

Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen.

Von Oskar Schmidegg, Innsbruck.

(Mit 1 Tafel und 10 Abbildungen.)

Inhalt: Im Bereich der südlichen Gneiszone Tirols, nach der Deckentheorie der mittel- und oberostalpinen Wurzelzone konnten südlich der Ötztaler Alpen (zwischen Tonale und Ultental) und südlich der Hohen Tauern (Defereggengebirge) Gebiete mit steilachsigem Schlingenbau festgestellt werden, deren Tektonik hiemit dargestellt wird. Übersicht über das Gebiet zwischen Ötztaler Alpen und Tonalelinie. Versuch einer Gliederung der Bewegungsvorgänge in einzelne Phasen. Tektonische Stellung der Kalksteiner Trias. Stellungnahme zur Deckentheorie.

In den Ötztaler Alpen war es mir in den Jahren 1927—1932 gelungen, einen steilachsigen Schlingenbau in beträchtlichem Ausmaße aufzufinden und durch genaue Kartierung bis ins einzelne festzulegen (L 25, 26). Auch eingehende gefügekundliche Untersuchungen an orientiert entnommenen Proben wurden im Anschlusse daran durchgeführt, deren Veröffentlichung in Vorbereitung ist. Den Bereich dieser Tektonik habe ich damals bis ins Vintschgau feststellen und beschreiben können, worauf ich hiemit verweise.

In den folgenden Jahren 1933—1935 war es mir weiterhin durch vom wissenschaftlichen Unterausschuß des D. u. Ö. Alpenvereins gewährte Beihilfen ermöglicht, meine diesbezüglichen Untersuchungen im westlichen Südtirol bis zur Tonalelinie auszudehnen, ebenso auch in Osttirol vergleichende Beobachtungen auszuführen, die zur Feststellung eines weiteren ausgedehnten Schlingengebietes führten (Deferegger Schlinge).

Es ist mir eine angenehme Aufgabe, dem D. u. Ö. Alpenverein und damit seinem 1. Vorsitzenden, Herrn Prof. R. v. Klebelsberg, für die Unterstützung und Ermöglichung dieser Arbeiten meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen. Ferner bin ich auch Herrn Prof. Dr. Sander für die Förderung und rege Anteilnahme an meinen Studien zu Dank verpflichtet.

Es soll hier zunächst hauptsächlich nur über die im Felde gewonnenen Ergebnisse berichtet werden, da mir bisher nur wenige Schriffe zur Verfügung standen. Es sind jedoch weitere Gefügeuntersuchungen geplant, für die ich bereits zahlreiche orientierte Handstücke entnommen habe.

Von einer Gesteinsbeschreibung wurde im allgemeinen abgesehen, da dies einerseits nicht im Zweck dieser Arbeit liegt, andererseits solche bereits z. T. vorliegen (Hammer), teils Aufnahmsarbeiten im Gange sind (Andreatta, Senarclens-Graney), denen ich weiter nicht vorgreifen will.

In Westtirol legten mir besonders einige Stellen südlich der Tonaleserie den Gedanken an steilachsige Schlingentektonik nahe, nämlich die Gebiete mit „Schollentektonik“, wie am Monte Pin, auf Le Mandrie und in der Tonalegruppe, ferner die eigenartige Tektonik der Tremenescagruppe. Auch an anderen Stellen weiter im W ist vielfach noch Querstreichen beobachtet

und im Schrifttum angeführt worden, wie z. B. die Arbeit von Cornelius über die insubrische Linie (L 5,¹) S. 240, 247/48, 262) zeigt.

Die auf tirolischem Boden gelegenen Gebiete (Ortleralpen) sind in den Jahren 1901/08 von Hammer für die österreichische Spezialkarte 1:75.000 eingehend aufgenommen und damit eine ausgezeichnete Grundlage für weitere Untersuchungen geschaffen worden. Trotzdem war es aber von vorneherein nötig, einen großen Teil des Gebietes neu zu begehen, einerseits zur genauen Einmessung damals noch nicht geläufiger tektonischer Daten, wie vor allem der *B*-Achsen, andererseits zur Feststellung mancher tektonischer Einzelheiten, die bei der Gesamtaufnahme in dem Maßstabe naturgemäß noch nicht beachtet wurden, deren Wichtigkeit für meine Zwecke sich aber im Verlauf der Untersuchungen herausstellte.

Ich habe daher in folgenden Gebieten der südlichen Ortleralpen bisher eingehendere Begehungen vorgenommen: in der Gipfelregion der Tonalegruppe, im Sulzbergtal zwischen Vermiglio, Fucine und Mezzana, in der Tremenescagruppe, auf Le Mandrie und am Monte Pin, aber auch sonst in dem in dieser Arbeit betrachteten Gebiet verschiedentlich Begehungen ausgeführt.

Südliche Ortleralpen.

Tremenescagruppe.

(Siehe tektonische Übersichtskarte Abb. 1 auf Tafel III.)

Schon Hammer (L 10) schreibt bei der Tremenescagruppe: „Es entsteht ... die eigentümliche Erscheinung, daß die Schichten rings um diese Gruppe in einem gebrochenen Kreise herumstreichen, wobei das Fallen mit Ausnahme der Strecke Camucina—Mezzana Dorf nach innen gerichtet ist.“

Auch der morphologische Aufbau der Gruppe ist entsprechend: In einer in mehr als Dreiviertelkreis geschlossenen Runde umgeben die Bergzüge vom Lago Monte—Vegaja—C. Tremenesca—C. Mezzana—Camucina mit Moränen bedeckte almreiche Hochflächen, die von drei im Unterlauf nahe beieinander liegenden tief eingeschnittenen Tälchen entwässert werden, durch ein höchstens 3 km breites „Tor“ des bis 9 km sich erstreckenden Kessels.

Betrachten wir zunächst das Streichen im einzelnen: Im W-Flügel Lago Monte—Vegaja herrscht NS-Streichen bei etwa 30° O-Einfallen, das sich mit der Biegung des Grates am Kamm Vegaja—Tremenesca in OW-Streichen mit S-Fallen hineindreht. Erst bei der weiteren Drehung des Kammes C. Mezzana—Camucina richten sich die Gesteinslagen steil auf — wobei sich hier ziemlich mächtige Züge von Graniten und Amphiboliten einschalten — und streichen schließlich in saigerer Stellung in großem Bogen zuletzt in SW-Richtung zum Dorf Mezzana. An der offenen S-Seite zwischen Termenago und Mezzana wechseln die Streichrichtungen ziemlich stark, es sind auch erhebliche nachkristalline Störungen vorhanden (siehe auch Hammers Karte), doch läßt sich immerhin deutlich genug erkennen, daß im W vorwiegend O-Einfallen (etwa 45°), bei ungefähr NS-Streichen, im O nordwestlich Mezzana saigere Stellung bis steiles W-Einfallen bei NNO-Streichen herrscht. Dazwischen im Gehänge südlich Menas kommt auch schwebende

¹) Die Hinweise L 1 ... beziehen sich auf das Schrifttumsverzeichnis S. 148.

Lagerung und N-Fallen vor, doch ist gerade hier bei den einzelnen aus dem Wiesengehänge herausragenden stark verwitterten Schrofen die Feststellung der Streichrichtungen oft sehr unsicher, da man meist nicht gewiß ist, ob noch ursprüngliche Lagerung vorliegt, ganz abgesehen von den hier auch schwer beurteilbaren nachkristallinen Bewegungen. Auch in den höher gelegenen Teilen im Inneren des Kessels läßt sich trotz der oft hindernden Moränenbedeckung die kreisförmige Umbiegung deutlich feststellen. Der Radius wird hiebei nach S immer kleiner.

Durch Feststellung der Bewegungsrichtungen mittels eingehender Beobachtung der *B*-Achsen im ganzen Gebiete konnte nun eine weitere Klärung des tektonischen Baues erreicht werden. Es ließen sich zwei Bereiche mit verschiedenen Achsenrichtungen unterscheiden. Im O zwischen Dorf und Cima Mezzana herrschen bei saigeren *s*-Flächen steilstehende bis lotrechte Achsen, während im weitaus größeren westlichen Gebiete die Achsen mit durchschnittlichem Streichen N 60° W, 20—30° nach O einfallen. Die Grenze zwischen diesen beiden Bereichen mit verschiedener Durchbewegung, die aber keineswegs scharf ist, sondern einen wie stellenweise auch deutlich ersichtlich, allmählichen Übergang darstellt, verläuft ungefähr nach der Linie C. Tremenesca—P. Valetta—Menas. Die Schlinge geht also nach W in eine schräg liegende Mulde mit SO einfallender Achse über, und die Biegung im Streichen an der Vegaja beruht nur auf einem steileren Aufbiegen der südlich der Vegaja noch flach liegenden *s*-Flächen bei gleich bleibenden *B*-Achsen. Erst weiter östlich von der C. Mezzana an drehen sich die nunmehr saiger stehenden Gesteinslagen um steilstehende Achsen. Gleichzeitig kann man aber auch finden, daß die SO einfallenden Achsen sich weiter nach O zu ebenfalls mitdrehen und dabei aufrichten. Es vollzieht sich so eine langsame, aber keine vollständige Anpassung an die steilachsige Schlingentektonik, denn noch an der Camucina und weiter südlich finden sich häufig 45° S-fallende Achsenlagen. Bei Dorf Mezzana hingegen überwiegen wieder steil N-fallende.

Im einzelnen treten häufig stark abweichende Achsenrichtungen und *s*-Flächen auf, doch sind diese Abweichungen meist untergeordnet und vielfach wohl durch nachkristalline Störungen verursacht. Am bedeutendsten sind sie im Innern der Schlinge zwischen Ortisei und Mezzana. Hier ist auch von vorneherein starker Wechsel zu erwarten, einerseits durch starke Verfaltungen im Kern der Schlinge, andererseits durch den hier besonders raschen Übergang zwischen den geneigten und steilen Achsenlagen. Ferner sind hier auch die nachkristallinen Störungen am größten, wie schon aus der Karte Hammers durch die Angabe Phyllitgneis und Einzeichnung von Bruchlinien hervorgeht.

Nocetal.

Weiter nach S im Nocetal folgt eine Schlinge mit nach O gerichteter Stirn. Die Zusammenhänge sind zwar z. T. unterbrochen sowohl durch die Flußaufschüttungen im Tal als auch durch die mächtigen Moränenmassen, die die der Presanellagruppe nördlich vorgelagerte Terrasse bedecken, doch ist die Schlingenbiegung deutlich erkennbar. Die in die Südhänge des Tales eingeschnittenen Schluchten und Gräben gewähren gute Aufschlüsse, mehr als aus der geologischen Spezialkarte ersichtlich ist.

Genau in der Fortsetzung des von der Camucina nach Mezzana ziehenden saiger stehenden Amphibolituzuges steht am Ausgang der Usaiaschlucht und westlich davon wieder Amphibolit in ebenso NO-Streichen an, das dann weiter in WSW-Streichen umbiegt und sich damit dem N-Rand der Adamello-masse anpaßt. Auch helle Augengneise finden sich hier und stellen damit eine Verbindung mit den hellen Augengneisen südlich der C. Mezzana und dem mächtigen Augengneislager von Stavel her. Auch die Amphibolite finden sich dort (nördlich Volpaja) wieder.

