmoräne wurde in den Schächten 2, 4, 11, 14, 16, 17, 18, 21 und 22 angetroffen.

Der austehende Fels wurde in den Schächten 11, 14, 16, 17, 18, 21 und 22 erreicht.

Sinterbildungen, die eine konglomeratartige Verfestigung verursacht haben, wurden in den Schotteru in Schacht 3 zwischen 973.3 und 973.0 m, in Schacht 8 zwischen 962.4 und 962.0 m, in Schacht 20 zwischen 976.4 und 976.1 m und im Schacht beim geplanten Festpunkt der Verteilrohrleitung zwischen 991.67 und 990.12 m festgestellt. Beim Schacht 8 handelt es sich um eine verfestigte Schotterlage innerhalb der Blockmoräne. Wenn man die Höhenlage der Sinterbildungen in den vier Schächten miteinander vergleicht, zeigt sich, daß es sich nicht um eine einheitliche Konglomerat-

bank handelt, sondern nur um lokale Verfestigungen mit einer wahrscheinlich ziemlich geringen horizontalen Ausdehnung. Im Schacht beim Festpunkt der Verteilrohrleitung treten außer der oben angeführten verfestigten Lage im Schotter zwischen 990-12 und 987-57 *m* noch stellenweise konglomeratartig verfestigte Nester auf. Darunter ist auch der Moränenschutt bis 986-07 *m* binab nach Art eines Konglomerates verkittet und zwischen 985-17 und 984-17 *m* größtenteils verfestigt. Dieser Schacht liefert einen deutlichen Beweis dafür, daß die Sinterbildung nicht an einen Horizont gebunden ist.

Auf der zweiten beigegebenen geologischen Karte wurde der Untergrund des Speicherbeckens nach Beendigung des Aushubes und seine nächste Umgebung nach Abschluß der Bauarbeiten dargestellt. Bei diesem Aushub wurde am NO-Ende des Beckens beim Einlaufwerk ein großer, eisüberschliffener Rundhöcker (siehe Profile) aus frischem, festen Muschelkalk freigelegt, der hier ungefähr EW streicht und sehr steil südlich fällt. Auch oberhalb des Portals des Entlastungsstollens, etwa nördlich des Einlaufwerkes, wurde der anstehende Muschelkalk auf einer kleinen Fläche freigelegt, sonst aber an keiner weiteren Stelle mehr erreicht.

Der Muschelkalk des Rundhöckers wird von typischer, gut bearbeiteter, grünlichgrauer, tonreicher, fester Würm-Grundmoräne überlagert. Die größtenteils kleineren Stücke sind meist kantengerundet bis gerollt. Nur vereinzelt treten größere, ebenfalls kantengerundete Stücke und Blöcke bis über 0-5 *m* Ø auf. Gekritzte Geschiebe finden sich reichlich, wobei es sich meist um Kalkstücke handelt. Es sind alle Gesteine aus dem Einzugsgebiet vertreten, doch läßt sich nicht entscheiden, ob die aus dem Haupttal gegenüber denen aus dem Nebental (Gauertal) vorherrschen. Die Mächtigkeit der Würm-Grundmoräne beträgt im Bereiche des Rundhöckers zum Teil weniger als 1 *m* und erreicht stellenweise bis über 2 *m*. In den Sondierschächten wurde eine maximale Mächtigkeit von etwas über 6 *m* festgestellt. Es kann hier also durchaus nicht von einer starken Grundmoränendecke gesprochen werden.

Die Würm-Grundmoräne wird von der schon oben angeführten jungen Blockmoräne überlagert, die fast die ganze auf der Karte dargestellte Fläche bedeckt. Sie tritt aber vor allem nur am N- und O-Rande der Karte auf größeren Flächen offen zutage, während sie auf dem übrigen Teil größtenteils durch die jungen Bachaufschüttungen und zum Teil auch durch die künstlichen Aufschüttungen überdeckt worden ist. Im N- und W-Teil der Beckensohle und der daran anschließenden Böschung ist die Blockmoräne auf großen Flächen freigelegt worden. W. O. Leutenegger (1928) hat auf der Geologischen Karte des mittleren nordöstlichen Rätikon nördlich von Latschau innerhalb der Blockmoräne östlich von P. 952 einen kürzeren und südlich von P. 1071 einen langen Wall eingezeichnet. Wie das EW bis WSW—ENE verlaufende Profil von Schacht 25 zu Schacht 14 und das über Schacht 18 zu Schacht 1 von N nach S gezeichnete Profil zeigt, handelt es sich auf der N-Seite des Speicherbeckens um einen ziemlich breiten, flachen Felsrücken, der mit Moränenschutt überkleidet ist und nicht um einen Moränenwall. Der lange Moränenwall W. O. Leuteneggers beginnt mit dem Moränenhügel — K. 1012, 89 — und zieht von dort etwa 400 *m* weit gegen E hinab. Außer diesem etwas östlich des Einlaufwerkes gelegenen Hügel, der wohl den Rest eines Walles darstellt, lassen sich keine sicheren Wallformen mehr erkennen.

Die junge Blockmoräne besteht größtenteils aus feinem bis grobem, hellgrauen bis grauen Material von Sedimentgesteinen und nicht seltenen großen Kalk- und Dolomitblöcken verschiedenen Alters (Trias und Jura), wobei die Blöcke aus Sulzfluhkalk (Tithon) vorherrschen. Daneben treten, an Menge gegenüber den erwähnten Kalken stark zurücktretend, Stücke von Couches rouges, Verrukano-Buntsandstein, Amphibolit, Muskowit-granitgneis, Phyllitgneis und Glimmerschiefer, Quarzit, Serpentin, Schwarzhorn-Amphibolit und grünem porphyrischen Granit auf. Die Stücke sind größtenteils eckig, seltener kantengerundet oder $\pm$ gut gerollt. Bei letzteren handelt es sich häufig um weichere Gesteine. Auch der Schutt der Blockmoräne ist ganz ungeschichtet und in größeren Aufschlüssen sehr deutlich von den Bachaufschüttungen im Hangenden und der Würm-Grundmoräne im Liegenden zu unterscheiden.

Auf der N-Seite des schon mehrfach erwähnten Rundhöckers tritt im jungen Moränenschutt viel Material von Couches rouges (nicht Verrukano-Buntsandstein!) auf, das zum Teil eine rötliche Färbung der Moräne bewirkt. Der Moränenschutt ist hier teilweise durch einen dünnen Kalzitbelag auf den einzelnen Stücken nach Art einer Breccie verkittet. Die Mächtigkeit der jungen Blockmoräne beträgt im Bereiche des Speicherbeckens bis über 10 m.

Über der Schlernmoräne breiten sich Schotter und Sande aus, die einen großen Teil der Sohle des Speicherbeckens bedecken und auch noch südlich seines S-Randes einen weiten Raum einnehmen. Diese jungen, meist sandreichen Schotter sind größtenteils nicht grob. An ihrer Zusammensetzung sind alle Gesteine des Einzugsgebietes des Rasafei- und des Golmer Baches beteiligt. Die Stücke sind seltener eckig, meist kantengerundet, zum Teil auch gut gerollt. Stellenweise finden sich kleinere (bis 1 m² große) Nester und auch größere, unregelmäßige, konglomeratartig verfestigte Partien in den Schottern. Die einzelnen Stücke sind mit einer dünnen, mitunter sogar bis mehrere Millimeter dicken, gelblichweißen Kalzitkruste überzogen. Bei diesen Verfestigungen handelt es sich um deutliche Sinterbildungen. „Moorig-schlammige“ Einschaltungen wurden beim Aushub des Beckens weder in den Schottern noch in der Schlernmoräne und in der Würm-Grundmoräne angetroffen.

Sehr bemerkenswert war der durch den Aushub für das Krafthaus entstandene große Aufschluß im östlichen Teil am Südrande des Beckens. Hier war eine deutliche Deltaschichtung zu beobachten. 20 bis 30° gegen N einfallende Schotter- und Sandlagen werden im obersten Teil des Aufschlusses von ebensolchen, fast sählig liegenden Aufschüttungen überlagert. Die Schotter erreichen im Bereiche des Beckens eine Mächtigkeit bis über 20 m. Die Aufschüttung der südlich des moränenbedeckten Felsrückens liegenden Vertiefung (im Bereiche des heutigen Speicherbeckens) ist nicht, wie M. Singer annimmt, nur auf den Golmer Bach zurückzuführen (während er selbst auf den Profilen Schotter des Rasafeibaches ausgeschieden hat), sondern größtenteils auf den von S kommenden Bach und nur zu einem kleinen Teil auf den Golmer Bach. Die Oberfläche des flachen nach N abfallenden Schuttkegels setzt sich, durch den jungen Einschnitt des Rasafeibaches unterbrochen, nach S in den großen Schuttkegel bei Vollsporn fort. Dieser Zusammenhang ist im Gelände sehr deutlich zu erkennen und ergibt sich auch bei der Darstellung der Geländeoberfläche mit Hilfe von Profilen. Der Schutt aus

drei von SO herabkommenden Erosionsrinnen vereinigt sich im unteren Teil und baut den großen Schuttkegel bei Vollsporn auf. Heute sind diese Erosionsrinnen zum Teil ganz trocken, zum Teil werden sie von einem ganz kleinen Bächlein durchflossen. Während der Ablagerung dieses Schuttkegels wurde der Rasafeibach nach N abgelenkt, so daß in seinem auf der NW-Seite des Gauertales liegenden unteren Teil auch Schutt aus dem Hintergrund dieses Tales zur Ablagerung gelangte. In jüngster Zeit hat der Golmer Bach einen kleineren Schuttkegel auf dem großen von S kommenden aufgebaut. Auf der N-Seite des Golmer Baches sind die beiden Schuttkegel derart miteinander verwachsen, daß sie nicht mehr getrennt werden können. Wahrscheinlich dürfte es auch schon in früherer Zeit zu einer mehrfachen Verzahnung dieser Schuttkegel gekommen sein.

Das aus dem Speicherhecken ausgehobene Material wurde zur Aufschüttung der Dämme verwendet. Alles Material, das sich für diesen Zweck nicht geeignet hatte oder nicht mehr gebraucht wurde, wurde im nördlichen Teil auf der NW-Seite des Speicherheckens abgelagert. Diese künstlichen Aufschüttungen wurden auf der geologischen Karte weiß gelassen. Die beigegebenen Profile wurden unter Benützung der Ergebnisse der Sondierschächte und aller durch den Aushub entstandenen neuen Aufschlüsse ohne jede Überhöhung gezeichnet.

Der etwas flachere nördlichste Teil des schon mehrfach erwähnten großen Schuttkegels wird gegen N durch den moränenüberkleideten Felsrücken westsüdwestlich von P. 988 (neue Karte i. M. 1:10.000) gestaut. Dieser Schuttkegel überlagert einwandfrei die Schlernmoräne und ist daher mindestens jünger als Schlern. Eine genauere Datierung ist derzeit leider nicht möglich. Verschiedene große Schuttkegel im Montafon dürften dasselbe Alter haben. Auch in der Umgebung des Achensees konnte bei mehreren großen Schuttkegeln nachgewiesen werden, daß sie mindestens jünger als das Schlernstadium sind (W. Heissel, 1950, S. 46). Die Annahme von M. Singer, daß auf Grund der Schürfungen nur die oberflächennahe Schichte von 7 bis 10 m größter Mächtigkeit zum Murschutt gerechnet werden kann, während die tieferen sandig-schotterigen Ablagerungen dem Diluvium angehören, ist nur eine Vermutung, deren Zutreffen nicht zu beweisen ist. Da von dem Schuttkegel, wie schon oben erwähnt wurde, nur bekannt ist, daß er jünger als das Schlern-Stadium sein muß, kann er sowohl dem Pleistozän und Holozän als auch nur einem von beiden angehören. Da sich außerdem die Liegendpartien des Schuttkegels nicht von seinen Hangendpartien unterscheiden, ist nicht einzusehen, warum mitten durch die Schotter eine Stockwerksagrenze verlaufen sollte.

Innerhalb des Speicherbeckens liegen die Schotter nirgends auf der Würm-Grundmoräne. Sie können daher weder nach der Tiefe noch nach der Seite in dieselbe übergehen. Die untertriadischen Kalke treten auf der N-Seite des Speicherheckens nirgends in „Felsköpfen“ zutage, wie M. Singer angibt und wie dies auch auf der Geologischen Spezialkarte Blatt Stuben unzutreffend dargestellt ist. Vereinzelte riesige Kalk- und Dolomithöcke verschiedenen Alters täuschen teilweise das Auftreten von anstehendem Gestein vor. Teils treten diese Blöcke deutlich als solöhe hervor, indem sie $\pm$ über ihre Umgebung emporragen, teils weicht die Lage ihrer Schichtung so stark von der des benachbarten Muschelkalkes des Kristakopfes ab, daß es sich nicht um anstehenden Fels handeln könnte. Außerdem haben

die meisten Blöcke ein geringeres Alter als der Muschelkalk. M. Singer versucht die „auffallend unregelmäßige Lagerung der bodenständigen Kalkblöcke“ auf „mechanische Auflockerung und Verdrückung der Schichten“ durch das gegen das Illtal vorrückende Eis zurückzuführen, was hier durchaus nicht zutrifft. Schon wegen der viel tieferen Lage der Felsoberfläche in Sondierschacht 17 ist es völlig unwahrscheinlich, daß die beiden auf der Karte von M. Singer nördlich davon inselförmig aus dem Moränenschutt heraustauchenden Muschelkalkvorkommen tatsächlich austehen. Dieselben Lagerungsverhältnisse wiederholen sich westsüdwestlich davon bei Sondierschacht 18 nochmals. In den Schächten ist der Muschelkalk eisüberschliffen und ohne erkennbare Störung, während die „Felsköpfe“ eckige erratische Blöcke sind, die keine Schlißflächen zeigen.

Literaturhinweise

Ampferer, O., E. Kraus und O. Reithofer: Geologische Spezialkarte, Blatt Stuben, Wien 1937.

Heissel, W.: Das östliche Karwendel. Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendel- und des Achensee-Gebietes von O. Ampferer. Innsbruck 1950.

Klebsberg, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 2, Wien 1949.

Leutenegger, W. O.: Geologische Untersuchungen im mittleren nordöstlichen Rätikon. Zürich 1928.

Unveröffentlichte Geologische Gutachten

Ampferer, O.: Geologisches Gutachten für den Ausbau des Illkraftwerkes Rodund im Montafonertal. 17. Mai 1938.

Singer, M.: Gutachten über das Staubecken Latschau des Kraftwerkes Rodund. 22. April 1931.

Singer, M.: Gutachten über die geologischen Verhältnisse des Illkraftwerkes Rodund (Stollen Parthenen-Latschau). Mai 1931.

Singer, M.: Betr. Werk Rodund: Baugrunduntersuchung Latschau. 25. und 28. Oktober 1932.

Singer, M.: 1. Bericht über die Ergebnisse der Schürfungen im Becken von Latschau. 16. Dezember 1932.

Singer, M.: 2. Bericht über die Ergebnisse der Schürfungen im Becken von Latschau. 3. Februar 1933.

Singer, M.: Gutachten über die Anlage eines Speicherbeckens im Sattel von Latschau. April 1933.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT DES SPEICHERBECKENS VON LATSCHAU

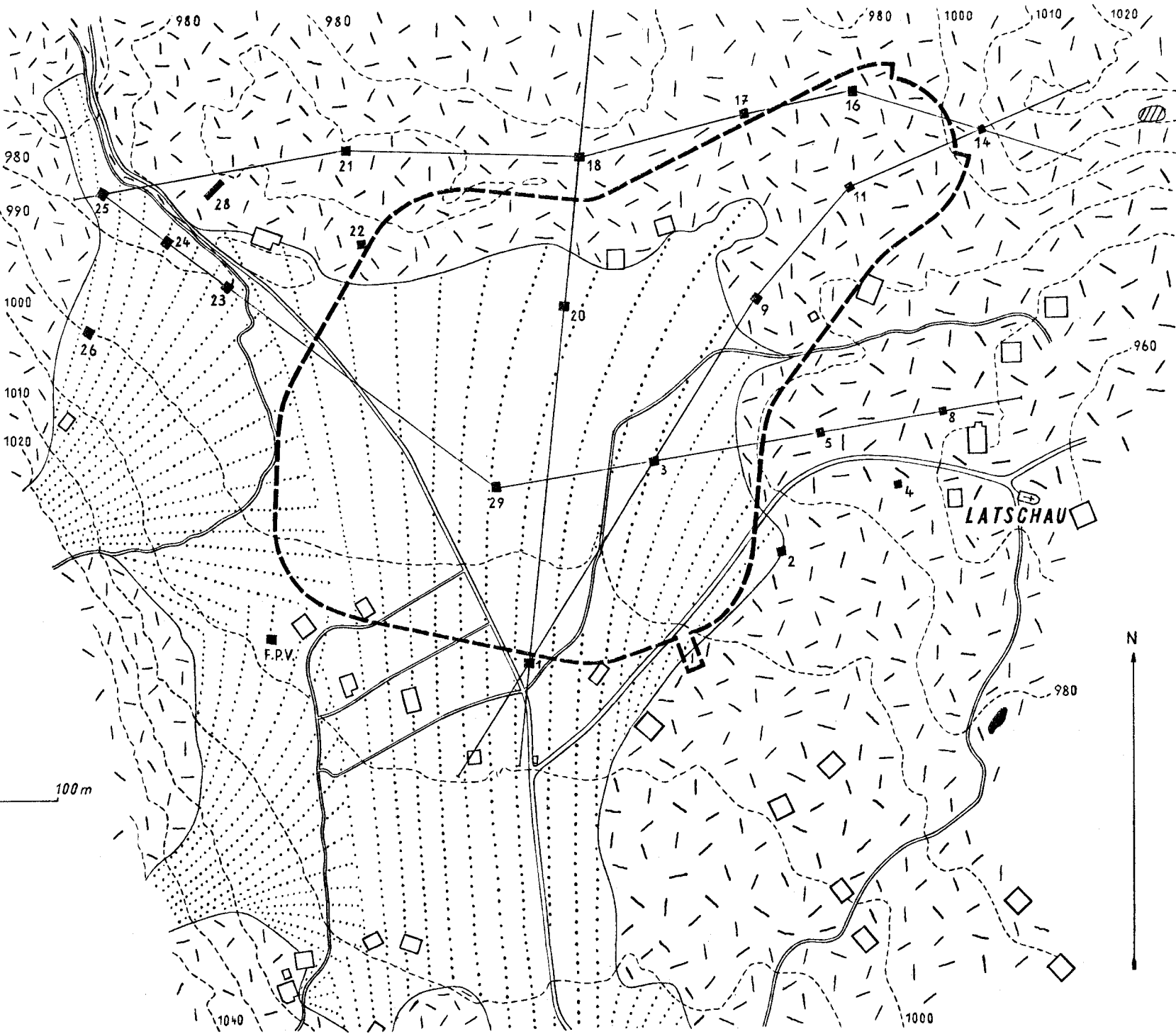
von O. Reithofer 1955

VOR DEM BAU

LEGENDE :

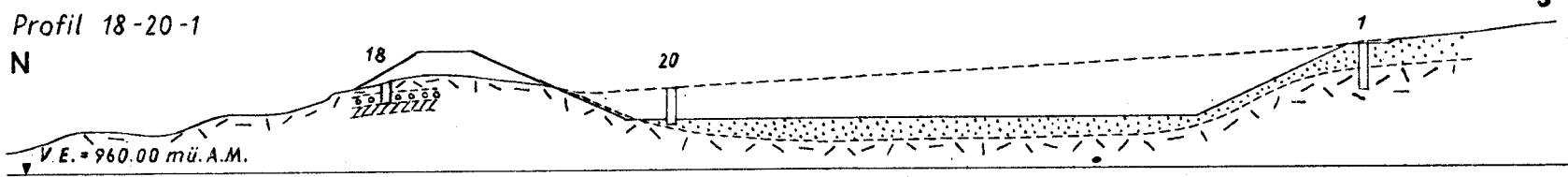
- Künstliche Aufschüttungen
- Gehängeschutt
- 1. Schuttkegel
- 2. Bachschotter u. Murschutt nur im Profil
- Grasse erratische Blöcke
- Moränenschutt der Schlussvereisung
- Würm-Grundmoräne
- Muschelkalk
- Phyllitgneis und Glimmerschiefer
- Sondierschacht

0 50 100 m

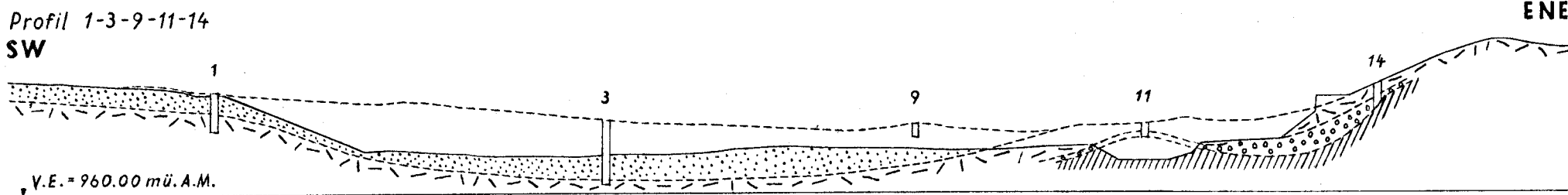


Profilmassstab = 1:2000

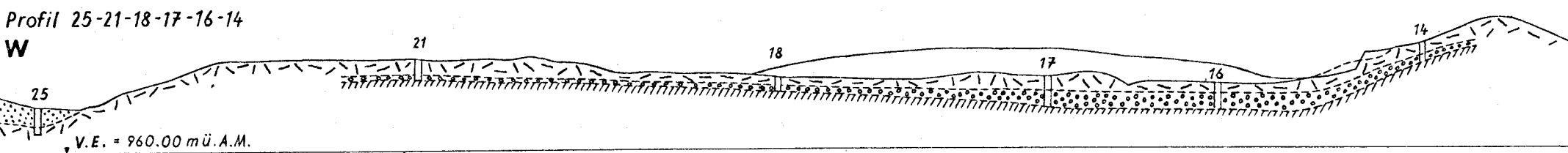
Profil 18-20-1
N



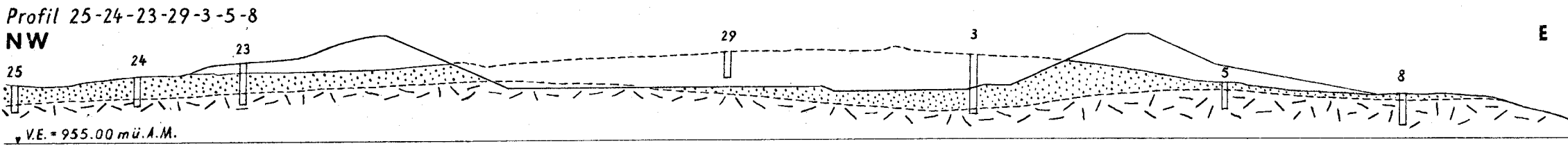
Profil 1-3-9-11-14
SW



Profil 25-21-18-17-16-14
W



Profil 25-24-23-29-3-5-8
NW



NACH DEM BAU

0 100 m



Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen—Bischofshofen (Salzburg)

Von Werner Heißel *)

(Mit Tafel XI und XII und 3 Abbildungen)

Auf Grund der Neuaufnahme des Gebietes und der Untersuchungen in den Bergbauen desselben wird nachgewiesen, daß die zwischen Werfener Schichten und Karbonatgesteinsplatte der Kalkhochalpen liegende „Hochalpenüberschiebung“ F. Trauths im Bereiche Hochkönig—Flacher Berg nicht vorhanden ist, sondern zwischen beiden Gesteinskomplexen ein normaler Schichtverband besteht. Die in den Bergbauen in Verbindung mit den Eisenerzlagerstätten auftretenden klastischen Gesteine sind nicht tektonischer, sondern rein sedimentärer Entstehung.

Da die „Hochalpenüberschiebung“ nicht vorhanden ist, können die Eisenerzlagerstätten von Werfen—Bischofshofen auch nicht an einer Bewegungsbahn gebildet worden sein (O. M. Friedrich). Sie werden vielmehr als ebenfalls sedimentär entstanden erklärt. Alle Sedimente an der Grenze Werfener Schichten—Gutensteiner Schichten lassen einen stärker terrigenen Einfluß deutlich erkennen.

Vorwort

Dem Hochkönig-Massiv ist im O gegen das Salzachtal der Flache Berg¹⁾, ein Plateauberg mit dreieckigem Grundriß vorgelagert. Vom eigentlichen Hochkönig-Massiv, bzw. seinem O-Ausläufer, dem Windingberg (Imbergkamm), wird er durch das Tal des Höllnhaches abgetrennt. Seine S-Begrenzung, gleichzeitig die Grenze gegen die Grauwackenzone, bildet das Gainfeldtal. An zahlreichen Stellen des Flachen Berges war früher Bergbau auf Brauneisenerz. Das Hauptrevier ist der Bergbau Hölln, der im nördlichen Teil des Flachen Berges etwa unter dem Auköpf (1231 m)²⁾ liegt. Er wurde vom Höllngraben aus aufgefahren, hatte aber auch von der O-Seite aus Zugang durch den Pertil-Stollen. Nördlich oberhalb dessen Mundloch liegt der alte Bergbau Flachenberg, südlich gegen Bischofshofen die alten Moosherg-Baue. Nördlich der Stollenmundlöcher von Hölln (Berghaus) liegt das Revier Vorhölln, südlich Hölltor (vgl. Tafel XII, Lagerstättenübersicht).

An der NO-Kante des Windingherges liegt der Berghau Schaferötz (Schäferitz), der auch heute noch in Betrieb ist und seine Erze mittels Seilbahn an die Concordia-Hütte nördlich Werfen liefert.

Diese hier erwähnten Bergbaue werden unter der Bezeichnung Brauneisenerzlagerstätten von Werfen—Bischofshofen zusammengefaßt. Nicht in diesem Begriff enthalten sind oberflächlich in Brauneisenerz umgesetzte

*) Adresse: Geolog. B. A., Wien, III.

¹⁾ Die Bezeichnung „Flacher Berg“ fehlt der neuen Karte 1:25.000. Diese Bezeichnung ist aber im vorhandenen Schrifttum ganz allgemein bekannt.

²⁾ Alle Namen und Höhenangaben sind der Karte 1:25.000, Blatt Werfen 125/1 und Blatt Bischofshofen 125/2 entnommen. Namen und Höhenangaben der Grubenübersicht sind der markscheiderischen Vermessung derselben entsprechend.

Spat- und Eisendolomitvorkommen in der Grauwackenzone bei Bischofshofen, wie die alten Bergbaue am Buchberg. Diese gehören vielmehr jenem Lagerstättentyp an, wie er am besten in der Umgebung von Dienten entwickelt ist.

Einleitung

Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Werfen—Bischofshofen wurden für zwei wichtige Feststellungen ausgewertet. Die eine ist rein tektonischer Art, die andere, auf der ersten aufbauend, lagerstättenkundlicher. Die tektonische Feststellung wird durch den Begriff „Hochalpenüberschiebung“ gegeben. Die lagerstättenkundliche leitet die Entstehung der Brauneisenerzlager von Werfen—Bischofshofen als von Restlösungen an einer Überschiebungsfläche, eben der „Hochalpenüberschiebung“, abgeschieden her.

Die „Hochalpenüberschiebung“ wurde 1916 von F. Trauth (1916, 1917)¹⁾ erstmalig beschrieben. Nach ihm ist die Kalk-Dolomitplatte der Salzburger Kalkalpen, die „Hochalpen“, an einer zwischen den Karbonatgesteinen und den darunter liegenden Werfener Schichten auftretenden Bewegungsfläche von N nach S überschoben worden. In der Abwandlung von W. Del-Negro (1950, S. 83) wären die Gesteine des Werfener Schuppenlandes an dieser Bewegungsfläche von S gegen N unter die Karbonatgesteinsplatte unterschoben worden. Nach F. Trauth läßt sich diese Überschiebung von Hochkönig bis zum Stederzinken verfolgen. Nach W. Del-Negro greift sie westwärts bis unter die Leoganger Steinberge hinein aus. Am klarsten ausgeprägt ist sie nach F. Trauth an der O-Seite des Hochkönig im Flachen Berg bei Bischofshofen. Hier wäre die hangende Kalk-Dolomitplatte auf ebener und vollkommen flach liegender Bewegungsbahn über gefaltete Werfener Schichten mehrere Kilometer weit nach S vorgeschoben worden. Zeugen der Bewegung wären die Mylonite und Rauhwacken, die, vor allem in den Brauneisenerzbergbauen bei Werfen und Bischofshofen sichtbar, an der Basis der überschobenen Massen auftreten. Für den Nachweis der „Hochalpenüberschiebung“ bilden die Verhältnisse am und im Flachen Berg geradezu den Beweis und sie werden auch von allen späteren Bearbeitern in der von F. Trauth gegebenen Darstellung als zu Recht bestehend übernommen.

O. M. Friedrich hat wiederholt (1942, 1948, 1953) auf Grund der Erkenntnisse F. Trauths die Eisenerzlagerstätten von Werfen—Bischofshofen als Bildungen erklärt, die als Restlösungen an Überschiebungsbahnen aufgedrungen wären. Er hat damit einen eigenen Typ von Vererzung aufgestellt.

Die Neuaufnahme des Gebietes ergab aber weitgehend abweichende Ergebnisse und schon 1951 konnte ich darauf kurz hinweisen, daß die „Hochalpenüberschiebung“ nicht vorhanden ist. Nach einigen in der Zwischenzeit gemachten ergänzenden Beobachtungen will ich nun meine Feststellungen im einzelnen vorlegen und zusammenfassen.

¹⁾ Die Zahlen in Klammern weisen auf die betreffenden Arbeiten im Schriftenverzeichnis.

Der geologische Bau

Die stratigraphischen Verhältnisse obertags

(Siehe Tafel XII, geologische Übersicht und Blatt Werfen 125/I, 1:25.000)

Am Aufbau des Gebietes, in dem die Eisenerzlagerstätten von Werfen—Bischofshofen liegen, nehmen alle Triasgesteine von der skythischen Stufe bis hinauf zu den karnischen Raibler Schichten teil.

Die Werfener Schichten

Die skythische Stufe ist faziell am stärksten differenziert. Hauptgestein sind die (Original-) Werfener Schichten. Es sind dies dünnbankige, meist sehr feinkörnige Quarzite von grüner und weinroter Farbe. Auf den Bankungsfugen treten häufig grüne bzw. rote stärker tonige Häute auf, die bis zu einigen Millimeter dicken Zwischenlagen anschwellen können. Diese Werfener Schichten bauen die tieferen Hangeile der O- und N-Seite des Flachen Berges auf, stehen in unteren Teilen des Höllngrabens und Imlautales an und bilden auch die Hänge am rechten (ostseitigen) Salzachtalhang. An einigen Stellen führen diese roten und grünen Quarzite Fossilien, wie *Posidonomya Olarai* Emmr., *Myacites jassacensis* Wissm. und andere (Kreuzberg-Maut, Spareggkopf).

Am Aufbau der N-Seite des Gainfeldtales (Flacher Berg—Südhang) sind sie nur teilweise beteiligt. Hier ist die skythische Stufe überwiegend in anderer Fazies entwickelt.

Gips und Haselgebirgston

Am S-Abhang des Gainfeldtales tritt eine mächtige Linse von graugrünen Haselgebirgstonen zutage, die ihrerseits eine mächtige Gipslinse ummantelt. Bei den Haselgebirgstonen handelt es sich um grünlichgrau typisches Haselgehirge, in dem meist gut gerundete Knollen eines harten quarzitisches Gesteines schwimmen, die vollkommen nach Aussehen und petrographischer Beschaffenheit den „grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ entsprechen (Heißel 1954). Die Größe dieser Gerölle schwankt von etwa 1 mm bis 10 cm und auch mehr. Im Haselgebirge liegen außerdem Schollen anisischen Dolomits (Gutensteiner Dolomit), der auf Klüften eingewanderten Gips führt. Auch im Haselgebirge sind stellenweise Gipsschnüre zu beobachten.

Bei P. 1044 liegt eine große Linse von reinem Gips. Sie ist über 600 m streichend erschlossen und über 100 m mächtig. Der Gips ist teils weiß und zuckerkörnig, teils rosarot und grobspätig. Tonige Verunreinigungen kommen in Form von Linsen, Schnüren und Lassen vor.

Dieses Haselgebirge mit Gips bildet hier das Hangende gewöhnlicher Werfener Schichten. Es wird unmittelbar von Gutensteiner Dolomit überlagert. Stellenweise sind in obersten Teilen des Haselgebirges auch geringmächtige rosarote sandige Einlagerungen zu beobachten, die stark an die Buntsandsteinfazies erinnern. Etwas tiefer am Hang unterhalb des Wetterkreuzes unter P. 1044 liegt in Werfener Schichten eine Linse von Reichenhaller Rauhwacke, die Nester und Fläsern von Brauneisen führt. Der Erzgehalt gab Anlaß, hier Schurfröschen zu ziehen.

Ein weiteres Vorkommen echten Haselgebirges mit Gips liegt im unteren Teil des Höllngrabens. Knapp oberhalb seiner Einmündung in das Imlautal schneidet sich der Höllnbach schluchtartig in überwiegend grüne quarzitisches

echte Werfener Schichten ein. In kleinen Linsen und Adern führen sie roten Gips. Auf diese Werfener Quarzite folgt hachaufwärts toniges Haselgebirge mit Geröllen „grüner Werfener Schichten von Mitterberg“ und einzelnen Schollen von Gutensteiner Dolomit. Bei etwa 660 m SH tritt am Höllnbach Gips in größeren geschlossenen Linsen und Lagen auf, sowie größere Schollen von Dolomit mit eingewandertem Gips auf Klüften. Darüber liegt plattiger schwarzer Kalk (N 30° W, 55° N) und darüber echte Werfener Schichten, die an der Basis leicht Fe-vererzt und daher hellbraun gefärbt sind. Es folgen Werfener Schichten mit Haselgebirgslagen, 30° N fallend und dann bis zur S-förmigen Biegung des Baches westlich des Hofes Winterau (786 m) wieder Haselgebirge. Bei dieser S-förmigen Biegung liegt am rechten Bachufer so viel Blockwerk dunkelgrauen Dolomites, daß es sehr wahrscheinlich ist, daß derselbe hier ansteht. Ganz Entsprechendes findet sich rund 800 m weiter östlich am Salzachtalhang bei Brennhof.

Oberhalb der S-förmigen Biegung des Höllnbaches kommen die echten Werfener Schichten bis zum Bach herab. Sie bauen schon weiter talab die höheren Hangteile auf, so daß das Haselgebirge hier gleichsam als stratigraphisches Fenster unter echten Werfener Schichten vorschaut.

Bei Brennhof im einspringenden Winkel des Talhanges, liegt reichlich kalkalpiner Schutt, unter dem besonders dunkle Dolomite vom Aussehen der Gutensteiner Dolomite vorherrschen. Sie sind so zahlreich und ihr Auftreten an dieser Stelle ist so örtlich beschränkt, daß es sehr wahrscheinlich ist, daß dieser Dolomit hier unter dem Schutt wirklich ansteht. Auch die verschiedenen Quellaustritte weisen darauf hin. Dieser Dolomit dürfte ziemlich sicher mit jenem zusammen hängen, der an der S-förmigen Biegung des Höllnbaches anzustehen scheint. Auch wäre nicht von der Hand zu weisen, daß an der großen Wasserschüttung der bei Brennhof austretenden Quellen (sie speisen einen kleinen Bach, der bei P. 538 in die Salzach mündet) an Klüften im Dolomit durchsitzendes Wasser des Höllnbaches Anteil hat.

Die „grünen Werfener Schichten von Mitterberg“

Gegen die südlich liegende Grauwackenzone bilden die „grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ einen breiten Saum. Sie sind im mittleren Teilen des Gainfeldtales auf dessen S-Seite beschränkt, treten aber in dessen vorderen Teil ganz auf die N-Seite über und greifen hier unterhalb des Haselriedel (1175 m) bis hart unter den Fuß der Felswände aus Gutensteiner Dolomit hinauf. Die Grenze zwischen ihnen und den echten Werfener Schichten ist tektonisch. Ich habe die „grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ 1954 näher beschrieben und in ihnen vollkommen ausgelaugtes Haselgebirge erkannt (Heißel 1954). Sie setzen sich sowohl nach W als auch nach O im Streichen fort.

Gutensteiner Schichten und Reichenhaller Rauhwacke

Der Gutensteiner Dolomit ist im frischen Bruch mehr von dunkelblau-grauer Farbe, in der Anwitterung hell. Er ist meist ungeschichtet und stellenweise von zahllosen weißen Kalzitadern durchschwärmt. An einigen Stellen treten im Basisbereich auch obertags sedimentäre Rauhwacken (Reichenhaller Rauhwacken) auf. Eine solche Stelle ist knapp südlich oberhalb der Flächenberg-Baue am O-Abhang des Auköpf (1231 m). Hier ist am Hang

ein Streifen Rauhwacke aufgeschlossen, der bereits in den Gutensteiner Schichten, nicht an deren unmittelbarer Basis liegt.

Weit verbreitet sind Rauhwacken als Einlagerungen zwischen Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit in den Eisenerzbergbauen des Gebietes. An der S-Seite des Hochkönig treten an der Basis des Gutensteiner Dolomites Sedimentbreccien auf. Auf beide wird noch zurückgekommen.

Ramsaudolomit

Es ist ein heller, meist fein zuckerkörniger Dolomit mit bezeichnender bräunlichgrauer Anwitterungsfarbe. Ebenso kennzeichnend ist seine groblockige Verwitterung. Dabei wird die Oberfläche der Blöcke von einem Netz mitunter zentimetertief eingeschnittener ausgelaugter Rillen durchzogen. Im Bereiche des Auköpfis (1231 m) führt er dunklen Hornstein. Auch am Windingberg kommen Hornsteinkalke in gleicher Ausbildung und Lage vor.

Hornsteinknollenkalk

Am Flachen Berg liegt auf dem Gutensteiner Dolomit teilweise dunkler Dolomit, der reichlich schwarzen Hornstein in Knollen, Schnüren und Linsen führt. Dieser Hornsteingehalt kann so groß werden, daß der Hornstein im Gestein gegenüber dem Dolomit weitaus überwiegt. Das Gestein ist dünnbankig (Bankungsmächtigkeit 5—40 cm) und zeigt knollige Schichtoberflächen mit schwärzlichem tonigen Belag. Oberhalb der Speckwand treten in den Hornsteindolomiten auch dünne Einlagerungen eines hellen Dolomites auf, der ganz dem Ramsaudolomit entspricht. Diese stratigraphische Wechsellagerung, wie auch der Umstand, daß die Hornsteindolomite unmittelbar von schwarzen Reingrabener Schichten überlagert werden, zeigt, daß die Hornsteindolomite örtlich den Ramsaudolomit ersetzen und gleiches Alter wie dieser haben. Beide sind ladinisch.

Es sei dabei erwähnt, daß auch westlich des Grünmais-Sattels, der den Flachen Berg vom eigentlichen Hochkönig-Massiv trennt, im Kamme des Predigtstuhles (östlich der Mitterfeldalm) Hornsteinlagen sowohl im Ramsaudolomit wie auch in hangendsten Teilen des Gutensteiner Dolomites vorkommen.

Reingrabener Schichten

In einigen kleinen Resten sind auf der Hochfläche des Flachen Berges schwarze dünnschieferige bis dünnplattige Tonschiefer erhalten. Auch ohne die an einer Stelle auftretenden Halobien bestünde kein Zweifel, daß es sich um Reingrabener Schichten der karnischen Stufe handelt. Drei dieser kleinen Vorkommen liegen auf dem dunklen Hornsteindolomit, wo sie kleine bewaldete Bergrücken bilden (Jägerköpf 1243 m und zwei Kuppen südlich P. 1203). Eine weitere Scholle liegt am SW-Hang des Auköpfis (1231 m) auf zum Teil hornsteinführendem Ramsaudolomit.

Am Windingberg, westlich des Höllngrahens, treten Reingrabener Schichten mehrfach als dünne ausgewalzte Zwischenlagen an Bewegungsflächen auf. Höher oben am Imberg erreichen sie große Ausdehnung.

Die Grenze Werfener Schichten—Gutensteiner Schichten

(Vgl. Tafel XII, geologische Übersicht und Profile)

Fußend auf der Darstellung von F. Trauth (1916, 1917) wurde bei allen älteren Darstellungen der Flache Berg stets als eine Dolomittuppe gezeichnet, die vollkommen ebenflächig dem Untergrund aus gefalteten Werfener Schichten aufsitzt, bzw. aufgeschoben ist. Diese Darstellung weicht aber von den tatsächlichen Verhältnissen weitgehend ab. Wohl hält sich der Ausstrich der Grenzfläche an der S-Seite des Flachen Berges annähernd an dieselbe Höhenlinie, aber östlich des Haselriedel (1175 m) steigt sie steil ins Salzachtal ab. Die Quelle nördlich des Hofes Schalaun entspringt an dieser Grenze, der Flachenberg-Bauer (748 m) liegt knapp nördlich davon. Gutensteiner Dolomit reicht hier an der O-Seite des Flachen Berges bis etwa 60 m oberhalb der Salzachtalsole bei P. 541 (an der Bundesstraße) herab. Hier biegt der Ausstrich der Grenzfläche um und steigt allmählich gegen N an. Bei P. 671 liegen Wasserstollen, unmittelbar oberhalb Erzausbisse und darüber (nördlich des Flachenberg-Bauer 748 m) das „Moosberg-Revier“, ein Bergbaurevier des 19. Jahrhunderts. Nach der Darstellung Trauths würde das Moosberg-Revier bereits ganz in Werfener Schichten liegen. Vom Moosberg-Revier, bzw. von P. 671 zieht der Ausstrich der Grenze Gutensteiner Dolomit zu Werfener Schichten bald stärker, bald weniger stark ansteigend, an der O-Seite des Flachen Berges hangauf bis oberhalb des Hofes Pertil (823 m), wo das Flachenberg-Revier liegt. Von hier zieht diese Grenze in Höhen um 900—950 m um den Hoferaukopf (1134 m) herum. An seiner N-Seite ist sie durch Schurfstollen ziemlich genau festgelegt. An der steilen W-Seite des Flachen Berges ist diese Grenzlinie wegen der starken Schuttbedeckung nicht so klar zu verfolgen. Sie läßt sich aber auch hier durch alte Stolleneinbauten noch ganz gut festlegen. Von der N-Seite des Hoferaukopfes (1134 m) steigt sie dem Bergschaffersteig folgend zum Revier Vorhölln (etwa 350 m nördlich des Gast- und Berghauses Hölle) ab. Der rund 50 m oberhalb dieses Hauses liegende Neubaustollen ist im Gutensteiner Dolomit angeschlagen und erreicht erst nach 100 m die Werfener Schichten. Das Mundloch des etwa 250 m südlich davon annähernd in gleicher Höhe liegenden Zubaustollens steht dagegen in Werfener Schichten. Weiter talein liegen an dieser Grenze die kleinen alten Baue des Reviers Hölltor. Westlich unterhalb des Gasthauses Hölle streicht der Dolomit bis zum Bach hinah, wo er wenig oberhalb der Brücke 758 m aufgeschlossen ist. Rund 400 m oberhalb dieser Stelle stehen am Bach wieder Werfener Schichten an.

Westlich des Höllnhaches zieht der Ausstrich dieser Grenzfläche etwa von der Brücke 758 m steil am Hang nordwärts hinauf zum Berghaus Schäferitz (Schäferötz) und von hier ins Imlautal hinein.

Ergibt sich schon aus dem Obertagausstrich dieser Grenzfläche, daß dieselbe keine ebenflächige Überschiebungshahn ist, so wird dieser Befund durch die in den Bergbauen gemachten Einblicke noch weitgehend ergänzt. Da die Eisenerzlager gerade an der Grenze zwischen Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit liegen, bewegen sich auch die ganzen bergmännischen Einbaue auf ihr. Es zeigt sich, daß im Bergbau Hölln die Obergrenze der Werfener Schichten im Hauptvererzungsgebiet viel höher liegt und nach W und O verhältnismäßig steil absteigt. Auf dieselbe Ursache geht auch das ohertägige tiefe Herahreichen des Gutensteiner Dolomites

im Gebiete Flachenberg-Bauer—Moosberg-Revier (siehe oben) zurück. Der Dolomit bildet hier nicht etwa eine tiefe, fast bis zur Salzachtalsole herabreichende O—W streichende Mulde, sondern eine verhältnismäßig dünne, fast gleichsinnig dem Hang liegende Überdeckung der Werfener Schichten. Auf diese dünne Überlagerung auf geneigter Fläche geht auch die starke Zerklüftung des Dolomites in diesem Bereich zurück, so daß es oft den Eindruck erweckt, als läge hier nur Bergsturzmasse. Die gleiche Erscheinung wiederholt sich im nördlichen Teil des O-Hanges des Flachen Berges. Zwischen Pertil (823 m) und Maggen baut Gutensteiner Dolomit einen stark bewaldeten Vorsprung am Berghang auf. Es ist dies ein vom geschlossenen Verband des Dolomites erosiv abgetrennter Rest.

Auch im Schaferötz-Revier ist die Oberfläche der Werfener Schichten nicht eben, sondern in ganz ähnlicher Weise gewellt und in mehrere stufenförmig angeordnete Mulden verbogen.

Die stratigraphischen Verhältnisse untertags. „Mock“ und Eisenerz

In den untertägigen Aufschlüssen sind im reichen Maße Zwischenbildungen angeschlossen, die zwischen den Werfener Schichten im Liegenden und dem Gutensteiner Dolomit im Hangenden eingeschaltet sind. Es sind dies einerseits mergelig-sandig-brecciöse Bildungen, anderseits Eisenerz, ein limonitisierter Siderit.

Die mergelig-sandig-brecciösen Bildungen werden von den Bergleuten mit dem Namen „Mock“ zusammengefaßt. Von allen früheren Bearbeitern wurden sie als tektonischer Entstehung aufgefaßt, von Trauth und Friedrich als Zeugen der Zerreißung und Zertrümmerung bei der Überschiebung der Hochalpen über das Werfener Schuppenland. Diese mergeligen und sandigen Bildungen wären demnach Mylonite.

Das, was die Bergleute „Mock“ nennen, ist recht unterschiedlich ausgebildet. Es gehören hieher mergelig-tonige, feinschichtige Bildungen von grünlicher Farbe, der „grüne Mock“. Es gehören hieher aber auch zum Teil sehr lockere Bildungen vom Aussehen und der Verfestigung eines lockeren Sandsteines meist grauer oder leicht bräunlicher Farbe. Vielfach ist die Verfestigung dieser Ablagerungen so gering, daß sie mehr einem Flußsand gleichen als einem Gestein.

Der „grüne Mock“ ist stets deutlich feingeschichtet. Es wechsellagern dünne gelbliche, mehr kalkige Lagen mit grünen stärker mergeligen. Feinster Glimmerbelag ist auf den Schichtflächen häufig. Nicht selten sind diese Gesteine auch gefältelt. Ihrem ganzen Aussehen nach stehen sie den Werfener Schichten weit näher als dem Gutensteiner Dolomit. Dieser „grüne Mock“ ist aber durchaus nicht horizontbeständig in der Form, daß er stets im unmittelbar Hangenden der Werfener Schichten anzutreffen ist. Vielmehr wird er fast stets von diesem durch andere Zwischenmittel (grauem sandigem Mock, Breccienlagen, Erz oder Dolomitlinsen) getrennt und liegt innerhalb der Zwischenmittel in ganz verschiedener Höhe. Der „grüne Mock“ läßt sich nur als Sediment, aber nicht als Mylonit deuten.

Wie der „grüne Mock“ so zeigt auch der graue, sandige, sehr häufig eindeutige Feinschichtung. Sie tritt besonders dort recht deutlich hervor, wo dünne Lagen verschiedener Korngröße wechsellagern. Zusätzlich wird diese Feinschichtung durch leichte Braunfärbung verstärkt hervorgehoben.

Diese geht auf Eisenlösungen zurück, die längs der Schichtbänder als den Bahnen besserer Wegsamkeit eingedrungen sind. Solche Feinschichtung ist aber auch hier nur sedimentär zu erklären. Bei Myloniten kann man sie wohl nicht erwarten.

Die Dünnschliffuntersuchung eines grauen Mockes feinsten Körnung zeigte eine nicht näher auflösbare karbonatische Grundmasse. Die Karbonatkörner sind alle von gleicher Größe und gut gerundet. Quarzeinschlüsse sind häufig, vor allem eckige kleine Splitter. Größere Quarze sind dagegen deutlich gerundet. Ihre Größe übertrifft die der Karbonatkörner meist um ein Vielfaches. Selten sind Haufen von Quarzkörnern. Alle Quarze zeichnen sich dadurch aus, daß sie nicht undulös sind. Frische kleine Muskowitblättchen sind gelegentlich eingestreut. Feldspat ist im Schliff in einem großen Individuum mit deutlicher Zwillingslammellierung und einer Feldspatkorngruppe vertreten. Diese wird von zahlreichen kleinen Biotit-schüppchen umgeben und zum Teil bedeckt (wohl beim Schleifen zerrißenes größeres Biotitindividuum). Einzelne Feldspatleisten können Orthoklas sein. Schließlich sind noch kleine dunkle tonige Einschlüsse zu beobachten, reich an feinsten Glimmerschüppchen, sowohl Muskowit wie Biotit. Es handelt sich um kleinste Gerölle eines tonigen Gesteines.

Diese Einschlüsse in der karbonatischen Grundmasse (wohl Dolomit), besonders die gerundeten Quarze und kleinen Gesteinsgeröllehen, sind klare Hinweise für eine sedimentäre Entstehung des Gesteines, nicht aber für eine tektonische. Wäre es ein Mylonit, dann wäre er aus Gutensteiner Dolomit entstanden. Woher kämen aber dann der reichliche Quarzgehalt, Feldspat, Glimmer und Tonscherben?

Auch die brecciösen Bildungen sind überwiegend nur sehr locker verkittet. Sowohl seitlich wie im Liegenden und Hangenden gehen sie in die sandigen Bildungen über. Selten sind stärker verkittete Breccien, die an Wasserwegen zu Rauhacken ausgelaugt sein können. Es zeigt sich überhaupt, daß Rauhacken nur in tagnahen Bereichen auftreten und durch Auslaugung aus Breccien hervorgehen. Bei den Breccien handelt es sich überwiegend um solche, die nur aus Dolomitbruchstücken bestehen. Jedoch sind auch reichlich Stellen zu finden, an denen eine wenn auch untergeordnete zweite Gesteinskomponente auftritt, nämlich einwandfrei als solche kenntliche Stücke hunder Werfener Schichten. Diese als tektonisch hineingepreßt zu erklären, scheint unmöglich. Vielmehr sehe ich auch hierin einen deutlichen Hinweis für die sedimentäre Entstehung dieser Breccien.

Örtlich sind auch Breccien zu beobachten, bei denen Dolomitstücke von der Art eines Straßenschotters oder mancher Gebängeschuttbildungen (Korngrößen etwa 3—5 cm) ohne jede feinere Beimengung verkittet sind. Diese Breccien besitzen dann ein sehr großes Porenvolumen. Oft halten sich Stückvolumen und Porenvolumen die Waage.

Der feldgeologische Befund wird durch die Ergebnisse von Dünnschliff-Untersuchungen weitgehend ergänzt und bestätigt. Eine Breccie zeigt in bräunlichgrauer sandiger Grundmasse Stücke eines dunkelgrauen Dolomites. Die Grundmasse ist kalkig und zeigt stellenweise schwache Bänderung. Die Stückgröße der Dolomiteinschlüsse schwankt von $1\frac{1}{2}$ cm bis unter $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser. Ein Dünnschliff dieses Gesteines zeigt: In einer Grundmasse aus Karbonatkörnern sind reichlich Quarzkörner eingestreut. Die größeren sind teils eckig, teils gut gerundet, kleine Quarzsplitterchen stets eckig.

Alle Quarze sind nicht undulös. Auch einzelne Feldspatkörner treten auf. In dieser Grundmasse liegen Gerölle von wenigstens zwei verschiedenen Gesteinen.

1. Stücke eines sehr feinkörnigen Karbonatgesteines, frei von Quarzeinschlüssen. Die Größe der Karbonatkörner beträgt etwa ein Viertel der Größe der Körner der Grundmasse. Die Geröllform ist scharfkantig-eckig. Säume winziger Erzkörnchen sind an den Geröllflächen angereichert.

2. Gerölle aus Karbonat, dessen Korngröße die der Körner der Grundmasse etwa um das Doppelte übertrifft. Quarz fehlt auch hier.

3. Äußerst feinkörnige kleinere Gerölle, wahrscheinlich von Serizitquarzit.

Sie bestehen aus Quarz und Karbonat zu gleichen Teilen, zwischen denen winzige Serizitschüppchen und einzelne kleine Muskowitblättchen liegen. Die größeren Karbonatgerölle zeigen tonige Säume mit Quarzschnüren und reichlich feinstkörnig verteiltem eingedrungenen Erz. Da gleichgerichtete Flächen der Gerölleinschlüsse bevorzugt einen solchen Tonsaum aufweisen, ist es wahrscheinlich, daß es sich bei demselben um eine sedimentäre Anlagerung handelt. Die in diesem Dünnschliff nachweisbaren Geröllkomponenten sind demnach ein Karbonatgestein, wahrscheinlich Dolomit und ein tonig-quarzitisches Gestein, wahrscheinlich Werfener Schichten, wozu noch Quarz- und Feldspatgeröllchen kommen. Es handelt sich somit um eine heteromikte Breccie.

Ein ganz ähnliches Bild ergibt sich aus einem anderen Dünnschliff. In einer Grundmasse kleiner Dolomitmörner mit reichlich nicht undulösen Quarzeinschlüssen, spärlich Plagioklasen mit Zwillinglamellierung und ganz kleinen Muskowitschüppchen liegt ein großes Dolomitbruchstück sowie zahlreiche kleine Gerölleinschlüsse. Die Quarze sind zum Teil gerundet, zum Teil eckig. Das große Dolomitgeröll besteht wieder aus Körnern geringerer Größe als die der Grundmasse. Vereinzelt kommen aber zwischen den Dolomitmörnern dieses Gerölles auch winzige Quarze vor. An einer Seite ist dem großen Gerölle ein breiter toniger Saum angelagert. Er setzt sich aus einem nicht näher aufzulösenden Filz zusammen, in dem nur kleine Quarzkörnchen und vereinzelt Muskowithlättchen zu erkennen sind. Große Bereiche dieser tonigen Anlagerung zeigen gleiche Auslöschungsrichtung, ihre einzelnen Komponenten sind also optisch gleichgerichtet.

Weitere eckige Gerölleinschlüsse entsprechen in ihrer Zusammensetzung ganz dem Anlagerungsstreifen beim großen Karbonatgerölle. Es dürfte sich um Bruchstücke eines tonig-serizitisch-quarzitischen Gesteines handeln. Schichtung innerhalb der Gerölle wird durch lagenweise Erzinfiltation angedeutet. Auch bei diesen Geröllern zeigen alle Bestandteile gleiche Auslöschungsschiefe, sind also geregelt. Die optischen Richtungen der Gerölle als Ganze stimmen nicht überein. Außer diesen Geröllern kommen noch ganz kleine eckige Stückchen eines kalkig-tonigen Gesteines vor. Auch dieser Schliff zeigt mithin eine heteromikte Breccie.

Alle diese im Dünnschliff untersuchten Gesteine weisen gemeinsame Merkmale auf: eine karbonatische Grundmasse reich an Silikateinschlüssen, größere brecciöse Gesteinseinschlüsse, die wenigstens von zwei verschiedenen Gesteinen stammen, von einem Karbonatgestein, wahrscheinlich Dolomit und einem tonig-quarzitischen, wahrscheinlich Werfener Schichten. Limonit ist in allen Schliffen in feinen Körnern in der Grundmasse eingesprengt. Vielfach lassen die Erzkörner noch eckige Umrißformen erkennen.

Der hohe Kieselsäuregehalt tritt auch in zwei chemischen Analysen deutlich hervor, die von Dr. W. Prodingen an zwei Proben lockeren (sandigen) grauen Mockes ausgeführt wurden. Sie stellten 12.65%, bzw. 15.40% säureunlöslichen Rückstand fest. Dieser hohe Silikatgehalt läßt sich aber nur sedimentär erklären, nicht aber wenn es sich bei diesen Bildungen um Zerreibungsprodukte des überschobenen Gutensteiner Dolomites handeln würde.

Mock und Brecciengrundmasse sind somit sedimentäre Absätze, die Breccien erweisen sich, wie schon der Feldhefund ergeben hat, als heteromikte Sedimentbreccien.

Ein ganz anderes Bild bietet ein Dünnschliff einer Breccie bei der in einer kalkigen Grundmasse kleine eckige Stückchen eines dunklen Dolomites stecken. Die Grundmasse ist stark limonitisch vererzt. Außer den Dolomitgeröllen stecken in ihr auch gelbliche vollkommen lockere sandige Restkörper, die, da vollkommen mehlig zersetzt, im Schliff herausfallen. Im Schliff erweisen sich die Dolomitstücke wieder als äußerst feinkörnig bei gleichen Korndurchmessern. Selten sind ganz kleine Quarz- oder auch Feldspatkörner eingesprengt. Den Raum zwischen den Dolomitstücken füllt grobkörniger Kalzit. Mehrfach kann man beobachten, wie der feinere Dolomitgrus von Kalzit aufgezehrt wird. Auch dringt dieser in feinen Äderchen und Gängen in die Dolomitstücke ein. Den Kristallkorn Grenzen folgend, wird die Kalzitfüllmasse von dünnen Schnüren von Limonit durchsetzt. Im Gegensatz zu den anderen Schliffen fehlt aber hier gekörneltes Erz vollkommen. Der Limonit bildet feine, die Kristallgrenzen umfließende amorphe Bänder. Der Kalzit ist demnach jünger als das Breccienmaterial und die eingedrungene Erzlösung jünger als die Kalzitkornbildung.

Es ergibt sich, daß die in den Bergbauen aufgeschlossenen Zwischenmittel zwischen Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit sedimentäre Bildungen sind. Allerdings kann man innerhalb derselben kein Normalprofil aufstellen. Vielmehr sind die Lagerungsverhältnisse äußerst wechselnd, wie es eben in einem Sedimentationsraum, in dem knapp nebeneinander Tone, Sandsteine, Breccien und Dolomite zum Absatz kommen, zu erwarten ist.

Die Dolomitschollen, die innerhalb der Zwischenmittel auftreten, liegen stets gleichsinnig der Schichtung. Teils ist es typischer blaugrauer Gutensteiner Dolomit, teils handelt es sich um dolomitische Bildungen, die an anderen Stellen sich eindeutig als Übergangsschichten von den Werfener Schichten zu dem Gutensteiner Dolomit erweisen. Es sind dies dünnbankige mergelig dolomitische, mitunter auch etwas quarzitisches Schichten, bei denen es nach ihrem Aussehen schwer fällt, zu entscheiden, ob sie dem einen oder anderen Gestein zuzuordnen sind. Auch werden hangendste Teile sicherer dünnbankig-quarzitische Werfener Schichten, dort, wo sie unmittelbar von Gutensteiner Dolomit überlagert werden, feinschichtig und sind stärker tonig zersetzt. An solchen Stellen zeigt sich, daß der Übergang von den Werfener Schichten zum Gutensteiner Dolomit sich ohne jede Spur einer Diskordanz und Störung vollzieht (siehe Tafel XI, Bild 3).

Würde zwischen Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit die „Hochalpenüberschiebung“ durchstreichen, wären solche Schichtübergänge kaum zu erwarten.

Das Erz der Lagerstätten ist Brauneisenerz. Es ist weitaus überwiegend in massigen Linsen und Lagern, im Waldstollenrevier (Schaferötzt) auch mehr stockförmig den Zwischenbildungen eingelagert. Es handelt sich um strukturloses Erz, das im Kern mancher Linsen und Lager noch Reste des ursprünglichen Spateisenerzes erhalten hat. Diese „Kernerze“ sind von der Limonitierung nur ganz schwach ergriffen worden. Die Erze führen stellenweise kleine Einsprengungen eines Manganerzes und von Zinnober. Dolomitschollen verschiedenster Größe von mehreren Metern bis zu kleinen „Gerölln“ schwimmen mitunter im Erz. Sie sind ganz scharf begrenzt und zeigen keine Spur metasomatischer Durchdringung. Ist in der Umgebung Schichtung zu erkennen, so liegen auch diese Dolomitschollen gleichsinnig mit derselben.

An verschiedenen Stellen der Lagerstätte treten aber auch Brauneisenerze auf, die in oft nur 1 cm mächtigen Bänken sehr deutlich geschichtet sind. Diese Bankung wird durch einen serizitisch-tonigen, gelblich-weißen Belag auf den Bankungsfugen sehr deutlich gemacht. Auffällig ist, daß in diesem gebankten oder geschichteten Erz die auch im massigen Erz gelegentlich zu beobachtenden kleinen schwarzen Manganspritzer viel häufiger auftreten. Auch haben diese geschichteten Erze stets einen höheren Eisengehalt als der Durchschnitt der massigen Erze. Auffällig ist weiters, daß dort, wo im Erz oder in den Zwischenmitteln Dolomitschollen eingelagert sind, diese stets gleichsinnig mit der Schichtung liegen (siehe Abb. 1, Fig. a, d).

Die Haupterzkörper liegen stets im Grenzbereich der Werfener Schichten zum Gutensteiner Dolomit. Dies trifft für die Lagerstätten von Moosberg, Flachenberg, Hölln samt Vorhölln und Hölltor und Schaferötzt zu. Dabei findet sich Erz stets nur dort, wo die Werfener Schichten eine muldenförmige Lagerung aufweisen. Ansteigende Muldenflügel oder flache Gewölbe sind nicht oder höchstens in Spuren vererzt. Einer solchen Erzsprur, einer kaum 1 cm mächtigen Naht, folgt z. B. ein kurzer Schurfstollen an der S-Seite des Dürnberges (Flachen Berges) südwestlich P. 1303 (siehe Tafel XII, geologische Übersicht). Auch das große Höllner Revier zwischen Pertilstollen und den Stollen beim alten Berghaus Hölln liegt in einer flachen Schüssel, deren Ränder leicht aufgebogen sind (siehe Tafel XII, Lagerstättenübersicht und Profile).

Wenn auch die Hauptlagerstätten an der Grenze von Werfener Schichten zu Gutensteiner Dolomit liegen, so treten nicht unbeträchtliche Vererzungen auch in stratigraphisch tieferen Lagen, nämlich auch innerhalb der Werfener Schichten auf.

Nordwestlich Bischofshofen liegen am Fuße des Flachen Berges nächst den Häusern Hacken (westlich P. 561, Ziegelei) unterhalb Schalaun, einige alte Schurfstollen. Sie sind tief unterhalb des Gutensteiner Dolomites mitten in Werfener Schichten angeschlagen und haben Linsen sandigen Brauneisenerzes angefahren. Etwa 200 m nordöstlich derselben, ebenfalls am Fuße des Berghanges, wurde um das Jahr 1944 ein Luftschutzstollen vorgetrieben. Er hat sehr bemerkenswerte Einblicke gegeben (siehe Abb. 2). Im Hintergrund dieses Luftschutzstollens stehen stark quarzitisches richtige Werfener Schichten an. Sie streichen N 45° O, 20° S und stehen damit ziemlich senkrecht zur Stollenachse. In mittleren Teilen des Stollens werden sie von „grünem Mock“, gleich dem in den Brauneisenerzgruben von Schaferötzt und Hölln, überlagert. Der Übergang ist besonders im SW-Ulm ein

ganz allmählicher. Über dem „grünen Mock“ liegt gleichsinnig mit seiner Schichtung eine dünne Lage dunklen Gutensteiner Dolomites, der in der Stollenfröste in eine Dolomitbreccie übergeht. Anliegend diesem Dolomit tritt hochwertiges Brauneisenerz in einer Mächtigkeit bis 1 m auf. Eine chemische Untersuchung einer Probe durch Dr. W. Prodingen hatte folgendes Ergebnis:

Fe (n. Zimmermann-Reinhardt)	43.73%	entspricht	62.52%	Fe_2O_3
Mn (n. Volhard-Wolff)	1.24%	entspricht	1.60%	MnO

Dies entspricht vollkommen den Gehalten, wie sie die besseren Erze aus den Werfener Gruben aufweisen. Weiter stollenauswärts bis zum Mundloch stehen Werfener Breccien an. Sie bestehen aus einem feinsandigen Gemenge von kleinsten Bruchstücken von Werfener Schichten. Schichtung ist im allgemeinen gut zu erkennen. In dieser Grundmasse liegen größere Brocken von grauen Werfener Schichten. Diese Komponente ist weniger kieselig und stärker tonig. Die scharfeckigen Scherben liegen teilweise richtungslos in der feinsandigen Grundmasse, teilweise lassen sie eine vorherrschende Richtung gleichlaufend der angedeuteten Schichtung deutlich erkennen. Diese fast tafeligen Scherben eines mehr tonigen Gesteines tektonisch entstanden zu erklären, ist nicht möglich. Das feinsandige Zwischenmittel weist leichten Eisengehalt auf (Braunfärbung). Auch unregelmäßige Schollen von sandigem Brauneisenerz treten darin auf. Eine Probe solchen Erzes untersucht von Dr. W. Prodingen hat:

Fe (n. Zimmermann-Reinhardt)	25.61%	entspricht	36.62%	Fe_2O_3
Mn (n. Volhard-Wolff)	0.82%	entspricht	1.05%	MnO

Diesem Erz entspricht auch das sandige Erz, das in den beiden westlichen Schurfstollen aufgefahren worden ist.

Die Dolomitlinsen im Luftschutzzollen liegen vollkommen gleichsinnig in den Werfener Schichten. Anzeichen einer tektonischen Einschuppung

Abb. 1: 1 = Gutensteiner Dolomit, 2 = Gutensteiner Dolomit, dünn-schichtig, 3 = grüner Mock, 4 = grauer Mock, 5 = Dolomitbreccie, 6 = Brauneisenerz (massig), 7 = Brauneisenerz (geschichtet).

Fig. a: Über gut geschichtetem grünem Mock liegt geschichtetes Erz mit tonigen Häuten. Sie weisen auf sedimentäre Bildung des Erzes. Eine größere Scholle blaugrauen Dolomites und eine kleinere Scholle braungrauen Dolomites sind gleichsinnig den s-Flächen eingelagert (Bergbau Schaferötz, Anton-Sohle, Waldstollen N).

Fig. b: Fäلتung im Mock hat B = N—S, 30° N bis schwebend (Bergbau Schaferötz, Waldstollen nächst Mundloch).

Fig. c: Wechsellagerung von Dolomit, Erz und grauem und grünem Mock (Bergbau Schaferötz, Waldstollen, 2. Lauf).

Fig. d: Der feinschichtige glimmerige Mock liegt über Brauneisenerz, in dem kleine Dolomitlinsen schwimmen. Ihre Längsachsen liegen gleichsinnig dem sedimentären s des Mockes. Die echten Werfener Schichten liegen etwa 4 m tiefer unter Erz (Bergbau Schaferötz, Anton, 2. Querschlag Ost).

Fig. e: Über Gutensteiner Dolomit liegt geschichtetes Erz mit tonig-serizitischen Häuten auf den Schichtflächen. Es wird von massigem Erz überlagert. Darüber folgt in der Sohle des Anton-Stollens dünnbankig-mergeliger Dolomit, wie er mehrfach als Übergang zu den liegenden Werfener Schichten zu beobachten ist. Er wird von grünem feinsandigen Mock überlagert (Bergbau Schaferötz, Waldstollen, Anton-Sohle).

Fig. f: Über leicht schichtigem Erz folgt eine Lage grauer Mock. Dieser besteht aus einer Wechsellagerung feingrauen Dolomitsandes mit feiner Dolomitbreccie. Darüber folgt Erz mit einer rund $\frac{1}{2}$ m mächtigen Zwischenlage von grünem geschichtetem Mock (Bergbau Schaferötz, Anton-Sohle, S-Querschlag gegen Waldstollen).



Fig. a

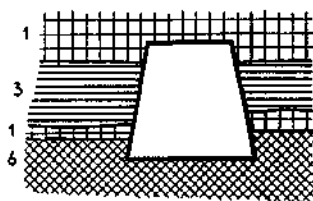


Fig. b

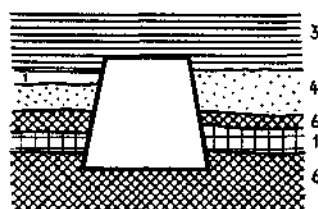


Fig. c

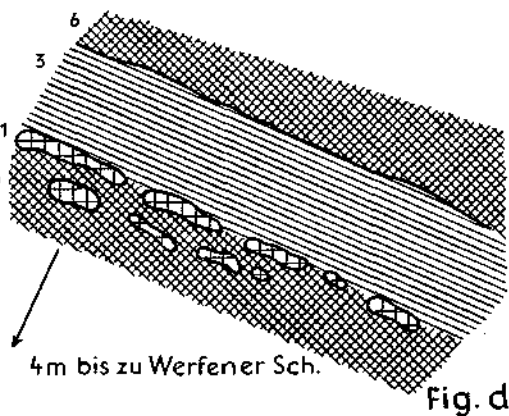


Fig. d

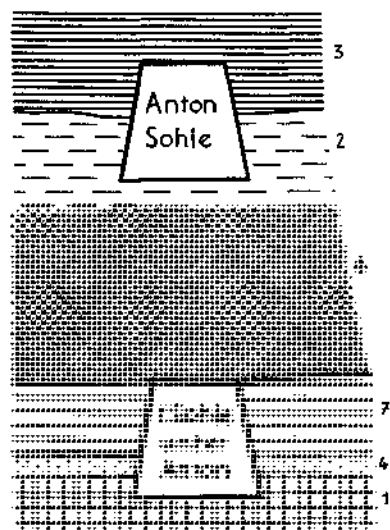


Fig. e

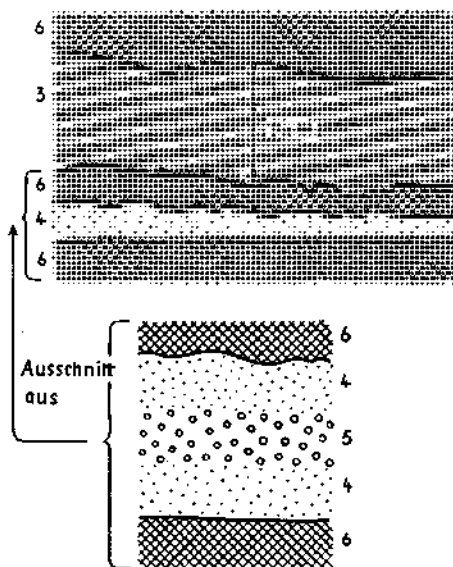


Fig. f

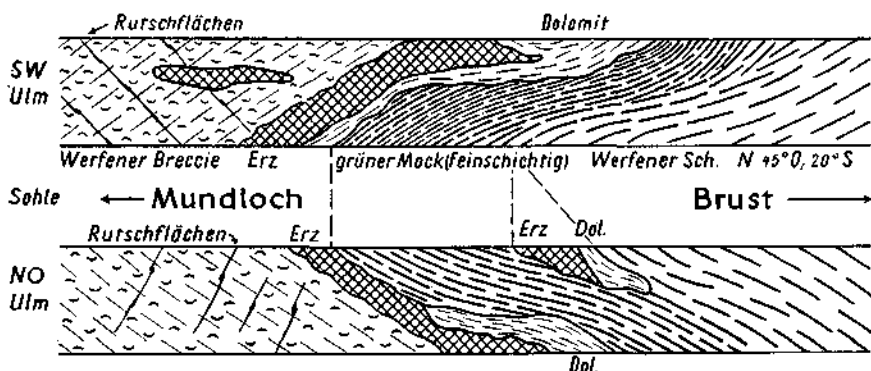


Abb. 2

Umbilder aus dem Luftschutz-Stollen bei Bischofshofen.

sind nicht vorhanden. Im Gegenteil spricht ihr ganzes Auftreten für eine rein stratigraphische Einlagerung. Auf ähnliche karbonatische Einlagerungen wurde bereits hingewiesen.

Brecciö-konglomeratistische Bildungen in Werfener Schichten finden sich auch im Fritzbachthal. Hier stehen bei P. 586 an der Abzweigung des alten Fahrweges nach Werfen von der Bundesstraße Konglomerate an. Neben der überwiegenden Komponente von Geröllen aus Werfener Schichten, die besonders die grobe Fraktion stellen, treten auch gut gerundete Quarzgerölle auf. Das Bindemittel ist stark eisenschüssig und enthält Gips. Auch die im Konglomerat entspringende Quelle zeigt starke Fällung von Eisenhydroxyd.

Die Entstehung der Lagerstätten

Daß die Werfen—Bischofshofener Eisenerzlagerstätten Limonite sind, die aus Siderit entstanden sind, ist schon seit C. M. Lipold (1854) bekannt. R. A. Redlich (1910) hat auf alten Halden ein Stück „Kernerz mit primärem Kupfer- und Schwefelkies“ gefunden. Er erklärte daher die Lagerstätte nach dieser Paragenesis (Siderit—Kupferkies—Schwefelkies—Zinnober) für ein Glied der Kupferkies-Sideritreihe der Ostalpen.

Ich konnte im Erz aller Lagerstattenteile weder Kupfer- noch Schwefelkies feststellen und muß annehmen, daß es sich bei diesem Funde Redlichs um ein rein örtliches sporadisches Vorkommen gehandelt hat, vielleicht ähnlich dem der Taghaube (siehe unten), das für die Deutung der Lagerstätte belanglos ist.

Die Eisenerzlagerstätte am Fuße der Taghaube

(siehe Abb. 3)

Wohl kommen Kupfer- und Schwefelkies im Verhale eines Brauneisenerzvorkommens am Fuße der Taghaube (Hochkönig-S-Seite) immerhin in so reichlichem Maße vor, daß diese Lagerstätte vielfach für die W-Fortsetzung des Hauptganges der Mitterberger Kupferlagerstätten gehalten wurde. O. M. Friedrich und W. Del-Negro dagegen ordnen sie mit Recht

den Werfen—Bischofshofener Lagerstätten zu. Bei der Lagerstätte am Fuße der Taghaube handelt es sich um eine Linse von sideritischem Limonit, die an der Grenze der skytischen zur anisischen Stufe eingelagert ist. Damit entspricht diese Lagerstätte nach der Art ihres Auftretens ganz dem Vorkommen von Werfen und Bischofshofen. Das Liegende der Lagerstätte bildet hier Buntsandstein in seiner typischen Aushildung als hlaßroter Quarzsandstein, wie er vom Hochkönig westwärts Hauptvertreter der skytischen Triasstufe ist. Das Hangende ist auch hier Gutensteiner Dolomit. Zwischen beiden Gesteinen besteht ein allmählicher Übergang. Hangendste Teile des Buntsandsteins werden mehr mergelig, hräunlich und gehen in die untersten bräunlich-kalkigen Lagen der Gutensteiner Schichten über. Von einer tektonischen Fuge zwischen beiden Gesteinen ist keine Spur vorhanden. Allerdings liegt in sehr hangenden Teilen des Buntsandsteines (siehe Abb. 3) eine ganz kleine Schuppe von grauem Phyllit, der vollkommen den Grauwackenphylliten entspricht. Diese kleine tektonische Schuppe hat aber nichts mit der „Hochalpenüberschiebung“ zu tun, sondern gehört zu den Verschuppungen zwischen Kalkalpen und Grauwackenzone, auf die ich schon mehrmals hingewiesen habe (Heißel 1945, 1954). Eine größere gesteinsmäßig vollkommen entsprechende Schuppe von Grauwackengesteinen liegt wenige hundert Meter östlich am Holzboden und auf der Wiedershergalm (Heißel 1945).

Das Brauneisenerz am Fuße der Taghaube ist deutlich geschichtet und enthält Nester von Dolomit und Hornstein. Es wird von zahlreichen Harnischen durchsetzt und ist an ihnen verquarzt. Außerdem treten in ihm

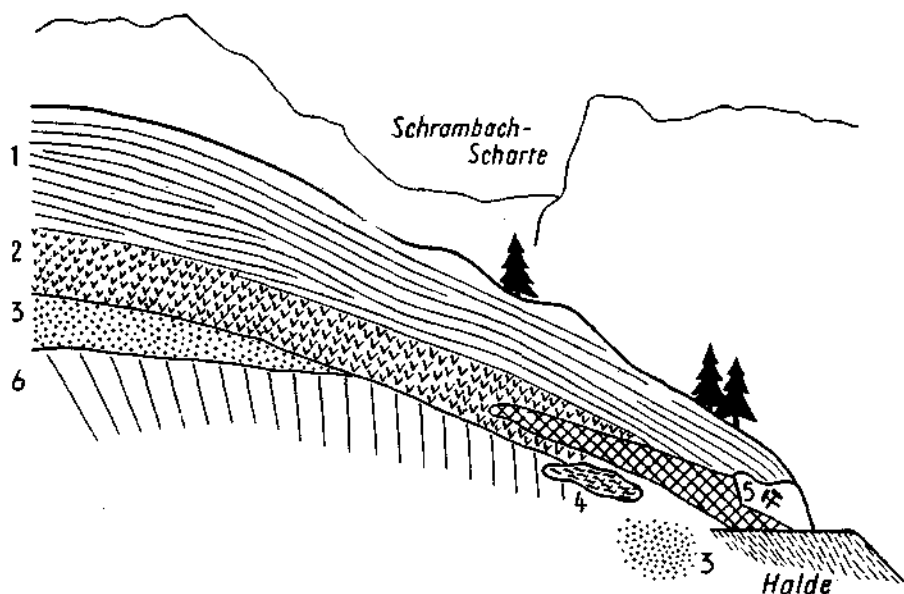


Abb. 3

Das Brauneisenerzlager am Fuße der Taghaube; Ansicht von W, 1 = Gutensteiner Dolomit, 2 = Breccie des Gutensteiner Dolomites (sedimentär), 3 = Buntsandstein, 4 = Grauwackenschiefer, 5 = Erzlager, 6 = Hangschutt.