Auch bei Pellizano entsprechen die beiden Talseiten als Teile des Schlingenbogens gut einander, sowohl durch gleiche Gesteinsbeschaffenheit (Amphiboliteinlagerungen z. B.) als auch durch den Übergang im Streichen. Die im Tal ziemlich saiger bis steil stehenden Gesteinslagen nähern sich von beiden Seiten dem NS-Streichen bei ebenfalls steilstehenden B-Achsen.¹⁾

In der Gegend von Fucine, die im Schlingenkern liegt, wechseln die Streichrichtungen stark, häufig ist OW-Streichen mit deutlichen lotrechten B-Achsen, besonders an den einzelnen im Talkessel aufragenden Felshügeln (Burghügel von Ossana, S. Antonio) und an anderen Stellen. Nach S folgt dann SW-, nach N NW-Streichen. Gute Aufschlüsse bietet die Straße gleich westlich Fucine. Es ist deutlich zu sehen, wie die hier im allgemeinen etwa N 20° W streichenden Schiefer nachkristallin stellenweise stark gestört und dadurch verlegt sind. Auf dem zur C. di Boai hinaufziehenden bewaldeten Bergrücken (Montagna Culom) dreht sich von unten nach oben die Streichrichtung aus OW allmählich mit Schwankungen nach NS, dabei finden sich besonders im unteren Teil öfters dunkle dichte Mylonite als Anzeichen nachkristalliner Bewegungsflächen eingeschaltet. Trotz des häufigen Wechsels im Streichen und der späteren Verlagerungen hebt sich die Schlingenbiegung bei Fucine als nach O gewölbter Bogen deutlich heraus. Nördlich Cortina (Vermiglio) wechselt das Streichen wieder sehr stark, heftige steilachsige Verfaltung liegt auch hier wieder vor.

Auf der Südseite des Nocetales, besonders auf der Terrassenhöhe, bedecken gewaltige Moränenmassen den dem Adamellotonalit vorgelagerten Felsgrund. Doch sind in dem Gehänge gegen das Tal mehrere Schluchten eingeschnitten, die einige Aufschlüsse bieten. Zwischen Pellizano und der Ossaiaschlucht (südwestlich Mezzana) ergeben sich dadurch eine Reihe von Profilen, in der Usaiaschlucht (auf der österreichischen Karte Val Ossaia) bis zum Tonalit.

Die Begehungen ergaben eine mächtige Entwicklung von Amphibolit, besonders westlich der Mündung des Usaiagrabens, als Fortsetzung des Amphibolites von Mezzana. Begleitet ist er nach S von hier wenig mächtigen hellen Augengneisen und von Serpentinlinsen, die bis 100 m mächtig und auch wieder als umgewandelte Peridotite zu betrachten sind. Das Streichen ist im allgemeinen ONO im Durchschnitt und ziemlich dem N-Rand des Tonalites angepaßt. Im Val Usaia stehen am Beginn Amphibolite an und geringmächtiger Augengneis mit NO-Streichen. Hierauf folgen nach S quarzitische schokoladenbraune Hornfelschiefer mit Pegmatiteinlagerungen. Weiter oben nehmen sie mehr phyllitartigen Charakter an und sind stellen-

¹⁾ Die auf der Karte (L 13) südwestlich Pellizano angegebene Richtung O—W ist unrichtig, es herrscht hier fast durchwegs das Streichen N 20° O, meist senkrecht bis steil SO.

weise ziemlich reich an Kohlenstoff. In der Höhe von 1450 m, etwa 1800 m vom Nocebach entfernt, beginnt der Tonalit zunächst mit stark porphyrischer Randfazies. Gleich darüber folgt Moränenschutt. Das Streichen ist in der ganzen Schlucht einschließlich des Tonalites durchwegs rund N 45° O mit 60—80° S-Fallen. Die B-Achsen verlaufen verschieden, vorwiegend horizontal bis geneigt, aber auch steile sind nicht selten zu finden.

Zwischen Ossana und Pelizzano sind in den, wie schon erwähnt, N 20° O streichenden Schiefeln steile Achsen häufig zu beobachten, rechts der klammartigen Mündung des Val Fazom mit starker Verfaltung im Sinne der Schlingenbiegung. Auf der Höhe der Terrasse ist bis zum Stavelgneis alles durch mächtige Moränen bedeckt.

Steilachsige Verfaltung konnte ich auch an der W-Seite der Val Piana, in dem Graben, der von der Malga Pece nach W hinaufzieht — er ist schon bei Salomon (L 20, S. 144) erwähnt — in den Quarziten, die dort in den Kontaktschiefern eingelagert sind, feststellen. Deutlich ist auch eine Abbiegung der sonst hier OW streichenden Schiefer nach NO zu beobachten, womit auch erklärlich ist, daß der Tonalit auf der östlichen Talseite viel weiter nach N vorgeückt ist. Die Annahme einer Störungsfläche, wie sie Salomon vermutet, wird daher überflüssig.

Nachkristalline Bewegungen sind ziemlich verbreitet (Phyllonite), doch bei weitem nicht in dem Ausmaße, wie man sie von so einer bedeutenden Linie wie der insubrischen erwarten sollte und wie sie auch Cornelius weiter im W beschreibt. Eine Mylonitzone fehlt jedenfalls.

Wie sich die Serie der Kontaktschiefer, die bei NO-Streichen in der Val Usaia noch eine Mächtigkeit von 500 bis 600 m besitzen, weiter nach O fortsetzen, ist noch eine offene Frage. Im einzigen angegebenen Aufschluß im Moränengehänge zwischen Mezzana und Dimaro bei der Malga Copai, den ich nicht besucht habe, führt Trener Gneis der Tremenescagruppe an, ein auffallend weit südliches Vorkommen, da die Verbindungslinie der nördlichsten Tonalitaufschlüsse Val Usaia—Dimaro nördlich davon verläuft.

Auch längs der Judicarienlinie mit ihren Tonalitvorkommen sind nirgends mehr Kontaktschiefer beobachtet worden, was aber leicht dadurch zu erklären ist, daß die geringe Mächtigkeit dieses Tonalites nicht ausreichte, um Kontaktwirkungen hervorzurufen.

Tonalegruppe.

(Profile Abb. 3.)

Die Tonalegruppe, die Berggruppe zwischen Pejo- und Vermigliotal, besteht zum größten Teil, wenigstens in höheren, Lagen aus Gesteinen der Tonaleserie, „Tonaleschiefer“ mit eingelagerten Marmoren, Amphiboliten, Pegmatiten und Augengneisen und weist nach Hammer Schollentektonik auf. Ich habe nun durch Verfolgung der eingelagerten Gesteinszüge und Beachtung der Bewegungsrichtungen die Tektonik zu klären versucht. Die Tonaleschiefer selbst sind zur Verfolgung vor allem in schwierigem, schlecht aufgeschlossenem Gelände ungünstig, da sie gegenüber den anderen Schiefeln und Gneisen kaum recht gekennzeichnet sind, abgesehen von etwaiger Verwischung durch nachkristalline Deformationen. Wohl aber zeigten sich die Marmorzüge, wenn sie auch oft mehrfach unterbrochen sind, hiezu als sehr geeignet.

Die Tonaleserie zieht von Rabbi über den Cercenapaß in großem Bogen um die Tremenescagruppe herum nach Celedizzo und weiter zur C. Boai, wo sie eine Mulde mit OW-verlaufender \pm nach O einfallender Achse bildet. Zwei Marmorzüge spiegeln hier deutlich die austreichende Muldenbiegung wider: der eine streicht aus dem obersten Boden der Val Comasine bis südlich des Gipfels der C. Forzilin, biegt hier am Verbindungsgrat zum Mt. Palu um und taucht im Val Saviana oberhalb der gleichnamigen Alm bei 2200 m etwa noch einmal auf. Der zweite Marmorzug zieht vom Val Gardena OW auf den N-Grat der C. di Boai, biegt mit NS-Streichen und 45° O-Fallen

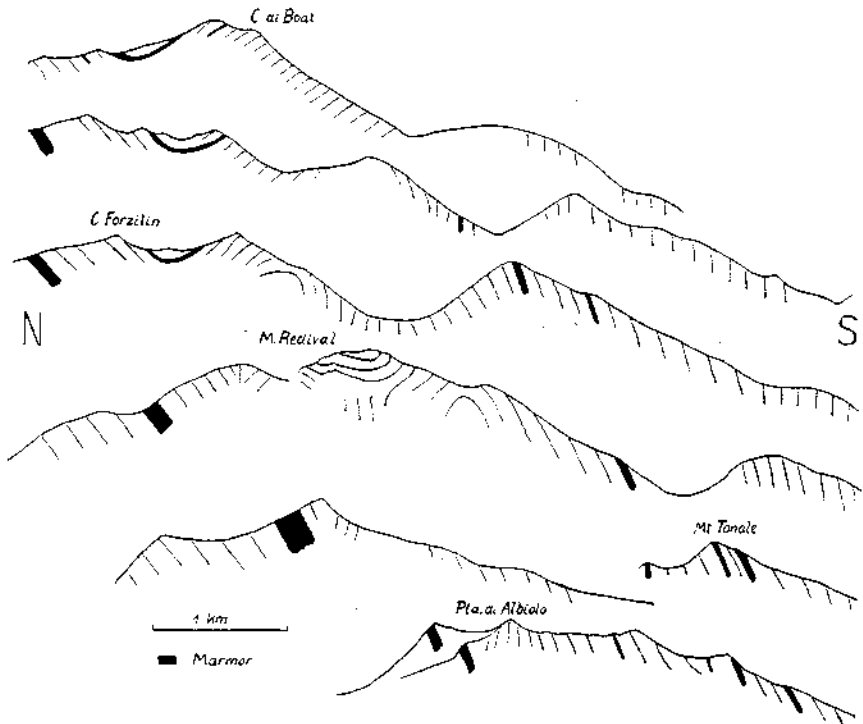


Abb. 3. Profile durch die Tonalegruppe.

nach S um, wobei er erzührend ist (alte Baue), und streicht über die C. di Boai (östlich und westlich des Gipfels), um schließlich unter der Moränenbedeckung des südlichen Gehänges vorläufig zu verschwinden.

Die B-Achsen wechseln von 45° O-Fallen (und auch noch flacher) bis lotrecht (an der C. Forzilin). Dort sind auch die nachkristallinen Störungen sehr stark (Schollentektonik Hammers), ohne jedoch die alte stetige Schlingenbiegung ganz zu verwischen.

An diese schräge Mulde schließt sich nach S ein Gewölbe an, gebildet durch den Mt. Palu und dessen zur Mga. Saviana streichenden SO-Grat. Es taucht hier vielleicht das Liegende der Tonaleserie auf, was ja tektonisch zu erwarten wäre und durch die Hammersche Bezeichnung „obere Schiefer und Quarzite

der Pejoserie“ auf der Karte gestützt wird. Diese würden dann der am Nordhang der Gruppe liegenden Pejoserie entsprechen.

Auf dieses Gewölbe folgt die Mulde des Redival. Sie weist am Gipfelgebiete sehr flache Lagerung auf, wird aber tiefer unten im Hintergrunde der Val Verniana meist von steilen Lagen gebildet. An den aufgebogenen Südrand der Mulde schließen sich wieder steile Lagen an, in denen sich am Südgrat des Redival eine enggepreßte Antiklinale deutlich feststellen ließ. Darauf folgen weiter nach S wieder Marmor führende Serien, die besonders gut am Mt. Mezzolo ausgebildet sind. Es stand nun nahe, diese Marmore mit denen der C. di Boai—Forzilin-Mulde östlich um den Antiklinalrücken des Mt. Palu herum zu verbinden und tatsächlich gelang es mir auch, in dem sonst von Moränen ziemlich bedeckten Gebiete entsprechende verbindende Aufschlüsse im Wald nordöstlich der Mga. Verniana und nordwestlich der Mga. Saviana aufzufinden.

Nach W setzen sich diese Marmorzüge in mächtiger Entwicklung über Mt. Tonale—C. di Cady—M. Serotine—Ponte di Legno fort, wo Cornelius in ihnen Synkinalserien feststellte (L 5, Profil I, Tafel 1).

Es liegen also in der Gipfelregion der Tonalegruppe folgende OW streichende tektonische Elemente vor:

1. die Mulde C. Boai—C. Forzilin—nordwestlich Mt. Palu mit schwach nach O geneigter Achse, die als westlicher, jedoch etwas gegen S verschobener Ausläufer der Vegajamulde zu betrachten ist;

2. das Gewölbe des Mt. Palu;

3. die Mulde des Redival. Oben flach, nach der Tiefe steil, mehr isoklinal;

4. eine Antiklinale südlich Redival—Albiolo (?);

5. ein reichlich Marmor führender Tonaleschieferzug, anscheinend synkinal: Mt. Mezzolo—Mt. Tonale—Pte. di Legno, der nach O in die Boai-Mulde hineinstreicht.

Das Nordgehänge der Tonalegruppe bilden Gesteinszüge, die WSW, also schräg zu den übrigen streichen. Zuoberst ist noch einmal ein Marmor führender Tonaleschieferzug, der bei Mga Comasine von denen der Boaimulde abzweigt und über den N-Grat des Mt. Albiolo streicht, darunter folgen dann die Quarzite der Pejoserie und Gneise, also Altkristallin. Starke, nachkristalline Deformationen, mit sehr kräftiger Mylonitisierung, wie z. B. am Montozzo- paß, zeigen eine jüngere Bewegungszone an (Montozzolinie). Auch weiter im N bis in die Phyllitzone der südlichen Ortlergruppe herrscht dieses WSW—ONO Streichen. Das Umschwenken des Streichens aus ONO beginnt in der Gegend von Mortirolo—Val Grande, wo nach Cornelius auch Kleinfaltung vorliegt (L 5, S. 362).

Ich möchte nun aber annehmen, daß diese Divergenz zwischen dem OW-Streichen im Innern der Tonalegruppe und dem WSW-Streichen des nördlich folgenden Gebietes nicht durch eine nachkristalline Schollenverschiebung zustande gekommen ist, sondern es erscheint mir als wahrscheinlicher, daß wir es hier mit einer Überlagerung verschiedener Bewegungsrichtungen zu tun haben: eine NS gerichtete, die zur Großfaltung im Gipfelgebiete der Tonalegruppe geführt hat, und eine andere vermutlich ältere Bewegungsrichtung, der die heutigen Streichrichtungen WSW entsprechen, die in der südlichen Ortlergruppe bis zum N-Gehänge der Tonalegruppe herrschen sowie wahrscheinlich auch an der S-Seite der Tonalegruppe. Es ist nun durch-

aus möglich, daß diese Gebiete erst anlässlich der Schlingenbildung aus einer alten OW-Richtung herausgedreht und in die heutige Lage gebracht worden sind. Dann erst hat die Gipfelregion der Tonalegruppe durch erneute Durchbewegung ihre Tektonik mit OW-Streichen erhalten. Damit wäre auch der allmähliche Übergang des Streichens beider Richtungen leicht verständlich. Durch genaue entsprechende Untersuchungen besonders am N-Gehänge der Tonalegruppe sowie Gefügeanalysen würde sich vielleicht die Frage lösen lassen.

Wie bereits bekannt — besonders aus den Arbeiten von Cornelius —, zieht die Tonaleserie in gerader Richtung nördlich der insubrischen Linie weiter nach W durch das Veltlin und wurde bis über Bellinzona festgestellt. Im Oglial bei Veza etwa zweigt nun davon nach NO ein Zug Marmor führender Tonaleschiefer ab, der über Mt. Colleazzo—S. Appolonia ziehend von Cornelius noch bis östlich des Mt. Gaviola verfolgt werden konnte. Cornelius vermutete dann sein Untertauchen gegen O (S. 261). Ich habe nun das hintere Visotal begangen und fand durch weitere Aufschlüsse diese Vermutung bestätigt:

Oberhalb der Steilstufe, die das Val di Viso nach hinten abschließt, nördlich der Baita di Forgnocolo, stehen Marmore und Amphibolite sowie Pegmatite an, die sich noch etwa 1 km nach NO verfolgen ließen und dann gleichsinnig mit den begleitenden Schiefen in die Tiefe streichen, bis sie am Graben, der den Abfluß des Ercavallosees führt, verschwinden. Bei dem beobachteten Axialgefälle nach O ist es erklärlich, wenn diese Gesteine im Val del Monte nicht mehr auftauchen. Wohl aber findet sich in dem kleinen Kar östlich des Südgrates der C. di Cajone noch einmal ein kleines Fenster, in dem stark gefaltete Marmore mit Pegmatiten anstehen. Es stellt die Verbindung mit dem westlich etwa 100—200 m unterhalb des Grates durchstreichenden Marmorzug, der einerseits südlich nach S. Appolonia herabzieht, andererseits nach N unter dem Grat weiterstreicht und nach Cornelius östlich des Mt. Gaviola auskeilt.

In der großen Karhochfläche (Ercavallokar) zwischen der Talstufe des Val di Viso und der C. dei tre Signori finden sich keine Tonaleschiefer mehr, es sind durchwegs altkristalline Gneise, mit Apliten bis Biotitgraniten durchsetzt und z. T. injiziert und Feldspatknoten führend, mit im allgemeinen steil nach S einfallender Lagerung und OW-Streichen. Der hochaufragende Gipfel der C. dei tre Signori wird im wesentlichen durch eine steilstehende Granitlage gebildet. Steilachsige Faltung war mehrfach zu beobachten, sowohl knapp südlich des Gipfels als auch im Kar neben OW-streichenden, vielfach schwach O-fallenden Achsenlagen. Starke, ebenfalls vorkristalline Faltung mit flachen OW-Achsen herrscht südlich der Pta. Ercavallo in den altkristallinen Gneisen. Die in Fels gesprengten Kriegswege haben hier ausgezeichnete Aufschlüsse geschaffen. Leider gehen sie z. T. schon stark dem Verfall entgegen.

Umgebung der Tremenescagruppe.

Im NW der Tremenescagruppe fallen die Schiefer, die hier Cyanit führen und auch von Pegmatit durchsetzt sind, flach nach O—SO ein, mit einer Achsenrichtung von durchschnittlich N 60° W, 20—30° O, sie legen sich an der C. Grande vollkommen flach, werden im NW-Grat sogar schwach N-fallend.

Am Felsgrat südlich des Cercenapasses gehen sie dann plötzlich in steil nach S überkipptes Einfallen über. Nördlich des Passes stellt sich nach einer Quetschzone wieder flache Lagerung ein mit ebenfalls stark nachkristalliner Beanspruchung. Es folgen vom erwähnten Felsgrat von S nach N (siehe Profil Abb. 4): zunächst mehr oder weniger steilstehende, sehr stark gequetschte Schiefer, die anscheinend den Gesteinen der Tremenescagruppe angehören und den Liegendschenkel einer Falte bilden, dann folgen als Vertreter der Tonaleserie gequetschte Schiefer mit Pegmatiten, mylonitischen Kalken, weiter Karbonat hältige Quarzite und schließlich Augengneise, die schon dem Verdignana Lakkolithen angehören. Die Quarzite stellen nachkristalline Tektonite der Augengneise dar, wie die noch zuweilen erhaltenen Feldspatagen zeigen.

Die Achsenrichtungen verlaufen in den noch flachliegenden Gneisen der Tremenescagruppe wie sonst dort SO, doch sind hier schon einzelne Knicke mit horizontaler SW-Achse bemerkbar. Die Knickflächen sowie die s-Flächen in den stark mylonitischen Schiefen des Passes verlaufen auch N 45° O,

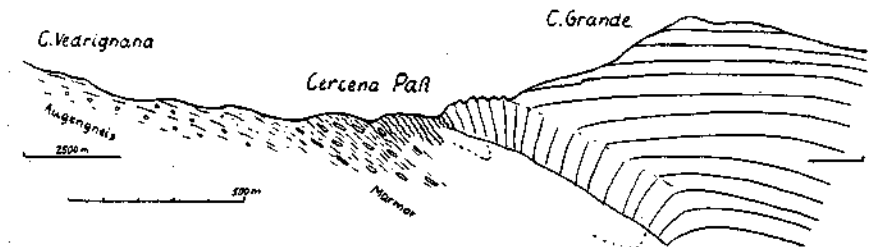


Abb. 4. Profil über den Cercenapaß.

mit steilem bis flachem S-Fallen. Vereinzelt finden sich noch Reste des älteren, sonst flach SO streichenden B, das hier steil aufgerichtet ist.

Es liegt also hier offenbar die Auswirkung eines Vorschubes des Tremenesca-massivs in der Richtung nach NW vor, der in der Grathöhe zu einer nachkristallinen nach N überkippten Faltung führte, die sich tiefer im Gehänge wieder ausflacht und verliert.

Im östlichen Teil der Tremenescagruppe schließt sich an das besprochene Schlingengebiet ein Bereich an, der im N mächtige Graniteinlagerungen enthält (Polinar-Gambrai) mit etwa OW-Streichen, im südlichen Teil, im Kamm Sass dell'Anel, aus ungefähr ONO streichenden Schiefen aufgebaut ist. Ich habe dieses Gebiet zwar noch nicht begangen, doch möchte ich aus dem, was aus der Hammerschen Karte zu ersehen ist, vermuten, daß es sich auch hier um einen Schlingenbau handelt, u. zw. daß die Gesteinslagen in der Art zusammenhängen, daß die die Ostbegrenzung des Tremenesca-kessels bildenden Granit-Amphibolitzüge den SW-Schenkel eines Schlingenzuges bilden, der etwa bei der Tremenesca-Alm scharf nach O umbiegt und über dem unteren Rabbital in der Granitmasse des Mt. Zoccolo sich fortsetzt. Die weitere Fortsetzung nach NO würden dann die Granitzüge Schrumspitz—Ilmenspitz bilden.

Ob die den Sass dell'Anel aufbauenden Schiefermassen die Fortsetzung der zwischen dem Stavelgneis und dem Tonalit liegenden Kontaktschiefer

sind, wie man nach dem Streichen vermuten könnte — sie müßten allerdings hier stark verbreitert sein — oder ob sich hier neue Gesteinszüge einschalten, müßte erst eine Begehung dieses Gebietes ergeben.