Quarz-Kupferkies-Schwefelkiesgänge auf. Sie streichen entweder als echte Gänge N 40° O und stehen saiger oder liegen als Lagergänge im Eisenerz. Es handelt sich um jüngere sulfidische Vererzung, die mit dem Eisenerzlager in keinem genetischen Zusammenhang steht. Sie entspricht dem Aussehen nach ganz der jüngeren Erzgeneration von Mitterberg.

Die das Eisenerzlager überlagernden Gutensteiner Schichten führen an ihrer Basis eine ziemlich mächtige Lage von Breccien. In ihnen treten, wie sich im Anschliff gut feststellen läßt, mindestens drei Geröllkomponenten auf:

1. Ein grauer, feinsandiger (? feinoolithischer) Dolomit,
2. ein schwarzgrauer Dolomit in zwei verschiedenen Helligkeiten und
3. ein bräunlicher Dolomit.

Die Breccie ist sedimentär. Solche Breccien sind im Raume Hochkönig—Steinernes Meer an der Basis der Gutensteiner Schichten so reichlich vorhanden, daß sie als ein für diese Schichten sehr bezeichnendes Schichtglied gelten können. Diese Breccien sind ein weiterer Hinweis für den stärker terrigenen Einfluß, der im Buntsandsteingebiet während der ganzen skythischen Zeit herrschte und mit Ausläufern noch bis in die anisische Stufe hineinreichte.

Die Werfen—Bischofshofener Lagerstätten

Der Sedimentationsraum der Werfen—Bischofshofener Eisenerzlagerstätten weist eine Reihe von Merkmalen auf, die offenbar ursächlichen Zusammenhang haben. Alle größeren Brauneisenerzvorkommen liegen in einem NW—SO gerichteten Streifen angereiht (siehe Tafel XII, Lagerstättenübersicht). Die außerhalb dieses Streifens liegenden Eisenerzlagerstätten der skythisch-anisischen Grenze sind alle viel kleiner und unbedeutend. Zu dieser Eigenheit der Lage kommen aber noch eine Reihe von Merkmalen der Stratigraphie und des Baues. Die Lagerstätten werden von klastischen Zwischenmitteln („Mock“) begleitet. Diese sind aber nicht tektonische, sondern sedimentäre Bildungen. Sie bilden eine stratigraphische Zwischenlage zwischen Werfener und Gutensteiner Schichten. Außerhalb der Lagerstätte sind diese beiden Schichten durch vollkommen ungestörten normalen Übergang verbunden. Die Überschiebungsbahn („Hochalpenüberschiebung“) längs deren die Erzlösungen gekommen wären, ist nicht vorhanden. Gröber klastische Sedimente sind aber nicht nur auf den Lagerstättenbereich beschränkt, sie treten auch innerhalb der Werfener Schichten (Fritzbachtal, Luftschutzzstollen bei Bischofshofen) und der Gutensteiner Schichten (Breccien der Taghauhe) auf. Die Gutensteiner Sedimentbreccien sind richtiggehend Leitgestein des untersten Teiles dieser Schichten.

Aus all diesen Merkmalen geht hervor, daß in der Übergangszeit von der skythischen zur anisischen Triasstufe im Gebiete von Werfen—Bischofshofen durch längere Zeit andauernd Verhältnisse herrschten, die stark terrigen oder wenigstens litoral beeinflußt waren. Der Buntsandstein gilt ohnehin als überwiegend festländische Bildung. Die Werfener Schichten sind eine Seichtwasserablagerung. Der Übergang zu den Flachseesedimenten der folgenden Triasstufen vollzog sich in einem stärker bewegten uneinheitlichen Raume, in dem es reichlich zur Ablagerung klastischer Gesteine verschiedenster Korngröße, örtlich auch zur Ausscheidung salinarer Sedi-

mente kam. Die Sedimentationsbedingungen waren einem regen Wechsel unterworfen, wie er einer Transgression entspricht (Dolomitlinsen in Werfener Schichten). Während dieser Zeit scheint es sogar zeitweilig zu örtlichen Regressionen gekommen zu sein. Aus der starken Auslaugung der „grünen Werfener Schichten von Mitterberg“ ergibt sich die Möglichkeit, daß diese Auslaugung auf einen stärkeren festländischen Einfluß zu Ende der skythischen Stufe zurückzuführen ist (Heißel 1954). Diese Auslaugung hat nicht nur die salinaren Bestandteile dieses ehemaligen Haselgebirges fast vollkommen abgeführt, sondern auch im weitesten Ausmaß die tonigen.

Die Werfener Schichten im Lagerstättenbereich (z. B. Schaferöztz) sind auch etwas anders geartet als die in Ohertagaufschlüssen. Im Bereich der Lagerstätte fehlen die bunten violettrotten und grünen Färbungen, die Schichten sind grau und machen in obersten Lagen einen versetzten Eindruck. Stellenweise kann man sogar beobachten, daß sie gegen die Lagerstätte, bzw. deren Zwischenmittel von einem etwa $\frac{1}{2}$ —1 cm dünnen Bändchen von gelbem feinstem Letten getrennt werden.

Bei den Eisenlagerstätten von Werfen—Bischofshofen finden sich mithin alle jene Merkmale wieder, die H. Schneiderhöhn (1944, S. 168, 186, 187) für sedimentäre, bzw. Verwitterungserze angibt. Diese Lagerstätten sind nicht ein Glied der Sideritreihe H. A. Redlichs (1910). Sie gehören auch nicht zu dem von O. M. Friedrich (1942, 1948, 1953) für sie aufgestellten Lagerstättentyp „Vererzungen an Überschiebungsbahnen“. Die Eisenerz-lagerstätten von Werfen—Bischofshofen sind ihrer ersten Anlage nach sedimentäre Bildungen. Diese Feststellung hat im übrigen schon vor fast genau 100 Jahren M. V. Lipold (1854, S. 383) gemacht, ohne sie allerdings näher zu beweisen. Er schreibt: „Die Erzlagerstätten sind rücksichtlich des sie bildenden Materials mit dem Nebengestein gleichzeitiger Bildung“.

Mit dieser Erkenntnis steht auch die Feststellung geschichteter Erze im besten Einklang, ebenso die streifenförmige Anordnung der Haupterzlager. Die Erze dürften in einer alten skythischen Erosionsfurche abgelagert worden sein. Das Auftreten kleinerer Erzvorkommen außerhalb dieses Streifens bildet keinen Widerspruch.

Die ursprünglich sedimentäre Lagerstätte ist dann vollkommen in Siderit umgewandelt worden. Diese Umwandlung hat alle primären Merkmale bis auf die stellenweise noch vorhandene Schichtung zerstört. Die sedimentäre Entstehung läßt auch das Auftreten vollkommen frischer und nicht vererzter Dolomitlinsen mitten im Erzkörper oder seinen Zwischenmitteln leichter verständlich machen. Würde es sich um eine rein metasomatische Sideritlagerstätte handeln, warum sind dann diese Dolomitschollen von der Metasomatose verschont geblieben?

Schurfversuche

Der Eisenerzbergbau bei Werfen soll angeblich von Schürfen auf der rechten (östlichen) Salzachtalseite bei „Blahaus“ (Tenneck) seinen Ausgang genommen haben. Bergbauspuren konnten aber hier keine gefunden werden.

Auch Schurfb Bohrungen nächst den Höfen Aigen, nördlich des Imlautales, brachten kein Erz. Sie zeigten nur, daß die Liegendgrenze des Gutensteiner Dolomites hier sehr steil absteigt.

Der Rettenbachkamm ist gleich dem Windingberg ein östlicher Ausläufer des Hochkönig. Sein geologischer Bau ist durch intensivste Verschuppung der verschiedensten Triasgesteine gekennzeichnet. Sein östlichster Ausläufer ist das Feuersengköpfl (803 m) nordwestlich Werfen, das durch die Einsattelung am Scharten mit ihm zusammenhängt. Hier wurden früher mehrmals Versuchsschürfe auf Brauneisenerz unternommen. Anlaß dafür dürfte die dort auftretende Braunfärbung des Bodens gegeben haben. Diese stammt aber nicht, wie sich einwandfrei feststellen läßt, von einem Erzausfluß. Vor dem Mundloch des Schurfstollens breitet sich Würmgrundmoräne aus, die auch die hier vorhandenen Sumpfwiesen hedingt. Aus ihr stammen verschiedene Erratika, die hier verstreut herumliegen. Darunter finden sich zahlreiche paläozoische Eisendolomite, die reichlich Pyrit führen. Ihre Abkunft aus der Grauwackenzone wird durch glimmerig-phyllitische Lagen einwandfrei bewiesen. Mit diesen Dolomiten zusammen treten auch zahlreiche erratische Blöcke groben spätigen Magnesits auf. Solche Magnesitblöcke (oft mehrere Kubikmeter groß) finden sich auch sehr zahlreich an der O-Seite der Hochfläche des Flachen Berges. Sie sind hier zwischen P. 1175 und P. 1203 in einer fast genau N—S laufenden Linie angereiht. Diese Erratika wurden schon 1850 von H. Prinzing beobachtet und als solche erkannt. Ihre reihenförmige Anordnung entspricht dem Verlauf einer Stromlinie des Würmgleiters. Die Erratika am Feuersengköpfl liegen in der Fortsetzung dieser Linie. Mit diesen erratischen Dolomit- und Magnesitblöcken zusammen treten hier auch poröse löcherig zersetzte Brauneisenerzstücke auf. Es handelt sich dabei, wie noch nicht zersetzte Reste im Kern derselben erkennen lassen, um zersetzte Pyrit führende Eisendolomite. Auf den Eisengehalt dieser Erratika geht auch die Braunfärbung des Bodens zurück, die Anlaß zu den Schurfversuchen gegeben hat. Die „Lagerstätte“ ist hier auf diese Erratika beschränkt.

Zusammenfassung

1. Die Überlagerung des Gutensteiner Dolomites über den Werfener Schichten ist eine vollkommen gleichsinnige, stratigraphische.

2. Die in den Bergbauen auftretenden Zwischenmittel sind sedimentär. Die feinkörnigen Mocke haben einen so hohen Silikatgehalt, daß sie nie Zerreibungsprodukte des Gutensteiner Dolomites sein können.

3. Sedimentbreccien treten außer im Mock auch in den Werfener Schichten und im Gutensteiner Dolomit auf.

4. Dolomitlinsen in den Zwischenmitteln und im Erz liegen dort, wo sedimentäre Schichtung zu erkennen ist, gleichsinnig mit dieser.

5. Dolomitlinsen treten auch in den Werfener Schichten als sedimentäre Einlagerungen auf (Brennhof—Höllnbach, Luftschutzztollen bei Bischofsbaben).

6. Es gibt auch eindeutig geschichtetes Eisenerz.

7. Die Werfener Schichten-Oberfläche zeigt Verwitterungsspuren. Daraus ergibt sich:

- a) die „Hochalpenüberschiebung“ ist nicht vorhanden,
- b) innerhalb der Werfener Schichten, wie auch unterster Teile der Gutensteiner Schichten ist starker terrigener Einfluß zu erkennen,
- c) die Brauneisenerze von Werfen—Bischofsbaben sind sedimentärer Entstehung.

Schrifttumsnachweis

- Clar, E.: Über die sedimentären Fe- und Mn-Erze in der Breitenau und bei Mixnitz. Mitt. d. naturwiss. Vereins f. Steiermark, Bd. 66, Graz 1929, S. 150—154.
- Del-Negro, W.: Geologie von Salzburg. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, 1950.
- Friedrich, O. M.: Tektonik und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Berg- und hüttenmänn. Monatshefte, 90. Jg., 1942, Wien 1942, S. 131—136.
- Friedrich, O. M.: Überschiebungsbahnen als Vererzungsfächen. Berg- u. hüttenmänn. Monatshefte, 93. Jg., 1948, Wien 1948, S. 14—16.
- Friedrich, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Radex, Rundschau, Jg. 1953, H. 7/8, Mineralogentagung Leoben—Pörschach, S. 371—407.
- Fugger, E.: Die Bergbaue des Herzogtums Salzburg. 14. Jahresbericht der Oberrealschule in Salzburg, Salzburg 1881.
- Heißel, W.: Die geologischen Verhältnisse des Mitterberger Kupfererzganges (Salzburg). Jahrb. d. GBA, Bd. 90, 1945, Wien 1947, S. 117—127.
- Heißel, W.: IV. Grauwackenzone der Salzburger Kalkalpen, 2. Tektonik. Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hundertjahrfeier. Vh. d. GBA, 1950/51, Sonderheft A, Wien 1951, S. 72—73.
- Heißel, W.: Die grünen Werfener Schichten von Mitterberg (Salzburg). Tschermarka mineralog. u. petrogr. Mitt., Festband Bruno Sander, 3. Folge, Bd. 4, Wien 1954, S. 338—349.
- Häger, V.: Die Eisenhütte in Flachau und ihr Schurfbereich, 2. Teil. Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landeskunde, 57. Vereinsjahr, 1917, Salzburg 1917, S. 25—60.
- Lipold, M. V.: Die Grauwackenformation und die Eisensteinvorkommen im Kronlande Salzburg. Jahrbuch d. k. k. Geol. RA., 1854, 5. Jg., Wien 1854, S. 369—386.
- Prinzinger, H.: Über die Schiefergebirge im südlichen Theile des Kronlandes Salzburg. Jahrb. d. k. k. Geol. RA., 1. Jg., Wien 1850, S. 602—606.
- Redlich, R. A.: Zwei Limonitlagerstätten als Glieder der Sideritreihe in den Ostalpen. Zeitschr. f. prakt. Geol., Bd. 13, 1910, Berlin 1910, S. 558—560.
- Schneiderhöhn, H.: Erzlagerstätten. Gustav Fischer, Jena 1944.
- Trauth, F.: Vorläufige Mitteilung über den geologischen Bau der S-Seite der Salzburger Kalkalpen. Anzeiger d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-nat. Kl., 53. Jg., 1916, Wien 1916, S. 40—43.
- Trauth, F.: Die geologischen Verhältnisse an der S-Seite der Salzburger Kalkalpen. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 9, 1916, Wien 1917, S. 77—86.
- Tunner: D 17, Eisensteinbaue um Bischofshofen. Jahrb. für den österr. Berg- u. Hüttenmann, 3. bis 6. Jg., 1843—46, Wien 1847, S. 41—45.
- Zepharovich, V. v.: Neuere Mineralfundorte in Salzburg. Jahrb. d. k. k. Geol. RA., 19. Jg., Wien 1869, S. 231—234.



Bild 1



Bild 2



Bild 3

Tafel XI, Bild 1: Oben Erz (dunkel), darunter feinschichtiger grauer Mock. Die Feinschichtung ist zum Teil durch Braunfärbung (nach den Schichten eingedrungene Eisenlösungen) stark hervorgehoben (Bergbau Schaferötz, Rudolf-Sohle Mittellauf).

Bild 2: Zwischen Erz (von der Stollensohle bis zum Ende des Werkzeugstieles reichend) und Dolomit (in der Stollenfirste) liegt grauer geschichteter Mock mit Linsen und Lagen von Dolomimbrecie (Bergbau Schaferötz, Rudolf-Sohle, bei Schacht 5).

Bild 3: Ungestörter Übergang der Werfener Schichten in Gutensteiner Dolomit. Vollkommen ungestörte Abfolge zweier Gesteine. Die grünlichgrauen Werfener Schichten sind deutlich geschichtet. Sie bilden den Ulm. Vom Firstenansatz an werden sie von massigem Gutensteiner Dolomit überlagert (Bergbau Schaferötz, Rudolf-Stollen Feldort).

Die Geologie des Erzfeldes westlich Pusterwald ob Judenburg.

Von Andreas Thurner, Graz ¹⁾

(Mit Tafel XIII und XIV)

Inhalt

	Seite
Vorwort	203
Geologischer Überblick	204
Gesteine	204
Geologie des Gebietes	207
Plettentalkar	212
Kühlenbreinkar	219
Hühnerkogelkar	222
Mitterspielkar	228
Das Gebiet um die Wildalpe	232
Überblick über die Tektonik	239
Die Erzführung	242
Zusammenfassung der Ergebnisse	250
Literatur	251

Vorwort

Im Jahre 1938 und 1939 wurde ich von der Geologischen Bundesanstalt in Verbindung mit der Erzuntersuchung mit der geologischen Aufnahme des Gebietes westlich Pusterwald, insbesondere des Plettentales, betraut. Ich hatte Gelegenheit, durch 14 Tage das Gebiet zu untersuchen.

Da ich die Beobachtungen nicht unverwertet liegen lassen wollte, führte ich im Jahre 1952 und 1953, teils mit Unterstützung der Geologischen Bundesanstalt, teils auf eigene Kosten weitere Begehungen durch, so daß nun ein guter Einblick in das Goldhoffnungsgebiet vorliegt.

In mühsamer Arbeit wurden die Bausteine zusammengetragen und die petrographischen, tektonischen Beobachtungen festgehalten und mit der Erzführung in Verbindung gebracht, wodurch die Zusammenhänge zwischen Erzführung und Tektonik klar ersichtlich wurden. Es wurde die Erkenntnis gewonnen, daß im Gebiet westlich Pusterwald, insbesondere im Plettentalkar, Erzzonen vorhanden sind, die, wenn sie genügend Gold führen, abbauwürdig sind. Es ist daher heute das Erzfeld „Pusterwald“ kein geologisches Problem, sondern nur mehr ein chemisches. Und es wäre für mich der schönste Lohn, wenn die Analysen, die systematisch neu in Angriff zu nehmen sind, günstige Ergebnisse liefern würden, so daß ein Bergbau nicht nur für das entlegene Pusterwald, sondern auch für unser Vaterland eine wirtschaftliche Bedeutung erlangen würde.

¹⁾ Adresse: Graz, Sporgasse 32.

Das Gebiet ist neben der Erzführung durch viele geologische Besonderheiten ausgezeichnet, die leider auf der Karte 1:25.000 nur angedeutet werden konnten, weil der Maßstab für die Darstellung dieser Einzelheiten nicht ausreicht. Einige besonders eindrucksvolle Bilder habe ich in Kärtchen mit größerem Maßstab der Arbeit beigegeben.

An dieser Stelle ist es mir ein Herzensbedürfnis, all denen Dank zu sagen, die meine Arbeit irgendwie förderten und unterstützten.

Ich danke besonders Herrn Dir. Dr. Küpper und Herrn Chefgeologen Dipl.-Ing. K. Lechner von der Geologischen Bundesanstalt. Sie haben für den Fortschritt der Arbeit nicht nur größtes Interesse bekundet, sondern auch in jeder Weise die Arbeit gefördert. Herzlichen Dank sage ich Herrn Prof. Dr. Metz für die Benützung der Institutseinrichtungen und für wertvolle Aussprachen.

Geologischer Überblick

Dieses Gebiet wurde bisher geologisch recht stiefmütterlich behandelt. In der Literatur wird diese Gegend nur gelegentlich im Anschluß an größere Arbeiten erwähnt, so bei Rolle 1854, Stur 1871, Geyer 1890, Schmutt 1898, Schwinner 1923 und Czermak 1931; doch Einzeldarstellungen fehlen. Es handelt sich daher buchstäblich um ein Neuland.

Der größte Teil des Aufnahmegebietes besteht aus Glimmerschiefern, die verschiedene Abänderungen aufweisen und Einlagerungen von Amphiboliten, Pegmatiten, Marmoren, Gneisen, Kohlenstoffquarzitschiefern und Glimmerquarziten enthalten.

Im Gebiet des Hirnkogels liegt über dem Kristallin eine mächtige flach verhogene Kalkplatte, die mit den Brettsteinmarmoren zu verbinden und nicht in die Serie des Altkristallins einzubeziehen, also als ein höheres Stockwerk — vielleicht Schubmasse — aufzufassen ist. Mit diesen Hirnkogelkalken sind zahlreiche kleine Kalkschollen vom südlichen Teil des Aufnahmegebietes (Schießack-NO-Abfall) bis zum Wildalpenkamm (Halserkogel 8, Sonneck-Kamm, Hühnerkogelkar—Pölsjoch—Wildalpenkamm) zu verbinden; sie stellen verschuppte Reste dieser Kalkplatte dar.

Die Glimmerschiefer mit den Einlagerungen zeigen eine auffallend flache wellenförmige Lagerung, aus der einige breite Sättel, wie das Plettental-, Kühlenbrein-, Hühnerkogel-, Mitterspiel- und Hirnkogelgewölbe besonders hervorzuheben sind. Dazu gesellt sich eine sekundäre flache Wellung, die sich bis ins mikroskopische Bild fortsetzt und besonders in den Glimmern durch ein welliges s abgebildet ist. Vorauszuschicken ist dann noch, daß das Aufnahmegebiet von mehreren ONO—WSW streichenden Brüchen zerschnitten ist (Plettental—Mitterspielhruoh), die von Myloniten begleitet werden. Außerdem gibt es noch zahlreiche ungefähr N—S-verlaufende Brüche, die ein Absinken gegen Osten verursachten.

Mit der Bruchtektonik steht die Erzführung in engster Verbindung.

Gesteine

Es handelt sich im Altkristallin durchwegs um Gesteine der 2. Tiefenstufe. Diaphthoritische Erscheinungen sind derart geringfügig, daß sie kaum ins Gewicht fallen. Diese Tatsache ist deshalb besonders hervorzu-

heben, da weiter südlich im Gebiet um Oberzeiring die Diaphthoresse eine bedeutende Rolle spielt (Neubauer, 1952). Es wurden gegen 120 Dünnschliffe angefertigt. Eine Veröffentlichung der petrographischen Besonderheiten folgt in einer eigenen Arbeit.

Die Glimmerschiefer (= Wölzerglimmerschiefer) stellen das Hauptgestein dieses Gebietes dar. Es handelt sich meist um quarzitisches Granatglimmerschiefer mit schmalen quarzitischen Lagen, die von den Glimmermineralien (Biotit, Muskowit) in s begleitet sind. Granaten bevorzugen die Glimmernähe. Etwas Feldspat ist fast in allen Typen enthalten.

Das Mengenverhältnis der einzelnen Typen ist Schwankungen unterworfen, so daß folgende Einteilung getroffen werden konnte:

Quarzitisches Granatglimmerschiefer,
glimmerreiche Granatglimmerschiefer,
Muskowitgranatglimmerschiefer,
Biotitschiefer mit und ohne Granaten,
feldspatführende Glimmerschiefer, die zu Schiefergneisen überleiten,
Glimmerquarzite bis Glimmergneisquarzite, die zu den quarzitischen Glimmerschiefern und zu den Schiefergneisen überleiten.

Die Quarzite. Die grauen Glimmerquarzite besitzen 2—3 mm dicke Quarzlagen mit dünnen Glimmerstreifen (Biotit, Muskowit); sie geben aus den quarzitischen Glimmerschiefern hervor.

Vorkommen: besonders häufig am Südabfall des Hofkogelkammes.

Die Gneisquarzite konnten nicht ausgeschieden werden, denn der Feldspatgehalt ist nur mikroskopisch zu erkennen. Sie gehen mit den vorhergenannten Typen zusammen.

Ein auffallendes Schichtglied stellen lichte bis weiße Quarzite dar, die auf den Schichtflächen einige Muskowitblättchen führen.

Vorkommen: Halserkogel-Ostabfall, Sattel nördlich Großhansl, am Rücken nördlich Wildalpe.

Die Schiefergneise. Die typischen Stücke sind mit freiem Auge als solche erkennbar. Mineralbestand: Biotit, Muskowit, Feldspat und Quarz, gelegentlich Granat, etwas Erz und Chlorit. Glimmerreiche Typen leiten zu den Glimmerschiefern über und sind dann schwer von diesen zu trennen.

Vorkommen: Plettenkar zwischen 1700 und 1890 m Höhe.

Die Amphibolite treten sowohl in geringmächtigen Lagen als auch als auffallende dicke Gesteinskörper auf. Es konnten folgende Typen unterschieden werden:

Feldspatamphibolite,
feldspatarme Amphibolite,
gesprenkelte bis gefleckte Amphibolite,
Bänderamphibolite,
Granat-Feldspatamphibolite,
Biotitamphibolite,
biotitisierte Amphibolite,
Hornblendeschiefer.

Größere Vorkommen: Hühnerkogel; Köhlenbrein; Großhansl; Plettenkar.

Besonders hervorzuheben sind die biotitisierten und die Biotitamphibolite mit Feldspat, Biotit und etwas Hornblende. Auffallend sind die

großen holzbraunen Biotite und die großen Plagioklase (mit 8—12% An), die oft Zoisite enthalten (Angel, 1952, Paulitsch, 1953).

Die größeren Massen von diesen Amphiboliten besitzen Lagen von Biotitschiefern, in denen große Biotite dicht in s lagern und nur kleine Quarzlinzen führen.

Vorkommen: Blasenbauerkogel; Großhansl.

Die Aplite treten in feinkörnigen weißen bis gelblichen Typen auf.

Vorkommen: Schießbeck-NO-Abfall; nördlich Plettentaljoch.

Eine besondere Abart stellen die Bänderaplite dar, die stets in Verbindung mit Amphiboliten auftreten. Sie sehen äußerlich Bänderquarziten täuschend ähnlich, doch die weißen bis lichtgrauen 3—4 mm dicken Lagen bestehen aus Quarz und Feldspat, die von dünnen Biotit-Muskowitstreifen in s begleitet werden.

Vorkommen: Schwarze Wand (= Südabfall des Stubenberges); Erzkogel im Plettentalkar.

Die Pegmatite treten entweder vereinzelt in geringmächtigen Linsen auf (z. B. Schießbeck-NO-Abfall; Sandlerkogel Nordabfall u. a.) oder in verzettelten Linsenzügen, die von mächtigen Einlagerungen ausgehen (z. B. Sonneck Ostabfall gegen W; Hofkogel Ostabfall gegen W).

Meist handelt es sich um grobkörnige Quarz-Feldspatgesteine; selten sind Turmalin und Muskowit enthalten.

Die Kohlenstoffquarzitschiefer sehen den silurischen Kiesel-schiefern zum Verwechseln ähnlich. Die großen Quarzkörner sind mit Kohlenstaub dicht belegt, vereinzelt sind Biotitblättchen enthalten. Es sind Übergänge in dunkelgraue und in Kohlenstoffglimmerquarzit-schiefer vorhanden.

Vorkommen: Erzkogel im Plettenkar (Süd- und NW-Abfall); Mitterspielkar; Scharte nördlich Hühnerkogel.

Mylonite. Das Aufnahmegebiet wird von einigen ONO-verlaufenden Störungslinien durchschnitten, die teilweise von Myloniten begleitet werden.

Die Mylonitzone vom Südabfall des Erzkogels bis in den Erzbach besteht hauptsächlich aus Amphibolitmyloniten, vereinzelt treten Kohlenstoff-quarzit- und Glimmerschiefermylonite auf.

Die Mylonitstreifen längs des Hüttenbaches zeigen Gneismylonite, Amphibolitmylonite und Phyllonite.

Die Mylonitzone im Mitterspielkar ist nicht besonders aufgeschlossen; es konnten Amphibolit- und Glimmerschiefermylonite geschlagen werden.

Die Amphibolitmylonite zeigen im Handstück eine dunkle, feinkörnige Grundmasse, in der weiße, eckige Trümmer schwimmen, so daß breccien-artiges Gefüge vorliegt. Die Amphibolitabstammung ist meist deutlich erkenntlich.

U. d. M. sieht man Haufen von feinkörnigen Feldspäten, die von chloritischen Fetzen begleitet oder umschlossen sind. In diesem Feldspat-Chloritgefüge schwimmen eckige Trümmer, die aus einem Körneraggregat von Feldspat oder Quarz bestehen.

Die Gneismylonite vom Hüttenbach-Eingang (1800 m — Südseite) zeigen ein äußerst feinkörniges Gemenge von Quarz und Feldspat und verschmierte kohlige Substanz. Die Ableitung von den Gneisen geht aus den benachbarten Gesteinen hervor.

Die Phyllonite von den Haraldschürfen (nördlich von der Hüttenbachschlucht — 1860 *m*) sehen im Handstück wie dichte, äußerst feinkörnige Quarzphyllite aus, die eckige Quarztrümmer enthalten.

U. d. M. sieht man feinkörnige getrübbte Feldspate mit etwas Quarz und mit chloritischen Fetzen. In einem Teil dieses Schliffes setzen verbogene Streifen von Kohlenstaub mit Muskowit durch, die ein längliches Quarzkorn umschließen, welches sich wieder als ein Haufwerk von kleinen Körnern erweist. Ich halte diese Phyllonite für mylonitisierte, feldspatführende Glimmerschiefer, die in diesem Gebiet Lagen von Schiefergneis bilden.

Die Kohlenstoffquarzitmylonite vom Erzkogel konnten im Schliff nicht untersucht werden, da sie beim Schleifen in Brüche gingen. Maßgebend war das äußere verknetete, verdrückte Aussehen.

Die Kalke. Auf Grund der Aufnahme wurden Marmore und Hirnkogelkalke unterschieden.

Die Marmore, die in den tieferen Stockwerken der Glimmerschiefer stecken (z. B. unterste Südabfälle vom Hirnkogel, Mitterspielgraben S, Marmore im Amphibolit bei der neuen Plettentalhütte, am Hofkogel-Ostabfall) sind deutlich grobkörnig, weiß oder lichtbläulich, oft als Glimmermarmore (Bauer Fuchs im Plettental) entwickelt.

Die typischen Hirnkogel-Kalke sind 2—3 *cm* dicke Plattenkalke, grauweiß, oft leicht gebändert; doch gibt es zahlreiche Abarten, so weiße, schwach marmorisierte Typen, dann marmorisierte Bänderkalke, und dichte, lichtblaugraue Kalke; geringmächtige Kalke sind häufig schmutziggrau, schwach glimmerig (Pölsmulde unterster Kalk, südlich Pölsjoch in Verbindung mit Pegmatiten, Scharnitzfeld). Vereinzelt kommen gelbliche, dichte Kalke vor (Hühnerkogel N im Amphibolit, Schießbeck NO-Abfall, 1850 *m*). Am Westabfall des Gruber Hirnkogels sind in lichtgrauen Plattenkalken dolomitische Partien enthalten. Sie sehen den Pleschaitzkalken (Murau, Thurner, 1937) zum Verwechseln ähnlich.

Geologischer Teil

Das Gebiet des Plettentales

Der Schießbeck-NO-Abfall (Tafel XIII, Fig. 4) besteht zum größten Teil aus quarzitischem Glimmerschiefer, die mit 25°—30° gegen SW fallen. Unter 1700 *m* Höhe fallen einige Lagen von grauem Glimmerquarzit und von Amphibolit besonders auf, die auch über den Nordabfall durchstreichen.

Über 1800 *m* Höhe gibt es zahlreiche Einschaltungen von Pegmatit und an mehreren Stellen solche von Kalklagen.

Einige Besonderheiten über 1800 *m* Höhe hebe ich hervor. In dieser Höhe verflacht sich der Kamm und ein vom Bärenhachgraben heraufziehender Rücken vereinigt sich mit dem Hauptkamm. An dem südlichen Kamm steht von 1840 bis 1860 *m* grauer plattiger Kalk mit NW—WNW-Fallen (25°) an; er enthält zwei 3—4 *m* mächtige Pegmatitlinsen und ist stellenweise deutlich gefaltet. Die Faltenachsen streichen N—S bis NO—SW.

Dieser Kalk vom Seitenrücken bildet am Südabfall 5—10 *m* hohe Steilabfälle und ist zirka 50 *m* gegen W zu verfolgen. Gegen N reicht er nur 10 *m* weit und wird in der flachen Mulde, die sich zwischen Seitenkamm und Hauptkamm ausbreitet, durch einen NO—SW-streichenden Bruch scharf abgeschnitten. Der Hauptkamm besteht in dieser Höhe aus quarzitischem Glimmerschiefer.

Über dem Kalk folgt Amphibolit, dann bis 1895 *m* Biotitschiefer mit zwei Pegmatitlinsen und einer 5 *m* mächtigen Aplitage. Von 1895 bis 1915 *m* bauen Aplite zwei flache Kuppen auf. Diese gesamte Serie fällt mit 25–30° gegen SW und wird vom Bruch nicht mehr betroffen. Die mächtigen Aplite sind am Nordabfall 200–300 *m* zu verfolgen, am Südabfall jedoch keilen sie schon nach 150 *m* aus.

Über dem Aplit folgt von einem flachen Sattel (= 1900 *m*) aufwärts bis 1915 *m* biotitisierter Amphibolit, der von grauweißen marmorisierten Kalken bis 1960 *m* Höhe überlagert wird. Dieser Kalk reicht gegen N lappenförmig bis 1850 *m* hinab. Am Südabfall bildet er 15–20 *m* hohe Abfälle und streicht zirka 300 *m* gegen W. Diese Kalkplatte enthält an 5 Stellen schmale Schuppen vom Untergrund; so erscheint in 1920 *m* auf einer schmalen Vernehnung ein 5 *m* breiter und 15 *m* langer Fleck von Glimmerschiefern. 5 *m* darüber stellt sich ein 2 *m* breiter und 6 *m* langer Streifen von Glimmerschiefer ein. Der Kalk zeigt ein Fallen 280/15¹⁾. In 1940 *m* Höhe fällt ein 1 *m* breiter Amphibolit auf und 5 *m* höher ist ein Glimmerschieferfleck 1 *m* breit. Der oberste Aufschluß von Glimmerschiefern im Kalk liegt in 1954 *m* Höhe; er ist 5 *m* breit und 15 *m* lang. Der obere Kalkrand zeigt lappenförmige Gestalt. Der südliche Lappen reicht bis 1970 *m*, der nördliche bis 1960 *m*, am Kamm selbst endet der Kalk in 1950 *m* Höhe (Tafel XIII, Fig. 2).

Diese Kalkplatte zeigt raschen Wechsel in den Fall- und Streichungsrichtungen; es konnten Fallrichtungen gegen SW und WSW (20–30°), am Nordabfall solche gegen NO (30–40°), dann 80/40, 260/15, 280/50 und 310/20 gemessen werden. Obwohl meßbare Aufschlüsse selten sind, erhält man durch Kombination aller Richtungen den Eindruck, daß es sich um eine eingefaltete Platte handelt, die, verbogen, konkordant den Glimmerschiefern aufliegt. Der südliche Teil jedoch spießt in die Glimmerschiefer ein, der nördliche Teil hebt sich muldenförmig verbogen heraus. Die Kalke sind auffallend stark zerklüftet.

Von 1950 *m* kammaufwärts stehen wieder Wölzerglimmerschiefer an, die vereinzelt merkwürdig herausgewitterte „Öfen“ bilden. Es herrscht fast gleichbleibendes SW–WSW-Fallen (15/20°). An einigen Stellen schalten sich Pegmatite ein, so in 1985, 2025, 2045 und 2056 *m* Höhe, von denen der bei 2056 *m* am auffallendsten ist. Dieser Pegmatit, der am Kamm 40 *m* lang ist und gegen S bis 2045 *m* hinabreicht, enthält mehrere kleine Kalklinsen. Am Südabfall wird der Pegmatit feinkörnig, so daß diese Partien als Aplit anzusprechen sind (Tafel XIII, Fig. 4 c). Die Kalkplatte knapp südlich der Kuppe zeigt das Fallen 340/20.

Unmittelbar westlich von dieser Kuppe am ebenen Kamm steckt im Glimmerschiefer eine 4 *m* mächtige und 20 *m* lange Kalkplatte mit WNW bis NW-Fallen (40°); in den Glimmerschiefern stellt sich jedoch WSW-Fallen (20°) ein. Diskordanzen sind nicht zu beobachten.

Der Steilaufstieg auf das Schiebeck zeigt in den Wölzerglimmerschiefern eine Reihe von Pegmatitlinsen, so in 2175, 2185, 2140, 2200, 2235 *m* und 20 Schritte östlich vom Gipfel.

Vereinzelt treten in diesem Profil auch schmale Amphibolitlagen auf. In 2237 *m* steht ein 1½ *m* mächtiger schmutzgrauer Kalk an. 3 *m* unter dem Gipfel treten in den Wölzerglimmerschiefern biotitreiche Lagen auf.

¹⁾ Zahlenmäßige Angaben von gemessenen Daten erfolgen nach den in den Verh. G. B. A. kürzlich veröffentlichten „Empfehlungen an die Verfasser“, wobei die jeweils erste Zahl die Fallrichtung, die zweite den Fallwinkel bedeutet.

Während bis zirka 2080 *m* gleichmäßiges SW-Fallen überwiegt, herrscht am Steilaufstieg rascher Wechsel (z. B. 2105 *m* : 350/20; 2195 *m* : 300/25; 2230 *m* : 30/70; 2257 *m* : 220/80; 2273 *m* : 270/80; 2276 *m* : 255/15). Verbiegungen im Streichen sind deutlich zu erkennen.

Kombiniert man all diese Fallrichtungen und verbindet damit noch die vom steilen Nordabfall, so ergeben sich daraus deutliche Falten, u. zw. im unteren Teil (von 2100 bis 2230 *m*) eine Mulde und darüber ein Sattel.

Die Nordabfälle dieses NO-Kammes zeigen die Fortsetzung der Glimmerquarzite und der Amphibolite, die besonders in 1400—1500 *m* Höhe auffallende Felspartien bilden. Südlich der Fuchsaln konnten in 1500—1600 *m* Höhe schmale Marmorlinsen beobachtet werden.

An den Nordabfällen herrscht fast durchwegs SO—SSO-Fallen (15—20°), nur gegen W (westlich P. 2056) stellt sich NW—NNW-Fallen (30°) ein.

An den Südafällen zeigt der von P. 1890 gegen NO ziehende Rücken einige Besonderheiten. Von 1530 *m*—1660 *m* Höhe steht ein dunkelgrüner, feinkörniger Granatamphibolit mit WNW-Fallen (15°) an, der in 1650 *m* Höhe eine 5 *m* mächtige Marmorlage einschließt. Von 1700 bis 1720 *m* Höhe folgt ein lichter Quarzit, der mit 10—20° nach W fällt. Mit 1825 *m* beginnt über Glimmerschiefern eine Serie, die aus 4 *m* Kalk, 5 *m* Amphibolit, 2 *m* Kalk, 1 *m* Amphibolit, 1 *m* Glimmerschiefer, 5 *m* bläulicher Kalk, 50 *m* Glimmerschiefer und 30 *m* Kalk mit zwei 1 *m* mächtigen Pegmatitlinsen besteht. Diese Gesteinsserie fällt mit 20—25° gegen WSW und wird in der nördlichen Mulde durch einen Bruch abgeschnitten (Tafel XIII, Fig. 4 b).

Fassen wir nun die gesamte Tektonik dieses Rückens zusammen, so erkennt man eine ungleichförmige Mulde, deren nördlicher Rand gegen SO bis SSO fällt und deren südlicher Teil SW—NW-Fallen aufweist. Gegen das Schieferock zu fallen rasche Abänderungen der Fall- und Streichungsrichtungen auf und es beginnt sich eine Querfaltung mit NW-verlaufender Achse zu entwickeln (Tafel XIII, Fig. 2).

Der Rücken vom Stubenberg-Hofkogel (Tafel XIII, Fig. 8) bis Pusterwald zeigt die quarzitischen Glimmerschiefer in mächtiger Entwicklung. Nur die tiefer liegenden Schichten sind durch Einlagerungen von Pegmatiten, Kalken und am Südafall noch durch das Auftreten von Glimmerquarziten und Amphiboliten ausgezeichnet.

Der Hang von Pusterwald gegen W zeigt bis 1500 *m* zahlreiche Pegmatite, die oft mit Kalkschollen verbunden sind.

Am Fuß des Hanges steht 4 *m* mächtiger Pegmatit mit NNO-Fallen (50°) an. Es folgt dann bis 1330 *m* quarzitischer Glimmerschiefer, der bis 1160 *m* Höhe gegen WSW (50—70°) fällt und dann in NNO-Fallen (30—40°) übergeht. Er enthält zahlreiche Einschaltungen von Pegmatiten, so bei 1160, 1175, 1190, 1240, 1250, 1280, 1290 und 1300 *m*. Es handelt sich stets nur um Lagen oder Linsen von 2 bis 3 *m* Mächtigkeit, die in Blöcken auftreten. Einige Pegmatite sind mit Kalken vergesellschaftet (z. B. 1175, 1190, 1250, 1290, 1300 *m*). In 1190 *m* Höhe hat die Kalkplatte eine Mächtigkeit von 10 *m*, die mit Pegmatit abschließt. Sie wird zu Beginn des Südafalles durch einen Bruch abgeschnitten und reicht nur 30 *m* gegen N.

Von 1330 bis 1415 *m* Höhe besteht der Kamm aus grauen bis weißen Kalken (oft marmorisiert), die immer wieder Lagen von Pegmatit enthalten.

Es herrscht ONO-Fallen mit durchschnittlich 25—40°. Die Kalke haben im Streichen höchstens eine Länge von 100 bis 150 m. Am Südfall reichen sie nur einige m hinab.

Die Pegmatite sind 20 cm bis 4 m mächtig und zeigen zum Kalk scharfe, oft zackige Grenzen. Sie setzen sich in abgesetzten Linsen am Südfall des Stubenberges fort und sind auch gegen NO zu beobachten.

In 1415 m findet diese Kalk-Pegmatitscholle mit NO-Fallen (30°) ihr Ende und es folgt bis 1430 m Glimmerschiefer. Darüber stellt sich wieder eine Kalk-Pegmatitscholle ein, die mit NO-Fallen (40°) bis 1460 m Höhe reicht.

Weiter aufwärts stehen quarzitisches Glimmerschiefer an, die nur mehr vereinzelt bei 1470, 1490, 1492, 1550 m kurze Pegmatitlagen und Linsen enthalten; zwei Pegmatite (1470, 1492 m) sind mit schmalen ($\frac{1}{2}$ —1 m) Kalklagen verbunden und in 1500 m Höhe fällt eine $\frac{1}{2}$ m mächtige Kalklage mit NO-Fallen (35°) auf.

Von 1550 m an verläuft der Kamm in den quarzitischen Glimmerschiefern, das ONO-Fallen geht aufwärts in NO—NNO-Fallen (20—30°) über. Am Stubenberg selbst herrscht NO-Fallen (60°); doch weiter gegen W bis zum Sattel wechseln ständig die Richtungen; es wurde von O nach W gemessen: 255/70; 50/60; 70/60; 70/40; 70/60; 210/10; 10/10.

Verbindet man alle diese Richtungen am Stubenberg mit denen des Nordabfalles, so entsteht eine gegen Westen gerichtete Falte, die an den Nordabfällen deutlich zum Ausdruck kommt.

Die Südfälle enthalten in den unteren Abfällen Lagen von grauem Glimmerquarzit und von einigen schmalen Amphiboliten. Darüber bis 1650 m Höhe stecken in den Glimmerschiefern zahlreiche Pegmatitlinsen, die meist nur einige m mächtig sind und deren Zahl von O nach W abnimmt. Über der Fuchsalm konnte ein 30 m mächtiger Pegmatitkörper beobachtet werden. Es herrscht N—NNO-Fallen mit durchschnittlich 20—30°. Vereinzelt kommen auch schmale Marmörlagen (z. B. Schlag bei der Fuchsalm, nördlich Grabenhauer im Plettental) vor.

Die Verfolgung der Quarzitzüge im Streichen hat ergeben, daß die Südfälle von NNW-streichenden Brüchen zerschnitten wurden, die ein Absinken des östlichen Flügels bewirkten.

Westlich der Fuchsalm (1953 abgebrannt) ist der Hang besonders schlecht aufgeschlossen. In dem kleinen Grahen kommt von 1630 bis 1670 m blaugrauer Marmor mit NW—NNW-Fallen (20—30°) zum Vorschein.

Unmittelbar westlich der Stubenbergalm (1710 m) und zirka 300 m östlich davon stehen auffallend hervorragende Felsen aus Pegmatit an.

Westlich der Stubenbergalm streicht wieder ein deutlicher Bruch durch, so daß das Profil der „Schwarzen Wand“ keinen Zusammenhang mit dem östlichen besitzt.

Die steilen Südfälle bestehen aus Bänderaplit. Sie fallen im westlichen Teil mit 30° gegen NNW. Gegen W teilt sich der Bänderaplit; der hangende Zug keilt östlich vom Stubenbergbach aus, der liegende Streifen verschwindet im Schotterfeld. Zwischen den beiden Bänderaplitzügen schalten sich Amphibolite und Glimmerschiefer ein.

Am Stubenbergbach ist der Amphibolit von 1870 bis 1890 m Höhe mit NNW-Fallen (20—25°) aufgeschlossen.

Die Ostabfälle des Hofkogels sind mit großen Waldflächen bedeckt und weisen recht schlechte Aufschlüsse auf. Das Hauptgestein bilden wieder die Wölzerglimmerschiefer, die nur vereinzelt Pegmatit- und Marmor-einlagerungen enthalten. Amphibolite konnten nur selten in Form einiger Lesestücke festgestellt werden.

Pegmatite begegnet man in einzelnen Linsen am Hang, der sich unmittelbar an den SO-Abfall anschließt; in der Fallinie zum Bauer Steinmetz fallen große Turmalinpegmatite von 1430 bis 1450 *m* auf; weiter nördlich (Abfall zum Gehöft Sprung) konnten Pegmatite in 1240, 1500 und 1530 *m* Höhe beobachtet werden.

Schmale, 5–10 *m* mächtige Marinorlinsen stehen westlich Gehöft „Steinmetz“ in 1350 *m* Höhe, westlich P. 1097 in 1380 *m* Höhe und westlich Bauer „Sprung“ von 1315 bis 1330 *m* an. Wegen der schlechten Aufschlüsse kann die Abgrenzung nicht genauer angegeben werden. Über die Lagerung geben nur wenig Aufschlüsse Auskunft. Im südlichen Teil des Ostabfalles überwiegen NNW-fallende (30–35°) Lagen. Im mittleren Abschnitt wurde wieder 30/25, 315/20, 330/10 und 0/25 gemessen. Im nördlichen Teil konnte WSW-Fallen (20–30°) beobachtet werden.

Die Nordabfälle des Hofkogelkammes sind ebenso einförmig aufgebaut. In halber Hanghöhe streichen vom Stubenberg-Nordabfall Marmorlinsen gegen NO, die anscheinend, weil sie das gleiche Glimmerschiefer-Stockwerk enthalten, eine zusammenhängende Platte bildeten, die linsig abgequetscht wurde.

Beim Eingang in den Scharnitzgraben stehen auf der Südseite quarzitisches Glimmerschiefer mit auffallenden muskowitischen Flächen an, die südlich der Baracke bei Gehöft „Kogler“ zwei Pegmatitlinsen enthalten, von denen die westliche 15 *m* lang und 3 *m* dick ist. Es herrscht SO-Fallen (20–30°). Die untersten Nordabfälle zum Schaffergraben-Eingang bestehen aus Amphiboliten, die gegen S 15 *m* emporreichen und mit 35° nach SSO fallen. Im Schaffergraben selbst beginnen sie in 1310 *m* Höhe mit SO–SO-Fallen (25°), gegen aufwärts stellt sich NNO-Fallen (30–40°) ein und in 1365 *m* Höhe tauchen sie mit NO-Fallen (20°) unter Wölzerglimmerschiefer unter. Sie bilden also eine flache Aufwölbung.

Überblickt man die übrigen Fallrichtungen am Hofkogel-Nordabfall, so überwiegt im östlichen Teil SO-Fallen (20–30°), gegen W stellt sich S–SW-Fallen ein. Faßt man nun am Hofkogelrücken alle Fallrichtungen zusammen, so bilden die Glimmerschiefer eine flache Mulde, deren Nordflügel gegen SO bis SW fällt und deren Südflügel nach NO bis NNO geneigt ist. Außerdem gibt es kleinere Unregelmäßigkeiten, Abweichungen von den normalen Fallrichtungen, die sich als lokale Wellungen zu erkennen geben.

Die Muldenachse verläuft auf Grund der beobachteten Fallrichtungen NO–SW.

Gegen W — Stubenberg zu — treten jedoch Komplikationen auf, denn die Mulde geht gegen W (Stubenberg) in einen Sattel über, deren Achse N–S gerichtet ist.

Zahlreiche NNW–SSO-verlaufende Brüche durchsetzen die Südabfälle und verursachen ein Absinken des östlichen Teiles. Eine Fortsetzung der Brüche auf die Nordabfälle konnte nicht beobachtet werden.

Der Kamm Schießbeck–Plettentaljoch–Halserkogel (Tafel XIII, Fig. 1)

Dieser Kamm schließt im Westen das breite Plettentalkar ab. Wieder hilden quarzitisches Glimmerschiefer das Hauptgestein, die Einschaltungen von Pegmatiten, Amphiboliten und Marmoren enthalten.

Vom Schießbeek bis zum Plettentaljoch begegnet man Pegmatite bei 2165, 2160, 2140 und 2135 *m* Höhe. Am ehenen Kammstück in 2160 *m* Höhe steht 3—4 *m* Kalk mit 20° SW-Fallen und auf der Kuppe 2195 stehen graue Amphibolite mit WSW-Fallen (30°) an.

Unter den Glimmerschiefern gibt es Typen mit 10—12 *mm* großen Granaten (z. B. 2150 *m*); in 2140 *m* Höhe (Scharte) stehen Glimmerquarzte mit muskowitischen Schichtflächen an; auch biotitreichere Glimmerschiefer (2240 *m*) und etwas phyllitisch stärker durchbewegte Typen (2200 *m*) sind zu beobachten.

Vom Schießbeek bis ungefähr 2165 *m* Höhe überwiegen NW—WNW-fallende (15—20°) Lagen; dann herrscht bis zum Plettentaljoch SW bis WSW-Fallen (20—25°).

Vom Plettentaljoch bis zum Halserkogel begegnet man in den quarzistischen Glimmerschiefern folgenden Einlagerungen:

2100 *m* Kuppe — 15 *m* Kalk, der 10 *m* nach W und 15 *m* nach O reicht (NNO-Fallen, 25°);

2110 *m* — 12 *m* breiter Gangquarz;

2125 *m* — zwei Pegmatitlinsen, je 1 *m* breit;

2130 *m* — 6 *m* Aplit, 1 *m* Amphibolit (N-Fallen, 25°);

2150 *m* Kuppe — 1½ *m* Aplit, 8 *m* Amphibolit, 20 *m* Glimmerschiefer, 2 *m* Amphibolit, 20 *m* Glimmerschiefer.

Mit Beginn des Anstieges folgt 10 *m* weißer, marmorisierter Kalk, der gegen W nach 8 *m* auskeilt und nach NO 100 *m* weit zu verfolgen ist. Weiter aufwärts fallen die Glimmerschiefer gegen SSO (20—35°) bis SW (15—20°).

Überblicken wir dieses Profil, das für die Gesamtgestaltung des Plettentalgebietes von Wichtigkeit ist, so fällt auf, daß im Kammstück Schießbeek—Plettentaljoch hauptsächlich westliches Fallen (SW—WNW), im Abschnitt bis Halserkogel anfangs flaches N-Fallen, dann südliches Fallen (SSO—SW) herrscht, so daß also ein flacher Sattel, der Plettentalsattel, zum Ausdruck kommt.

Das Plettentalkar (Tafel XIII, Fig. 2; Tafel XIV) wird durch zwei Bäche entwässert. Der nördliche, von mir Hüttenbach genannt, fließt vom Rand des Karbodens bis 1800 *m* Höhe in einer 10—15 *m* tiefen Schlucht, die von anstehenden Felsen gebildet wird.

Der südliche Quellbach, von mir Erzbach genannt, sammelt sein Wasser in 1930 *m* Höhe und fließt bis 1780 *m* auf Schutt. Dann nagt er sich teilweise in den Fels ein, stürzt von 1750 *m* Höhe durch eine klammartige Schlucht und ab 1700 *m* Höhe über die Steilstufe, wo er, kleine Wasserfälle bildend, die steilen Felshänge ständig zernagt.

Große Teile des Kars sind mit Moränen bedeckt. Der Moränenwall SW der unteren Plettenthalhütte fällt besonders auf. Die Moränen im N sind durch die Wildwasser stark abgetragen und teilweise umgelagert, so daß sie als Bachschutt erscheinen.

Der Ostabfall des Halserkogels (Tafel XIII, Fig. 1) enthält in den Glimmerschiefern zahlreiche Kalklinsen und Kalkschollen. Geht man den Stubenberggraben aufwärts, so stößt man über dem Steilhang in 2015 *m* Höhe auf eine 15 *m* mächtige, wellig gelagerte Kalkplatte, die sehr flaches S—SSW—N-Fallen (10°) zeigt.

Etwas östlicher und tiefer steckt in den Glimmerschiefern eine 8 m mächtige Kalkplatte mit W-Fallen (10°) und zirka 200 Schritte östlicher ist eine 2—3 m mächtige Kalkscholle mit 15° SSW-Fallen eingelagert.

Die wellig geformte Kalkplatte setzt sich gegen W und weiter gegen die Ostabfälle des Halserkogels in einer Reihe von Linsen fort, die zwischen 2015 und 2100 m Höhe in 25—40 m Mächtigkeit aufscheinen. Sie sind deutlich durch N—S-streichende Brüche verstellt, so daß jede westliche Platte etwas höher zu liegen kommt. Stellenweise sind den Kalken $\frac{1}{2}$ —1 m mächtige Pegmatite eingelagert. Im allgemeinen zeigen die Kalke N—NW-Fallen (20—30°); gegen W kommt jedoch NW—WNW-Fallen zur Geltung. Wo der Nordabfall des Stubenbergkars in den Ostabfall des Halserkogels umbiegt, stellen sich in 2135 m drei etwas schräg übereinander liegende Kalklinsen ein, die durch Glimmerschiefer voneinander getrennt sind. (Dieses Profil zeigt 5 m Kalk, 8 m Glimmerschiefer, 5 m Kalk, 4 m Glimmerschiefer, 15 m Kalk.) Es herrscht NW-Fallen mit 25°.

Überblickt man diese Kalklinsen von Stubenbergbach bis zum Halserkogel-S-Abfall (2050 m) vom Plettentalkar aus, so erkennt man die kurzen abgesetzten Kalkkörper, die einen deutlichen sekundären Sattel bilden.

Außer diesen Kalkschollen treten am Ost-Abfall des Halserkogels in den Glimmerschiefern noch zahlreiche isoliert liegende Kalkplatten auf, die in zwei Profilen kurz gekennzeichnet werden:

1. Ost-Abfall in der Fallinie des Halserkogels
 Bis 1840 m Moräne; dann bis 1860 m Amphibolit (NNE-Fallen, 15°), der mit dem vom Stubenbergbach zu verbinden ist;
 1930 m Kalkscholle (4 m mächtig, 10 m lang);
 bis 2000 m Glimmerschiefer mit Lagen von lichtem Quarzit;
 2000 m Kalkscholle (4 m mächtig, 30 m lang), setzt sich gegen N in zwei kleinen Linsen fort;
 2020 m Kalkscholle (3 m mächtig, 10 m lang);
 2040 m Kalkscholle (10 m mächtig, 30 m lang, WSW-Fallen, 30°);
 2055 m Kalkscholle (3—12 m mächtig, 60 m lang, SW-Fallen);
 2057 m Pegmatit (2—3 m mächtig);
 2065 m Kalkscholle (2—3 m mächtig);
 2067 m Kalkscholle (3 m mächtig, 10 m lang);
 2145 m Kalkscholle (5 m mächtig, 100 m lang);
 2145 m, etwas nördlicher, Kalkscholle 4 m mächtig, mit einer 1 m mächtigen Lage von Glimmerschiefer;
 2155 m Kalkscholle (10 m mächtig, 150 m lang, SSW-Fallen, 15°).
2. Das Profil Alte Plettenthalhütte bis Kuppe südlich Halserkogel zeigt ebenfalls zahlreiche Kalkschollen
 1840—1900 m Schiefergneise mit glimmerreichen Lagen;
 1930—1940 m Kalkscholle mit einer $1\frac{1}{2}$ m breiten Lage von Hornblendeschiefer (S-Fallen, 30°);
 2050 m Kalkscholle (2 m mächtig, 10 m lang, mit $\frac{1}{2}$ m Hornblendeschiefer, Einfallen: 320/20);
 einige m nördlicher: Kalkscholle (2 m mächtig, mit $1\frac{1}{2}$ m Hornblendeschiefer = zwei durch Scherung zerlegte Linsen);
 2070 m Kalkplatte 2—3 m² groß;
 2075 m Kalkscholle (4 m mächtig, 8 m lang);
 2085 m Kalkscholle (3 m mächtig, 10 m lang, Einfallen: 290/20);
 2100 m Kalkscholle (5 m mächtig, 12 m lang);
 2130 m Kalkscholle (12 m mächtig, 25 m lang, Einfallen: 300/10);
 2150 m kleine Kalkscholle, wie S. 212 erwähnt.
3. Der Rücken unmittelbar nördlich vom Hüttenbach (westlich P. 1787) ist bis 1800 m vom Moränenschutt bedeckt. Der Steilaufstieg besteht aus Schiefergneisen, die bis 1960 m Höhe zu verfolgen sind. Im unteren Teil des zum Bach abfallenden Rückens

sind Lagen von Glimmerschiefer und feldspatführenden Glimmerschiefern eingelagert, die nicht scharf von den richtigen Glimmergneisen zu trennen sind. Es herrscht SSW- bis SW-Fallen (30°), in den höheren Lagen gegen den oberen Karboden zu überwiegt SSO-Fallen ($30-40^\circ$).

In 1860 und 1870 m Höhe sind zwei Röschen (= Haraldschürfe) erhalten, die in sehr glimmerreichen Schiefen dunkle feinkörnige Mylonite von 1 bis 2 m Mächtigkeit mit S-Fallen (30°) aufweisen. Die Mylonite sind etwas vererzt.

Der obere Karboden (1910 m) ist mit Moränenschutt bedeckt. Der neuerliche Anstieg zum Plettentaljoch besteht aus quarzitischen Glimmerschiefern, die mit 30° gegen NW fallen. Unmittelbar nördlich vom Steig in 2050 m Höhe fällt ein Felskopf besonders auf, der aus schmutziggrauem Kalk besteht und mit 25° gegen W fällt. Er schneidet am Südrand scharf ab und keilt gegen N etwas verbogen und stark zerklüftet nach 100 m aus.

Der Hüttenbach von 1600 bis 1960

Ungefähr bis 1680 m Höhe verläuft der Bach im Schutt. In der tief eingeschnittenen Schlucht, deren steile Hänge 6–10 m hoch sind, kommen bei 1780 m plattige, glimmerreiche Schiefergneise mit OSO-Fallen (20°), das weiter aufwärts in NNO-Fallen ($20-30^\circ$) übergeht, zum Vorschein.

Unmittelbar südöstlich von P. 1787 (= alte Plettentalalm) teilt sich der Bach und in diesem Zwieselrücken liegt auf der Ostseite ein verfallener Stollen in quarzitischen Glimmerschiefern, mit denen Amphibolite und Mylonite verbunden sind.

Die mylonitischen Streifen und das verschiedene Fallen zu beiden Seiten des Baches lassen den Schluß aufkommen, daß hier eine Störung durchgeht, die mit dem später zu besprechenden Plettentalbruch zusammenhängt und die streckenweise in den mylonitischen Partien vererzt ist.

Von der alten Plettentalbütte (= P. 1787) bis 1810 m aufwärts (Beginn der Bachschlucht) verhüllt Moränenschutt den anstehenden Fels. Beim Schluchteingang stehen zu beiden Seiten feldspatreiche Glimmerschiefer bis Schiefergneise an, die auf der Südseite NO-Fallen ($20-30^\circ$), auf der Nordseite dagegen meist SW-Fallen zeigen und hier glimmerreiche Linsen enthalten. Unmittelbar südlich vom Eingang war ein Stollen in stark durchbewegten phyllonitisch aussehenden Schiefergneisen angelegt, die stellenweise eine bedeutende Erzanreicherung zeigten. Der Stollen wurde durch das Hochwasser im Jahre 1951 weggerissen (Tafel XIV).

Die Schiefergneise bauen die Steilhänge der Schlucht bis zum Beginn des oberen Karbodens (1930 m) auf. Gegen aufwärts werden sie glimmerärmer, im Bachzwiesel (1885 m) und unmittelbar südlich zeigen sie stark rostige Verwitterungsfarben.

Die Schiefergneise am Südbang fallen im östlichen Abschnitt mit $20-30^\circ$ nach SO–OSO; gegen W stellt sich NO-Fallen ($20-35^\circ$) ein. Im Gebiet des Bachzwiesels herrschen die Fallrichtungen 50/35 und 40/40, vereinzelt auch 10/20. Stellenweise sind im mittleren Teil deutliche Abbiegungen bis zu einem Einfallen von 60° gegen NO zu beobachten. An einigen Stellen sind geringmächtige (bis $2\frac{1}{2}$ m) Amphibolite eingelagert, wovon einer im Liegenden über verschmierten Schiefergneisen liegt und zwei andere im Hangenden auftreten, die gegen W auskeilen. In der Mitte des Hanges fällt ein 2 m mächtiger Block von Granatamphibolit auf, der in Schiefergneise eingewickelt ist.

Über dem Steilhang liegen auf dem flach gegen O abfallenden Rücken Glimmerschiefer, in den die hangendsten Amphibolitlagen des Steilabfalles hineinstreichen.

Vergleicht man nun den Aufbau beider Talseiten, so sehen wir deutlich Verschiedenheiten in der Lagerung und in der Gesteinszusammensetzung. Im Norden stehen Schiefergneise mit Lassen von Glimmerschiefern an und es überwiegt SSW—SW-Fallen. Im Süden der Schlucht stehen Schiefergneise an, die keine glimmerreichen Lassen enthalten, wohl aber Amphibolite. Es überwiegt SO-Fallen mit 20—30°. Diese Verschiedenheit ist durch die Annahme eines Bruches, den ich Hüttenbachbruch nenne, zu erklären. Er verläuft SW—NO.

Für diesen Bruch sprechen auch noch die phyllonitischen Streifen am Schluchteingang (Südseite) und die Vererzung.

Ob dieser Bruch vom Karboden bis zum Plettentaljoch zu verfolgen ist, konnte nicht einwandfrei festgestellt werden, doch lassen der Kalkaufschluß unterm Joch (2050 *m* Höhe) und Änderungen der Fallrichtungen darauf schließen.

Gegen O ist der Bruch sicher bei der alten Plettenthalhütte (Stollen) nachzuweisen. Weiter ahwärts zeigen die Schiefergneise im Baobhett keine Anzeichen eines Bruches, wohl aber hedingen die Lagerungsverhältnisse im Großen (im N — Schwarze Wand —: N—NO-Fallen; Plettental-Schlucht: OSO—SO-Fallen) die Annahme eines Bruches.

Es scheint nun, wenn man diese Bruchlinien in ihrer Gesamtheit betrachtet, nicht eine einheitliche durchgehende Bruchlinie vorhanden zu sein, sondern eine unterbrochen-abgesetzte, die an einigen Stellen mylonitische Zonen mit Vererzung enthält.

Der Erzkogel (Tafel XIV) erstreckt sich zwischen dem Hüttenbach und dem Erzbach. Er fällt gegen O ziemlich steil bis 1800 *m* ab und geht gegen W in 1930 *m* Höhe in den Karboden über. Der Nordabfall zum Hüttenbach wird durch Einschaltung einer flachen Mulde unterbrochen. Der kurze, nur 10—20 *m* hohe Südabfall geht in einen flachen Karboden über. Dieser Rücken hat für die Erzführung große Bedeutung, denn es liegen am Südabfall deutliche Erzzonen vor.

Es besteht folgendes geologisches Bild (Tafel XIV):

Über den Schiefergneisen, die den Steilabfall zum Hüttenbach aufbauen, liegen quarzitisches Granatglimmerschiefer, die schmale Amphibolitlagen enthalten. Es herrscht O—SO-Fallen (20—30°). Die anschließende, nach NO ziehende Mulde ist mit Schutt bedeckt. Der folgende steilere Aufstieg besteht aus biotitisierten Amphiboliten, die gegen aufwärts in Amphibolite übergehen.

Dieser Amphibolitschichtstoß enthält am NO-Abfall Lagen von Glimmerschiefern, die jedoch nicht scharf abtrennbar sind. Am untersten NO-Abfall (1835) und bei P. 1860 sind sie als Feldspat führende quarzitisches Glimmerschiefer entwickelt, die stellenweise den Schiefergneisen ähneln. Die gleichen Gesteine liegen auf der Halde des Stollens P. 1815 und P. 1859. Es konnte ONO—NO-Fallen (20°) gemessen werden. Über den Amphiboliten, den flachen Rücken aufbauend, folgen quarzitisches Glimmerschiefer, die einige Lagen von lichthem Quarzit und einige kurze Pegmatithinsen enthalten. Die wenigen meßbaren Aufschlüsse zeigen NO—ONO-Fallen (10—20°).

Am breiten Kamm steht in 1905 *m* Höhe eine 30 *m* lange und 10 *m* breite Platte von Bänderaplit an, die in die Amphibolite ineinstreicht.

Südöstlich und nordwestlich von P. 1929 kommen Kohlenstoffquarzite zum Vorschein.

Südwestlich P. 1929 tauchen Schiefergneise auf, die eine flache Aufwölbung bilden.

Dieser gesamte Schichtstoß (Amphibolite und Glimmerschiefer) wird am Südabfall durch einen Bruch abgeschnitten, an dem mylonitische Gesteine von 2 bis 4 m Mächtigkeit auftreten. Die Profile (Tafel XIV) zeigen den Aufbau von der Nord- und Südseite aus betrachtet.

Die Südabfälle sind durch mehrere Röschen aufgeschlossen, die im einzelnen hervorgehoben werden, weil sie für die Erzführung wichtig sind (Tafel XIX, Profile c—g):

Ungefähr 35 m östlich von P. 1929 steht am Südabfall unter den Glimmerschiefern ein Felsen an, der aus Kohlenstoffquarzit besteht und 1—1½ m mächtig ist. Darunter liegt Glimmerschiefer (1 m), der von Schutt überdeckt ist. Dieses Gesteinspaket fällt 60/20.

45 m östlich P. 1929 zeigt eine Rösche (1. Rösche) von unten nach oben folgende Schichten: 2 m Kohlenstoffquarzit, 1 m Amphibolitmylonit, 1½ m Bänderaplit und Glimmerschiefer (Fallen: 50/20).

12 m östlicher liegt in der 2. Rösche von unten nach oben folgendes Profil vor: Über den Schutt kommt ½ m Kohlenstoffquarzit zum Vorschein, dann folgt 2½ m Amphibolit (biot. Amphibolit), der jedoch schon deutliche Spuren von Zerdrückung zeigt und in 2 m mächtigen Mylonit übergeht. Darüber liegt bis zum Kamm 3 m Bänderaplit; es herrscht das Fallen 30/20. Scharfe Klüfte zeigen das Fallen: 290/70.

In einer kleinen Rösche 3 m östlicher ist das gleiche Profil aufgeschlossen, nur kann man Amphibolit und Mylonit nicht mehr trennen, so daß ein 4 m mächtiger Mylonit vorliegt.

50 m östlich der 2. Rösche folgt noch ein Einschnitt (= F-Rösche), in dem von unten nach oben folgende Schichten festgestellt wurden: Glimmerschiefer, 3½ m Mylonit, 1 m grauer Amphibolit, teilweise mylonitisch mit Harnisch, 1 m Glimmerschiefer, 1½ m Amphibolit ebenfalls stark zerdrückt Glimmerschiefer; es herrscht das Fallen 30/30—40. Der Harnisch im Amphibolit-Mylonit zeigt zuoberst das Fallen 130/25, welches auf 130/60 umbiegt; die Querklüfte fallen 210/50 und 30/80—90.

Die Mylonite zeigen eckige weiße Körnerpartien und deutlich Erzspuren, teils Derberzkrusten auf den Klüften, teils Imprägnationen in Mylonit.

20 m östlich der 3. Rösche fallen am Südabfall große Felsen auf, die teilweise frische Bruchflächen haben. Am Fuß liegt ein Stollenmundloch, das ungefähr 1½ m tief hineinreicht. Die Felsen bestehen vom Fuß bis knapp unterm Kamm (= 5—6 m) aus Mylonit, der gegen aufwärts amphibolitartigen Charakter annimmt. Dieser Mylonit ist unglaublich stark zerhackt: die meisten Klüfte fallen mit 110/70, doch kommen auch Abweichungen vor (135/85); schwächere Klüfte fallen 20/60—65. Die Westseite des Stolleneinganges ist noch stärker zerklüftet (Fallrichtungen: 140/70, 20/80, 80/75). Die Querklüfte zeigen das Fallen 350/70. Im Inneren des Stollens — nach 3 bis 4 m Mylonit — steht dünnblättriger Bänderaplit an, der mit 20° nach SSO fällt und nicht die mindeste Zertrümmerung zeigt. Dieser Aplit wird deutlich durch einen gebogenen Harnisch von den Myloniten getrennt; er fällt 140/50—70. Ähnlich gerichtete Harnischflächen sind auch auf der Westseite des Stolleneinganges aufgeschlossen. Dieser Aufschluß ist von größter Bedeutung, denn er zeigt, daß die normale Schichtfolge, die den Rücken anbahn, durch eine mylonitische Störungszone am Südabfall abgeschnitten wird.

Die Mylonite dieses Aufschlusses zeigen immer wieder Erzspuren, manchmal deutliche Derberzpartien in kleinen Nestern, dann wieder dünne Krusten, besonders auf den N—S streichenden Klüften, und stellenweise feinkörnige Imprägnationen.

Auf jeden Fall hat sich immer wieder gezeigt, daß die Mylonite in erster Linie die erzführenden Gesteine sind.

Unmittelbar östlich anschließend, u. zw. am SO-Abfall des Rückens, steht unter den Amphiboliten des Kammes mylonitischer Amphibolit an. Er läßt stellenweise noch eine Schichtung erkennen, die mit 15° gegen O fällt. Die Hauptklüfte fallen 100/70—75, Harnischflächen zeigen das Fallen 130/60—70.

Geht man von dieser Felsnase abwärts zum verfallenen Stollen 1859, auf dessen Halde feldspatreiche Glimmerschiefer liegen, und weiter den ebenen Kamm zu P. 1861, so bemerkt man knapp nördlich unterm Kamm zwei Pingen, welche die Verbindung Mylonit und Glimmerschiefer zeigen (Tafel XIV, Profil g).

Den Nordrand der Pinge bilden Mylonite, die 2 m mächtig sind und von denen quarzitisches Glimmerschiefer mit SSO-Fallen (20°) abstoßen. Auch diese Mylonite fallen schon durch ihre teilweise rostige Farbe auf und enthalten Spuren von Erz.

Die Mylonitzone von südöstlich P. 1929 bis zum ebenen Kamm P. 1861 hat eine Länge von 260 m. Im Westen ist sie 1—2 m mächtig, beim großen Felsen mit dem Stollenmundloch 4 m; gegen Osten verschmälert sie sich wieder auf 2 m. Sie stellt eine deutliche Störungszone vor, an der die Amphibolite zerrieben wurden, u. zw. ausgelöst durch einen Bruch, der N 60° O streicht. An diesem Bruch ist der südliche Teil abgesunken. Da es sich hier um eine Bruchzone handelt, beweisen nicht nur die Mylonite, sondern auch die abweichenden Lagerungen im S.

Südlich P. 1929 schaut aus dem Schutt ein Rundhöcker hervor (P. 1928), der am Ostabfall aus quarzitischem Glimmerschiefer besteht, die zwei dünne 1—1½ m mächtige Amphibolite und eine 1½ m dicke Kalklage enthalten. Letztere zeigt ein Einfallen von 25° gegen SW bis 30° gegen SSW. Es herrschen hier also ganz andere Fallrichtungen, als unmittelbar nördlich des Baches.

Die Mylonitzone ist jedoch noch weiter gegen NO zu verfolgen; dies zeigt das Profil längs des Erzbaches.

- 1630—1660 m Amphibolit mit einem 15 m mächtigen Marmorband (Einfallen 20° gegen NNO—NO);
- 1660—1725 m feldspatreiche Glimmerschiefer bis Schiefergneise mit einem 3—4 m mächtigen Marmor in 1710 m (Einfallen 15—20° gegen ONO);
- 1725—1780 m Amphibolite mit einer Marmorlage in 1730 m Höhe (Einfallen 15—25° gegen ONO—NO);
- 1780—1820 m Glimmerschiefer mit Linsen von Myloniten, Glimmerschiefer oft schiefergneisartig bis quarzitisches, rasch wechselnd;
- ab 1820 m Moränenschicht.

Bemerkenswert ist, daß sich von 1800 m aufwärts immer wieder Amphibolitmylonite einschalten, die manchmal so stark durchbewegt sind, daß sie wie Phyllonite aussehen.

Der Aufschluß bei 1800 m zeigt einen rostig angewitterten Amphibolitmylonit, der von Glimmerschiefer umhüllt ist. Bei 1810 m ist ein verfallener Schürfstollen im Amphibolitmylonit vorhanden, der stark vererzt und von 2 m Phyllonit unterlagert ist. In 1816 m ist wieder ein alter Schürfstollen im auffallend stark zerhackten Mylonit eingebracht und nach 10 m ragt aus den Glimmerschiefern nochmal ein 5 m langer und 2 m breiter Mylonit heraus.

Da die Aufschlüsse nicht besonders gut sind, kann nicht gesagt werden, ob es sich um eine zusammenhängende Mylonitzone handelt oder nur um linsenförmige Zonen; doch alle diese Mylonite liegen in einer NO verlaufenden Linie, die ausgezeichnet mit der Mylonitzone von Erzkogel (1929—1859) zusammenpaßt.

Obwohl die Aufschlüsse nördlich und südlich des Erzbaches wegen der Moränenbedeckung denkbar schlecht sind, beweisen doch einige Aufschlüsse, daß auch hier die Mylonitzone einem NO—SW verlaufenden

Bruch entspricht. Wir sehen am Kogel P. 1831 (= nördlich vom Erzbach) quarzitische Glimmerschiefer mit einigen dünnen Amphibolitlagen und einer Pegmatitlinse, die mit 15° nach NO fallen.

Südlich vom Erzbach schaut bei 1780 m ein Kogel aus dem Moränenschutt heraus, der aus Wölzerglimmerschiefern besteht und ein Einfallen von 30° gegen SSW zeigt.

Es ist daher höchstwahrscheinlich, daß der Bruch vom Erzkogel (1925 m Höhe) bis 1780 m und wahrscheinlich bis ins Plettental durchzuverfolgen ist. Soweit die Mylonite, welche den Bruch begleiten, dies erkennen lassen, handelt es sich nicht um eine vollständig gerade Bruchlinie, sondern um Bruchstreifen, die sich gegenseitig ablösen und einige Meter gegen N oder S versetzt erscheinen. Die Mächtigkeit der Mylonite schwankt zwischen 1 bis 4 m.

Den Abschluß des Plettentalkars bilden die Nordabfälle des Schießecks, die weit hinauf in den Runsen von Schutthalden bedeckt sind. Das Hauptgestein ist der Wölzerglimmerschiefer, in dem mehrere schmale Kalkkeile enthalten sind.

In 2020 m Höhe konnten in der Felsrippe, die vom nördlichen Nordgipfel gegen Norden zieht, zwei Kalklinsen beobachtet werden. Die nördliche ist 4 m mächtig und 20 m lang, die südliche 10 m mächtig und 30 m lang und ist mit einer 1 m mächtigen Pegmatitlage verbunden. Die Kalke schneiden auf der Südseite scharf ab (Bruch!) und keilen gegen N aus. Es herrschen die Fallrichtungen: 250/10, 300/20, 290/15.

In 2110 m Höhe begegnet man vier Kalklinsen, die 2—5 m mächtig von der großen Schnoht (südliche Gratrippe vom Vorgipfel) gegen S ziehen. Sie sind deutlich durch Brüche voneinander getrennt und fallen 210/10—20.

Weiter aufwärts steht auf einer Felsrippe in 2160 m Höhe eine 2 m mächtige Kalklinse an, die mit $\frac{1}{2}$ m mächtigen Amphibolit verbunden ist und ein Einfallen 60/80 aufweist. Knapp unter dem Gipfel in 2230 m Höhe zeigt eine $1\frac{1}{2}$ —2 m mächtige Kalklinse steiles W- bis mittelsteiles SW (235/40)-Fallen mit einer steil gegen W fallenden B-Achse. Die Glimmerschiefer bis zum Gipfel fallen: 230/20, 255/50, 60/40, 260/35.

Überblickt man alle diese Fallrichtungen und verbindet sie mit denen am NO- und NW-Kamm, so kommt eine Mulde und ein Sattel zum Ausdruck, wobei die aus den Fallrichtungen konstruierte B-Achse N 30° W verläuft, also deutlich von den NO—SW verlaufenden Muldenachsen des NO-Abfalles vom Schießeck und Hofkogelkammes abweicht. Es bildet sich so wie am Stubenberg gegen W eine deutliche Querfaltung aus.

Zusammenfassung über das Gebiet des Plettentales

Überblicken wir die Profile durch das Gebiet des Plettentales, so begegnen wir in der Mitte vom Plettentaljoch angefangen bis zum Ausgang des Tales eine deutliche Aufwölbung. Im Plettentalkar erscheinen im Gewölhekern die Schiefergneise, die als das tiefste Bauelement aufzufassen sind. Diese Schiefergneiskuppel sinkt gegen O und W in die Tiefe. Im unteren Plettental stehen sich die Hofkogelmulde und die Mulde des NO-Abfalles (Schießecks) gegenüber und diese sind, wenn auch eine Störungszone dazwischen liegt, durch einen Sattel zu verbinden.

Die Sattelzone ist daher vom Plettentaljoch bis zum Ausgang des Plettentales zu erkennen und weist eine konstruierbare B-Achse von N 40° O-Streichen und NO-Fallen auf. Ich bezeichne diese Aufwölbung als Plettentalantiklinale (Tafel XIII, Fig. 1, 2, 3). Gegen W zu, im Raume Schieß-

eck—NO-Abfall—oberes Plettentalkar—Halserkogel—Ostabfall—Stubenberg treten W fallende Lagen deutlich hervor. Es macht sich in diesem Raum eine Querfaltung geltend, wodurch der Schiefergneis kuppelartig hervortritt.

Beide Großfalten sind auffallend flach und durch sekundäre Wellungen untergeteilt, so daß eine flachwellige Wellblechtektonik vorliegt.