Nördlich des Salezi-Passes, unmittelbar an dem hier steile Achsen aufweisenden Amphibolit, fand ich ein Vorkommen von Serpentin, jedenfalls eine ganz umgewandelte Peridotitlinse.

Schlinge von Le Mandrie.

(Kartenskizze Abb. 5.)

In der weiteren Fortsetzung der Schieferzüge des Sass dell'Anel liegt jenseits des tief eingeschnittenen unteren Rabbitales nördlich Malè der Gebirgsstock von Le Mandrie mit dem Störungsgebiet am Gipfel desselben. Hammer schreibt in den Erläuterungen zu Blatt Cles darüber (S. 76): „Eine eigenartige tektonische Erscheinung bilden große Schollen, welche entgegen dem herrschenden Streichen von NW nach SO streichen. Sie sind scharf abgegrenzt gegen die Umgebung, nur ausnahmsweise ist ein allmählicher Übergang zwischen den Streichrichtungen zu beobachten (Cima Lac).“ Es gelang mir nun auch hier, wie erwartet, einen Schlingenbau festzustellen, da der allmähliche Übergang nicht ausnahmsweise vorliegt, sondern die Regel bildet, allerdings stellenweise stark durch nachkristalline Bewegungsflächen, die den Schollengrenzflächen nach Hammer entsprechen, überdeckt ist. Eine ziemlich scharfe, doch im allgemeinen stetige Biegung liegt im Gipfelgebiete von Le Mandrie selbst, an der die Gesteinslagen um fast volle 180° herumschwenken. Während auf der W-Seite des Gipfels in Anlehnung an die nahe Granitmasse des Mt. Zoccolo SW—NO-Streichen, bei steilem W-Einfallen, herrscht, biegen die Lagen am NW-Grat allmählich in OW um, am NO-Grat in NW—SO. Im steilen rinnendurchfurchten Ostgehänge des Gipfels herrscht vorwiegend NNW—NS-Streichen, das weiterhin auf der S-Seite gegen die Mga. Cortinga zu wieder in NW-Streichen, auch mit steilem NW-Fallen übergeht.

Die Übergänge vollziehen sich meist allmählich, nur durch nachkristalline Bewegungsflächen stellenweise geknickt. Allerdings ist manchmal dieser Knick nur scheinbar unvermittelt, wenn nämlich z. B., wie es schon am erwähnten Ostgehänge des Gipfels der Fall ist, zwei Grate mit verschiedenem Schichtstreichen durch eine Schotter erfüllte Rinne getrennt sind. Bei genauerem Suchen findet man aber dann doch oft noch anstehenden Fels, der ein Übergangsstreichen oder entsprechende Faltenbildungen erkennen läßt. Ferner ist zu beachten, daß auch in den noch nicht nachkristallin gestörten Schlingen, wie in den Ötztalern, die Biegung sich oft auf einen engen Raum zwischen länger geradeverlaufenden Gesteinslagen beschränkt. So daß bei weniger genauer Beobachtung und besonders bei schlechterer Erschlossenheit leicht der Eindruck von Schollen vorgetäuscht werden kann. Solche nachkristallin mehr oder weniger in Schollen zerteilte Schlingen könnte man am besten mit dem Ausdruck „zerbrochene Schlingen“ kennzeichnen.

Auch an der C. Leinert ist die allmähliche Umbiegung deutlich erkennbar: am W-Grat noch OW-Streichen, herrscht am NO-Grat bereits SO- und

am S-Grat NO-Streichen, mit sehr steilem Einfallen nach innen. Eine schmale aplitische Lage macht diese Biegung gut sichtbar. In der südlich davon gelegenen Scharte herrscht flachbuckelige Lagerung — mit einzelnen nachkristallinen Störungsflächen —, die an der C. Lac in 30° N-Fallen übergeht, womit die nach Hammer im Gehänge gegen das Nocetal herrschende N-fallende Lagerung erreicht ist. Bemerkte sei, daß die an der C. Lac wenig gefalteten ebenplattigen Schiefer reichlich Cyanit und Stauroolith führen.

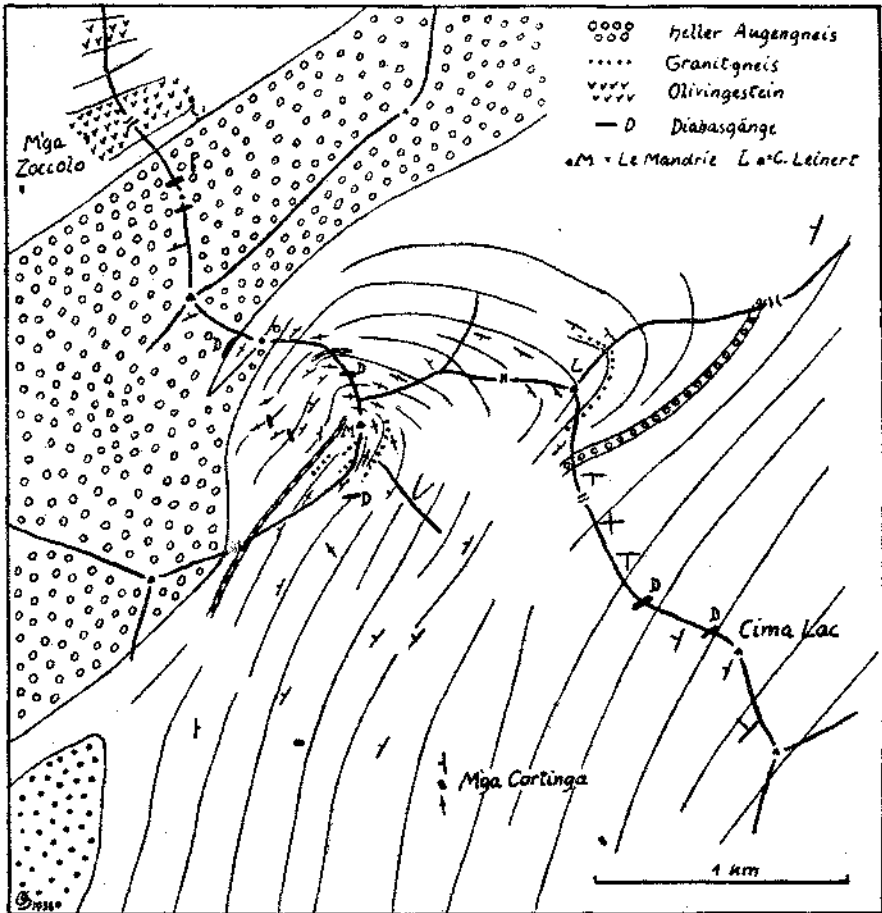


Abb. 5. Schlinge von Le Mandrie.

Die auf Hammers Karte gegenüber Pracorno (nordwestlich Malé) eingezeichnete Störungsfläche, an der verschiedene Streichrichtungen zusammenstoßen, erklärt sich nur durch verschiedenes Einfallen der Schiefer (auf der Karte ist nur einerlei Fallzeichen verwendet). Die untere „Scholle“ fällt ganz flach gegen den Berg ein, während die darüberliegenden Schieferlagen steil aufgerichtet nach W einfallen. Gegen N schmiegen sie sich gleichsinnig dem am Salezi-Taleingang anstehenden Granitgneis an.

Gefügebeispiel.

Abb. 6a und 6b.

Auch im Kleingefüge läßt sich die Schollenbildung an schon vorkristalliner Faltung deutlich beobachten. So zeigte ein Dünnschliff vom Gipfel des Le Mandrie deutlich vorkristalline Faltung, durchzogen von nachkristallinen Scherflächen mit starker Kataklyse und Mylonitisierung.

Von einem Faltenstück nordwestlich der C. Leinert, das wenig beansprucht von nachkristallinen Bewegungen schöne vorkristalline Faltung zeigt, seien

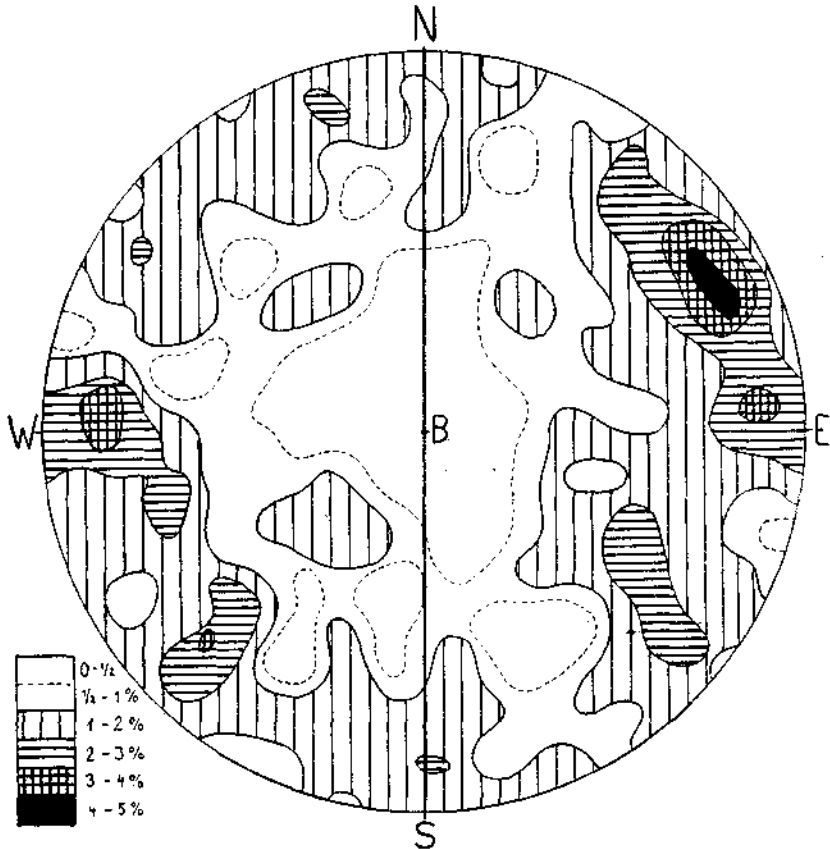


Abb. 6a. Gneisfalte von der C. Leinert; Quarzdiagramm, 446 Quarze.

hier Gefügediagramme von Glimmer und Quarz beigebracht. Vermessen wurde ein Schliff senkrecht zu der etwa 80° NW fallenden *B*-Achse, er liegt also fast horizontal. Die Darstellung erfolgte in der üblichen Weise auf der unteren Halbkugel. Eine Skizze des Handstückes mit eingezeichnetem Schlibbereich findet sich in der Mitte des Glimmerdiagramms. Es enthält eine an Feldspat reiche Knolle (1) in einem von feinschuppigem Biotit durchsetzten gefalteten Schiefer (2).

Das Glimmerdiagramm (fast nur Biotit, im Innern von (1) stark ausgebleicht und chloritisiert) zeigt einen ausgesprochenen *B*-Gürtel mit zwei

stark betonten Häufungsstellen, die wie die Teildiagramme zeigten, vorwiegend von Glimmern des Bereiches (2) gebildet sind, während die Glimmer von (1), die dem Schlibfbild scheinbar nach ganz ungeordnet (außer *B*) liegen, dem Diagramm nach aber auch noch andere Häufungen aufweisen, die verschiedenen durch die Kristallisation überholten Scherflächen zuzuordnen sind.