Dieses flachwellige Gebiet wird nun durch Brüche zerteilt. Der Hüttenbachbruch und der Erzbachbruch bilden wahrscheinlich keine gerade durchlaufende Linie, sondern eine unterbrochene — abgesetzte, die von 1 bis 4 m mächtigen Myloniten begleitet wird.

Die Mylonite sind stets mehr oder minder vererzt und stellen das Haupthoffungsgebiet für Erzgewinnung dar.

Gegen NO zu, von 1600 m Höhe an, vereinigen sich anscheinend beide Brüche und ziehen als eine einheitliche Bruchzone zum Ausgang des Plettentales. Diese Bruchzone hatte ein Absinken des südlichen Flügels zur Folge.

Im Plettentalkar werden diese Hauptbrüche, die N 30—40° O verlaufen, am Schiebeck-Nordabfall und Halserkogel-Ostabfall von kleineren, parallel streichenden Brüchen begleitet.

Außer diesen Längsbrüchen gibt es zahlreiche Querbrüche, die besonders am Hofkogel-S-Abfall auftreten und Absenkungen des östlichen Teiles zur Folge hatten. Sie verlaufen meist NNW—SSW.

Das Kühlenbreinkar (Tafel XIII, Fig. 1 und 2)

Dieses NO—SW verlaufende Kar wird im S durch den Stubenberg—Hofkogelkamm, im Norden durch den Sonneckrücken begrenzt. Im SW wird das Kar durch den Kamm Stubenberg—Sandlerkogel—Kühlenbrein abgeschlossen.

Der Hofkogel—Stubenhergrücken wurde bereits besprochen. Die weitere Fortsetzung bis zum Sandlerkogel (2258 m) zeigt hauptsächlich quarzitische Glimmerschiefer. Aufwärts zur 1. Kuppe (nördlich Halserkogel) ist ein schmales Amphibolitband enthalten und es herrscht meist NO bis NNO-Fallen mit 20—25°. Weiter gegen Westen stellt sich in den Glimmerschiefern WNW-Fallen mit 30° ein. Die nächste Kuppe besteht aus 40 m mächtigem Pegmatit, der mit 45° gegen W fällt und eine kurze, zirka 30—40 m lange, dickhauchige Linse darstellt. Eine auffallend starke Klüftung mit offenen Spalten zeigt NNW—SSO-Streichen und ein Einfallen mit 80° gegen SSW. Der Pegmatit enthält zwei 1—2 m mächtige Kalklinsen, die scharf abgegrenzt in diesem Gestein eingekeilt sind.

Bis zum Sandlerkogel bauen wieder Glimmerschiefer den Kamm auf, die mit 20—30° nach NW fallen und eine 5 m mächtige Amphibolitlage enthalten.

Vom Sandlerkogel gegen NW abwärts stecken in den Glimmerschiefern in 2230 m Höhe eine 1 m mächtige und in 2210 m eine 10 m mächtige Pegmatitlinse, wovon die unterste mit einem 5 m mächtigen Amphibolit verbunden ist.

Am Sandlerkogel wurde noch NNW-Fallen (15°) gemessen, gegen abwärts stellt sich OSO-Fallen mit 20—25° ein. Knapp vor dem Sattel steht am östlichen Abfall ein 10 m mächtiger Pegmatit mit SO-Fallen (20°) an. Im Sattel fallen die quarzitischen Glimmerschiefer mit 30° nach SO, vereinzelt auch bis gegen O. Einige Pegmatithöcke, besonders auf der

Ostseite, unterbrechen die eintönigen Glimmerschiefer. Im nördlichen Teil des Sattels steht ein 2 m mächtiger Amphibolit und 15 m Aplit mit ONO-Fallen (20°) an. Nach einem schmalen Band von Glimmerschiefer folgt der Steilaufstieg zum Kühlenbrein, der aus Amphibolit besteht und schmale Lagen von Glimmerschiefer enthält. Vereinzelt konnten auch Biotit-amphibolite beobachtet werden. Eine genaue Abgrenzung dieser Lagen ist nicht möglich. Es herrscht fast durchwegs OSO—SO-Fallen mit 25—30°. 10 m südlich vom Kühlenbreingipfel ist der Amphibolit zu Ende. Der Gipfel (2220 m) und der Nordabfall bis 2190 m besteht wieder aus Glimmerschiefer, der oft 15 mm große Granaten führt und mit 20—30° gegen SO—SSO einfällt.

In 2190 m Höhe schaltet sich erst ein schmales Amphibolitband und nach einigen m Glimmerschiefer folgt bis zum Sattel wieder Amphibolit, der mit 10—20° gegen SO fällt. Der ebene Wiesensattel besteht aus Glimmerschiefer, der bis zur flachen Kuppe reicht, von der der Sonneckkamm gegen O abzweigt. Er enthält, wie einige Lesestücke andeuten, 1—2 Amphibolitbänder.

Der Sonneckkamm (Tafel XIII, Fig. 5)

Der Steilaufstieg von der Tröglhütte bis P. 1834 ist durch das Auftreten mächtiger Pegmatite, die in den Glimmerschiefern stecken, gekennzeichnet. Vom Fuß des Berges bis 1400 m gibt es nur vereinzelt, zerstreut liegende Pegmatite bei 1350, 1360, 1380 und 1400 m Höhe, die in größeren Abständen sich am SO-Abfall fortsetzen.

Über 1400 m Höhe verdichten sich die Einschaltungen und werden mächtiger. In 1410 m Höhe sind Pegmatite 10 m mächtig; dann begegnen wir geringmächtigen Lagen bei 1435, 1450, 1465 m; die begleitenden Glimmerschiefer zeigen NO-Fallen (20°) und sind oft sehr reich an Muskowit, so daß man sie als pegmatitisierte Glimmerschiefer ansprechen kann. Von 1560 bis 1670 m treten nur Pegmatite in Erscheinung, die am Nordabfall rasch zu Ende gehen, gegen den SO-Abfall jedoch in Linsen aufgelöst fast bis zur oberen Schafferalm ziehen. Weiter aufwärts sind sie wieder nur in geringmächtigen Lagen bis Linsen in 1690, 1710, 1730, 1740 (16 m mächtig), 1780 (10 m mächtig), 1810, 1815 m zu beobachten. Es handelt sich stets um kurze Linsen, die gegen W nur geringe Erstreckung aufweisen, gegen SW zwar rasch auskeilen, jedoch in kleinen Linsenzügen bis zur Schafferalm weiterstreichen. Bis ungefähr 1750 m Höhe herrscht flaches NO-Fallen, dann stellt sich S—SSW-Fallen (10°) ein. Am P. 1834 wurde SSW-Fallen (15°) gemessen. Der flache Kamm von P. 1834 gegen SW besteht hauptsächlich aus Glimmerschiefer, der vereinzelt kurze Pegmatite und in den höheren Lagen Kalkplatten enthält.

Südwestlich von P. 1834 bis zum Steilaufstieg bei 1850 stecken in den Glimmerschiefern vier Pegmatite, wovon der von P. 1856 40 m mächtig und der westlich davon 55 m mächtig ist. Es herrscht 15—20° NO—ONO-Fallen mit 15—20°.

1850—1890 m grauer Kalk mit einer 10 m mächtigen Lage von Glimmerschiefer. Dieser Kalk zieht am Nordabfall, steile Wände bildend, nach W. Am Südabfall wird er durch einen Bruch etwas verstellt.

1950 m Kuppe, 120 m langer Kalk, der gegen S 10—15 m hinabreicht und am Nordabfall, 10—15 m hohe Felswände bildend, gegen W weiterzieht. Flacher Sattel P. 1950: schmale Amphibolitlagen (SO-Fallen, 10—15°).

2040—2080 m weißer Quarzit, am Nordabfall mit einer 2—3 m mächtigen Kalkplatte verbunden.

In 2070 m Höhe treten in den Glimmerschiefern zwei Kalklagen auf. Die eine hält sich mehr an den Nordabfall, ist 18 m breit und 20 m lang und deutlich verbogen; das Ostende fällt mit 25° nach OSO, das Westende mit 60° gegen SSW. Darunter liegt 15 Schritte Glimmerschiefer und 30 Schritte mächtiger Aplitpegmatit.

Etwas südlicher in 2080 m Höhe beginnt der andere Kalkzug. Das Ostende ist 1 m mächtig, in der Mitte schwillt er auf 25 m Mächtigkeit an und gegen W geht er nach 50 m Gesamtlänge mit 1 m Dicke zu Ende. Es herrschen die Fallrichtungen: 30/20 bis 50/60. Er wird von einer bis 30 m mächtigen Amphibolitlage, an die sich am Westende wieder eine kleine Kalkscholle anlagert, überdeckt.

Weiter kammaufwärts fallen die Glimmerschiefer mit 20° gegen O, vereinzelt sind kleine Pegmatitlinsen enthalten. In 2115 m Höhe und 2140 m schalten sich schmale Kalkschollen ein, von denen die letzte 12 m lang und 8 m mächtig ist (Einfallen: 290/20!).

Schon nahe gegen den W—O verlaufenden Hauptkamm in 2175 m Höhe beginnt am Nordabfall eine Kalkplatte, die lappenartig auf den Rücken heraufzieht und in 2200 m endet. Sie wechselt rasch in den Streichungs- und Fallrichtungen (N—NO-Fallen mit 20—40°) und zeigt starke Zerklüftung.

Begeht man die Südabfälle des Sonneckkammes, so fallen in den Glimmerschiefern vor allem die vielen Pegmatit-Einschaltungen auf, die bis zur Mulde nördlich Schafferalm zu reichen. Sie bilden keine zusammenhängende Masse, sondern verzettelte Lagen bis Linsen. So begünstigt man z. B. am Hang von der unteren Schafferalm gegen N besonders bei 1625—1630 m, 1660—1670 m und 1750—1770 m Höhe größeren Ansammlungen von Pegmatiten. Westlich der oberen Schafferalm trifft man äußerst selten einen Pegmatit. Es herrscht an den Südabfällen meist NO—ONO-Fallen mit 20°.

Das Profil (Tafel XIII, Fig. 2) unmittelbar nördlich der oberen Schafferalm zeigt nun einige Besonderheiten. Der 1. Felsen über der Schutthalde (= 1730 m) bis 1750 m besteht aus Amphibolit, darüber liegt schwarzgrauer Biotitglimmerschiefer, die von 1780 m Höhe an von lichtgrauen Kalke überlagert werden und wechselndes Einfallen zeigen: 40° gegen S, 75° gegen SSW, 25° gegen SSO. Den Abschluß von 1850 m Höhe bis zum Kamm bilden Wölzerglimmerschiefer; diese gesamte Serie wird in der unmittelbar östlich anschließenden Mulde durch einen Bruch abgeschnitten, wodurch besonders die Kalke stark zerhackt und durch kleinere Parallelbrüche verstellt erscheinen.

Die Nordabfälle des Sonnecks bestehen fast durchwegs aus quarzitischen Glimmerschiefern, die zuunterst mit 15—20° gegen SW, dann mit 20—30° gegen O bis OSO—ONO fallen. Pegmatite sind nur vereinzelt anzutreffen. Von 1440 bis 1470 m Höhe fällt ein Kalkzug auf, der jedoch wegen der schlechten Aufschlüsse an den auseinanderenden Enden schwer abgrenzbar ist. Zuunterst von 1370 bis 1380 m Höhe konnte ein längerer Amphibolitzug eingezeichnet werden.

Die Nordwestabfälle, besonders zwischen den Kampunkten 1834 bis 1856, zeigen zwischen 1510 und 1550 m eine dichte Scharung von Pegmatiten und weiter aufwärts bis 1630 m Höhe einzelne Blöcke. Die Pegmatitanhäufung ist gegen SW in Linsen aufgelöst bis zum Graben zu verfolgen, der von P. 1954 herabkommt. Gegen NO endet sie vor der Hangumbiegung gegen N. Es herrscht fast durchwegs ONO—OSO-Fallen (15°). Am Rücken, der von P. 1834 nach NW führt, fallen in 1730 m Höhe Lagen von Glimmerquarzit, in 1650 m Höhe ein 3—4 m mächtiger, 20 m langer Kalk und bei 1620 m einige Pegmatitblöcke auf.

Überblickt man alle Fallrichtungen des Sonneckrückens, so ergibt sich daraus eine flachwellig gestaltete SO—ONO-fallende Platte, die in den höheren Lagen zahlreiche Abweichungen aufweist.

Das Kühlenbreinkar zeigt bis 2030 *m* Höhe starke Schotterbedeckung, die mehrere Moränenwälle bilden. Nur im Bachbett sind von 1790 *m* bis 1830 *m* Höhe Wölzerglimmerschiefer und in 1850 *m* 20 *m* mächtige Marmore mit einem Einfallen 170/15 aufgeschlossen.

Die Nordabfälle des Kühlenbreins bestehen zum größten Teil aus Amphibolit, die Linsen von Glimmerschiefern enthalten. Es herrscht die Fallrichtung 160/30.

Im östlichen Teil des Kares keilen die Amphibolite aus und in den Glimmerschiefern beobachtet man immer wieder einzelne Pegmatitlinsen und vereinzelt auch Kalklinsen. Besonders der Rücken, welcher vom Kogel (nördlich Halserkogel) gegen NO zieht, zeigt von 1920 *m* bis 2010 *m* einige Kalklinsen, wovon die unterste (1960 *m*) 40 *m* mächtig ist, sich gegen Osten in zwei verzettelte Linsen fortsetzt und durch einen Bruch etwas verstellt ist.

Auch der unterste Nordabfall des Stubenbergs enthält in 1860 *m* eine 30 *m* mächtige Kalklinse mit einer 1 *m* mächtigen Lage von Hornblendschiefer. Sie wird im Osten durch einen Bruch abgeschnitten und setzt sich in 1900 *m* Höhe mit der Lage von Hornblendschiefer fort. Weiter gegen Osten sind noch einige kleine Kalklinsen zu erkennen, so daß man den Eindruck erhält, es handle sich um eine in Linsen zerscherte Kalkplatte.

Die Glimmerschiefer nördlich unterm Stubenberg zeigen eine deutliche nach NW gekehrte Falte, deren B-Achse N 20° W streicht und horizontal liegt.

Zusammenfassung zum Kühlenbrein-Kar

Überblicken wir den Rahmen dieses Kares, so bemerken wir, daß am Nordabfall des Hofkogel—Stubenbergkammes hauptsächlich SO-Fallen, am Sonneck-Kamm NO-Fallen zur Geltung kommt. Es liegt also eine flache Aufwölbung vor, welche ich als Kühlenbrein-Aufwölbung bezeichnet habe. Sie zeigt verschiedene Richtungsänderungen, die als flache Wellungen aufzufassen sind. Gegen W zu tritt östliches Fallen stärker hervor, was für eine Fortsetzung der Quereinmuldung spricht.

Ob längs des Schafferggrabens eine Bruchstörung verläuft, läßt sich wegen Schuttbedeckung nicht mit Sicherheit nachweisen; doch spricht die verschiedene Zusammensetzung der beiden Talseiten sehr dafür. Auffallend ist auch, daß die Kalke am Stubenberg-Nordabfall deutliche Linsen bilden, am Sonneck-Kamm hingegen plattenförmige Gebilde darstellen.

Das Hühnerkogelkar (Tafel XIII, Fig. 2, 6, 10, 11)

Der Kamm Kühlenbrein—Hühnerkogel—Scharnitzfeld

Das Profil vom Kühlenbrein gegen N bis zum Ende des Steilabfalles wurde bereits besprochen. Der flache Sattel bis zur Kuppe, von welcher der Sonneck-Kamm abzweigt, besteht aus Wölzerglimmerschiefern, die mit 20° gegen SO bis 25° gegen OSO einfallen. 20 Schritte nördlich dieser Kuppe liegt auf den Glimmerschiefern eine Kalkplatte, die als schmaler 10—20 *m* breiter Streifen bis knapp vor dem Steilaufstieg zum Hühnerkogel zu verfolgen ist. Der flachwellige Kamm fällt gegen Osten 4 *m* steil in eine N—S streichende Furche ab. (= Kalkkamm; Tafel XIII, Fig. 11).

Dieser Kalk zeigt einige Besonderheiten. Er bildet gleich nördlich der Sonneck-Kammabzweigung eine 1 m mächtige Platte, unter der am Ostrand ein 4 m mächtiger Amphibolit liegt, der gegen N nach 20 m im Kalk auskeilt (Tafel XIII, Karte). Der Kalk nördlich vom auskeilenden Amphibolit taucht mit einer nach S geneigten Soherfläche unter dem Amphibolit ein und setzt weiter gegen N den Ostabfall zur Furche zusammen. Nach 40 m Kalk schaltet sich eine 2 m mächtige Linse von Glimmerschiefer und Amphibolit ein.

Das Nordende dieses Kalkstreifens schließt knapp vor einer auffallenden 10 m hohen Kuppe ab, dann folgen einige m Glimmerschiefer und die Kalkkuppe. Unmittelbar vor dem Nordende des Kalkstreifens liegt einige m westlich eine kleine, 3—4 m² große Scholle aus Kalk, die auf lichtem Quarzit und Wölzerglimmerschiefer konkordant aufliegt. Im Kalkstreifen wechseln rasch die Fallrichtungen, es überwiegt ONO (20°)—NO (30°)-Fallen, vereinzelt stellt sich SO-Fallen (10°) ein.

Der Kalk der Kuppe (2150 m) hat eine Mächtigkeit von 10 bis 12 m und zeigt SO—OSO-Fallen mit 20°. Eine scharf ausgeprägte Klüftung streicht NO—SW und fällt mit 80° nach SW. Gegen Osten reicht der Kalk bis zum Beginn der Furche, von wo er als ein schmaler Streifen 60 m gegen S zieht.

In der Furche östlich der Kalkkuppe steht Glimmerschiefer an, der anschließende 5 m hohe Rücken besteht wieder aus Kalk, der 30 m gegen Süden zieht und dann wieder Glimmerschiefern mit ONO-Fallen (20°) Platz macht.

Dieser Kalk ist gegen Osten bis 2080 m hinab zu verfolgen. Er bildet kleine, wild zerhackte Felswandeln, die immer durch grabartige Einbrüche unterbrochen sind. Die Fall- und Streichungsrichtungen sind raschem Wechsel unterworfen; es wurde hauptsächlich ein Einfallen von 20—30° gegen SO—OSO gemessen; im besonderen treten Kalkplatten mit den Fallrichtungen 120/20, 160/20, 20/15—20 usw. auf, so daß in der Gesamtheit eine stark zerbrochene, flachwellige gegen SO—OSO fallende Platte vorliegt. Wie die O—W-Profile (Tafel XIII, Fig. 11) zeigen, wird der Ostabfall besonders durch zwei N—S streichende Furchen unterbrochen. Die Gesteine zu beiden Seiten passen jedoch selten zusammen, es liegt daher die berechtigte Annahme vor, daß längs der Furchen NW—SO streichende Störungen verlaufen, die ein Absinken des östlichen Flügels bewirken.

Der Hühnerkogel-Kamm (Tafel XIII, Fig. 10)

Unmittelbar nördlich der Kalkkuppe stehen Glimmerschiefer an, die drei schmale bis 5 m mächtige Amphibolite mit ONO—NO-Fallen (20°) enthalten.

Der Hühnerkogel stellt morphologisch und tektonisch eine Besonderheit dar. Der Kamm fällt nach S und N mit einer breiten Fläche ab, die durch zwei Furchen, die ausgeschaltete Täler darstellen, geteilt wird. Ferner ist ein deutlicher Doppelgipfel vorhanden; zwischen den beiden Gipfeln befindet sich ein ebenes, zirka 10 m tiefer liegendes Kammstück. Gegen Osten besteht ein steiler felsiger Abfall, gegen W ein verhältnismäßig flacher Almwiesenhang.

Der Steilaufstieg zum Hühnerkogel besteht aus Amphibolit, der in verschiedenen Typen auftritt. Er enthält, besonders am westlichen Rand,

Einlagerungen von Glimmerschieferlassen und von kleinen Kalkschollen, die 3—4 m mächtig sind. Es herrscht OSO-Fallen mit durchschnittlich 25—40°. Von den Kalkschollen hebe ich besonders die in 2160 m und 2220 m Höhe hervor.

Geht man vom westlichen Gipfel zum östlichen, so beginnt der Amphibolit 25 m westlich vom Gipfel mit einem Einfallen von 50° gegen O, am ebenen Verbindungskamm steht mit O-Fallen (15°) eine 8 m breite und 50 m lange Kalkscholle an und einige m unterhalb ist ein 2—3 m² großer Kalkfleck aufgeschlossen.

Am Nordabfall herrschen ähnliche Verhältnisse. Die Amphibolite werden besonders am Westrand von Glimmerschieferlassen durchzogen und es treten wieder eine Reihe kleinere Kalkschollen auf.

Am westlichen Rücken konnten gleich nördlich vom Gipfel 3 kleine 1½—4 m mächtige Kalkschollen mit einer Fallrichtung 70/25—40 beobachtet werden. Von 2210 bis 2200 stehen folgende Schichten an (Tafel XIII, Fig. 10 K):

10 m Kalk, 25 m lang, Fallrichtung: 65/30 (etwas östlicher wieder eine Kalkscholle, 4 m mächtig, 12 m lang, Fallrichtung 90/25);

8 m Biotitschiefer;

20 m Kalk (gelblich, Fallrichtung 60/35);

5 m Amphibolit;

15 m Kalk;

3 m Amphibolit;

Glimmerschiefer.

Alle diese Schichten reichen nur bis zur östlichen Mulde und werden von Glimmerschiefern oder Amphiboliten überlagert. Am mittleren Rücken konnten 6 Kalkschollen in 2185 m, 2225 und 2210 m Höhe teilweise in den Glimmerschieferlassen, teilweise im Amphibolit beobachtet werden.

Gegen Norden vereinigen sich die beiden Furchen in einer schluchtartigen Talung. Der westliche Rücken besteht aus Glimmerschiefern, darüber liegen Kohlenstoffquarzite, 20 m mächtig, die am Ostabfall von schmutziggrauen Kalkschiefern mit der Fallrichtung 80/20 überdeckt werden. Östlich der Mulde beginnen die Amphibolite, die auffallend kompakt und feldspatarm sind. 20 m über dem Talboden steckt im Amphibolit eine 3 m mächtige und 10 m lange Kalklinse (Tafel XIII, Fig. 10 k).

Das geologische Bild in der Scharte P. 2083

Die Amphibolite streichen mit einer Mächtigkeit von 100 bis 150 m bis zur Sattelfurche, nördlich davon stehen Glimmerschiefer an. Der kleine Hügel unmittelbar östlich der Scharte zeigt von W nach O Glimmerschiefer, Kohlenstoffquarzit mit einer 2½ m mächtigen Kalklage und wieder Glimmerschiefer (Tafel XIII, Fig. 10 l). Es herrscht die Fallrichtung 20/80. Im N der Scharte besteht im W ein vom Hauptkamm abgetrennter Hügel aus intensiv durchbewegtem Kohlenstoffquarzit, der mit 50° gegen SO fällt (150/50).

Der schmale gegen N ziehende felsige Grat wird am Fuß ganz aus Kohlenstoffquarziten aufgebaut, die verbogen, zerdrückt und zerbrochen mit 70° gegen NNO, stellenweise mit 70° nach SO fallen. Am Ostabfall legt sich Glimmerschiefer darüber.

Überblicken wir nun dieses Gebiet um die Scharte (Tafel XIII, Fig. 10), so fällt auf, daß die Gesteinszüge von S in der Schartenfurche abschneiden und nicht auf die Nordseite ühersetzen. Ferner sind die Streichungs- und

Fallrichtungen südlich und nördlich der Furche verschieden und weisen die Kohlenstoffquarzite eine auffallend starke Beanspruchung auf.

Es ist daher die Annahme berechtigt, daß in der Scharte in ONO-Richtung eine Störungszone verläuft, welche auch weiter im O, am Nordrand des Hühnerkogelkares nachzuweisen ist (S. 227).

Profil Scharte P. 2083 — Scharnitzfeld (Tafel XIII, Fig. 1)

Von der Scharte steigt der nach N ziehende schmale Grat bis 2140 *m* steil an und zieht dann in einer breiten Wiesenfläche mäßig ansteigend bis zum Scharnitzfeld (2230 *m*).

Unmittelbar nördlich der Scharte stehen Kohlenstoffquarzite an, die mit 70° gegen NNO—NO fallen, bis 2105 *m* Höhe erreichen. Am Ostabfall, wo hauptsächlich Glimmerschiefer vorliegen, kommen sie an einigen Stellen zum Vorschein; weiter gegen N gehen sie jedoch auskeilend zu Ende.

Darüber folgen graue Kalke, die bis zum Ende des Steilaufstieges (2130 *m*) emporreichen. Am Westabfall bilden sie steile Wände und ziehen 300—400 *m* gegen NW. Am Ostabfall zeigen sie flachwelligen Verlauf und unter den Amphiboliten ein rasch auskeilendes Ende. Die Kalke fallen durchschnittlich mit 10—20° nach NO, doch kommen infolge der flachen Wellungen kleine Abänderungen vor. Sie sind auffallend stark geklüftet.

Die darüber liegenden Amphibolite bauen den Hang bis 50 *m* nördlich vom 1. Scharnitzgipfel auf. Sie enthalten besonders zwischen 2160 *m* und 2190 *m* dünne Lagen von Glimmerschiefer. Die unteren Lagen fallen mit 20—30° nach NO, gegen aufwärts stellt sich SO-Fallen (150/35—40) ein; die Amphibolite bilden also eine deutlich muldenförmig verhogene Platte, die sich gegen Osten heraushebt und die breite Mulde östlich vom Kamm nicht überschreitet.

Vom Scharnitz-Südgipfel führt ein breiter Sattel zum Nordgipfel, von dem ein Rücken nach Osten abzweigt. Am Südgipfel steht noch Bänderamphibolit an, der mit 30° nach SSW fällt; nach 50 *m* folgt 30 *m* Kalk, der von SSO-Fallen (40°) in NNO-Fallen (50°) übergeht; es stellen sich weiter gegen den Sattel zu 3 *m* Glimmerschiefer, 30 *m* Kalk (kurze Linse), 4 *m* Glimmerschiefer, 1 *m* Kalk, 15 *m* Kohlenstoffquarzit, 30 *m* Amphibolit ein. Der flache Anstieg besteht aus quarzitischen Glimmerschiefern (ONO-Fallen, 40°), in denen in der Nähe der Kuppe 1½ *m* Pegmatit, 5 *m* schmutzig-grauer Kalk (ONO-Fallen, 30°) und 10 *m* Aplit eingelagert sind.

Obwohl nicht mehr zum Abschluß des Hühnerkogel-Kares gehörig, schließe ich noch das Profil vom Scharnitzfeld gegen N an. Die Glimmerschiefer, die hier stellenweise besonders große Granaten führen, reichen vom Scharnitzfeld (2239 *m*) bis 2215 *m* und fallen meist mit 20—30° nach ONO. Darunter liegen Amphibolite, die 25 *m* mächtig bis zur 1. Sattelkuppe reichen.

Der Ostabfall des Scharnitzfeldes besteht zum größten Teil aus quarzitischen Glimmerschiefern, nur am unteren Steilabfall von 1570 *m* Höhe bis 1730 (= horizontaler Weg, der zur Wildalpe führt) stehen Amphibolite an, die in 1675 *m* Höhe eine 2 *m* mächtige Kalklinse mit Pegmatit enthalten. Die Aufschlüsse sind sehr schlecht, zuunterst bei 1580 *m* wurde WSW-Fallen mit 15—20° und in 1730 *m* SW-Fallen mit 25° gemessen.

Von 1730 *m* an aufwärts gibt es nur mehr Glimmerschiefer, die vielfach kurze Pegmatitlinsen enthalten, so bei 1780, 1820, 1840, 1860 und 1870 *m* Höhe. Über 1850 *m* Höhe stellt sich bis 2000 *m* NO—ONO-Fallen mit 20—30° ein. Dann kommen bis 2090 *m* mit 20° gegen SSO fallende Schichten zur Geltung und weiter aufwärts stellen sich meist mit 15—25° nach O—NO fallende Lagen ein.

Von 2240—2260 *m* treten vier schmale Amphibolitlagen auf. Alle Richtungen zusammengefaßt ergeben einen flachwelligen, nach O geneigten Bau.

Die Südfälle des Scharnitzfeldes

zeigen in den quarzitären Glimmerschiefern einen längeren, in Linsen geteilten Kalkzug und im unteren Hangteil eine auffallende Amphibolitlage.

Der marmorisierte Kalk beginnt in 2130 *m* Höhe unmittelbar östlich der vom Scharnitzgipfel nach SO führenden Mulde und ist gegen Osten bis 1990 *m* zu verfolgen. Der Marmor ist 10—15 *m* mächtig, linsig zerlegt, stellenweise so zerbrochen, daß das östliche Stück um einige *m* tiefer liegt. Er fällt fast durchwegs mit 15—20° gegen NO und in der SO-Mulde (Scharnitzgipfel östlich) liegt in 2220 *m* Höhe eine 1½ *m* mächtige Kalkscholle.

Die Nordabfälle des Scharnitz-Ostabfalles enthalten in den meist mit 30° nach SO fallenden Glimmerschiefern drei Marmorlinsen.

Die eine liegt südlich vom unteren Mitterspiel-Karboden in 1800—1900 *m* Höhe und ist gegen 30° mächtig (SO-Fallen mit 20°). Die anderen liegen westlicher im S des oberen Karbodens in 2000—2050 *m* Höhe (Fallrichtung: 150/40). Außerdem ist noch etwas westlicher in 2100 *m* Höhe eine dickbauchige Amphibolitlinse angeschlossen, die später nochmals eingehender beschrieben wird (SO-Fallen mit 20—30°).

N—S-Schnitte durch diesen Rücken zeigen im Süden NO-Fallen, im Norden SO-fallende Schichten, so daß eine deutliche Mulde vorliegt, die jedoch im W als auch im O Abänderungen aufzuweisen hat (Tafel XIII, Fig. 2).

Das Hühnerkogel-Kar

Geologisch betrachtet, zerfällt das Kar in zwei recht verschieden aufgebaute Teile. Der nördliche Teil wird durch den Ostabfall des Hühnerkogels gebildet. Es besteht aus Glimmerschiefern und Amphiboliten. Der südliche Teil enthält jedoch in den Glimmerschiefern und Amphiboliten eine Unmenge von größeren und kleineren Kalkschollen eingelagert, die zum „Kalkkamm“ südlich des Hühnerkogels emporziehen. Wahrscheinlich liegt zwischen diesen beiden Teilen ein Bruch, der jedoch nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden konnte.

Der Ostabfall des Hühnerkogels (Tafel XIII, Fig. 6)

besteht bis 1880 *m* fast nur aus Moränenschutt. Einzelne Aufschlüsse lassen jedoch erkennen, daß von 1820 *m* Amphibolite anstehen, die bis 1990 *m* reichen und mit durchschnittlich 20—30° nach SSW—OSO fallen. Meist handelt es sich um Feldspatamphibolit, in den höheren Lagen schalten sich Glimmerschieferlagen ein, bei 1950 *m* und 1975 *m* sind zwei kleine 1—2 *m* mächtige Kalkschollen vorhanden. Über 1950 *m* Höhe bauen Glimmerschiefer, die anfangs noch einige schmale Amphibolitlagen enthalten,

mit SSW—WSW-Fallen (20°) bis zu P. 2071 den Hang auf. Die muldenförmige Ebenheit ist mit großen Amphibolitblöcken bedeckt. Der Steilaufstieg zum Hühnerkogel zeigt über 2100 m anstehenden Amphibolit mit OSO-Fallen (30°). Da an den entscheidenden Stellen starke Blockbedeckung vorliegt, kann nicht mit Sicherheit angegeben werden, ob die unteren Amphibolite von 1880—1990 m und die des Hühnerkogels muldenförmig zu verbinden sind, doch besteht die größte Wahrscheinlichkeit, daß hier eine nach W stark aufgehogene Quermulde mit ungefähr NNW—SSO streichender Achse vorliegt (Tafel XIII, Fig. 6 d).

Dieses gesamte Profil wird im N durch einen Bruch vom Scharnitzfeld-Ostabfall getrennt. Dieser Bruch kommt nicht nur in der Scharte nördlich Hühnerkogel zum Ausdruck, sondern ist auch im Kar selbst klar ersichtlich.

Um im südlichen Teil des Kares das Auftreten der Kalkschollen aufzuzeigen, bringe ich einige Profile (Tafel XIII, Fig. 6 a, b, c):

1. Der Rücken, der von der unteren Glitschkaalm (= Pichleralm) gegen SW bis zum Kalkkamm (= südlich Hühnerkogel) führt, zeigt folgendes:

bis 1850 m Moränenschutt;

1850—1900 m Wölzerglimmerschiefer;

1900—2080 m Amphibolite mit Lagen von Glimmerschiefer und mit Kalkschollen (Einfällen durchschnittlich 150/25);

1970 m Kalkscholle (= „a“) 1 m mächtig;

1995 m Kalkscholle bei einem Viehbrunnen (= „b“, S-Fallen, 25°;

2020 m 3 m mächtige, 5 m lange Kalkscholle (= „c“, etwas südlicher ½ m breite 3 m lange Kalkscholle (= „d“);

2025—2050 m Kalkscholle, eine kleine Kuppe bildend (= „e“, N—S-Richtung 40 m, Einfällen 135/45, B-Achse streicht N 40° O;

2070—2090 m Kalkscholle („f“, Einfällen 60/60), etwas nördlicher Kalkscholle („g“, 1 m² groß, und noch 10 m nördlicher Kalkscholle, 1 m breit, 3 m lang („h“, Einfällen 40/25);

2100—2115 m lappig geformte Kalkscholle („i“, Einfällen 330/10, etwas südlicher 180/25);

2120—2140 m Kalkscholle („j“, 30 m lang, Einfällen 70/20).

2. Zwieselsrücken. Zwischen der oberen und unteren Glitschkaalm verläuft ein Graben, der sich in 1890 m in zwei Quellbäche teilt, so daß ein schmaler Rücken gegen SW zieht. Es wurden folgende Besonderheiten festgestellt:

bis 1930 m Moränenschutt;

1930—2040 m Amphibolite mit Lagen von Glimmerschiefern und mit Kalkschollen; 1990 m Kalklinse, 5 m mächtig, 10 m lang, Einfällen gegen SW (20°); sie setzt sich gegen Süden in drei deutlich getrennte Linsen fort (= 1);

2010 m 12 m mächtige Kalkscholle (= 2, Einfällen 200/30); südlich vom Bach steht eine 2 m mächtige Kalkscholle an, die zum Kalk von „e“ führt;

2040 m 1½ m mächtige Kalkscholle (= 3) in Amphibolit (20 m mächtig);

2080—2154 m (= bis zum Kamm) schmaler Kalkstreifen (= 4), gefaltet.

3. Südlicher Teil des Kares — NO-Abfall des Sonneck-Kammes. Die Amphibolite sind nicht gegen Osten (Sonneck-Abfall) durchzuverfolgen; es scheint ein NO streichender Bruch durchzuziehen (schlechte Aufschlüsse, weil Schutt). In 2055 m Höhe steckt in den Glimmerschiefern ein 10 m mächtiger Kalk (SO-Fallen, 30°). Darüber folgt 10 m Amphibolit und gegen den Kamm zu wieder Kalk (15 m mächtig).

4. Begeht man von der oberen Glitschkaalm (= Pichleralm) den Almweg gegen S (= Wölzer-Almweg), so liegt bis 1920 m Moränenschutt vor, dann bis 1940 m Amphibolit mit Lagen von Glimmerschiefern. Die folgenden Glimmerschiefer enthalten in 1945 m Höhe drei Kalklinen, die mit 40° gegen SSO einfallen.

Überblick über das Gebiet des Hühnerkogel-Kares

Ein N—S-Schnitt durch das Hühnerkogel-Kar (Tafel XIII, Fig. 2) zeigt deutlich eine Aufwölbung (= Hühnerkogel-Aufwölbung). Der Südflügel fällt hauptsächlich gegen SO, der Nordflügel gegen NO; wozu noch

untergeordnete flache Wellungen treten. Gegen Westen tritt, durch die Amphibolite des Hühnerkogels, eine Quereinmündung in Erscheinung. Diese Hühnerkogel-Aufwölbung wird im N durch den Hühnerkogelbruch (NNO-streichend) zerschnitten, der ein Absinken des nördlichen Flügels zur Folge hatte.

In der Bachmulde südlich P. 2071 verläuft höchstwahrscheinlich ein ebenso streichender Bruch, der ein Absinken des südlichen Flügels bewirkt. Es steht dieses Gebiet mit den vielen Kalkschollen im schroffen Gegensatz zum nördlichen (Ostabfall vom P. 2071), wo die Kalkschollen nur vereinzelt auftreten. Außerdem tritt auch die Quermulde nicht so scharf in Erscheinung wie am Ostabfall des Hühnerkogels.

Ein dritter parallel verlaufender Bruch erstreckt sich wahrscheinlich am Südrand des Kares. Kleinere N—S-Brüche verursachen geringfügige Verstellungen am Süstabfall des Scharnitzfeld-Ostrückens.

Das Mitterspielkar (Tafel XIII, Fig. 1 und 12)

Die Umrahmung dieses Kares bildet im Süden der nach Osten abfallende Rücken des Scharnitzfeldes, im Norden der vom Goldbühel nach Osten verlaufende Rücken und im W der Hauptkamm Scharnitzfeld—Großhansl—Goldbühel.

Die Geologie des Rahmens

Der Südrahmen — Ostabfall des Scharnitzfeldes — wurde bereits besprochen. Ich erinnere besonders an die Amphibolite am untersten Ostabfall, an die Marmorlinsen am Nordabfall und an die mächtige Amphibolitlinse am Nordabfall, die einen steilen Felsabfall von 2150 m bis 2120 m Höhe bildet. Dieser Amphibolit fällt mit 15—30° gegen SO und ist stark geklüftet (Hauptklüftung mit 70° nach WNW fallend). Es handelt sich um auffallend dicke Typen, die stellenweise mylonitisch entwickelt und etwas erzführend sind. Dieser Amphibolit wird am Nordrand durch einen W—O verlaufenden Bruch — Mitterspielbruch — abgeschnitten, der nach Osten bis zur Einmündung des Mitterspielbaches in den Scharnitzgraben meist längs des Grabens zu verfolgen ist und an mehreren Stellen mylonitisierte Amphibolite enthält.

Der Goldbühel-Ostabfall besteht überwiegend aus quarzitischem Glimmerschiefer, die besonders in den höheren Teilen fast stets größere Granaten führen.