Das Quarzdiagramm zeigt ebenfalls einen *B*-Gürtel mit ausgesprochenem Maximum im NO-Quadranten. Der Quarz erwies sich, wie die aufgenommenen Teildiagramme zeigten, für den ganzen Schlibfbereich (mit und ohne Feld-

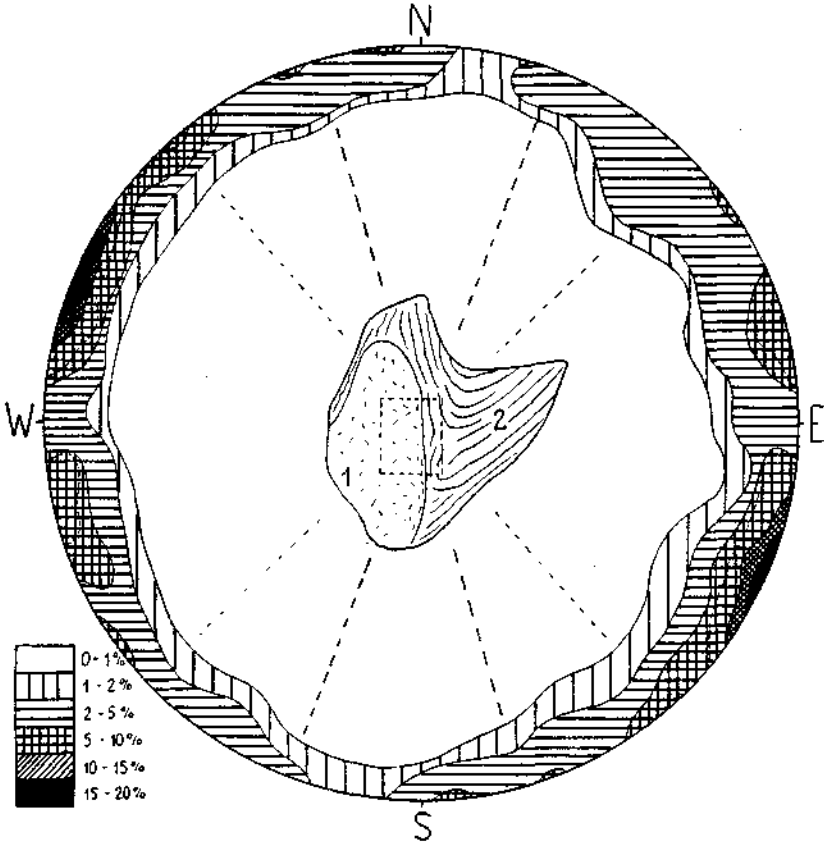


Abb. 6b. Gneisfalte von der C. Leinert; Glimmerdiagramm, 308 Glimmer.

spat) als durchaus homogen geregelt. Weiteres, besonders im Vergleich mit anderen Schlibfen, soll einer eigenen Arbeit vorbehalten sein.

Schlinge des Mt. Pin.

(Kartenskizze Abb. 7.)

Das auffallendste „Schollengebiet“ ist das des Mt. Pin, das bereits als solches von Hammer eingehend beschrieben wurde (L 8, S. 126, „NW—SO streichende Schollen“). Es liegt im weiteren Streichen der Schiefer Sass dell'Anel—Le Mandrie, nahe der Judicarien-Linie. Auch hier konnte ich

einen alten von jüngeren Bewegungen überlagerten Schlingenbau nachweisen. Die Klärung der älteren Tektonik wird hier auch noch durch die starke Bewachsung, die dieser Grasberg aufzuweisen hat, erschwert, ferner fehlt es an gut ausgeprägten leitenden Gesteinszügen, denn die häufig vorkommenden Amphibolite sind viel zu sehr in einzelne Lagen aufgelöst, so daß sie nur in

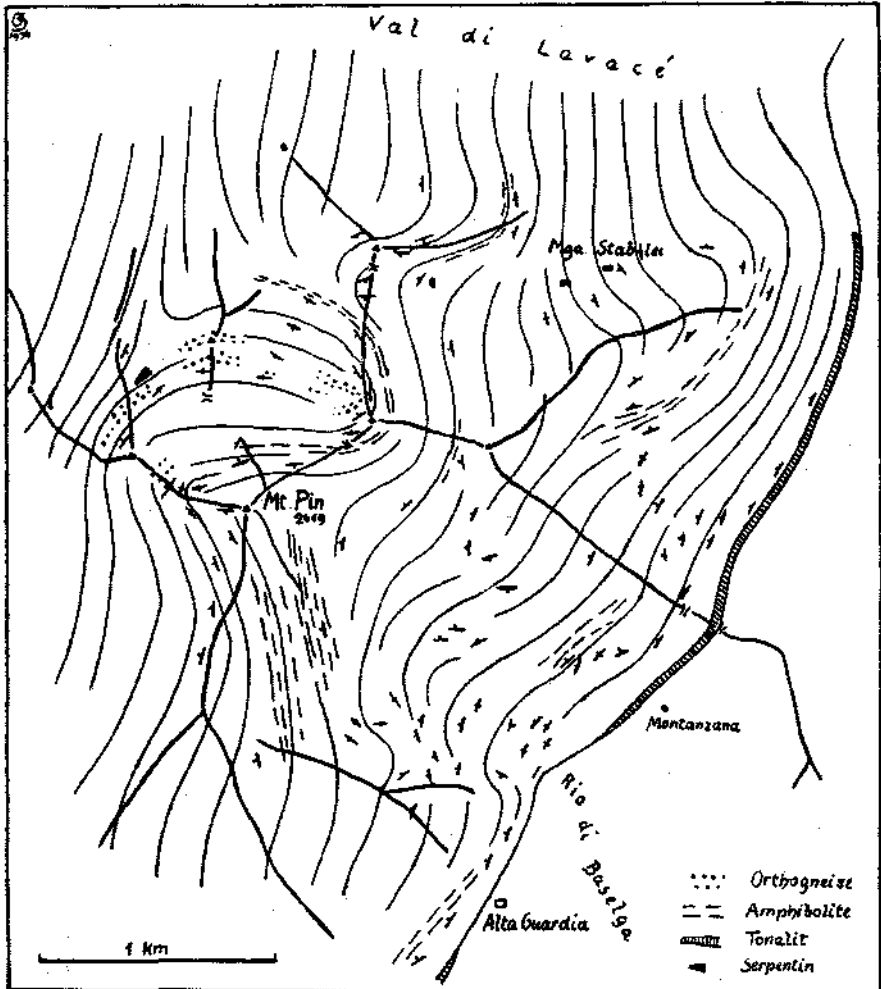


Abb. 7. Schlinge des Mt. Pin.

geringem Maße als Leitzüge verwendet werden können. Die auf der Skizze eingetragenen Züge sind durch Zusammenfassen vieler kleinerer Beobachtungen im Streichen entstanden.

Wie aus der Skizze ersichtlich ist, stellt dieses Schlingengebiet eine S-förmige Biegung der sonst SSW—NNO streichenden Gesteinslagen dar, wahrscheinlich als Folge einer Querstellung (OW) der relativ starren Granit-

einlagerung nördlich des Mt. Pin. Es entstehen dadurch von O aus schlingenförmige Einbuchtungen der Amphibolit führenden Schiefer. Die eine südlichere, die Baselga-Schlinge, die bis über den Mt. Pin-Gipfel hineinreicht, die andere bei und westlich der Mga. Stablei. Die Umbiegung der NO streichenden Lagen in den S-Schenkel der Baselga-Schlinge nach NW ist bereits bei Hammer angedeutet, eine nachkristalline Störungsfläche folgt dann dieser Richtung, der entlang auch der Baselga-Bach eingeschnitten ist. Es stoßen dann die auf der anderen Bachseite befindlichen Schiefer scheinbar unvermittelt rechtwinkelig ab. Bei der Talgabelung innerhalb, wo die Störung ausklingt, ist jedoch die stetige Umbiegung deutlich feststellbar, auch steilachsige Faltung tritt hier auf mit einem vielleicht durch Verlagerung entstandenen Einfallen der Achse 60° nach NW. In dem darüber befindlichen SO-Gehänge des Mt. Pin verläuft das Streichen in weitem Bogen. Erst westlich hinter dem Gipfel ist die Schlinge wieder enger gepreßt. Geht man den Westgrat des Gipfels etwa 100 m hinab, so kommt man zu einer Stelle, wo die bisher dem Grat entlang OW streichenden Schiefer plötzlich quer dazu streichen. Eine kleine nach N hinabführende Schlucht ist hier eingerissen, in der knapp unterhalb des Grates zu sehen ist, daß es sich nicht um ein unvermitteltes Abstoßen, sondern um eine stetige Biegung, wenn auch mit nur kleinem Halbmesser (etwa 1 m) handelt. An der rechten Seite dieser Schlucht ließ sich auch beobachten, daß die Lagen weiter umbiegen bis fast wieder in OW-Streichen. Trotz der stark nachkristallin ausgearbeiteten Störungsfläche mit ihrem NO-Streichen, als deren Folge auch die Schlucht entstanden ist, läßt sich der vorkristalline Charakter der Umbiegung an den erhaltenen Falten noch deutlich erkennen. Eine gefügeanalytische Untersuchung der orientiert entnommenen Präparate ist in Aussicht genommen.

Nach N folgt dann der Gegenbogen mit einem Kern aus an Granit reichen Schiefen, die über den Grat westlich des Mt. Pin herüberziehen, weiter den schroff aufragenden Punkt 2308 (2320 der österreichischen Karte) aufbauen und knapp nördlich des NO-Gipfels des Mt. Pin-Stockes (Punkt 2316) mit deutlicher Stirnbiegung endigen. Darum herum legen sich dann nach O wieder die Amphibolit führenden Schiefer, westlich der Mga. Stablei noch einmal eine nach W eingebuchtete Schlinge bildend.

An der W-Seite des erwähnten Granites, nördlich Punkt 2390 der italienischen Karte, ist eine mehrere Meter mächtige Serpentinlinse eingeschaltet. Sie liegt ungefähr im Schlingenzwickel.

Bemerkungen zu Andreatta (L 4).

Kürzlich, 1935, erschien eine Arbeit von Andreatta „La formazione gneissico-kinzigitica e le oliveniti di Val d'Ultimo“, die eine eingehende petrographische und auch gefügekundliche Darstellung des Gebietes im S des Ultentales östlich des Klapfbergtales (Kamm der Ilmenspitze) gibt. Teilweise wird auch das auf der beigegebenen Karte nicht mehr dargestellte Gebiet des Monte Pin betrachtet. Nur daran möchte ich hier einige Bemerkungen knüpfen.

Andreatta hält sich hiebei noch ganz an die Auffassung Hammers der Schollentektonik des Monte Pin, er bringt einige Gefügeanalysen mit Diagrammen und versucht auch eine Gliederung verschiedener Phasen der Metamorphose zu geben.