Am untersten Steilabfall sind am Fahrweg zur Wildalpe von 1440 bis 1470 m Höhe Kohlenstoffquarzite vorhanden, die zwar schlecht aufgeschlossen sind, immerhin aber ein ONO—NO-Fallen (20—30°) erkennen lassen. Darüber liegen bis 1530 m Amphibolite, die nördlich vom Mitterspielgraben auskeilen, nach N jedoch bis zum Wildalpenbach und weiter nach O bis nördlich Jaurisalpe zu verfolgen sind. Die folgenden Glimmerschiefer fallen meist mit 30° gegen N—NNO und enthalten in 1650 m Höhe schmale Amphibolitlagen, die jedoch sehr schlecht aufgeschlossen nur in Lesestücken erkenntlich sind. In 1700 m Höhe beginnt ein auffallender Marmorzug, der bis 1750 m emporreicht, jedoch im Laufe des Streichens seine Mächtigkeit ändert, so daß er wie ein linsig ausgezogenes Band erscheint. Gegen S endet er mit einem deutlichen zirka 10 m hohen Felsen ungefähr 150 m

nördlich vom Mitterspielgraben. Gegen N ist er bis zum Wildalpenbach und an den untersten Abfällen des Hirnkogels bis zur Traglhütte zu verfolgen. Die Basis des Südendes enthält eine 2—3 m mächtige Pegmatitlage. Der Marmor zeigt meist NNO-Fallen (35°), doch lokal beobachtet man auch N-Fallen (60 — 70°). Darüber liegen wieder quarzitisches Glimmerschiefer, die am Kamm meist mit 20 — 30° nach NNO fallen, über 2100 m überwiegen mit 30 — 40° gegen NO bis O fallende Lagen. Die schönen, ebenflächigen Glimmerschieferplatten auf der Kammkuppe 2130 fallen $30/30$.

Unmittelbar westlich im Sattel steht ein 3 m mächtiger Kalk mit dem Einfallen $40/40$ an, der gegen S 5 m zu verfolgen ist und sich weiter südöstlich (Südabfall der Kammkuppe) fortsetzt. Westlich der anschließenden Sattellebenheit folgt ein flachwelliger Anstieg, dessen südlicher Teil aus 15 m mächtigem Kalk besteht, der mit einem Einfallen $30/50$ unter den Glimmerschiefer einfällt. Daran schließt sich gegen W 15 m Pegmatit, 12 m grauer glattiger Kalk, 10 m Glimmerschiefer, 1 m Kalk, 10 m Glimmerschiefer, 7 m gelblicher Kalk, 6 m Aplit und 80 m gelblicher Kalk. Dieses Schuppenpaket zieht flachwellig, mit 50° nach NO fallend, gegen Westen in die flachen Südabfälle des Goldbühels hinein. Gegen Osten streicht es ebenfalls in die Südabfälle und endet unter der Sattellebenheit (Tafel XIII, Fig. 7).

Bis zum Goldbühel aufwärts bauen wieder Wölzerglimmerschiefer mit einem Einfallen $70/20$ — 30 den Kamm auf. Am Gipfel sind biotitisierte Amphibolite mit Lagen von Biotitschiefer enthalten (Fallrichtungen: $150/20$ und $70/30$).

Die Südabfälle des Goldbühel-Ostabfalles enthalten in den Glimmerschiefern mit dem Einfallen $30/20$ — 30 bis $0/20$ zwei auffallende Kalkzüge. Der eine beginnt am Südabfall des Gipfels und zieht wellig zum Ostabfall (2150 m) und verschwindet südlich der Sattellebenheit. Der andere stellt die Fortsetzung des Kalkes im Sattel westlich Kammkuppe dar. Kleinere, isoliert liegende Kalklinsen sind am Südabfall der Sattellebenheit (2120 m) in 2060 m zu beobachten (Einfallen $30/30$). An diesem Abfall fällt in 2040 m Höhe auch ein 5 m mächtiger Amphibolit auf.

Die Nordabfälle bestehen aus Glimmerschiefern, die durchschnittlich 20 — 30° NNO—N fallen. Kombiniert man alle Fallrichtungen an diesem Rücken, so erhält man eine nach NNO—NO fallende Platte, die geringfügige flache Wellungen aufweist.

Der Kamm Sebnitzfeld—Großhansl—Goldbühel (Tafel XIII, Fig. 2)

Vom Sebnitzfeld bis zum Beginn des Sattels stehen bis 2225 m Höhe Glimmerschiefer und dann Amphibolite mit SSO-Fallen (30°) an. Darunter liegt, die kleine Kuppe im Sattel bildend, lichter Quarzit, der, 30 m mächtig, mit 40 — 50° gegen SSO fällt, dann folgt 100 m Glimmerschiefer und wieder ein 12 m breites Quarzitband mit S-Fallen (50 — 60°). Der nördliche Teil des Sattels besteht aus quarzitischem Glimmerschiefer, die mit 20° gegen NW fallen. Leider ist weder am Ost- noch am Westabfall der Übergang vom südlichen ins nördliche Fallen aufgeschlossen (Almboden!), doch aus verschiedenen kleinen Beobachtungen am Ostabfall ist zu erkennen, daß ein Sattel vorliegt, der als Mitterspielsattel bezeichnet wird.

Der Steilaufstieg zum Großhansl besteht bis 2250 *m* aus Glimmerschiefern, die helle Quarzitlagen enthalten. In dieser Höhe erscheint am Ostabfall ein 3—4 *m* mächtiger Kalk, der wellig gegen N zieht und in 2270 *m* an einem ebenen Kammstück in einer Breite von 3 *m* mit einem Einfallen 115/20 zum Kamm kommt. Darüber liegt 15 *m* Amphibolit und es erscheint abermals der Kalk in einer Breite von 5 *m*. Der Kalk verschwindet dann vom Kamm und zieht in die Ostabfälle hinein, wo er auskeilend endet.

Weiter aufwärts bis zum Gipfel stehen Amphibolite und biotitisierte Amphibolite mit biotitreichen Lagen an; am Gipfel wurden biotitisierte Granatamphibolite geschlagen; es herrscht das Einfallen 160/30 und dann NNO—NO-Fallen (20—30°). Auch am Nordabfall sind diese Gesteine anfangs mit der Fallrichtung 135/20 und dann mit NO—NNO-Fallen (30—45°) vorhanden. Unter 2290 *m* treten biotitisierte Amphibolite etwas zurück und biotitreiche Lagen mit Biotitquarziten überwiegen.

Faßt man die Richtungen am Großhansl zusammen, so zeigt sich eine flachwellige Aufwölbung (Tafel XIII, Fig. 1).

Mit dem Beginn des Sattels stellt sich ein 50 *m* mächtiger Kalk ein, der von S nach N folgende Fallrichtungen zeigt: 50° nach NO, 80—90° nach NNO—NO und 80—90° nach SW; er stellt somit eine auffallend kurze Einmündung dar. Der Kalk reicht nach W 15 *m* und nach O 5 *m* hinab. Weiter gegen N folgt 2 *m* Glimmerschiefer, 20 *m* lichter Quarzit (SSW-Fallen, 50°), 10 *m* Glimmerschiefer, 15 *m* lichter Quarzit (Einfallen 160/30) und bis zum Ende des Sattels wieder Glimmerschiefer. Der Steilaufstieg zum Goldbühel besteht bis 2190 *m* Höhe aus Wölzerglimmerschiefern. Mit dem Beginn des ebenen Kammstückes stellt sich ein weißer, dünnplattiger Kalk, der zuunterst mit 20° nach NO fällt. Er zeigt dann die Fallrichtung 30/15 und in den hangenden Lagen, wo eine 1 *m* mächtige Schuppe von Glimmerschiefern enthalten ist, das Einfallen 50/35. Dieser 15—20 *m* mächtige Kalk zieht flachwellig in die Südfälle des Goldbühelrückens hinein.

Weiter aufwärts folgen biotitisierte Amphibolite, die Lagen von Biotitschiefern enthalten. Der Nordabfall bis zum Sattel ist ähnlich zusammengesetzt. Unter 2200 *m* Höhe werden die Wölzerglimmerschiefer herrschend, die ziemlich gleichmäßig die Fallrichtung 40/25 aufweisen.

Das Mitterspielkar (Tafel XIII, Fig. 1 und 12)

Der Steilabfall unter 1700 *m* Höhe ist fast ganz mit Schutt bedeckt. Nur der tief eingeschnittene Bach und einige Felsen nördlich vom Graben zeigen Wölzerglimmerschiefer mit NNW-Fallen (20°). Zwischen 1500 und 1550 *m* Höhe stehen nördlich vom Bach Koblenstoffquarzitschiefer an.

Über dem Steilhang (1700 *m*) ist der breite Karhoden mit großen Blöcken und mit Schutt überstreut. Nur im südlichen Bachbett sind von 1800 bis 1890 *m* einige Aufschlüsse vorhanden. Meist handelt es sich um Wölzerglimmerschiefer, doch an einigen Stellen treten Mylonite nach Amphiboliten und Glimmerschiefern auf. Auf der Südseite herrscht fast durchwegs S—SW-Fallen (20—30°), auf der Nordseite überwiegt NNO-Fallen (30—40°). Die verschiedenen Fallrichtungen zu beiden Seiten des Grabens, die mylonitischen schwach vererzten Gesteine und die verschiedenen Profile nördlich und südlich vom unteren Mitterspielgraben beweisen, daß hier eine Störung durchsetzt, die sich aus den Aufschlüssen höher oben als ein W—O streichender Bruch herausstellt (= Mitterspielbruch).

In 1970 *m* Höhe liegt ein ebener Karboden. Von da an teilt sich der Mitterspielgraben in zwei Quellbäche, die sich höher oben wieder verzweigen.

Diese steil ansteigende Bachregion wird im Süden vom Nordabfall des Scharnitzrückens, im Norden durch einen Grat, der vom Ostabfall des Großhansls gegen O zieht, begrenzt.

Im Süden steht der bereits erwähnte Amphibolitmylonit mit SSO-Fallen (20°) an. Daran schließt sich im N ein 200 *m* breiter Streifen von Glimmerschiefer, der eine 15–20 *m* mächtige Amphibolitlage enthält. Es herrscht N-Fallen (20–30°). Darüber liegen 200–300 *m* mächtige Kohlenstoffquarzschiefer. Sie sind am Zwieselsrücken und in dem tief eingeschnittenen Bach meist mit NNO–NO-Fallen (30–40°) aufgeschlossen. Um 1990 *m* Höhe enthalten die hangenden Lagen zwei schmale, 2–3 *m* mächtige Kalklinsen. Diese Kohlenstoffquarzite zeigen starke Zerbrechungen, kleine Verfaltungen und einen raschen Wechsel der Fallrichtungen.

In ungefähr 2150 *m* Höhe verschwinden gegen W diese Kohlenstoffgesteine unter Wölzerglimmerschiefern, wobei ein sattelförmiges Untertauschen vorliegt.

Weiter gegen N folgen Amphibolite und biotitisierte Amphibolite, die schmale Linsen von Glimmerschiefer enthalten und meist NNO-Fallen (40°) aufweisen. Die Amphibolite reichen noch etwas nördlich über den Grat, der die Grabenmulde im N begrenzt. Die Karmulde im N besteht wieder aus Glimmerschiefern, die S–SSW-Fallen (20°) zeigen.

Die Amphibolite am Nordrand der Mitterspielgrabenmulde keilen gegen W aus. In einem S–N-Schnitt in 2150 *m* Höhe überwiegen die Glimmerschiefer, die in der Mitte der karigen Mulde Lagen von hellem Quarzit und am Nordrand nur mehr schmale Amphibolitbänder enthalten.

Im Kammprofil Scharnitzfeld–Großhansl kommt der Mitterspielsattel deutlich zur Geltung, der Mitterspielbruch ist jedoch nicht mit Sicherheit zu erkennen.

Um ein möglichst vollständiges Bild von der Lagerung im ganzen Kar zu erhalten seien noch einige Aufschlüsse angeführt.

Der Ostabfall des Großhansls zeigt in 1980 *m* Höhe einen isoliert aus dem Schutt hervorragenden Felskopf. Er besteht zu unterst aus Amphibolit, dann aus Glimmerschiefern, die schmale Amphibolitlagen enthalten und mit einer kleinen Amphibolitplatte abschließen. Am Südabfall dieses Kogels herrscht SW-Fallen (15°), am Nordabfall SSO-Fallen; es liegt also eine flache Mulde vor.

In der Ostfalllinie des Großhansls steht in 2020 *m* Höhe ein 4 *m* mächtiger Amphibolit an, der am Nordende N-Fallen (20°), am Süden S-Fallen (20°) zeigt, so daß eine flache Wölbung aufscheint.

Überblick über das gesamte Mitterspielkar

Durch die Verbindung der Fallrichtungen vom Ostabfall des Scharnitzfeldes und Goldbühels kommt deutlich ein Gewölbe, das Mitterspielgewölbe, zum Ausdruck. Innerhalb dieser Sattelzone gibt es, wie die Aufschlüsse im Profil über Großhansl und im Kar gezeigt haben, verschiedene Abweichungen, die eine flache sekundäre Wellung anzeigen. Die Quermulde ist nicht mehr deutlich erkennbar, sie scheint im Raume des Scharnitzfeldes zu Ende zu gehen.

Von größter Bedeutung ist der Mitterspielbruch, der am Südrand des Kares W–O streichend durchschneidet. Er ist stellenweise von Mylo-

niten begleitet und bewirkte ein Absinken des südlichen Teiles (Scharnitzfeld).

Eine Besonderheit stellen dann noch die Kohlenstoffquarzitschiefer dar, die sattelförmig gegen W untertauchen.

Das Gebiet um die Wildalpe (Tafel XIII, Fig. 1, 3 und 9)

Der Hauptkamm Goldbühel—Hirnkogel (Tafel XIII, Fig. 1 und 9)

Das Profil vom Goldbühel gegen N besteht aus biotitischen Amphiboliten mit Lagen von Biotitschiefern, im Sattel fällt eine kurze Pegmatitlinse besonders auf. Es herrscht fast gleichmäßiges NO—NNO-Fallen (30—40°).

Die Wölzerglimmerschiefer zum Jauriskampl enthalten in 2190 m Höhe zwei 4—5 m mächtige Kalklinsen, die durch 5 m mächtige Glimmerschiefer getrennt sind (35° NNO-Fallen). Diese Kalklinsen führen zu einer Reihe von Kalkagen, die am Ostabfall des Jauriskampels aufgeschlossen sind. Der breite nach NO abfallende Rücken besteht aus Granatglimmerschiefern mit großen Granaten und vereinzelt mit Staurolithen. Es herrscht NNO-Fallen (20—30°). Auf dem ebenen Kammstück unmittelbar südlich des großen Kalkkopfes stellt sich ein 200 m langes hunes Profil von Kalk und Pegmatit ein.

Dann folgt der Steilaufstieg zur Kuppe, die aus grauem, plattigem Kalk besteht. Im südlichen Steilhang herrscht 30—35° NO—ONO-, am nördl. Abfall 45—65° NNO-Fallen. Die nördlich anschließende Soharte (= Pölsjoch) besteht aus biotitisierten Amphiboliten, Feldspatamphiboliten und Biotitschiefern.

Mit Beginn des Aufstieges zum Blasenbauerkogel steht 1 m Pegmatitmylonit und 1 m grauer Kalk mit NNO-Fallen (70°). Weiter aufwärts stellen sich biotitisierte Amphibolite ein, die, gegen den Gipfel zu, Lagen von Biotitamphiboliten und am Ostabfall von Feldspatamphiboliten enthalten. Auch Lagen von Glimmerschiefer sind vereinzelt vorhanden.

Am Südobfall führt vom Pölsjoch ein Steig gegen Osten, der in ausgezeichneter Weise die gesamte Serie der biotitisierten Gesteine zeigt. Es sind von W nach O aufgeschlossen:

- 2 m Pegmatitmylonit,
- 2 m grauer quarzitischer Biotitschiefer,
- 1½ m schmutziggrauer Kalk (Einfallen 10/70),
- 20 m biotitisierter Amphibolit mit lichterem und biotitreichen Lagen,
- 1 m schmutziggrauer Kalk (Einfallen 70/60—70) und grauschwarze biotitisierte Amphibolite.

Diese Amphibolittypen sind raschem Wechsel unterworfen. Auffallend sind die biotitreichen Typen, die oft als Biotitschiefer anzusprechen sind und manche Typen, die im Handstück wie Biotitquarzit aussehen, sie gehören jedoch sicher in diese Gesellschaft, da sie stets etwas Feldspat führen und Übergänge zu anderen Typen vorhanden sind. Im Westen ist die Biotitisierung stärker als im O, so daß anscheinend diese mit der Tektonik (Pölsbruch, stärkeres Herausheben der Mulde im SW) in Zusammenhang zu bringen ist. Bis 2090 m Höhe fallen am Westabfall diese Gesteine mit 50—70° nach NO, dann stellt sich gegen den Gipfel zu SO—OSO-Fallen (40—60°) ein.

Diese Amphibolitserie bildet daher als Ganzes eine muldenförmige verbogene Platte, die am SW-Rand steil aufgebogen ist, gegen SO jedoch nur mit 30—40° gegen N einfällt.

Im Sattel östlich Blasenbauerkogel schließt sich an den Amphibolit ein 1 m mächtiger Pegmatit (NW-Fallen, 40°), 10 m Glimmerschiefer, 20 m Amphibolit, 4 m Aplit und gegen den Südabfall ein 12—15 m breiter Kalkzug an, der mit N-Fallen (50°) nach Osten zieht und sich mit dem Kalk der 1. Kuppe (= östlich vom Sattel) vereinigt. Nach W keilt dieser Kalkzug nach 100 m aus.

Vom Sattel östlich Blasenbauerkogel folgt nun gegen Osten ein flachwelliger Kamm, dessen Kuppen aus Kalk bestehen, die schon von weitem erkennbar sind (Tafel XIII, Fig. 9).

Die 1. Kalkkuppe besteht aus ebenflächigen Platten, die durchschnittlich mit 45° nach N fallen. Am Südabfall reicht der Kalk zirka 15 m hinab, nach N ungefähr bis 20 m.

Am Südabfall schiebt eine dünne Amphibolitlage ein, welche den Kalk in zwei Teile zerlegt. Der nördliche keilt gegen W rasch aus (im Sattelprofil erwähnt), der südliche Kalkstreifen reicht noch ungefähr 60 m weiter gegen W und streicht in Richtung des Kalkkogels am Pölsenjoch.

Östlich der Kalkkuppe fällt gegen den Nordhang zu im Kalk ein 6 m breiter, grau-brauner Fleck auf, der aus grauem Glimmerkalk besteht. Im breiten Sattel östlich der 1. Kalkkuppe steht ein schwarzes, dünnblättriges Gestein an, das als Biotitschiefer zu bezeichnen ist und Lagen von Amphibolit enthält.

Die folgende Kuppe (= 2. Kuppe) besteht wieder aus Kalk, der am Südabfall 15—20 m hinabreicht, mit 25—30° nach NNO fällt und mit der 1. Kuppe verbunden ist. Das Kristallin im Sattel muß daher als Schuppe aufgefaßt werden. Gegen N reicht jedoch der Kalk bis 1680 m Höhe hinab und schneidet westlich an der vom Sattel gegen N führenden Mulde scharf ab. Westlich der Mulde stehen Glimmerschiefer, östlich Kalk an, so daß ein deutlicher Bruch zur Geltung kommt.

Von der 2. Kuppe reicht der Kalk am Kamm noch ungefähr 30 m gegen Osten, am Südabfall zieht er noch ein Stück weiter und keilt südlich vom folgenden Sattel aus. Im Sattel kommen wieder Glimmerschiefer und deren Begleitgesteine zur Geltung. Es folgt die 3. Kuppe, die aus Glimmerschiefern, lichten Quarziten und Amphiboliten besteht. Vom Sattel gegen Osten wurde folgendes Profil beobachtet:

Glimmerschiefer mit 1 m Kalk,

4 m Pegmatit,

6 m Biotitaplit,

5 m Pegmatit,

5 m Glimmerschiefer,

10 m Amphibolit,

30 m Glimmerschiefer (ONO-Fallen, 20°),

60 m lichter Quarzit mit dünnen Lagen von Glimmerschiefer,

20 m Glimmerschiefer mit Quarzeinlagen, dann Quarzit bis 5 m westlich der Kuppe mit Glimmerschieferlagen,

Glimmerschiefer bis 30 m östlich der Kuppe mit einer Quarzlage,

30 m Amphibolit,

15 m Glimmerschiefer.

Anf dieser Kuppe (= 3. Kuppe) sind die lichten Quarzite besonders auffallend, sie sind auch am Süd- und Nordabfall durchstreichend zu verfolgen.

Glimmerschiefer und Quarzite, vereinzelt auch mit dünnen Amphibolitlagen, bauen auch den Süd- und den Nordabfall dieser Kuppe auf.

Die folgende kleine Kuppe (= 4. Kuppe) besteht wieder aus Kalk, der mit 30° nach NO fällt, jedoch am Kamm nur 30 m lang ist und nach N 4—5 m und nach S 2—3 m hinabreicht. Nach einigen Metern Amphibolit, der eine Schuppe im Kalk bildet, folgt wieder eine flache Kuppe (= 5. Kuppe) aus Kalk, der am Kamm 200 m zu verfolgen ist. Im anschließenden breiten Sattel kommen Glimmerschiefer, lichte Quarzite, 3 m Marmor und 3 m Amphibolit mit ONO-Fällen (30°) zum Vorschein.

Diese kristallinen Gesteine streichen am Südabfall zirka 100 m gegen Osten und verschwinden unter den Kalken des Hirnkogels, die sich mit denen der 5. Kuppe vereinen. Am Kamm folgt nach diesem 120 m breiten kristallinen Aufschluß die geschlossene Masse des Hirnkogelkalkes.

Überblickt man dieses Kammprofil, so fallen 4 Kuppen auf, die aus Kalk aufgebaut sind und durch Glimmerschiefer getrennt sind. Es handelt sich hier um teilweise in Glimmerschiefern verschuppte Kalkschollen, welche zur Basis der mächtigen Hirnkogel-Kalkplatte gehören. Sie zeigen mit durchschnittlich $20\text{--}30^\circ$ gegen N bis NO fallende Platten, die gegen N verschieden weit hinabreichen.

Die Begehungen am Nordabfall haben ergeben, daß der Kalk der 5. Kuppe mit dem Hirnkogel-Kalk zusammenschließt, so daß die Glimmerschiefer ein Fenster bilden. Zwischen den Nordahfällen der 4. und 5. Kuppe sind bis 1930 m Höhe kleine, oft nur 5—10 m² große Kalkflecken sichtbar, die Reste einer einst zusammenhängenden Kalkplatte darstellen.

Die Glimmerschiefer und Quarzite der 3. Kuppe (= Quarzitkuppe) sind gegen N bis zum Beginn des Steilabfalles (= 1900—1850 m) zu verfolgen, dann legt sich mit NNO-Fällen (60°) Kalk darüber, der steile Felsen bis gegen 1700 m Höhe bildet. Dieser Kalk des Steilabfalles verhindert sich gegen W mit dem Kalk der 2. Kuppe und gegen Osten mit dem Hirnkogel-Kalk, so daß am Nordabfall die Glimmerschiefer der Quarzitkuppe als Fenster erscheinen. Die einzelnen S—N-Profile zeigt Tafel XIII, Fig. 9.

Die Südostabfälle von Jauriskampl bis zur Wildalpe zeigen einige Besonderheiten (Tafel XIII, Fig. 1 und 2).

1. Der Südabfall des Jauriskampls birgt in den quarzitischen Glimmerschiefern eine Reihe von marmorisierten Kalklinsen, die in 2100 m Höhe beginnen und bis zum Karboden bei 1980 m reichen. Die verschiedenen mächtigen Linsen, von 5 bis 30 m Mächtigkeit, zeigen starke Spuren von Beanspruchung (Klüftung, Zerdrückungen) und sehen in der Gesamtheit wie verzettelte, in Linsen aufgelöste Kalklagen aus. Es herrscht meist NO—NNO-Fällen ($30\text{--}40^\circ$). Sie sind stellenweise von Pegmatiten begleitet.

Am Südrand des Kars erscheint eine deutliche, vom Eis gerundete Kuppe, die vom W nach O folgende Schichten enthält:

- Glimmerschiefer,
- 15 m Feldspatamphibolit, der am Südabfall auskeilt und mit einer 2 m mächtigen Marmorlinse verbunden ist,
- 8 m Glimmerschiefer (NO-Fällen, 50°), dann bläulich-grauer Kalk, der bis zum Karboden (1980 m) hinabreicht (NO-Fällen, 40°).

Komplizierte Lagerungsverhältnisse herrschen im Gehiet der Pölsmulde, die südlich Blasenbauerkogel zum Pölsjoch führt. Unmittelbar westlich der Mulde stehen bis 1970 m Granatglimmerschiefer mit NNO-

Fallen (30—50°) an. Dann folgen graue Kalke, die vom Pölsjochkopf in auffallender Breite den Steilabfall bilden und unmittelbar westlich der Mulde mit 30 m Mächtigkeit abgeschnitten werden (Tafel XIII, Fig. 1).

Über den Kalken liegen Biotitschiefer mit Lagen von Amphibolit (Fallrichtung 20/40—60).

Östlich der Mulde ist der Kalk über den Glimmerschiefern von 1870 bis 1960 m Höhe mit NNO-Fallen (30°) zu beachten. Darüber liegt ein schmales Amphibolitband, ein 5 m mächtiger Kalk und weiter aufwärts Biotitamphibolite mit Biotitschieferlagen.

Etwas östlicher zeigt der Hauptkalkzug deutlich kleine Verstellungen. Darüber ist wieder der Amphibolit und das Kalkband vorhanden, welche Lagen weiter gegen Osten zu verfolgen sind. In den Glimmerschiefern unterm Hauptkalkzug steckt eine 1 m mächtige Pegmatitlinse und eine 2 m mächtige Kalklage.

Noch etwas östlicher, durch eine von Schutt erfüllte Schlucht getrennt, hebt sich eine auffallende Kalkwand ab, die von 1850 m bis 1990 m emporreicht und von der Ferne wie eine eingefaltete Mulde aussieht. Die Kalke fallen zuunterst 30/30 und zuoberst 330/70. Die hangendsten Partien keilen gegen O aus und setzen sich in drei abgesplitterte Linsen fort. Darunter schiebt sich eine Lage von Amphibolit ein. Der Hauptkalkzug sinkt mit einer deutlich gegen NO fallenden Fläche rasch in die Tiefe.

Überblickt man dieses Gebiet, so erkennt man längs der Pölsmulde deutlich einen Bruch (= Pölsbruch), der NW—SO streicht und ein Absinken des östlichen Flügels zur Folge hatte. Kleine sekundäre Brüche begleiten im Osten diese Störung.

Der Hauptkalkzug streicht etwas verbogen zur auffallenden Kalkwand, die sich von der Ferne gesehen deutlich abhebt, so daß sie wahrscheinlich durch einen Bruch vom Hauptkalkzug getrennt ist. Der Beweis ist nicht sicher zu erbringen, da eine Schuttrinne die Aufschlüsse verhüllt.

Die Begehung der Hänge nördlich der Almhütte Wildalpe (1782 m) zeigt zuunterst kleine Felswände, die aus Glimmerschiefer bestehen und durchschnittlich mit 25° nach NNO—NO fallen. In 1890 m Höhe (Falllinie zur Almhütte) schaltet sich eine 30 m mächtige Kalklinse ein (N-Fallen, 40°), die gegen W in einige kleine Linsen verzettelt 200—300 m weiterzieht und gegen Osten ebenfalls in Linsen aufgelöst zu einem auffallenden Kalkband binzieht. Weiter aufwärts sind bis 1950 m noch einige kleine Kalklinsen sichtbar und es stellen sich dann im Glimmerschiefer lichte Quarzite und schmale Amphibolitlagen ein; die Schichten fallen durchwegs mit 20—30° gegen N.

Begeht man das Profil etwas östlicher (Südabfall der 5. Kuppe), so beginnt der Kalk in 1910 m Höhe und reicht bis zum Kamm. Einige Kalkschollen liegen westlich der Mulde. Brüche, die längs der Mulden in N—S-Richtung verlaufen, verursachen deutlich kleine Verstellungen, die ein Absinken des östlichen Flügels verursachten.

Der Hirnkogel (Tafel XIII, Fig. 3)

Der vom Blasenbauerkogel nach O verlaufende Kamm findet beim Doppelgipfel des Grnber (2080 m) und Vorderen Hirnkogel (1892 m) sein Ende. Er besteht fast durchwegs aus Kalk, der eine 200—300 m mächtige

verbogene Platte bildet, unter der stellenweise der kristalline Untergrund als Fenster zum Vorschein kommt.

Die Südabfälle

Die unteren Steilabfälle bestehen aus Wölzerglimmerschiefern, die mit $15-25^\circ$ gegen NNO—NO einfallen. Oberhalb der Jaurisalpe beginnt ein Amphibolitzug, der gegen W zum Wildalpenbach hinstreicht und am Ostabfall des Goldbühels auskeilt.

Etwas höher, bei der Tröglhütte beginnend, setzt ein Marmorzug auf, der bis zum Mitterspielgraben zu verfolgen ist. Es handelt sich um einen in Linsen aufgelösten Zug, der durchschnittlich mit 20° nach NO—NNO fällt. Nordwestlich der Tröglhütte ist er an einem Weg 15 m mächtig und fällt mit 20° gegen N. Dieser Kalk bildet eine Linse von zirka 200 m Länge, die im W längs einer Schlucht scharf abschneidet. In dieser Schlucht kommt Glimmerschiefer zum Vorschein. Westlich davon setzt 10 m höher (1400 m) wieder eine Linse ein, die ungefähr 100 m lang ist, $15/65$ fällt und scharf im W abschneidet. Sie birgt eine $1\frac{1}{2}$ m mächtige Pegmatitlage. Durch eine Runse getrennt, in der Glimmerschiefer ansteht, setzt etwas tiefer die nächste Kalklinse ein, die an der Basis eingeschuppte, erzführende Biotitschiefer enthält; letztere wurden durch einen Stollen (= Hirnkogelstollen, siehe S. 249) erschlossen. Und in dieser Weise streichen die abgehackten Linsen bis zum Wildalpenbach, wo sie am Weg in 1630 m Höhe mit 15 m Mächtigkeit (Einfallen: 50/20) anstehen. In 1650 m Höhe fällt noch eine 2—3 m mächtige Linse auf. Unmittelbar östlich davon schwillt der Kalk zu einer 30 m hohen Felswand an. Südlich vom Wildalpenbach ist dieser Marmorzug in ähnlichen Linsen fast bis zum Mitterspielgraben zu verfolgen und es stellt sich NNO-Fallen (30°) ein.

Dieser Marmorzug zeigt nicht nur eine deutliche Zerlegung in Linsen, sondern auch Bruchstörungen, die im allgemeinen ein Absetzen des östlichen Teiles zur Folge hatten. Über diesem Marmorzug liegen Glimmerschiefer, die vereinzelt kleine Kalklinsen und Pegmatite enthalten. Am auffallendsten ist der 5—6 m große Pegmatitblock nordöstlich der Tröglhütte.

Über den Glimmerschiefern folgen ungefähr über der Linie 1870 (nordöstlich Wildalpe) bis Gehöft Schaffer am Eingang in den Soharnitzgraben die Platte des Hirnkogel-Kalkes; es liegt jedoch nicht eine gerade verlaufende Grenzlinie vor, sondern eine, durch zahlreich N—S verlaufende Brüche gestörte, wodurch jedes östliche Stück etwas tiefer zu liegen kommt.

Geht man von der Wildalpe gegen NO aufwärts, so beginnt der Kalk über den mit 20° gegen NO fallenden Glimmerschiefern in 1870 m Höhe. Die Kalkgrenze bis zur 1. Mulde (SW Gruber Hirnkogel) zeigt deutlich Unregelmäßigkeiten; denn an dem horizontal nach O führenden Weg erscheinen am Weg Glimmerschiefer, dann wieder Kalk, so daß auch hier kleine Störungen angenommen werden müssen.

In der 1. Mulde (südwestlich Gruber Hirnkogel) setzen die Kalke schon bei 1830 m Höhe an und fallen mit 20° nach NNO. Am SW-Abfall des Vorderen Hirnkogels ist die Kalkgrenze in 1880 m Höhe erkennbar. Unmittelbar östlich jedoch, wo der Hang steil abfällt, beginnt der Kalk infolge einer deutlich sichtbaren Bruchstörung in 1865 m Höhe. Eine Bachschrunde verläuft längs des Bruches.

Geht man noch weiter nach Osten, so kann man in jeder Bachschrunde ein Absinken des Kalkes um 20—30 m beobachten. In der großen Mulde, die östlich Tröglhütte nach S führt, ist die Bruchstörung besonders auffallend. Die Kalkgrenze liegt in 1660 m Höhe. Unmittelbar östlich davon befindet sich ein Rücken mit einer Almhütte und die Kalk-

grenze verläuft in 1480 *m*, was ein Absinken um 180 *m* bedeutet. Die Kalke sind hier auffallend stark zerklüftet. Unmittelbar westlich vom Gehöft „Schaffer“ beginnen die Kalke über den Hangschottern in 1270 *m* Höhe.

Wir sehen also, daß der Südfall durch zahlreiche, meist N—S verlaufende Brüche verstellt wird, u. zw. so, daß das östliche Stück abgesunken erscheint.

Leider konnte ich nirgends die unmittelbare Auflagerungsfläche der Kalke auf die Glimmerschiefer beobachten, da die Grenze von Kalkstücken überrollt ist, doch geht aus den gleichen Fallrichtungen (es handelt sich meist um NO—NNO-Fallen, 20°) konkordante Überlagerung hervor.

Am Ost-, bzw. NO-Abfall reicht der Hirnkogel-Kalk bis zur Talsohle, nur in der ersten kleinen Bachschrünze nördlich „Schaffer“ (Gehöft Tröglbauer) kommt bis 1330 *m* Höhe der Glimmerschiefer zum Vorschein, während nördlich und südlich der Mulde bis zum Wiesenrand Kalk ansteht. Die Abfälle zum Pusterwaldtal bestehen aus Terrassenschotter. Am Ostabfall taucht ungefähr von 1500 bis 1700 *m* Höhe unter dem Hirnkogel-Kalk der Untergrund hervor, der aus Glimmerschiefern mit Lagen von hellem Quarzit besteht. In NW—SO-Erstreckung hat dieses Fenster ungefähr eine Länge von 1000 *m*. Die genaue Abgrenzung ist wegen der schlechten Aufschlüsse (Waldboden) nicht möglich (Tafel XIII, Fig. 3).

Der Kalk am Ostrand des Fensters fällt 50° gegen NNO. Mitten im Fenster ist eine kleine Kalkscholle erhalten geblieben, die O-Fallen (30—40°) zeigt. Die Kalke am Westrand weisen NNO-Fallen (20—30°) auf. Die Glimmerschiefer im Fenster fallen mit 30° gegen NNO. Auf Grund dieser Richtungen erhält man den Eindruck, daß eine flache sekundäre Aufwölbung vorliegt, an der die Kalke abgetragen wurden.

Mitten im Hirnkogel-Kalk konnten dann noch an zwei Stellen Einschuppungen von kristallinen Gesteinen des Untergrundes beobachtet werden. Die eine Stelle liegt am SO-Abfall des Gruher Hirnkogels in 2020 *m* Höhe. Es stehen Glimmerschiefer an, die gegen W zirka 50 *m* zu verfolgen sind (N-Fallen, 15°).

Am SW-Abfall des Vorderen Hornkogels steckt in 1930 *m* Höhe im Kalk eine einige *m* mächtige Schuppe von Glimmerschiefer (NNO-Fallen, 40°), etwas tiefer ein 2½ *m* mächtiger Amphibolit und unmittelbar westlich davon 2 *m* Glimmerschiefer.

Komplizierte Verhältnisse liegen am NNO-Abfall des Gruher Hirnkogels vor. Betrachtet man vom Gehöft „Hansbauer“ im hintersten Pusterwaldtal die Nord-, bzw. Nordostabfälle des Hirnkogels, so sieht man, daß drei tiefe Bachschrünzen den Hang zerteilen und die dazwischenliegenden Rücken schon durch die dunkle Farbe von den Kalkhängen abstehen. Die untersten Abfälle zum Gehöft „Hansbauer“ bestehen aus Kohlenstoffglimmerschiefer, die meist mit 30—40° gegen S—SW fallen. Am mittleren Rücken, der zum „Hansbauer“ abfällt, sind in 1340 *m* und 1360 *m* Höhe Amphibolite eingeschaltet und in 1380 *m* Höhe beginnt der Hirnkogel-Kalk. Gegen Westen zieht jedoch die Kalkgrenze nach abwärts und erreicht unmittelbar westlich der Mulde, die westlich „Hansbauer“ herunterkommt, den Talboden. In diesem westlichen Teil fallen die Kalke mit 40° gegen NNO (Tafel XIII, Fig. 3). Verfolgt man jedoch die Kalkgrenze gegen Osten, so steigt sie höher empor. Auf dem Zwieselsrücken liegt sie in 1440 *m* Höhe, in der tiefen Grabenfurche östlich der Gruher-Alm ist sie bei 1700 *m*

zu beobachten, von wo sie jedoch östlich der Bachfurche rasch gegen N abfällt. Die Glimmerschiefer in dieser östlichen Schlucht fallen durchschnittlich mit $40-45^\circ$ nach SO, die darüberliegenden Kalke zeigen 20° NO—ONO-Fallen (20°). Direkte Überlagerungen sind nirgends aufgeschlossen, doch aus diesen Richtungen geht hervor, daß zwischen den Glimmerschiefern und zwischen den Kalken Diskordanzen bestehen.

Es handelt sich also um ein ausgesprochenes Erosionsloch. Die Kalke fielen der Abtragung zum Opfer und der Untergrund kam zum Vorschein. Nachdem die Kalke eine Schubmasse darstellen, liegt demnach ein Fenster vor.

Ein ähnliches Erosionsloch sieht man in der Bachschrunse, die zwischen den Gehöften „Haug“ und „Hafner“ nach N zieht. In einer Breite von 200 m kommen unter der Kalkplatte Glimmerschiefer mit S—SW-Fallen (30°) zum Vorschein.

Geht man vom Gruber Hirnkogel gegen N, so besteht der Nordabfall vom Gipfel bis 1770 m aus grauen, teilweise plattigen Kalken, die nördliches Fallen zeigen, im einzelnen jedoch verschiedene Änderungen aufweisen (z. B.: 2070 m: NNW, 70° ; 2010 m: ONO, 20° ; 1990 m: NNO, 30° ; 1960 m: NNO, 20° ; 1930 m: S, 60° ; 1910 m: N, 40° ; 1880 m: N, 5° ; 1850 m: NW, $70-80^\circ$; 1770 m: ONO, 30°).

Weiter abwärts stellen sich Glimmerschiefer mit lichten Quarzitlagen ein, die eine 10 m mächtige Amphibolitlage enthalten; es herrscht $40-50^\circ$ ONO-Fallen ($40-50^\circ$). Die Diskordanz kommt nicht mehr zur Geltung. In 1650 m Höhe beginnt wieder der Kalk, der den Steilabfall bis ins Tal aufbaut, jedoch nicht über den Westabfall hinausreicht. Die Glimmerschiefer von 1770 bis 1650 m reichen gegen O nur 100—150 m, dann schließen die Kalke zu einer geschlossenen Platte zusammen (Tafel XIII, Fig. 3).

Etwas östlicher und tiefer, ungefähr zwischen 1640 und 1530 m, taucht in einer Breite von 200 bis 300 m unter dem Kalk wieder Glimmerschiefer auf, so daß auch an diesem Fenster die Überdeckung durch die Kalkplatte klar ersichtlich ist.