Leider ist die Kontrollierbarkeit der Diagramme und ihre Verwendung für eigene Fragestellungen sehr beschränkt, da auf den Diagrammen selbst keine topographische Orientierung angegeben ist, sondern nur Gefügekoordinaten (*s*, *a*, *b*, *c*). Auch im Text ist nur einmal als allgemeine Richtung des südlich N 30° O mit steilem Einfallen nach

W angegeben (S. 41) und daß die diskordanten Schollen unter einem Winkel von 80° stehen (ohne weitere Richtungsangabe ist dies auch geometrisch zweideutig). Nach meinen Beobachtungen können aber die Richtungen des südlich im Gebiete des Mt. Pin sehr verschieden sein. Wenn auch die von Andreatta angegebenen vielleicht bevorzugt sind, so kommen doch alle möglichen Lagen vor, hauptsächlich steilstehende, aber auch geneigte.

Jedenfalls aber läßt sich aus den Digrammen (z. B. Fig. 8) der Biotitgürtel um B, der den steilen Achsen entspricht, gut ersehen.

Andreatta bringt dann weiter Biotitdiagramme aus der Reliktstruktur neugebildeter Feldspate und vergleicht diese Reliktregelung (*Ri*) mit der außerhalb der Feldspate (*Re*), er berücksichtigt jedoch nicht, daß in einem derart durchbewegten Gestein auch Rotationen in Betracht zu ziehen sind und damit auch Verlagerungen der Feldspate. Dann lassen sich aber nicht die Internregelungen verschiedener Feldspate miteinander zusammenfassen und auch nicht das *Ri* der Feldspate mit dem *Re* der Umgebung.

Fräglich erscheint mir auch, ob die Untermaxima bei der verhältnismäßig geringen Kornzahl, wie sie manchen dieser Diagramme zugrunde liegt (z. B. Fig. 10, 11, 12 mit 81, 120 und 60 Körnern, je Diagramm) nicht nur örtliche Bedeutung haben. Gerade bei Biotiten stetig gefalteter Gesteine ist es leicht möglich, daß man bei kleinen Bereichen (wie Dünnschliffgröße) je nach dem Ausschnitt eine zufällige Auswahl aus allen Richtungen erhält. Ein Vergleich verschiedener Diagramme untereinander und mit dem Gesteinshandstück in bezug auf homogene Regelung würde da Aufschluß geben.

Tonalit der Judicarienlinie.

Gegen die Judicarienlinie ist im untersuchten Gebiet des Mt. Pin und wohl auch weiter nach SW nirgends, auch im Schlingengebiet nicht, ein Abschneiden der kristallinen Schiefer zu beobachten, sondern stets nur ein gleichsinniges Anschmiegen.

Zwischen dem Kristallin und dem Mesozoicum der Nonsberger Mulde ist Tonalit zwischengeschaltet. Dal Piaz beschrieb 1926 (L 6) eine Anzahl (8) einzelner „Kerne“ (nuclei) aus Tonalit an der alpino-dinarischen Grenze zwischen Adamello und Kreuzberg. Im Mt. Pin-Gebiet konnte ich feststellen, daß diese Tonaliteinschaltungen nicht aus einzelnen „Kernen“ bestehen, sondern eine wenige Meter mächtige, größtenteils durchlaufende Lage bilden. Vom Val Lavacè angefangen bis zum Val Baselga findet sich in jedem Aufschluß der Judicarienlinie der Tonalit, in sämtlichen Gräben, am Avertattel und in der Schlucht (Valle Inferna) westlich Montanzana, also eine durchlaufende Folge, die die „nuclei“ 5—8 von Dal Piaz umfaßt. Im Baselgagraben selbst bis über Alta Guardia fehlt der Tonalit, setzt aber südlich davon wieder ein. Es ist wohl zu erwarten, daß die anderen von Dal Piaz angeführten Vorkommen auch mehr im Zusammenhang stehen, ist ja die Beobachtung in den stark bewaldeten Hängen sehr erschwert und oft nur auf einzelne Aufschlüsse beschränkt.

Ein neues Vorkommen fand ich bei Dimaro, das mit der Adamellomasse unmittelbar in Zusammenhang stehen dürfte. Es liegt südwestlich Dimaro, südlich der Straße und ist auf der österreichischen geologischen Spezialkarte als dreieckiger Fleck von Gneisphyllit eingezeichnet und so auch von Salomon übernommen worden. Es ist jedoch ebenfalls Tonalit, eine stark basische Randfazies, und bildet als NO-Vorsprung der Adamellomasse die Verbindung mit den Einschaltungen an der Judicarienlinie.

Wie schon Dal Piaz beschrieb, sind diese Tonaliteinschaltungen stark nachkristallin gepreßt, besonders randlich, mit zahlreichen Harnischflächen und Mylonitisierungen.

Das Einfallen ist lotrecht bis steil nach W.

Mit diesen und den übrigen von Dal Piaz aufgefundenen Einschaltungen von Tonalit an der Judicarienlinie ergibt sich eine fast durchgehende Verbindung des Adamellotonalites über den Kreuzberg Tonalit mit dem Brixner Granit, so daß also deshalb sowie auch mit Rücksicht auf die petrographische Gleichheit an die Gleichstellung beider Intrusiva und damit auch ein nachtriadisches Alter des Brixner Granites anzunehmen ist.

Jüngere basische Gänge.

Ebenso wie in den Öztaler Alpen kommen auch hier in der südlichen Gneiszone jüngere basische Gänge in derselben tektonischen Stellung und Metamorphose vor. Hammer erwähnt nur Fallstücke eines quarzdioritischen Ganggesteines vom O-Hang des Gambrai aus dem unteren Rabbital (L 15, S. 74). Es gelang mir jedoch eine bedeutend größere Verbreitung solcher Ganggesteine in der Tremenescagruppe und auch an anderen Stellen der südlichen Gneiszone nachzuweisen. Besonders südlich der C. Tremenesca sind sie sehr zahlreich vertreten: am SW-Grat des genannten Gipfels, dann unterhalb der S-Grate der C. Basetta und der C. Valletta. Sie streichen alle ungefähr OW und sind dadurch gekennzeichnet, daß sie in einer feinerkörnigen Grundmasse dunklere (Amphibolit reichere) Einschlüsse von etwa Zentimetergröße. Ferner fanden sich oberhalb Termanago noch einige Gänge, ebenso knapp westlich Fucine.

In der Gruppe Le Mandrie sind diabasartige Ganggesteine ebenfalls vertreten. Wie die Skizze (Abb. 5) zeigt, kommen sie im Augengneis nordwestlich Le Mandrie vor, dann im Kar westlich des Gipfels als Quergänge mit NS-Streichen und am NW-Grat der C. Lac, steil die hier flach liegenden Schiefer durchbrechend.

Ihre tektonische Stellung und Metamorphose ist gleich wie in den Öztalern, sie durchbrechen die Schieferlagen und schneiden den Schlingenbau, in meist wenn auch nicht immer OW-Richtung. Dabei zeigen sie selbst noch deutliche Anzeichen einer vorwiegend nachkristallinen Beanspruchung.

Übersicht des Gebietes zwischen Öztaler Alpen und Tonalelinie.

Zwischen den Öztaler Alpen mit ihrer ausgebreiteten Schlingentektonik und der nördlich der Tonalelinie sich erstreckenden Gneiszone, die ebenfalls stellenweise Schlingenbau besitzt, breitet sich ein Gebiet mit durchaus annähernd OW streichenden Achsen und vielfach nachkristallinen Deformationen aus. Wie aus den Profilen von Hammer und auch eigenen Untersuchungen hervorgeht ist es eine Folge von Anti- und Synklinalen.

Von N nach S folgen auf das Schlingengebiet der Öztaler Alpen:

1. Die Mulde der Matscherdecke, gekennzeichnet durch Marmor und Pegmatit, zeigt vor- und nachkristalline Durchbewegung (mit horizontalen OW-Achsen). Die Unterlage aus altkristallinen Schiefem gehört noch den Gesteinszügen des Öztaler Schlingenbaues an. Unmittelbar im O folgt die Schlinge des äußeren Schnalstaes, auch im W im Matschertal konnte ich schlingenartige Umbiegungen feststellen (bei Tampatschin, nordöstlich Matsch). Herrschend sind aber hier im W bereits die NS-Bewegungen mit flachen OW-Achsen und auch als jüngere Bewegungsphase OW-Bewegungen mit flach N fallender Achse mit deutlich erkennbarem Bewegungssinn: Höheres

nach W. Letztere sind besonders entwickelt auf der Höhe Spitzige Lun-Plantavillas, deren Gesteine ich aber im Gegensatz zu Hammer hauptsächlich dem Altkristallin zurechnen möchte. Sehr schön ist der Vorschub nach W am Gipfel der Spitzigen Lun zu sehen. Diese OW-Bewegungen sind wohl den von Ampferer (L 1) am Westrand der Ostalpen in Graubünden festgestellten jüngeren OW-Bewegungen gleichzustellen.

Ein Zug teilweise Granat führender phyllitischer Schiefer mit Amphiboliten zieht von Tartsch bis nordöstlich Matsch, wo er anscheinend auf der anderen Talseite wieder nach S umbiegt (eingeklemmte Syncline?). Er ist vielleicht den Phylliten auf der N-Seite des Vinschgaus gleichzustellen. Die Verhältnisse sind infolge der verschiedenen einander überlagernden Bewegungsvorgänge sehr kompliziert — es kommen die verschiedensten Achsenlagen, z. T. wohl durch nachträgliche Verstellungen bedingt, vor — und noch nicht ganz geklärt. Es bedarf jedenfalls noch weiterer Untersuchungen, sowohl im Gelände als auch durch Gefügeanalysen.

An der N-Seite des Vinschgautales fallen die Gesteinsserien durchaus nach N ein. Enggepreßte Synklinen von Serizitphylliten sind dazwischengeschaltet, die im W als Verrucano angesprochen werden (Hammer, L 17 und 18), nach O in den Schneeberger Gesteinen ähnliche Serien übergehen (Schmidegg, L 26). Am S-Gehänge, wenigstens des Unteren Vinschgaus, herrscht S-Fallen, nur im N der Laasergruppe liegt antiklinale Stellung vor (Hammer, L 11). Das Vinschgautal scheint also in ein Gewölbe eingeschnitten zu sein, dessen Kulmination im W auf die S-Seite übertritt. Steilachsen wurden an einigen Stellen beobachtet (bei Tschars, südlich Laas), sonst herrscht die Achsenrichtung OW horizontal.

2. Die Mulde der Laaserserie. Sie bildet in der Laasergruppe eine nach N übergelegte Falte, die nach W anscheinend auskeilt. Gegen O geht sie in steil nach N überkippte Lagerung über (nach Hammer bildet sie im Laaser-tal eine überkippte Falte).

Es wäre noch zu untersuchen, ob nicht vielleicht wenigstens ein Teil der phyllitischen Synklinen im N-Gehänge des Vinschgaus Stirnteile dieser nach N überkippten Falte sind.

Nach einer steilgestellten und wie die Laaserserie nach N überkippten Gneiszone folgt

3. die Phyllitmulde des oberen Martelltales—Ultentalkamm, z. T. Marmor führend. Sie bildet die Gipfelregion vom Cevedale über Zufrittspitz bis gegen das Marlingerjoch, wo sie in die Luft ausstreicht, und ist mehrfach in Falten gelegt.

Nun folgt eine deutliche Antiklinale: C. dei tre Signori—S-Gehänge der südlichen Ortlergruppe—Mt. Verdignana—nördlich Rabbi (hier isoklinal N-fallend)—„Ultentalantiklinale“ Hammers.