Überblick über die Tektonik des Hirnkogels

Die Kalke des Hirnkogels bilden im allgemeinen eine nach NNO—NO-fallende Platte. Im Süden überwiegt NO-Fallen ($20-30^\circ$). Am Ostabfall erscheint neben NO- und ONO-Fallen auch SW-Fallen. Die höheren Lagen des Nordabfalles zeigen NO-Fallen ($20-30^\circ$), an den unteren Steilabfällen herrscht NO-Fallen ($30-40^\circ$).

Kombinieren wir all diese Fallrichtungen, so kommt am NO-Abfall eine flache Aufwölbung zur Geltung, an der stellenweise die Glimmerschiefer des Untergrundes in Form von Fenstern zum Vorschein kommen. Außerdem treten innerhalb der Kalkplatte noch sekundäre Wellungen auf. Am Südabfall wird die Kalkplatte von zahlreichen Brüchen geteilt, die ein Absinken des östlichen Flügels zur Folge hatten. Gegen Osten nimmt der Absenkungsbetrag zu.

Gegen Westen sind die Basisschichten der Kalkplatte teilweise mit den Glimmerschiefern verschuppt (siehe Kamm Blasenkogel gegen Osten), ferner sind innerhalb der Kalkplatte kleine Schuppen des Untergrundes vorhanden.

Die Kalkplatte des Hirnkogels steht daher mit dem Untergrund nicht im primären Verband, sondern stellt eine Schubmasse dar (siehe auch S. 240).

Mit dem Pusterwaldtal schneiden die Kalke des Hirnkogels ab, sie stehen mit denen im N und NO (Rauchkogel—Gruberkogel) nicht im Zusammenhang. Das Pusterwaldtal stellt daher eine Störungszone ersten Ranges dar und ist als Fortsetzung der Pölslinie zu betrachten.

Mit der Hirnkogel-Kalkschubmasse verbinde ich die vielen Kalkschollen und Kalklinsen, die vom Zinken bis zum Kamm Blasenbauerkogel—Hirnkogel an vielen Stellen anzutreffen sind (Schießbeck-NO-Abfall; Halserkogel-Ostabfall; Sonneck-Kamm; Hühnerkogel-Kar; Jauriskampl-Ostabfall; Kamm nördlich Wildalpe).

All diese Kalke gehören zusammen; sie stellen mit dem Untergrund verschuppte Basisschichten der Hirnkogel-Schubmasse dar, die wieder ein Teil der Brettsteinzüge ist.

Überblick über die Tektonik

Das Aufnahmegebiet besteht vor allem aus leicht beweglichen Wölzerglimmerschiefern. Die vielen Glimmer-s-Flächen und die Dünablättrigkeit ermöglichten eine leichte Verschiebbarkeit und Labilität in der Lagerung.

Diesem Material stehen verschiedene Einlagerungen, wie Amphibolite, Pegmatite, Quarzite, Marmore und Kalke gegenüber. Es handelt sich meist um dünnbankige, spröde Gesteine, die bei gleicher Beanspruchung meist durch Zerbrechung (Klüftung) reagieren. Im ganzen Aufnahmegebiet herrscht ein auffallend flachwelliger Bau mit einem Einfallen von überwiegend 20—30°; steilere Fallrichtungen treten zurück. Auf dieser flachwelligen Tektonik heben sich nun deutlich einige Aufwölbungen heraus, die besonders in einem S—N-Schnitt durch die Kare zur Geltung kommen (Tafel XIII, Fig. 2).

Ich unterscheide:

Die Plettenkar-,
die Kühlenhrein-,
die Hühnerkogel-,
die Mitterspiel- und
die Hirnkogelaufwölbung.

Mit diesen Aufwölbungen sind flache Mulden, wie die Hofkogel-, Sonneck-, Scharnitzfeld-, Goldbühel- und Blasenbauernmulde verbunden.

Außer diesen größeren Wellungen gibt es zahlreiche kleinere, die besonders in den höheren Lagen hervortreten.

Ziehen wir weiter östlich ungefähr von der Einmündung des Bärenbaches ins Plettental einen Schnitt zum Gruber—Hirnkogel—Pusterwaldtal bei Gehöft „Hafner“, so tritt im Süden die Plettenkaraufwölbung deutlich hervor (Tafel XIII, Fig. 3). Auch im W—O streichenden Scharnitzgraben ist auf Grund der Lagerung (im S südliches Fallen, im N nördliches Fallen) eine Aufwölbung konstruierbar, die mit der Mitterspielaufwölbung zu verbinden ist. Am Hirnkogel-Nord—NO-Abfall ist die Hirnkogelaufwölbung durchzuverfolgen. Gegen Osten hat die Hühnerkogelaufwölbung keine sichere Fortsetzung; sie endet entweder in der nach SW ziehenden Furche

des Scharnitzgrabens, der wahrscheinlich einer Störung entspricht, oder verflacht in den Glimmerschiefern des Sonneck-Abfalles.

Verfolgen wir nun diese Sattelzonen gegen W, so können wir einige am Hauptkamm Schießbeck—Blasenbauerkogel wieder erkennen. Am Plettentaljoch ist die Plettenkarauwölbung nachzuweisen. Im Sattel Sandlerkogel—Kühlenbrein tritt die Kühlenbreinaufwölbung mit sehr flachem Fallen in Erscheinung. Die Hühnerkogelaufwölbung wird am Kamm durch eine Quereinmuldung unterbrochen. Die Mitterspielaufwölbung ist im Sattel Scharnitzfeld—Großhansl vorhanden. Die Hirnkogelaufwölbung am Nordabfall des Blasenbauernkogels wurde nicht mehr in die Aufnahme einbezogen (Tafel XIII, Fig. 1).

Aus diesen drei Schnitten ergeben sich die Hauptrichtungen der Sattelachsen. Die Achse der Plettentalaufwölbung streicht vom Plettentaljoch bis zum Ausgang des Plettentales NO—SW (genauer N 40° O).

Die gleiche Richtung hält die Achse der Kühlenbreinaufwölbung ein, die vom Sattel nördlich Sandlerkogel längs des Schaffergrabens verläuft. Die Achse der Hühnerkogelaufwölbung tritt nicht besonders deutlich in Erscheinung, die wenigen Aufschlüsse lassen eine ONO—WSW-Richtung vermuten.

Die Achse der Mitterspielaufwölbung zeigt fast reine O—W-Richtung und die Hirnkogelachse läuft fast konform mit dem Pusterwaldtal in NW—SO-Richtung.

Im Westen des Aufnahmegebietes tritt nun vom Schießbeck angefangen bis zum Scharnitzfeld eine Querfaltung mit ungefähr N 30° W streichender Achse auf, die allmählich in die andere Faltung übergeht. Am Schießbeck liegt in der Querfaltung eine Mulde und ein Sattel vor. Am Stubenberg ist die nach W gekehrte Falte am Nordabfall deutlich sichtbar. Auffallend markant hebt sich eine Quermulde am Hühnerkogel heraus. Weiter gegen N verliert sich diese Faltung und geht in das NO-Fallen über.

Eine Besonderheit stellt die Kalkplatte des Hirnkogels dar, die ich für eine Schubmasse halte. Dafür sprechen folgende Gründe:

- a) die grauen bis lichtbläulichen, teilweise marmorisierten Kalke sind petrographisch von dem im Kristallin eingeschalteten Marmor verschieden;
- b) sie enthalten am Hirnkogel Schuppen von Glimmerschiefern;
- c) sie sind an der Basis teilweise in den Glimmerschiefer eingeschuppt (Kamm Hirnkogel—Blasenbauerkogel—Pölsjoch);
- d) am Nordrand des Aufnahmegebietes (= Nordabfall des Hirnkogels) ergeben sich zwischen den Glimmerschiefern und der Kalkplatte dentliche Diskordanzen;
- e) die Kalke der Hirnkogel-Schubmasse sind stellenweise auffallend stark geklüftet (es überwiegen gegen N gerichtete Klüfte) und unabhängig von Kristallin gefaltet (besonders beim Kalkzug am Kamm südlich Hühnerkogel zu beobachten);
- f) für eine Schubmasse spricht auch die Tatsache, daß die Fall- und Streichungsrichtungen häufig Abweichungen zeigen. Die Kalke paßten sich wohl dem Untergrund an (Scheindiskordanzen), doch als Ganzes haben sie nicht die Formen des Untergrundes abgebildet;

- g) Die vielen Kalklagen und Kalkschuppen am NO-Rücken des Schießbecks, am SO-Abfall des Halserkogels, Nordabfall des Stubenberges, am Sonneckrücken, am Hühnerkogel, im Hühnerkogelkar, Scharnitzfeld, am SO-Abfall des Jauriskampl und am Pölsenjoch halte ich für eingeschuppte Reste der Hirnkogel-Schubmasse. Sie sind besonders in den Aufwölbungszonen während des Vormarsches der Schubmasse steckengeblieben.

All diese Kalkschollen, vom Schießbeck angefangen und dazu auch die Kalkplatten am Kamm des Zinken (südlich Schießbecks) gehören zusammen, sie gehören zur Hirnkogel-Schubmasse und stellen deren eingeschuppte Basisschichten dar. Es taucht damit die Frage auf, ob auch das Auftreten der Pegmatite irgendwie mit der Tektonik zusammenhängt; denn die großen Pegmatitanhäufungen am Hofkogel-Ost- und -Südabfall lassen diese Vermutung aufkommen. Dafür spricht auch, daß Pegmatite sehr häufig mit den Hirnkogel-Kalkplatten zusammenhängen (Schießbeck-NO-Abfall, Hofkogel-Ostabfall), so daß eine tektonische Trennung von Kalk und Pegmatit schwer möglich ist. Es besteht daher die Wahrscheinlichkeit — etwas Sicheres läßt sich nicht aussagen —, daß wenigstens ein Teil der Pegmatite, u. zw. der höher gelegene, mit der Hirnkogel-Kalkschubmasse aufgeschoben wurde.

Überschauen wir die Verbreitung der Einlagerungen (Amphibolite, Pegmatite, Kalke), so fällt auf, daß der Hofkogelkamm, der Ostabfall vom Scharnitzfeld und Goldbühl verhältnismäßig arm an solchen sind; hingegen sind die Aufwölbungszonen besonders reich an Amphiboliten und Kalcken. Es scheinen also die Sattelzonen eine Anhäufung von starrem Material bedingt zu haben.

Zu den jüngsten tektonischen Vorgängen gehören die Brüche. Die Hauptbrüche laufen ungefähr parallel mit den Sattellachsen, also NO—SW.

Der Erzbachbruch im Plettentalkar verursacht ein Absinken des südlichen Gebietes. Er wird streckenweise von verzerrten Myloniten begleitet.

Der Hüttenbachbruch bedingte ein Absinken des südlichen Gebietes und führt nur verzettelte Mylonitlinsen.

Beide Brüche laufen gegen Osten zusammen und setzen sich höchstwahrscheinlich unter den Talalluvionen als Plettentalbruch bis zum Talaustritt fort (Tafel XIII, Fig. 3).

Kleinere Brüche am Schießbeck-Nordabfall und Sandlerkogel begleiten diese Hauptbrüche.

Im Kühlenbreinkar ist am NW-Rand des Kares und weiter längs des Schafferggrabens das Vorhandensein eines Bruches (= Kühlenbreinbruch) aus verschiedenen Anzeichen möglich (Pegmatite im N, im S fast keine). Genaue Angaben sind wegen der reichen Schuttbedeckung nicht zu machen. Bekräftigt wird diese Annahme noch durch das Auftreten von kleinen Parallelbrüchen am Nordabfall des Stubenberges.

Eine sichere ONO verlaufende Bruchlinie (Hühnerkogelbruch) zieht von der Scharte nördlich Hühnerkogel gegen Osten. Er verursachte ein Absinken des nördlichen Gebietes. Parallel verlaufende Brüche sind im südlichen Teil des Kares anzunehmen.

Der Mitterspielbruch streicht fast O—W und verursachte ein Absinken des nördlichen Flügels; er setzt sich wahrscheinlich unter die Talalluvionen des Scharnitzgrabens bis zum Ausgang dieses Tales fort.

In großer Zahl treten N—S streichende Brüche auf, die besonders am Hofkogel-Südabfall und am Hirnkogel-Südabfall beobachtet wurden. Sie bedingen stets ein Absinken des östlichen Flügels. Ob die N—S-Brüche durchzuverfolgen sind, konnte nicht nachgewiesen werden.

Eine Ausnahme stellt der NW—SO streichende Pölsjochbruch und der WNW—OSO streichende Bruch am Schießbeck-NO-Abfall dar. Ferner weichen die vermuteten Störungen längs des SW verlaufenden Scharnitzbaches und längs des Schaffergrabens (NO—SW) von den Hauptrichtungen ab.

In engster Verbindung mit der Bruchtektonik steht die Klüftung, auf die jedoch Glimmerschiefer, Amphibolite und Kalke verschieden reagierten. Die Glimmerschiefer sind meist in größeren Abständen geklüftet und die Richtungen wechseln auffallend rasch. Die Amphibolite weisen besonders scharfe, ebenflächige Klüfte mit einer gewissen Regelmäßigkeit auf. Die meisten Kalke sind intensiv geklüftet, so daß sie oft kleinstückig zerfallen. Auch die Pegmatite weisen meist eine scharfe, ziemlich regelmäßige Klüftung auf. Bemerkenswert ist, daß die Klüftrichtung der eingelagerten Kalke meist von denen der Glimmerschiefer abweicht. Mit der Bruch- und Klüftektonik hängt vielfach die Talbildung zusammen. Es verlaufen nicht nur die Haupttäler in Bruchzonen, sondern auch viele unbedeutende N—S-Rinnen und Schrunsen sind in diesen Störungslinien angelegt.

Die Reihenfolge der tektonischen Ereignisse

Von den drei großen tektonischen Vorgängen (Wellblechtektonik, Aufschiebung der Hirnkogel-Schubmasse; Brüche) gehört die flachwellige Faltung (= Wellblechtektonik) zu den ältesten Erscheinungen. Dann folgt die Aufschiebung und schließlich die Bruchtektonik, welche auch die Hirnkogel-Kalke erfaßt.

Unter den Brüchen sind die O—W-Brüche die ältesten, denn sie werden (wie im Plettenkar im Neubautollen von Friedrich beobachtet wurde) durch die N—S-Störungen zerschlagen. Sie überdauerten teilweise die Verzung. Die Bruchtektonik verbinde ich mit alpidischen Gebirgsbildungen, weil damit die Morphologie im Zusammenhang steht.

Die zeitliche Einreihung der Aufschiebung der Hirnkogel-Schubmasse, die zu den Brettsteinzügen gehört, ist nicht möglich, weil dafür Anhaltspunkte fehlen. Alle Spekulationen, welche die Brettsteinzüge als verbindendes Glied zwischen Murauer Paläozoikum und Grauwackenzone ansehen und vielleicht diese Aufschiebung mit der „norischen Linie“ verknüpfen, sind noch verfrüht und können vielleicht erst gelöst werden, wenn die Tektonik der gesamten Brettsteinzüge geklärt ist.

Die Erzführung

Über das Erzgebiet um Pusterwald sind nur wenig historische Angaben bekannt. In den Pfarrbüchern der Gemeinde St. Oswald, zu welcher Pusterwald gehörte, sind keine Namen von Bergknappen verzeichnet. Auch die Begehungen um Pusterwald haben keine Anzeichen eines größeren Berg-

baues ergeben. Es fehlen auch irgendwelche Reste von Knapenhäusern, Aufbereitungsanlagen usw. Nur Wichert erwähnt kurz, daß im 17. Jahrhundert um Pusterwald Goldbergbaue bestanden. Erst nach dem ersten Weltkrieg hat Adolf Heinzl aus eigener Initiative heraus die Suche nach Gold-erzen aufgenommen und Schurfrechte erworben. Er hat anfangs überall, wo er Erzaushisse beobachtete, Schürfungen vorgenommen, als er jedoch damit nicht recht weiterkam, verschiedene Begutachter herangezogen und unter deren Anregungen größere Aufschlußarbeiten, besonders im Plettenkar, durchgeführt. Er ließ auch von verschiedenen Firmen Erzanalysen ausführen, und, da darunter viele günstige Ergebnisse waren, lehte er in dem festen Glauben, das Plettental sei ein hervorragendes Goldhoffnungsgebiet und bedürfe nur des entsprechenden Kapitals, um den Bergbau in Betrieb zu setzen. Als dabei im Jahre 1939 die Reichsstelle für Bodenforschung die Untersuchungen in die Hand nahm, war Herr Heinzl überzeugt, daß nun der Bergbau Wirklichkeit würde. Es wurde im Plettental unter Aufsicht von Prof. Dr. Ing. O. Friedrich (Leoben) ein Stollen angelegt und dadurch ein genauer Einblick in das Erzvorkommen gewonnen. Herr Heinzl hat die Abschlußarbeiten, die negativ ausfielen, nicht mehr erlebt; er ist im Jahre 1940 am Weg zum Bergbau gestorben. Wenn auch die bisherigen Arbeiten zu keinem wirtschaftlichen Ergebnis führten, so gebührt Herrn Heinzl unbedingt das Verdienst, dieses Erzfeld in das Blickfeld der wissenschaftlichen Untersuchung gebracht zu haben.

Schürfe. Es wurden an folgenden Stellen größere oder kleinere Schurfarbeiten vorgenommen:

1. Im Plettentalkar wurden zahlreiche Röschen und Stollen angelegt, besonders am Ost- und Südabfall des Erzkogels, am Eingang in den Hüttenbach (1814 m) und nördlich davon (Harald-Schürfe). Unter der neuen Plettenthalhütte (1700 m) wurde der Mirko-Stollen vorgetrieben, der die Aufgabe hatte, die N—S streichenden Erzgänge im Kar zu queren.

2. Schaffergraben-Eingang, östlich vom Bach auf der Wiese Stollen im Glimmerschiefer.

3. Im Schaffergraben, bei 1310 m SH Quarzgang beschürft.

4. Sonneck-NW-Abfall, in 1750 m Höhe kurze Stollen im Glimmerschiefer.

5. Stubenberg-Nordabfall, kleine Anschürfe in Klüften der Glimmerschiefer.

6. Im oberen Mitterspielkar kleine Röschen.

7. Nördlich der Neubaulalm, 2 Stollen, einer noch zugänglich.

Überblickt man alle diese Schurfstellen, so kann man, mit Ausnahme der in den Jahren 1939—1942 angelegten Stollen im Plettenkar, nur ein planloses Herumtasten beobachten. Obwohl eine Reihe von Fachleuten als Begutachter immer wieder das Erzgebiet untersuchten, ist es zu keiner zusammenhängenden Aufschlußarbeit gekommen, sondern immer wieder hat man neue Stollen angeschürft und, wenn der Erzausbiß zu Ende ging, gab man die Arbeiten wieder auf, ohne daß Rechenschaft abgelegt wurde, welche Beziehungen die Erzzone zur Tektonik, bzw. zum Gestein haben. Obwohl man im Plettenkar eine Reihe von Schürfen in der Mylonitzone anlegte, hat man diese nie richtig erkannt, sondern suchte nur nach N—S streichenden Erzgängen, die wegen der geringen Mächtigkeit und kurzen Erstreckung enttäuschten.

Ein großer Fehler bestand auch darin, daß man immer wieder, auch nach 1945, Wünschelrutengänger heranzog, die auf Grund der vorhandenen Erzausbeisse große zusammenhängende Erzlager konstruierten. So wurde behauptet, daß im Gebiet des Plettentales 2.500.000—13.500.000 t Roberz mit einem durchschnittlichen Goldgehalt von 17·7 g/t und mit einem Platingehalt von 6·7 g/t enthalten sind, was 37.500—40.000 kg Feingold und 14.500—15.000 kg Platin mit einem Gewinn von rund 57 Millionen Dollar ergeben soll.¹⁾

Diese Angaben sind reine Phantasiegebilde und verursachen bei Laien nur unnütze Hoffnungen und Aufschlußarbeiten, die von Spekulanten ausgenützt werden.

Es muß an dieser Stelle ausdrücklich betont werden, daß die Wünschelrutengänger im Aufsuchen von Erzen absolut unbrauchbar sind und daß deren Angaben mit den tatsächlichen Verhältnissen nichts zu tun haben. Die allenfalls vorhandenen richtigen Angaben sind Zufallstreffer.

Die Erzführung im Plettenkar

Im Plettenkar liegen drei Gebiete mit stärkerer Erzanreicherung, u. zw. am Südfall des Erzkogels, am Nordfall des Erzkogels längs des Hüttenbaches und etwas nördlich davon die Harald-Schürfe.

1. Die Haupterzzone befindet sich am Südfall des Erzkogels; sie ist durch einen 2—4 m breiten Amphibolitmylonitstreifen gekennzeichnet, der von P. 1929 bis fast P. 1859 zu verfolgen ist. Die Röschen 1, 2, 3 und der Tagbau gewähren einen guten Einblick in diese Mylonite (siehe Tafel XIV). Weiter gegen Osten bis P. 1853 verbüllen Hangschotter die weitere Fortsetzung. Es folgen dann zwei Pingen, welche den Kontakt von Glimmerschiefer und Mylonit zeigen. Dann folgt wieder bis zum Erzbach eine von Moränenschutt bedeckte Fläche. Von 1820 bis 1720 m Höhe sind im Erzbach mehrere Aufschlüsse von Mylonit (Schiefergneis- und Amphibolitmylonit) sichtbar, die sehr gut in diesen Störungstreifen hineinpassen.

Die Gesamtlänge des Mylonitzuges einschließlich der von Schutt bedeckten Stellen beträgt 630—650 m. Es muß jedoch ausdrücklich betont werden, daß diese Streifen für die Erzführung nicht gleichwertig sind. Das westlichste Stück bis fast P. 1859 besteht aus Amphibolitmylonit, der für die Erzimprägation besonders günstig ist (160 m Länge). Das mittlere Stück (300 m Länge), das von Schutt bedeckt ist, läßt auf Grund der benachbarten Aufschlüsse auf Glimmerschiefermylonit schließen, der äußerst selten Erzimprägationen enthält, sondern höchstens nur auf Klüften dünne Erzkrusten aufweist. Der östliche Teil (Erzbach, 1820—1780 m Höhe = 170 m) zeigt Schiefergneis- und Amphibolitmylonite, die wieder günstige Eigenschaften für die Erzführung besitzen. Dieser Mylonitzug verläuft längs einer gegen Süden fallenden Bruchzone, welche die Zertrümmerung und Zerreibung der Gesteine verursachte.

Diese Mylonite sind nun vor allem mit Erz (Arsen- und Magnetkies) imprägniert. Das Erz sitzt in Körnerpartien zwischen den eckigen Trümmern, füllt 2—5 mm dicke, eckig verlaufende Spalten aus und überzieht in Form von 2 bis 4 mm dicken Krusten Kluft- und Harnisobflächen.

¹⁾ Abschrift dieses Gutachtens liegt in der Geologischen Bundesanstalt (10 Seiten Maschinschrift).

Die Vererzung ist äußerst unregelmäßig verteilt. Im westlichen Abschnitt (Südabfall des Erzkogels) treten auffallend starke Erzanreicherungen beim Tagbau (= Windloch) auf; alle dort entnommenen Erzproben weisen einen höheren Goldgehalt auf. Gegen Osten und Westen ist deutlich eine Abnahme des Erzgehaltes zu erkennen.

Einen guten Einblick in die Erzführung gewährt der in den Jahren 1939 bis 1942 angelegte Neustollen, der südlich der alten Plettenthalhütte von P. 1815 gegen Süden führt und nach 125 m Länge gegen Osten und Westen vorgetrieben wurde. Friedrich hat die Aufschließungsarbeiten in mehreren Mitteilungen an die Geologische Bundesanstalt niedergelegt und einen kurzen Auszug in seiner Arbeit „Die Vererzung um Pusterwald“ (Min. Mitt. Joanneum, Graz 1954) veröffentlicht.

Dieser Stollen, der in feldspatführenden Glimmerschiefern bis Schiefergneisen verläuft, hat zwei wichtige Erkenntnisse gebracht. Es wurde vor allem in der Tiefe der Mylonitzug angefahren, der besonders am Westende des Querstollens zu starken Nachbrüchen führte. Der Mylonit hat demnach sicher einen Tiefgang von 30 bis 40 m. Da ferner auch am Ostende des Querstreifens in der Nähe des „Hiasganges“ Mylonit angetroffen wurde, besteht die Wahrscheinlichkeit, daß der Störungstreifen nicht einheitlich, sondern in mehreren parallel laufenden Blättern durchzieht. In den Ost- und Westquerschlägen wurden N—S streichende, steil stehende Erzgänge (Arsen- und Magnetkies) angefahren.

Friedrich (1954) erwähnt von O nach W sechs Erzgänge: Hiasgang (3—10 cm), Brunogang (2—10 cm), Adolfgang (5—10 cm), Bartlgang (4—12 cm), Franzgang (4—5 cm), Hauptgang (0·8—0·9 m).

All diese Erzgänge haben nur kurze N—S-Erstreckung und sind wegen des geringen Inhalts von keiner besonderen Bedeutung (Ausnahme Hauptgang).

Für die Erzführung kommt demnach nur die 630—650 m lange Mylonitzone in Betracht. Von den aus den verschiedenen Schürfungen im Plettental gewonnenen Erzproben liegt wohl eine größere Anzahl von chemischen Analysen vor. Einige davon, bei welchen die Art der Probe, bzw. die Entnahmestelle genauer bekannt sind, werden in nachstehender Tabelle angeführt.

Bei den untersuchten Proben handelt es sich zumeist um ausgesuchte Derby- oder Reicherzstücke mit einem gewiß vielfach recht beachtlichen Edelmetallgehalt, der allerdings selbst bei den dem Aussehen nach ziemlich gleichartigen Proben in weiten Grenzen schwankt. Bei Durchschnittsproben liegen die Gehalte fast durchwegs weit unter der Bauwürdigkeit. Nach einem vorliegenden Schreiben der Staatl. Sächs. Hütten- und Blaufarbenwerke in Freiberg in Sachsen, welche eine größere Anzahl der von Heinzl aus den verschiedenen Erzgängen des Neustollens entnommenen Proben untersucht hat, schwankte auch hier der Goldgehalt zwischen 11 und 50 g/t und der Silbergehalt zwischen 4 und 170 g/t.

Die in der Tabelle zuletzt angeführten Analysen von vererzten Myloniten weisen nur einen ganz unbedeutenden Edelmetallgehalt auf. Es wäre jedoch verfrüht, daraus schon einen Schluß auf die durchschnittliche Erzführung der sehr unterschiedlich vererzten Mylonitzone zu ziehen. Hiezu bedarf es wohl noch weiterer Schurfarbeiten und einer systematischen und möglichst genauen Bemusterung.

Bezeichnung der Probe	Au g/t	Ag g/t	Pt g/t	As %	S %	Analyse ausgeführt von
Bergamtlich entnommene Erz- probe anlässlich der Freifahrung der Grubenmaße im Plettental ..	41.2	.	.	.	.	Prof. Fleißner, Mont. Hochsch. Leoben (1922)
Erzproben aus dem Tagebau- Wandloch	13.0 14.0 18.0 58.5	12.0 . 6.0 20.0	0 0 0 0	. 15.5 . .		Metallbank und Metallurgische Ges., Frankfurt a. M. (1924/25)
Erzproben zur Durchführung von Aufbereitungsversuchen, Probe- menge einige kg bis mehrere t	23.5 6.2 22.8 2.9 1.7	6.8 5.3 Sp. 3.0 0.7	. . 0.7 . .	16.1 7.6 10.4 4.9 2.0	13.4 3.9 11.8 2.5 1.3	Friedrich Krupp- Grusonwerk AG., Magdeburg (1924/25)
Bergwerksrücken, 2. Rösche	13.3	10.0	.	11.3	3.9	Reichsamt für Bodenforschung, Berlin (1940)
Neustollen, Bartigang, fast derber Arsenkies	38.5	.	.	20.0	9.1	Geologische Bundesanstalt Wien (1953/54)
Neustollen-Halde, derber Arsenkies	59.2	2.0	.	.	.	
Neustollen-Halde, Arsenkies mit etwas Quarz	19.0	0.6	.	.	.	
Pinge oberhalb Neustollen, vor- wiegend Arsenkies, etwas Pyrit, Magnetkies	21.4	2.4	.	.	.	
Pinge, Durchschnitt aus 8 Stük- ken, vorwiegend Magnetkies, reichlich Arsenkies und Pyrit ...	34.8	0.8	.	.	.	
Tagbau, Durchschnitt aus 6 Proben, vorwiegend Arsenkies, wenig Pyrit, Quarz	4.4	0.8	.	.	.	
Haraldshürfe, Arsenkies mit etwas Pyrit	4.4	0.8	.	.	.	
Bergwerksrücken, 2. Rösche, schwach kiesig vererzter Amphi- bolit-Mylonit	0.8	.	.	.	.	
Felsen über der Pinge, schwach ver- erzter Mylonit	1.6	.	.	.	.	
Wandloch, schwach kiesig vererzter Amphibolit-Mylonit	0.4	.	.	.	.	

2. Die Erzzone längs des Hüttenbaches. Wie die geologische Untersuchung zeigt, verläuft längs des Hüttenbaches ein Bruch, der von 1900 m Höhe bis zur alten Plettenthalhütte (1782 m) sicher nachweisbar, weiter abwärts wegen der allgemeinen Lagerung wahrscheinlich ist (S. 215). Der Bruch liegt noch in der Aufwölbung des Plettenkars und durchschneidet Schiefergneise. Er bewirkte ein Absinken des südlichen Flügels. Es herrscht eine große Übereinstimmung mit dem Erzbachbruch. Hingegen sind längs des Bruches Mylonite nur in kurzen Linsenzügen im Bachzwiesel bei der alten Plettenthalhütte und auf der Südseite des Einganges in die Schlucht (1814 m Höhe) aufgeschlossen, womit auch Vererzungen verbunden sind.

Im Bachzwiesel bei der alten Plettenthalhütte trieb man einen Stollen in Glimmergneisquarzit, der nur sehr geringe Vererzung aufweist. Etwas besser waren die Verhältnisse in der Schlucht, wo im Grahen und in einem 10 m weiter östlich gelegenen Stollen schwarzgraue verknetete, phyllitisch aussehende Gesteine beobachtet wurden. Sie bildeten eine $\frac{1}{2}$ —1½ m

mächtige und 30 m lange Lage im Schiefergneis und zeigen besonders in oberen Lagen eine starke Imprägnation von Erzkörnern.

Der Aufschluß samt dem Stollen wurde im Jahre 1951 durch das Hochwasser teilweise weggerissen und verschüttet, so daß heute nicht mehr viel zu sehen ist. Auf jeden Fall ist festzuhalten, daß hier ebenfalls längs des Bruches eine Zerreibungszone mit Erzanreicherung vorhanden ist.

Weiter westlich sind längs des Bruches nur unbedeutende Vererzungen anzutreffen, u. zw. in dem Amphibolit auf der Südseite des Baches, der im Schiefergneis eingewickelt ist und auf der Südseite des Bachzwiesels, der rostig verwitternde Schiefergneise zeigt. Wenn auch die Möglichkeit besteht, daß sich diese kurzen Mylonitstreifen längs dieses Bruches in die Tiefe fortsetzen können, so geht doch aus den sichtbaren Aufschlüssen hervor, daß trotz der günstigen Lage des Bruches erzführende Mylonite nur in kurzen Linsen vorhanden sind. Die Erzführung ist am Hüttenbachbruch bedeutend schwächer als am Erzbachbruch. Ob von dieser Bruchzone N—S streichende Erzgänge ausgehen, ist mir nicht bekannt geworden.

3. Nördlich vom Hüttenbach gegen den P. 1862 liegen die sogenannten Haraldschürfe, die durch zwei Röschen einen Einblick in die Erzführung gewähren. Die untere Rösche in 1850 m Höhe besteht im Liegenden aus sehr glimmerreichen Schiefergneisen, die im Handstück wie Glimmerschiefer aussehen und 30° gegen S fallen. In der Rösche ist ein 2 m mächtiger Mylonit aufgeschlossen, der durch Harnischflächen, die mit 70—80° nach SSW fallen, zerlegt ist. Im Hangenden folgen wieder glimmerreiche Schiefergneise; die Harnischflächen enthalten 2—5 mm dicke Erzkrusten; der Mylonit ist etwas von Erz imprägniert.

Die Mylonite sind in der Rösche 10 m lang aufgeschlossen. Eine Fortsetzung außerhalb des Grabens konnte nicht beobachtet werden. Es handelt sich demnach um eine kurze ungefähr W—O streichende, vererzte Mylonitzone, die also mit dem SW—NO streichenden Hüttenbruch nichts zu tun hat oder vielmehr zu den zweitrangigen Störungszonen gehört.

Etwas höher und nordöstlicher schließt eine Rösche eine zweite Mylonitzone auf, die mit 70° nach SO fällt. Die mit 45° nach SSO fallenden Harnischflächen enthalten 8—10 mm dicke Erzkrusten und führen stellenweise starke Erzimprägnation. Die Mylonitzone ist ebenfalls zirka 10 m lang aufgeschlossen.

Etwas nördlicher schließt an den aus Schiefergneisen aufgebauten Ostabfall, in dem die Haraldschürfe liegen, eine Mulde an, in der ein Bruch angenommen wurde, weil nördlich davon die Schiefergneise bedeutend tiefer zu liegen kommen als südlich davon. Es wurden auch in diesem Gebiet Schürfungen vorgenommen, doch ohne Erfolg.

Am Halserkogel-Ostabfall und am Südabfall des Stubenbergkars wurden kleinere Brüche nachgewiesen, die besonders in dem Kalkzug vom Kar gegen W deutlich hervortreten; doch fehlen Vererzungen. Nur in den Amphiboliten der „Schwarzen Wand“ konnten an den N—S streichenden Klüftflächen vereinzelt Erzkrusten beobachtet werden.

Es ist nun ziemlich sicher, daß sich der Erzbach- und Hüttenbachbruch unter 1640 m Höhe vereinigen und beide als einheitliche Bruchlinie bis zum Ausgang des Tales fortsetzen. Die Talalluvionen verhüllen leider die Aufschlüsse, so daß man keine Mylonite beobachten kann. Wohl aber sind

an den N—S streichenden Bruchzonen des Hofkogel-Südabfalles Kluftflächen von Amphiboliten und Glimmerquarziten vereinzelt mit Erzkrusten belegt. Diese Tatsache bestärkt die Annahme eines W—O streichenden Plettentalbruches und das Vorhandensein von Myloniten unter der Talsohle.

Die Erzführung im Schaffergraben

Der Schaffergraben mündet östlich der Tröglhütte in den Scharnitzgraben. Vom Schluchtausgang breitet sich ein flacher Schuttkegel aus. Östlich davon fällt auf der Wiese ein kleiner mit Erlen bewachsener Hügel auf. Es handelt sich um eine Halde, die an einen verfallenen Stollen führt. Der Stollen wurde in Schutt vorgetrieben und erreichte noch Glimmerschiefer und Amphibolite. Erzspuren wurden nicht beobachtet, nur zeigen manche Stücke tiefbraune rostige Verwitterungsfarben. Welche Beweggründe zur Anlage dieses Stollens führten, blieb mir unbekannt.

Im Bachbett stehen Amphibolite an, die — wie bereits erwähnt (S. 211) — ein flaches Gewölbe bilden. Obwohl dieses Gestein für Erzanreicherung äußerst günstig ist, wurden keine nennenswerten Erzspuren beobachtet. Am Nordrand des Amphibolites steht in 1210 m Höhe auf der Westseite ein Quarzgang an. Dieser vererzte Quarzgang steht mit der Tektonik in keinem Zusammenhang, er hat nur lokale Bedeutung. Dafür spricht auch die Erzgesellschaft, denn es liegt hauptsächlich Pyrit vor, Arsenkies fehlt.

Heinzel hat dann noch an den Nordabfällen des Stubenberges geschürft, wo Wölzerglimmerschiefer anstehen, die eine nach W gekehrte Falte bilden und in der N—S-Richtung stark geklüftet sind. Auch Brüche, wie die eingeschuppten Kalke beweisen, zerhacken das Gebiet. Heinzel teilte mir mündlich mit, daß er dort goldführende Erze mit 20 g/t gefunden hat. Ich habe in diesem Gebiet lediglich dünne Erzkrusten auf den Kluftflächen beobachtet, die nur geringe Bedeutung haben. Das Mitterspielkar wurde von Heinzel nur flüchtig beschürft, obwohl günstige Anzeichen für eine Erzführung vorliegen, die große Ähnlichkeit mit der im Plettentalkar hat.

Die Aufnahme hat vor allem gezeigt, daß ein Gewölbe vorliegt (= Mitterspielgewölbe) und daß am Südrand des Kares ein Bruch durchsetzt. Dieser Bruch ist von 2100 m Höhe gegen Osten bis in den Scharnitzgraben zu verfolgen. An einigen Stellen sind längs des Baches auf der Nordseite von 1740 bis 1850 m mylonitische Zonen zu beobachten. In 2120 m Höhe begrenzt eine 30 m mächtige Amphibolitlinse den Südrand des Bruches.

Der Amphibolit besitzt Harnische, ist mit Erz imprägniert und teilweise mylonitisch. Er fällt 15° SO. Die Hauptkluftflächen fallen 70° WNW. Längs des Bruches ist der Amphibolit zirka 100 m lang aufgeschlossen. Das auffallend harte und schwere Gestein bricht mit abgesetzten Harnisch- und Kluftflächen steil mit 70—80° N-Fallen ab. Der direkte Kontakt mit den im W folgenden Glimmerschiefern ist durch Schutt verhüllt. Die in der Mitte des südlichen Kares anstehenden Kohlenstoffquarzitschiefer sind stellenweise stark rostig verwittert und führen etwas Pyrit.

Obwohl die sichtbare Erzführung im mylonitischen Amphibolit gering ist, läßt doch die gesamte Lagerung, das Gewölbe und der Bruch auf größere Erzanreicherung schließen. Außerdem sind im mittleren Teil des Mitterspielgrabens von 1850 bis 1790 m stellenweise Amphibolitmylonite aufge-

geschlossen, die eine Ausdehnung der erzführenden Zone gegen Osten beweisen. Wenn ein entsprechender Goldgehalt vorhanden ist, so wäre eine Aufschließung dieser Zone, die immerhin eine Länge von 600 bis 800 m hat, zu empfehlen.

Der Hirnkogelstollen liegt nördlich der Neubaulm (= zwischen Tröglhütte und Jaurisalpe) in 1410 m Höhe, u. zw. an der Basis eines Marmorzuges, der von der Tröglhütte bis zum Ostabfall des Goldbühels zu verfolgen ist. Es handelt sich um einen in Linsen abgequetschten Zug, der teilweise durch N—S-Brüche verstellt wurde.

Der Marmorzug fällt im allgemeinen mit 30° gegen NO. Beim Stollen bildet der Marmor mit den Einlagerungen eine Falte, deren Sohenkel im W 80° NW fällt und sich aufwärts in 25° NO-Fallen umbiegt.

Friedrich (1954) berichtet kurz über die Erzführung und über die im Marmor eingefalteten Gesteine, unter denen besonders die schwarzbraunen Biotitschiefer auffallend hervortreten.

Der Stollen geht den nach NO absinkenden Biotitschiefern nach und endet nach 25 m mit einem Sohacht, dessen Tiefe ich nicht ermitteln konnte, weil er nach 3—4 m Tiefe eingebrochen ist.