Hierauf

4. die Tonaleserie. Es ist eine nicht scharf abgerenzte Serie, auch wenn man sich gegenüber Salomon (L 20) an die engere Fassung von Hammer (L 10) und Cornelius (L 5) hält. Als kennzeichnend werden angegeben: die Marmore, Silikat freie und führende; Pegmatite, die jedoch nicht durchaus an die Tonaleserie gebunden zu sein scheinen, im südlichen Ultentaler-kamm sind sie z. B. sehr verbreitet und kommen auch sonst im benachbarten Altkristallin häufig vor; noch weniger sind die Amphibolite typisch, wenn

sie auch zuweilen ein eigenes Gepräge haben. Auch die Peridotite, bzw. Serpentin finden sich im Altkristallin, wie besonders die neuen eigenen Funde zeigen (Camucina, Val Ussaia, Mt. Pin). Die Schiefer selbst sind Biotit- bis Zweiglimmerschiefer mit mikroskopischen Granaten, auch Staurolith (Redival) und Sillimanit. Bei der Metamorphose durch Pegmatit ergeben sich typisch schokoladebraune Schiefer (wie in der „Matscher Decke“). Sie sind durch Übergänge mit dem Altkristallin verbunden und oft schwierig sicher zu erkennen. Ich habe mich bei der Verfolgung der Tonaleserie besonders in zweifelhaften Fällen an die Marmorzüge als sichere Leitlinien gehalten.

Sicher ist, daß die Tonaleserie schon vor der Schlingenbildung eingefaltet war und diese mitgemacht hat.

In der Tonalegruppe ist sie mehrfach in Synklinen gelegt nach zwei um 30° voneinander abweichenden Richtungen, wovon die jetzt OW-liche als die jüngere zu betrachten ist.

Weiter nach O ist sie isoklinal durch den Vorschub der Tremenescagruppe nach N und W eingeklemmt und so deutlich verfolgbar bis Rabbi. Hier hört die bisherige Geschlossenheit auf. Die Marmorzüge werden aufgelöst in einzelne geringmächtige Vorkommen. Dagegen gewinnen die Pegmatite und Peridotite eine ziemlich ausgedehnte Verbreitung. Südlich unter dem Rabbijoch ist schon auf der Karte von Hammer ein Aufschluß von Marmor mit NS-Streichen (B-Achse horizontal) eingetragen, der sich aber nicht über das Rabbijoch mit seinen flachliegenden Schiefen fortsetzt. Wahrscheinlich ist dieses Vorkommen schlingenförmig nach N hineingefaltet. Die Fortsetzung wäre dann weiter zur Malga Palu hinüber zu suchen, deren „Störungsgebiet“ ich aber nicht begangen habe. Vom Sattel südlich der Cima Tuatti konnte ich jedoch wieder eine schmale Marmorlage, begleitet von Amphibolit, bis zum Klapfbergjoch verfolgen, wo sie unter Moränenschutt verschwindet. Sie liegt in einer schon von Hammer (L 8, S. 124) erkannten Synklinale, man könnte sie am besten Klapfbergssynklinale nennen. Nach N setzt sie sich in die „Hauptkammsynklinale Hammers“ fort. Am Klapfbergjoch fanden sich steilachsrig gefaltete Kalke bei stark nachkristalliner Pressung, begleitet von Pegmatiten. Überhaupt ist der ganze Trentakamm an Pegmatiten sehr reich, wie auch an hellen Augengneisen. Kleine Marmorschmitzen finden sich auch am Weg ins Innere Seefeld, etwa bei Punkt 2135. Dagegen konnte ich die von Andreatta (L 3) an der Kachelstubenscheid angegebenen Triaseinschaltungen bei der kurzen zur Verfügung stehenden Zeit nach der Beschreibung leider nicht finden. Immerhin konnte ich feststellen, wie auch schon nach Hammers Karte zu vermuten war, daß eine Verbindung dieser Triasvorkommen mit dem Klapfbergjoch als Deckengrenze, wie sie Andreatta angibt, nicht möglich ist, da sie quer durch die NO streichenden Gesteinszüge gehen würde. Auch die einzelnen, nicht seltenen nachkristallinen Störungsflächen geben hiezu keine Berechtigung.

Nach W wurde der Tonalezug von Cornelius bis über Bellinzona verfolgt, bei allerdings oft sehr geringer Breite. Bei Vezza zweigt, wie schon erwähnt, ein Zug nach NO ab, der im Gegensatz zur sonstigen mehr synklinalen Stellung, von unten aus eingefaltet ist. Ob dies durch Überfaltung durch altkristalline Serien erklärt werden kann, müssen erst weitere Untersuchungen der benachbarten Gebiete ergeben.

Südlicher Gneiszug.

Südlich an die Tonaleserie anschließend folgt ein aus altkristallinen Gesteinen aufgebauter Gesteinszug, der starke vorkristalline Zusammenpressung zeigt, die etwa in der Richtung OW bis SO—NW erfolgt sein dürfte. Seinem Verlauf entsprechend ist er daher im NO (Schrumberggruppe) quer zum Streichen zusammengedrückt, einschließlich der stark eingeklemmten Synklinen der Tonaleserie. Im SW hingegen, von Le Mandrie bis zur Tremenesca-Gruppe nimmt die Zusammenstauchung im Streichen zu und führte zur Schlingenbildung.

Hier möchte ich auch einen Versuch zur weiteren Deutung der Tremenesca-schlinge bringen. Ich betrachte die Granit und Amphibolit führenden Gesteinszüge, wie schon früher erwähnt, als durchlaufend vom Schrumberg bis zum Stavelgneis mit scharfem Knick südlich Rabbi. Die den westlichen Teil der Gruppe aufbauenden Schieferzüge dagegen als z. T. davon abgeschert und selbständig eingewickelt, so den westlichen Schlingenflügel bildend. Damit lassen sich auch gut die Unterschiede deuten, die in beiden Seiten der Tremenesca sowohl tektonisch als auch gesteinsmäßig herrschen: im W durchwegs Paraschiefer mit flach nach O einfallenden Achsen, im O stark mit Granit und Amphibolit durchsetzte Gesteinszüge mit vorwiegend steilen Achsen. Jeder der beiden Teile führte eine \pm selbständige Rolle im Gesamtbauplan, trotzdem sind sie aber durch Übergänge verbunden.

Von Fucine nach W verschmälert sich diese Gneiszone sehr stark. Die Orthogneise schwellen noch einmal im Stavelgneiszug an, um aber dann auch in nur ganz schmalen Lagen weiterzuziehen, auf der Karte von Cornelius noch ziemlich weit nach W verfolgbare (Mt. Padrio).

In der eben dargestellten Folge von Anti- und Synkinalen erscheinen in den Mulden stets entweder

1. Phyllite, bzw. Granatphyllite mit und ohne Marmor oder

2. „Tonaleschiefer“, d. s. durch Pegmatitin intrusionen kontaktmetamorph veränderte Gesteine.

Die Antiklinalen werden hingegen aus altkristallinen Gesteinen aufgebaut.

Wie weit diese Muldenserien grundsätzlich gleichgestellt sind und sich nur durch die verschiedene Metamorphose unterscheiden oder der ursprünglichen Entstehung nach als verschieden (auch verschiedenartig) zu betrachten sind, bleibe noch dahingestellt, da die bisherigen Ergebnisse zur Lösung dieser Frage, die bereits von Cornelius (L 5, S. 273—278) angeschnitten und auch von Schwinner (L 27) grundsätzlich behandelt wurde, noch nicht hinreichen.

Diese gegebene Übersicht kann natürlich nur ein vorläufiger Versuch sein, da das ganze Gebiet noch viel zu wenig einheitlich nach moderneren Gesichtspunkten bearbeitet worden ist. Vielfach, wie in den westlich anschließenden Gebieten, fehlen überhaupt noch genauere Aufnahmsarbeiten.

Versuch einer Synthese.

In dem untersuchten Gebiet Westtirols läßt sich aus den beobachteten Tatsachen folgende Geschichte ablesen:

Geht man von einer vortektonischen Folge aus, die zu unterst aus altkristallinen Gneisserien, hauptsächlich Paragneisen, darüber Serien mit

Tonschiefern, Marmoren, Amphiboliten besteht, so lassen sich folgende Hauptbewegungsphasen unterscheiden:

Phase 1. Diese Folge wurde in gefaltete Züge gelegt, wobei die höheren Serien stellenweise synklynal eingefaltet wurden.

Phase 2. In der nächsten tektonischen Phase kam es zur Schlingenbildung, besonders in der Tiefe (vielleicht im Zusammenhang mit dem Alpenknick). Nach oben und W geht diese steilachsige Tektonik über in NS-Bewegungen mit schrägen (meist nach O einfallenden) bis horizontalen Achsen, die im allgemeinen in dieselbe Phase fallen. Die Deformationen erfolgten stetig unter größerer Belastung und wurden im wesentlichen von der Kristallisation (hauptsächlich Biotit, Quarz, Hornblende; also etwa mittlere Tiefenstufe) überholt. Das Bewegungsbild der Schlingentektonik im südlichen Gneiszug zeigt eine Relativbewegung des südlichen Bereiches gegenüber dem nördlichen nach O.

Phase 3. Bewegungen, welche vorwiegend nachkristallin verliefen, teils mit stetigen das ganze Gefüge ergreifenden Deformationen (hiebei vielleicht noch zu Phase 2 gehörige, aber nicht von der Kristallisation überholte), teils unter starker Kornzerbrechung oft örtlich auf Bewegungszonen engbeschränkte Deformationen mit teilweiser Anpassung des Mineralbestandes an die oberste Stufe (Diaphoritisation). Es kam zur „Zerbrechung der Schlingen“ und zu größeren Bewegungszonen, wie Tonalelinie, Montozzolinie, ferner zu den jüngsten Bewegungen an der Judicarienlinie.

Die Intrusion des Adamellotonalites ist jedenfalls vor Phase 3 erfolgt und nach Phase 1, vielleicht auch nach der Schlingenbildung, wenigstens ist nirgends eine Einbeziehung des Tonalites in den Schlingenbau erkennbar.

Die jüngeren basischen Gänge sind gleich wie in den Ötztalern sicher erst nach der Schlingenbildung eingedrungen. Sie durchbrechen den Schlingenbau, zeigen aber noch Spuren einer nachkristallinen Beanspruchung.

Die Peridotite entstammen noch der Zeit vor dem Schlingenbau, wie ihr Einpassen in diese Tektonik zeigt, um so mehr noch die alten Granite und Amphibolite.

Schlingengebiet des Deferegger Gebirges.

(Siehe tektonische Übersichtskarte Abb. 2 auf Tafel III.)

Auf der der Arbeit von G. Dal Piaz (L 36) beigegebenen tektonischen Übersichtskarte des Pustertalergebietes war auf Grund der Aufnahmen von Senarclens-Grancy ein bogenförmiges Streichen der Gesteinszüge eingetragen, das auf einen Schlingenbau schließen ließ. Nachdem ich durch eine kurze Erkundungsfahrt festgestellt hatte, daß es sich wirklich um steilachsige Tektonik handelt, habe ich mit einer Beihilfe des D. u. Ö. Alpenvereins einen Teil dieses Gebietes, u. zw. innerhalb der Grenzen: Toblacher Pfannhorn—Innervillgraten—Hochgrabe—Sillianer Hütte—Brugger Alm—Staller Sattel—Landesgrenze, genauer untersucht. Leider gestattete das schlechte Wetter nicht, die Arbeiten weiter nach O fortzusetzen.