Oberflächlich betrachtet, gibt diese Erzzone sicher zu Hoffnungen Anlaß und es war verständlich, daß man gegen die Tiefe zu eine Mächtigkeitzunahme erwartete. Auch die Biotitschiefer, die als biotitisierte Amphibolite aufzufassen sind, sprachen dafür. Gegen NO keilen jedoch die vererzten Biotitschiefer aus und die Erzführung wird geringer.

Stellt man diesen Aufschluß jedoch in die Großtektonik und vergleicht die Lagerungs- und Erzverhältnisse mit denen im Plettenkar, so kommt man zum Ergebnis, daß es sich hier nur um ein kleines Lokalvorkommen handelt, das nur geringe Bedeutung hat.

1. Es handelt sich um Biotitschiefer, bzw. biotitisierte Amphibolite, die an der Basis der Marmore eingeschuppt wurden und nur geringe Mächtigkeit aufweisen.

2. Es liegt eine N—S-Vererzung vor, die allenfalls mit den N—S streichenden Hirnkogel-Brüchen zu verbinden ist und die stets eine geringe Erzführung aufweisen. Hiebleitner hat diesen Stollen im Jahre 1939 untersucht und 20 Erzproben Prof. Bierbrauer zur Analyse übergeben. Alle Proben wiesen einen Goldgehalt von unter 0.1 g/t und einen Silbergehalt von 2 g/t auf.

Ein weiterer Ausbau des Hirnkogelstollens kommt daher nicht in Frage.

Heinzel erwähnt dann noch erzführende Zonen im Raume Großhansl—Pölsjoch, die vorübergehend beschürft wurden. Die Ergebnisse sind mir nicht bekannt.

Die Begehungen zeigten, daß die biotitisierten Amphibolite und Biotitschiefer des Großhansls stellenweise auf den Schichtflächen dünne Erzkrusten aufweisen. Auch die biotitisierten Amphibolite vom Blasenbauerkogel zeigen schwache Vererzung.

Das Gebiet Pölsjoch—Blasenbauerkogel ist auf jeden Fall eine tektonisch besonders beanspruchte Zone (Bruch, Verschuppungen, Verbiegungen, Mylonitisierungen) und es sind in jeder Beziehung die Voraussetzungen für eine Erzführung gegeben. Eine Aufschließung bevorzugter Zonen wäre zu empfehlen.

Zusammenfassung der Erzführung

Im Aufnahmgebiet treten Erzanreicherungen von Arsenkies, Magnetkies und Kupferkies in N—S streichenden Gängen und Klüften und in WSW—ONO streichenden Mylonitzonen auf.

Die N—S-Verzweigung tritt entweder in gering mächtigen (2—15 cm) Gängen auf, die kurze Erstreckung haben und am Ende fiederspaltig enden oder in mm-dicken Krusten längs der Kluftwände. Vereinzelt treten schichtparallele Erzlagen auf (Hirnkögelstollen). Diese Vererzung ist weit verbreitet, jedoch von geringer wirtschaftlicher Bedeutung.

In den Mylonitzonen füllen die Erze die Lücken und Risse aus oder überziehen als dünne Krusten die Harnischflächen. Es handelt sich um eine Erzimprägnation. Die Erzverteilung in den Myloniten ist äußerst unregelmäßig, so daß Durchschnittswerte schwer anzugeben sind. Die erzführenden Mylonitzonen stellen jedoch besondere Hoffungsgebiete dar:

1. Sie sind die erste Sammelstelle der Erzlösungen.
2. Sie begleiten ONO—WSW streichende Brüche, die als Erzzubringer aufzufassen sind.
3. Sie liegen in Aufwölbungszonen, die anscheinend das Aufsteigen der Erzlösungen begünstigten.
4. Sie sind aus Amphiboliten hervorgegangen (= Amphibolitmylonite), die für Erzanreicherungen besonders günstig waren.

Am markantesten ist die Mylonitzone am Erzbachbruch ausgebildet, wo auch die stärkste Vererzung auftritt. Am Hüttenbachbruch sind nur kurze mylonitische Linsen vererzt.

Der Mitterspielbruch enthält eine Reihe von Amphibolitmyloniten, deren Erzführung wenigstens an den vorhandenen Aufschlüssen nicht besonders hervortritt.

Die geologische Stellung der Mylonite ist gelöst; die Menge ist wenigstens beim Erzbachbruch annähernd erfaßbar. Ausständig ist lediglich die Bestimmung des durchschnittlichen Edelmetallgehaltes der Mylonitmasse. Die an die Brüche gebundenen Mylonitstreifen stellen das Haupt-Hoffungsfeld für die goldführenden Erze dar.

Gesamtergebnisse

1. An dem Aufbau beteiligen sich vor allem mesozonale Glimmerschiefer (= Wölzerglimmerschiefer), die Einlagerungen von Quarziten, Pegmatiten, Marmoren, Kohlenstoffquarzitschiefer und Amphiboliten enthalten. An vielen Stellen konnten, meist in Verbindung mit Amphiboliten, Biotitschiefer nachgewiesen werden, die teilweise als biotitisierte Amphibolite anzusehen sind. In tektonisch tief liegenden Gebieten kommen Schiefergneise zum Vorschein. Am Hirnkögel bilden graue, plattige Kalke den obersten Aufbau. Zahlreiche kleine geringmächtige Kalke stecken in Form von Linsen, Lagen oder Schuppen in den höheren Teilen der Glimmerschiefer und Amphibolite.

2. Tektonisch betrachtet, bilden die Glimmerschiefer mit den Einlagerungen flachwellige Falten, unter denen die Plettenkar-, Kühnlenbrein-, Hühnerkögel-, Mitterspiel- und Hirnkögelaufwölbung besonders hervorzuheben sind.

3. Die große Kalkplatte am Hirnkogel stellt eine Schubmasse dar, mit der die vielen Kalkschollen weiter südlich zu verbinden sind.

4. Zahlreiche Brüche durchschneiden die Gesteinsstöbe. Die bedeutendsten sind die ONO—WSW streichenden Brüche (Erzbach-, Hüttenbach-, Hühnerkogel-, Mitterspielbruch); sie werden vielfach von Mylonitzonen begleitet.

Die N—S streichenden Brüche am Hofkogel- und Hirnkogel-Südabfall sind von untergeordneter Bedeutung; sie bewirken ein Absenken des östlichen Flügels.

5. Die Erzführung ist über das gesamte Erzgebiet unregelmäßig verstreut und ist stets an Störungen gebunden. Die echten Erzgänge sind Ausfüllungen von N—S streichenden Bruch- oder Kluftzonen. Die ONO streichenden Erztonen sind Imprägnationen von Myloniten, die an Brüche gebunden sind. Die Abbauwürdigkeit hängt vom Goldgehalt der erzführenden Mylonitzonen ab.

Literatur

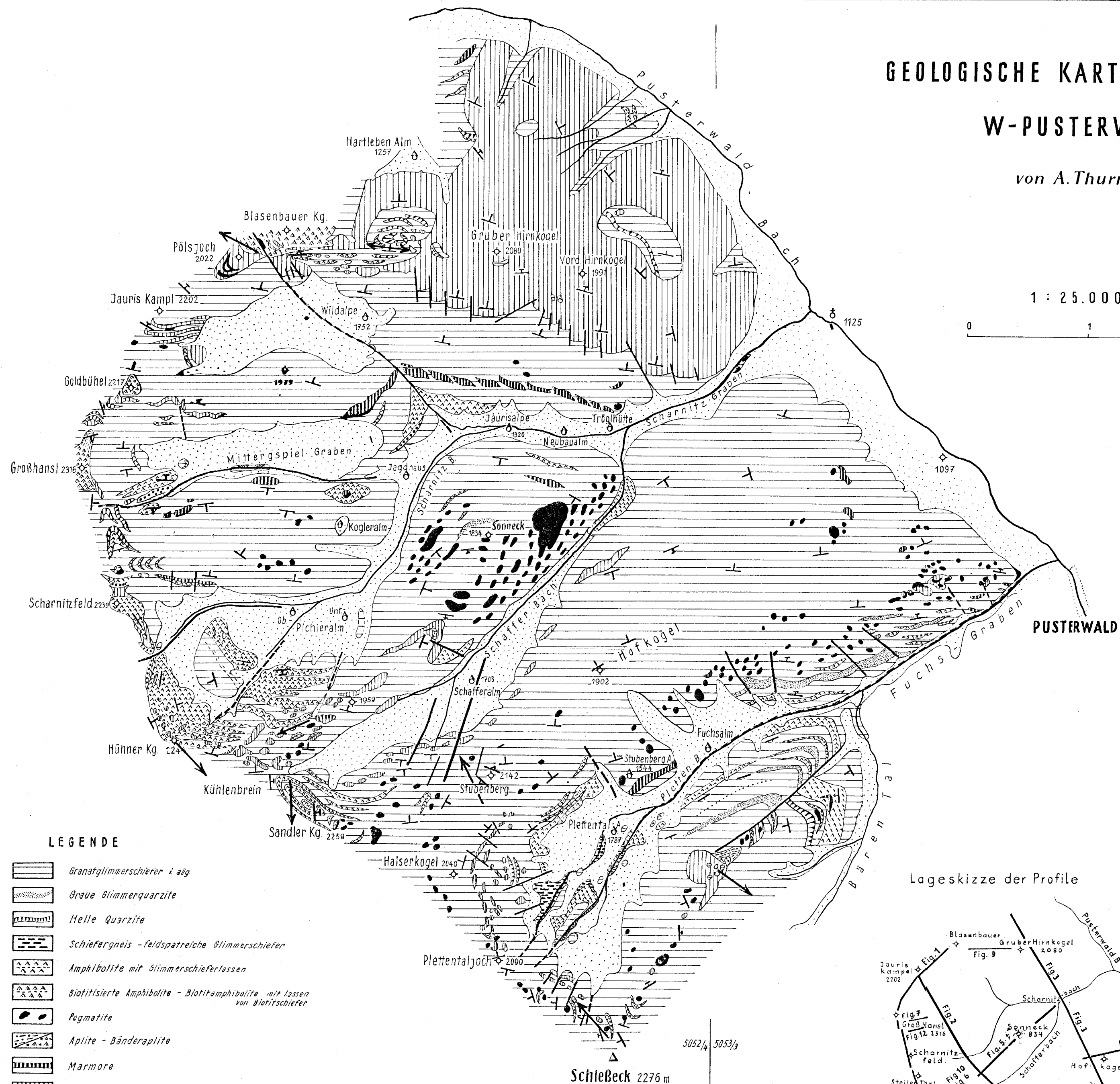
- Angel, F.: Gesteine der Steiermark. Mitt. d. Naturw. Vereins f. Stmk., 1924.
- Angel, F. und Staber, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. Wissensch. Mitt. des Alpenvereins, Heft 13, 1952.
- Ozermak, F. und Schädler, J.: Vorkommen des Elementes Arsen in den Gesteinen (S. 10, 11). Min. u. Petr. Mitt. Wien, 1933.
- Geyer, G.: Bericht über die geologische Aufnahme im Gebiete des Spezialkartenblattes Murau. Verh., 1891.
- Heritsch, F.: Geologie von Steiermark. Mitt. d. Naturw. Vereins f. Stmk., 1921.
- Kieslinger, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe, VII., VIII., IX. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1928.
- Metz, K.: Beiträge zur Kenntnis der Seckauer Tauern. I. Die Kerngesteine. Mitt. d. Naturw. Vereins f. Stmk., Band 83, 1953.
- Neubauer, W.: Geologie der Blei-Zink-Silber-Eisen-Lagerstätte von Oberzeiring Steiermark. Berg- u. Hüttenm. Jb., 1952.
- Paulitsch, P.: Das schwarze Band der Tischlerspitze (Ankogelgruppe). Mitt. d. Naturw. Vereins f. Stmk., 1952.
- Rolle, F.: Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichen Teiles von Obersteiermark (S. 332—334). Jahrbuch G. R. A., 1854.
- Schwinner, R.: Die Verbreitung des Elementes Arsen in ihrer Beziehung zum Gebirgsbau der Ostalpe. Min. u. Petrogr. Mitteilungen, 1934.
- Schmutz, M.: Zur Kenntnis einiger archaischer Schiefergesteine der Niederen Tauern (S. 136). Mitt. d. Naturw. Vereins f. Stmk., 1897.
- Schwinner, R.: Die Niederen Tauern (S. 45). Geol. Rundschau, 1923.
- Stur, D.: Geologie von Steiermark. Graz 1871.
- Thurner, A.: Aufnahmeberichte über Pusterwald. Verh., 1938, 1939, 1951, 1952.
- Wichner, J.: Kloster Admont und seine Beziehungen zum Bergbau und zum Metallbetrieb. Berg- u. Hüttenm. Jahrb., 1891.
- Wieseneder, H.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner n. Sölker Tauern. Min. u. Petrogr. Mitt., 1938.

GEOLOGISCHE KARTe DER BERGE W-PUSTERWALD

von A. Thurner

1 : 25.000

0 1 2 Km



LEGENDE

- Granatglimmerschiefer i. allg.
- Graue Glimmerquarzite
- Helle Quarzite
- Schiefergneis - feldspathische Glimmerschiefer
- Amphibolite mit Glimmerschieferlinsen
- Biotitförmige Amphibolite - Biotitamphibolite mit Linsen von Biotitschiefer
- Pegmatite
- Aplite - Bänderaplite
- Marmore
- Hirnkogel - Kalk
- Kohlenstoffquarzschiefer
- Mylonite
- Schutt i. allg.

Fallzeichen:
0 0-30° 30-60° 60-90° 90°
Fallenachsen:
→

Lageskizze der Profile

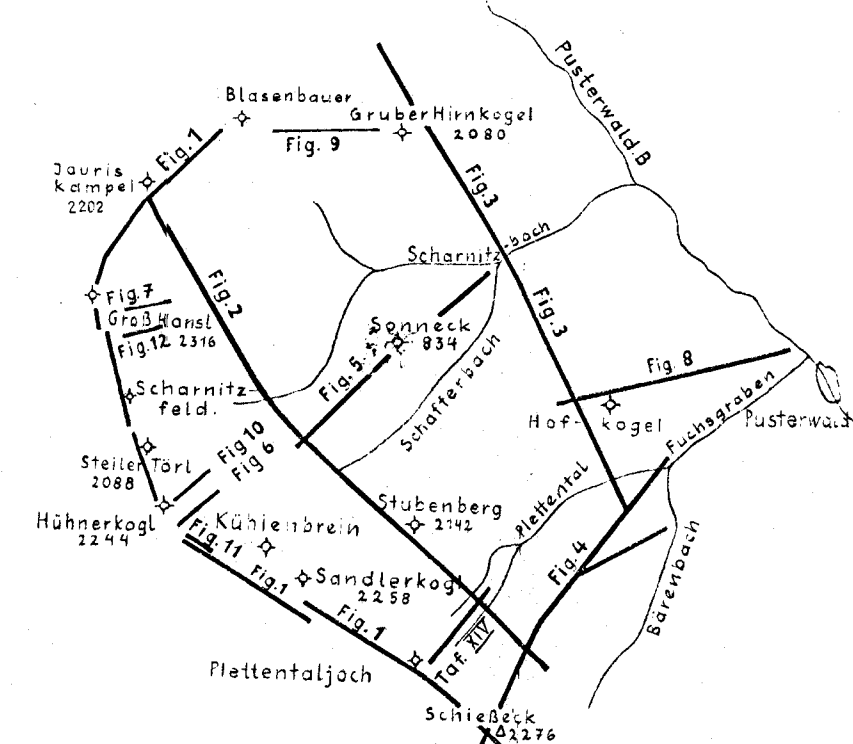


Fig. 1 Kammprofil Schiebeck-Blasenbauerkogel

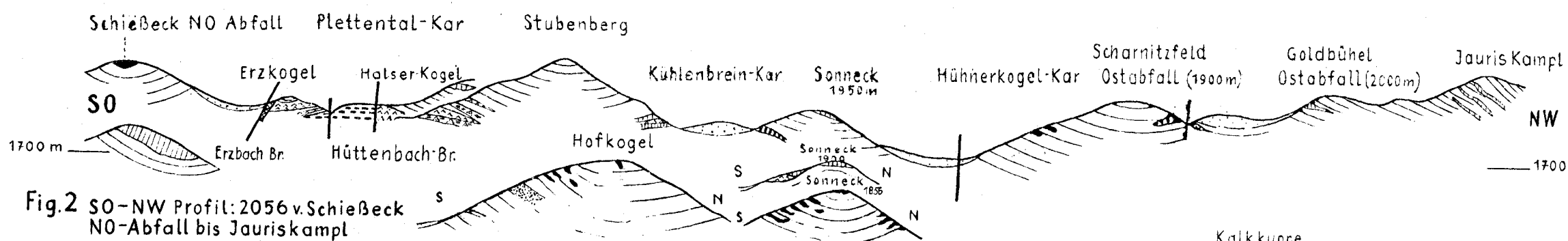
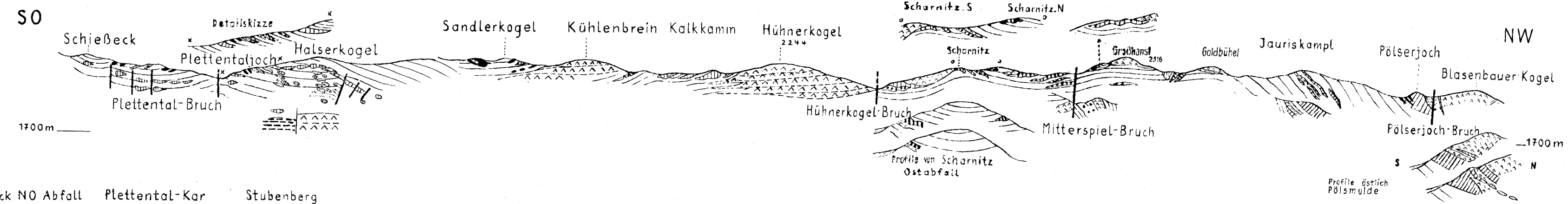


Fig. 2 SO-NW Profil: 2056 v. Schiebeck NO-Abfall bis Jauris Kampl

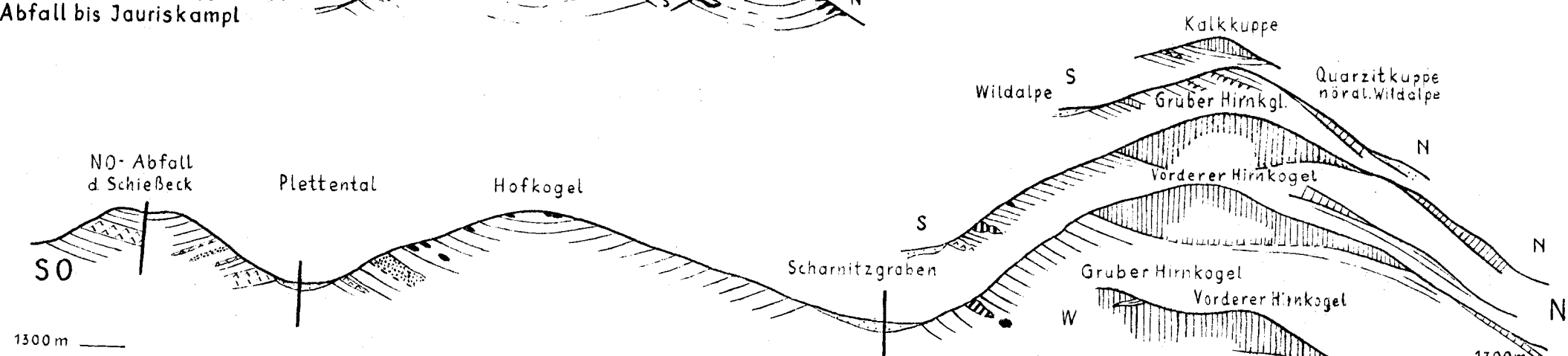


Fig. 3 SO-NW Schnitt: Schiebeck NO-Abfall-Vorderer Hirnkogel

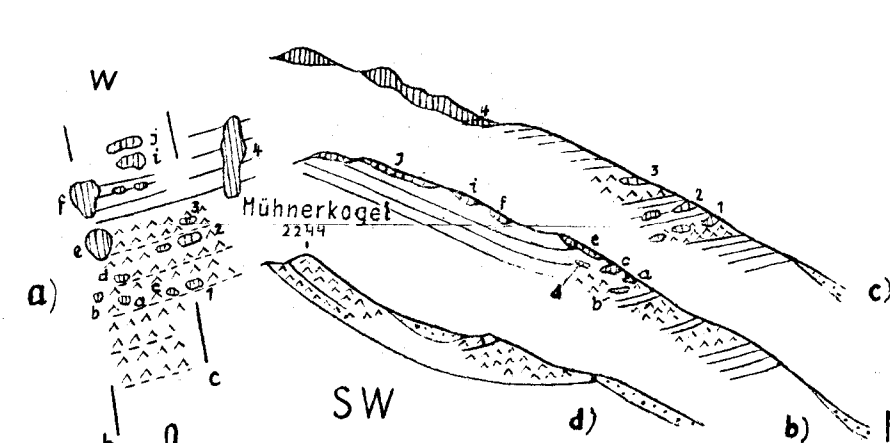


Fig. 6 Hühnerkogelkar a) süd. Teil des Kars mit Kalkschollen (Skizze) b) c) Profile durch diesen Hang d) Profil Hühnerkogel Ostabfall

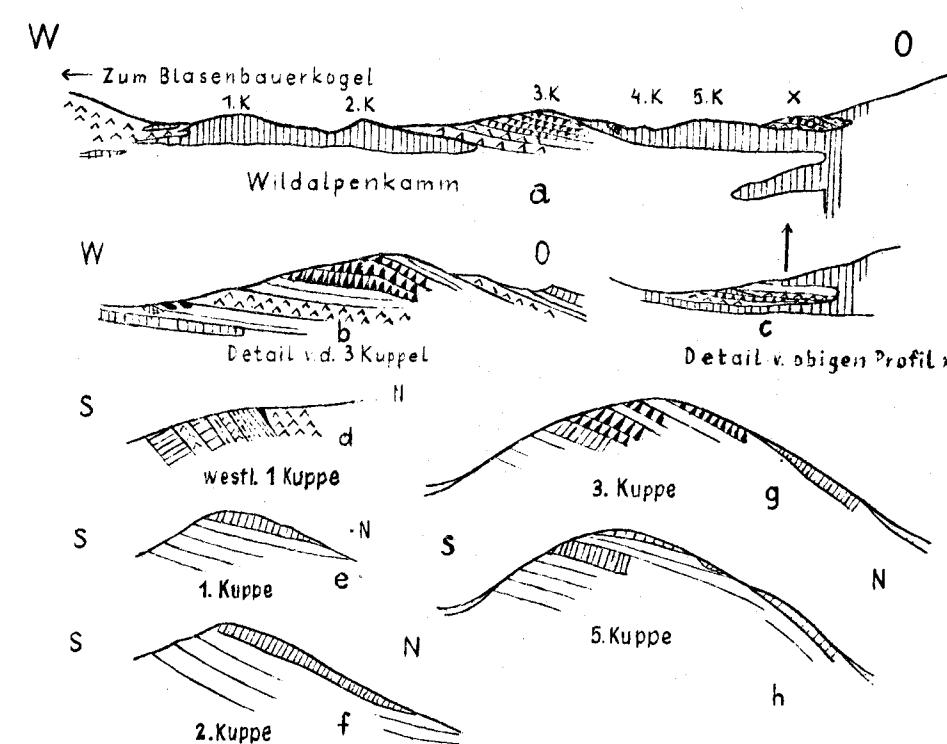


Fig. 9 Kamm nördlich Wildalpe. a) W-O Kamm von S gesehen, b) 3. Kuppe (Quarzitkuppe), c) Schuppe im Kalk, d-h) S-N Profile

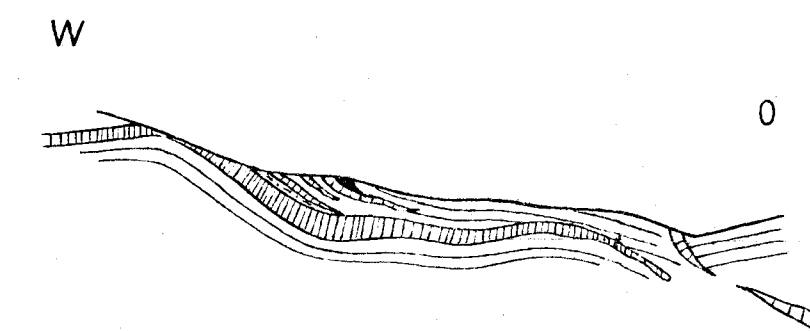


Fig. 7 Detail v. Goldbühel Ostabfall

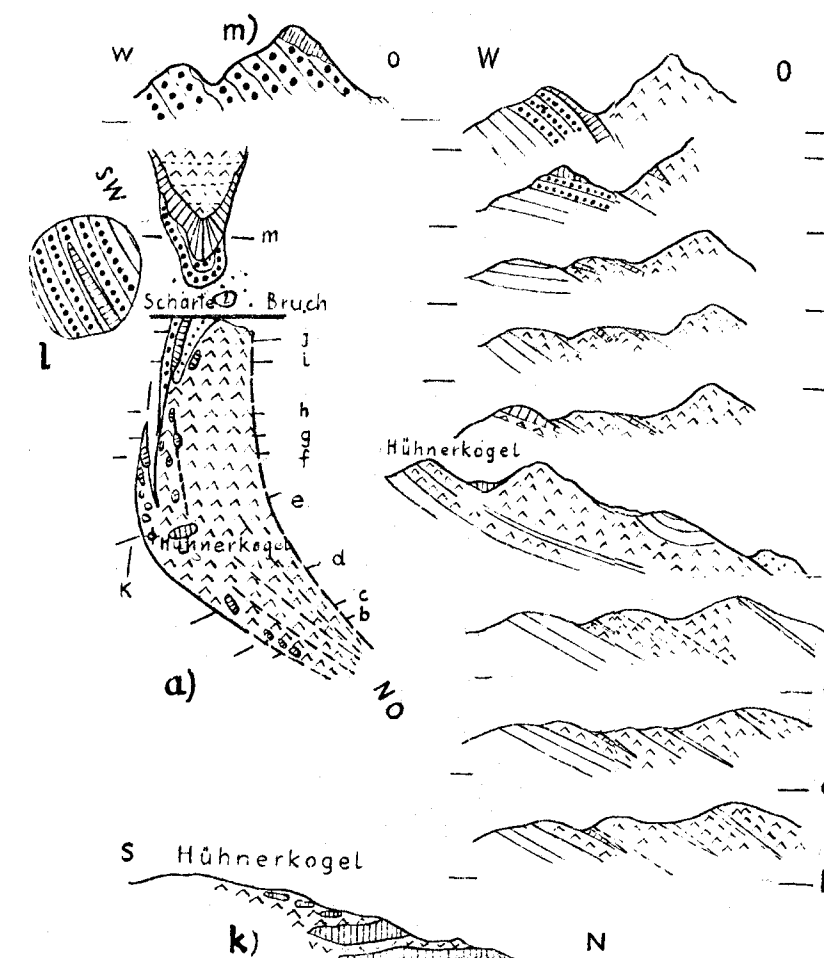


Fig. 10 Hühnerkogel a) Karte, b-j) W-O Profile, k) westl. Kamm am Nordabfall, l) Kogel östlich Scharnitz, m) Profile nördlich der Scharnitz

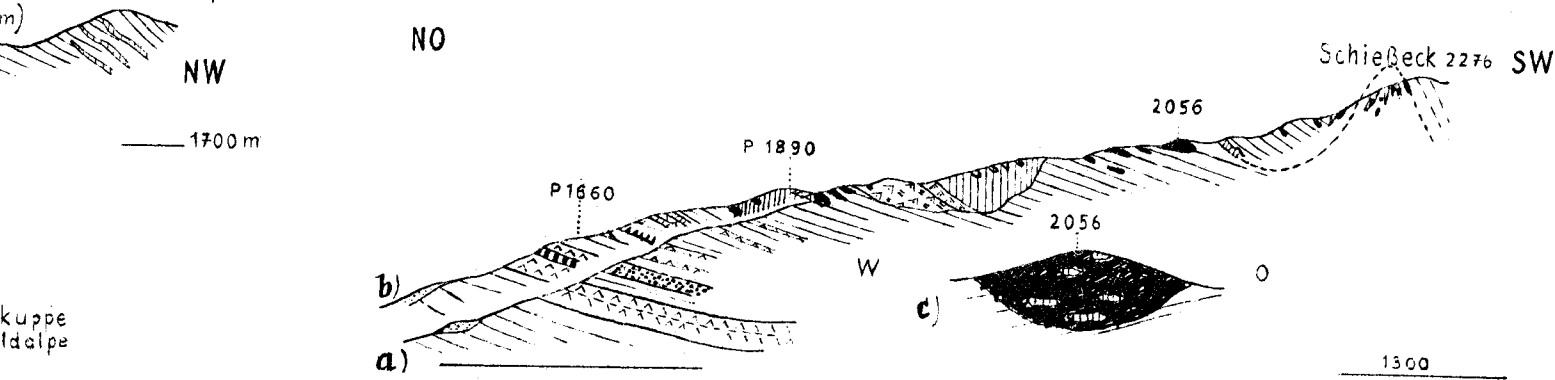


Fig. 4 Schiebeck NO-Abfall a) Profil längs des NO-Rückens, b) Profil v. 1890 gegen Bärenbach, c) Detail v. Pegmatit P2056

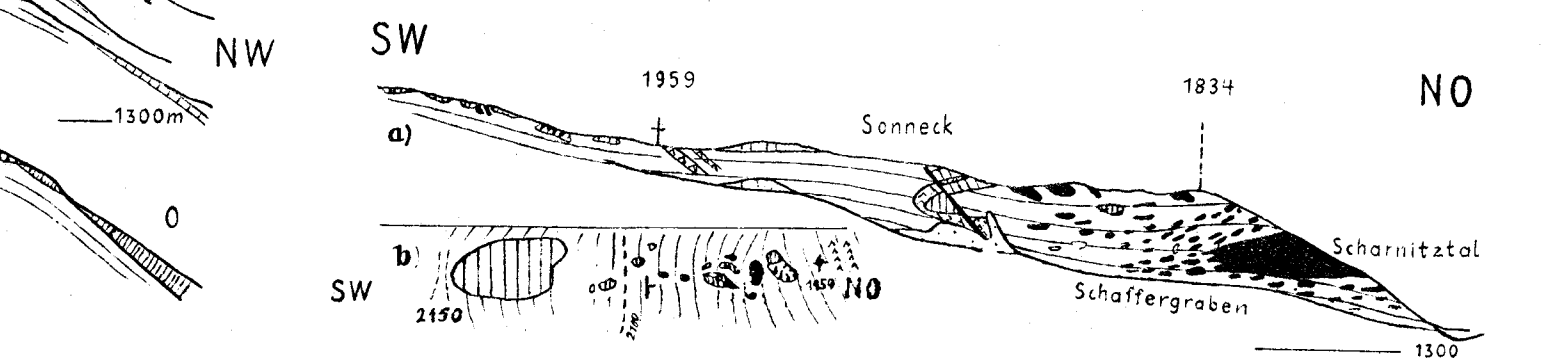


Fig. 5 Sonneckkamm a) O-W Profil mit Ansicht des Südabfalles, b) Kärtchen mit den Kalkschollen von 1954-2150 m

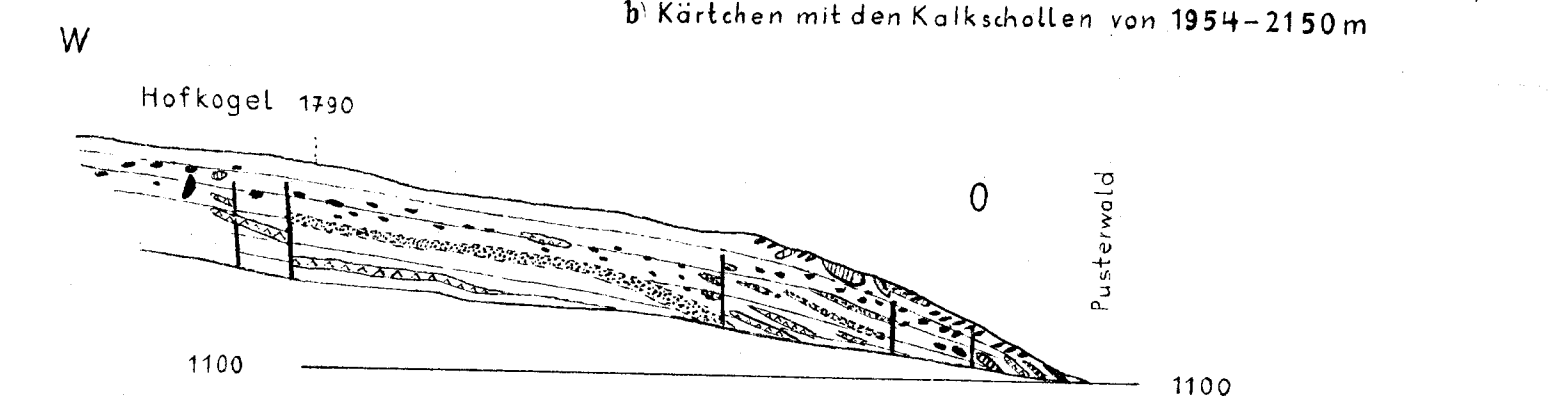


Fig. 8 Pusterwald-Hofkogel O-Abfall

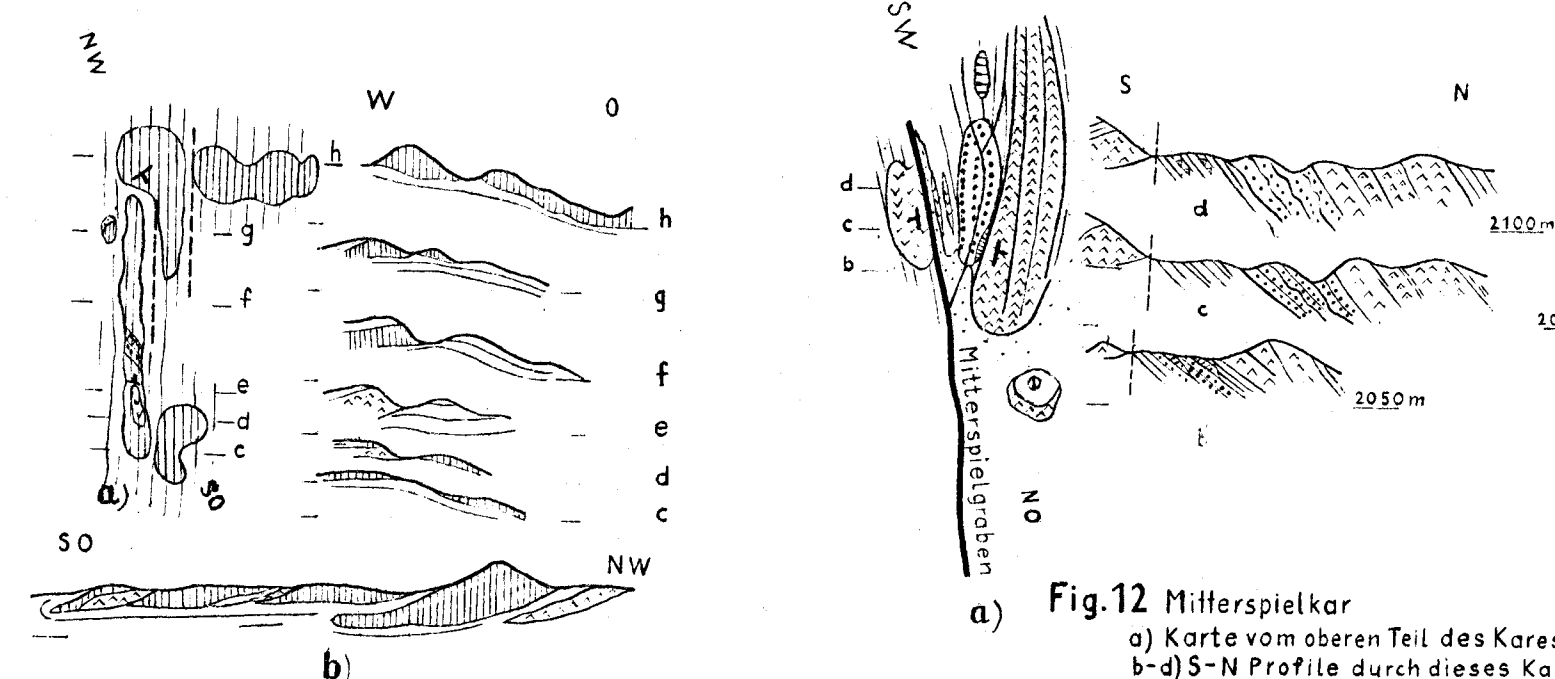


Fig. 11 Kamm süd. Hühnerkogel-Kalkkamm a) Kärtchen mit den Kalkschollen b) Ansicht des Kalkkammes von Osten c-h) Querprofil

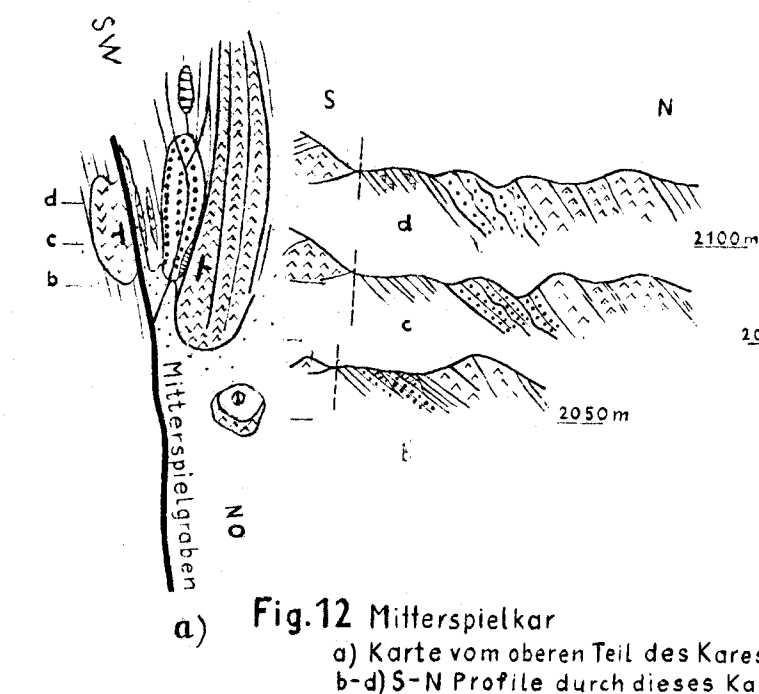


Fig. 12 Mittagspielkar a) Karte vom oberen Teil des Kares b-d) S-N Profile durch dieses Kar

DETAILKARTE VOM ERZGEBIET IM PLETTENKAR

Geologische Aufnahme von A. THURNER

Gelände nach Vermessung von Dipl. Ing. K. Matz

Grubenbau und Erzgänge nach Prof. Dr. Ing. O. M. Friedrich