Herrn Senarclens-Grancy, der dieses Gebiet für die Geologische Bundesanstalt aufnimmt und den ich nach Abschluß meiner Feldarbeiten dort antraf, danke ich für die freundlich gestattete Einsichtnahme in seine

tektonische Übersichtskarte und Hinweise auf die Tektonik außerhalb meines Untersuchungsgebietes.

Das Deferegger Gebirge gehört ebenfalls der Zone der alten Gneise an, u. zw. der mittelostalpinen, südlich der Kalksteiner Trias der oberostalpinen Decke. Es besteht hauptsächlich aus Paragneisen bis Glimmerschiefern mit wenig Orthogneiseinlagerungen, nur bei Kalkstein ragen noch Ausläufer der Granitgneismassen des Antholzer und Gsiesertales in größerer Ausdehnung herein. Ferner findet sich beim Staller Sattel eine größere Einlagerung von Muskowit-Augengneis sowie kleinere Aplit- und Pegmatitlagen. Auch an der Rotspitz sowie am Plankfeld und nördlich der Riepenspitze kommen saure Orthogneise und Injektionen vor. Die größeren Einlagerungen sind sämtlich vortektonisch (in bezug auf die Schlingentektonik). Die kleineren Injektionen, die auch nicht so scharf abgegrenzt sind, dürften z. T. noch in die Phase der Schlingenbildung fallen. Über nähere Einzelheiten der Gesteinsfolgen verweise ich auf die im Gange befindlichen Arbeiten von Senarcens-Grancy.

Betrachtet man das Schlingenbild, wie es sich aus dem Streichen der Gesteinszüge ergibt, so fällt vor allem die vollkommene Asymmetrie dieses Gebietes, das zwischen Rieserferner-tonalit, bzw. Deferegger Störung und Draulinie, bzw. N-Grenze des Thurmtaler Phyllites liegt, auf. Die Umbiegungslinie beschreibt einen Bogen, der zunächst vom Staller Sattel nach O etwa zum Villgratener Törl führt, dann scharf nach S abbiegt bis in die Gegend von Kalkstein. Weiter nach S und O ziehen die Gesteinslagen in großem gleichmäßigem Bogen herum, ohne ausgeprägte Abknickung. Der SW-Schenkel baut sich aus den 14 km mächtigen Gesteinslagen auf, die das Gsiesertal queren, wovon allerdings etwa die Hälfte Orthogneise sind, die nach O auskeilen, während der O-, bzw. N-Schenkel in weitem Bogen, im Profil der Hochgrabe mit einer Mächtigkeit von 8 km, herum biegt und sich mit allmählich abnehmender Mächtigkeit an den Rieserferner-tonalit, bzw. seine Hüllschiefer anschmiegt.

Zur näheren Beschreibung des Schlingengebietes erscheint es vorteilhaft, das Schlingengebiet in einzelne Teile zu zergliedern, die in ihrer Tektonik voneinander zwar abweichen, aber doch keine getrennten Einheiten bilden, sondern ineinander übergehen:

1. Das engegebogene Schlingengebiet östlich des Staller Sattels.
2. Das kompliziert gebaute Kerngebiet zwischen Hellböden und Weißspitze.
3. Die „Spitzfalte“ des Arntales.
4. Das Anti- und Synklinalgebiet südlich der Kalksteiner Trias.
5. Der weitgespannte Schlingenbogen Deggenhorn—Hochgrabe—Inner-villgraten.

1. Das Gebiet zwischen Stallersattel und Tal des Ragötzl-Baches enthält ziemlich enge Schlingenbögen, aber doch im allgemeinen stetige Umbiegungen der im N des Gsiesertales WO streichenden Gesteinslagen über SN wieder in OW und Anschmiegen an die Hüllschiefer des ebenfalls OW streichenden Rieserferner-tonalites. An der Umbiegungszone finden sich meist intensive Verfaltungen mit steiler (60° O) bis lotrechter Achse, so besonders in den Karen nördlich der Kerlspitze und des Def. Pfannhorn, dann am Gsieser-

törl. Am NO-Grat des Def. Pfannhorn läßt sich die Umbiegung sehr schön verfolgen: am W-Grat herrscht noch N 70° O-Streichen, am Gipfel selbst N 60° O, um am N-Grat bald in N 20° O überzugehen. Am Karhorn und seinem W-Grat herrscht das Streichen N 40° W, südlich davon am W-Grat des Plankfeldes Streichungsrichtungen um N 40° O herum. Dazwischen befindet sich ein zum großen Teile mit Moräne erfülltes Kar, das wohl einer jüngeren Störung sein Dasein verdankt, doch sind immerhin im unteren Teile noch einige verbindende Aufschlüsse vorhanden mit Streichrichtungen, die um NS herumschwanken, ein Zeichen, daß es sich auch hier nicht um zwei verschieden streichende Schollen handelt, wie man leicht annehmen könnte.

Nach W ist die Schlingenbiegung bis fast zum Stallersattel verfolgbar. Bei Punkt 2142 östlich der großen Augengneislinse fand sich noch einer Umbiegung entsprechende starke steilachsige Verfaltung innerhalb schon diaphoritischer Gneise. Auch der Augengneis selbst weist an seinem O-Ende Umbiegung nach N und Verfaltung mit Schiefen auf. Demnach würde er zum S-Schenkel gehören. Steile Achsen ohne größere Biegungen durch Striemung und geringe Faltung kenntlich, sind auch am Sattel selbst noch festzustellen (Punkt 2084). Untersuchungen weiter nach W verhinderte die Grenze.

Gegen den Tonalit zu sind in den steilstehenden, OW streichenden „Hüllschiefern“, Faltungen und Striemungen mit verschiedenem Achsenfallen zu beobachten. Am meisten herrscht ein 30–40° betragendes auch steileres Einfallen nach O. Auch W-Einfallen und nahezu lotrechte Achsen kommen vor. Ferner ungefähr horizontale Achsenlagen von sicher jüngerer Entstehung, z. T. nachkristallin liegen vor.

Nördlich des Tonalites scheint horizontales *B* vorzuherrschen.

2. Im östlich anschließenden Schlingenteil sind besonders in der Umbiegungszone, d. i. zwischen Villgrater Törl und Rotspitz, die Gesteinslagen flach gelegt (mit S-Fallen) bis horizontal (Gschrittkopf—Rotspitz) unter allmählichem Übergang zu steileren Lagen. Dementsprechend verlaufen auch die *B*-Achsen bei einer durchschnittlichen Richtung N 20° O horizontal oder flach S. Nach O richtet sich diese flache Lagerung bis zu steilem W-Fallen auf, die *B*-Achsen behalten jedoch ihre flach S fallende Lage bei.

Eine Skizze nach einem NS-Profil und ein OW-Profil veranschaulicht am besten diese Verhältnisse (Abb. 8 und 9).

Demnach geht die flache Lagerung nach N, O und W in eine wenn auch nicht immer lotrechte, so doch steilere über, nicht aber überall die *B*-Achse. Besonders am S-Hang der Rotspitze, wo die Gesteinslagen nahezu senkrecht stehen, liegt die *B*-Achse ganz flach 10–30° S fallend.

3. Gebiet des Arntales und des Kammes westlich davon. Im Kamm Höllböden—Kalksteiner Jöchl, der dem W-Schenkel der Schlinge angehört, herrscht fast durchwegs ein Streichen von N 40° W, mit lotrechtem bis steilem S-Fallen. Auch die *B*-Achsen sind vorwiegend die steilstehenden der Schlinge entsprechenden. Im Arntal ist das Streichen etwa N 20° O, saiger bis steil W, die *B*-Achsen flach 30° nach S. Die Schlinge ist hier in ihrer Großform gekennzeichnet durch die spitze Zusammenschärung beider Schenkel. Eine Umbiegungszone liegt etwa zwischen Unterstolleralm bis zum steilen Graben

des Bodenbaches. Erst hier tritt wieder ein allmähliches Umbiegen im Streichen auf, doch macht sich noch eine andere Erscheinung störend bemerkbar, nämlich das ziemlich unvermittelte Auftreten einer flachen Lagerung auf der Höhe des Eggeberges (Punkt 2552). Daß dies nicht etwa durch eine neue aufgeschobene tektonische Einheit zustande kommt, läßt sich aus der Augeneislage ersehen, die als Ausläufer der mächtigen Masse des unteren Anholzertales, besonders in der Tiefe, in steiler Stellung die Kalksteintrias nördlich begleitet, in der Höhe sich aber allmählich nach N umlegt, nördlich des Kalkstein-Jöchls mit 45° S-Fallen, am Eggeberg fast ganz flach. Auf der Karte erscheint ihr Ausstrich dadurch als Ring, der den genannten Gipfel umgibt. Wo dieser Augengneis den Verbindungsgrat beider Gipfel durchzieht (knapp

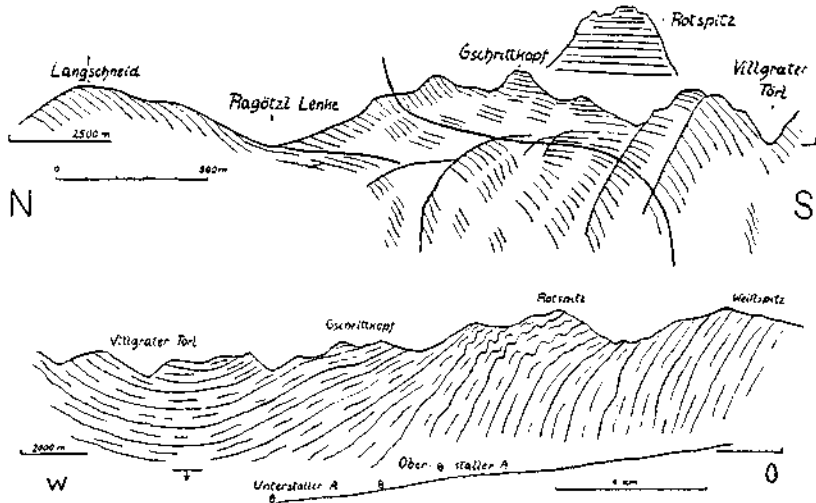


Abb. 8 und 9. Profile durch die Gruppe der Rotspitze.

nördlich von Punkt 2552), richtet er sich wieder auf. Auch diese Aufrichtung vollzieht sich allmählich (siehe Profil Abb. 10).

Der Bereich der flachen Lagerung erstreckt sich noch über den O-Hang des Eggeberges bis in eine Höhe von 1700 m herab. Gleich darunter herrscht wieder Steilstellung mit einem Streichen von $N 40^\circ O$, u. zw. im ganzen unteren Kalksteiner Tal nördlich des Triaszuges. Auch im Gipfelgebiet des Rotlahner herrscht derartige flache Lagerung.

Die Richtung der *B*-Achsen ist im Gebiete des Eggeberges, von kleineren Störungen abgesehen, fast überall $N 40^\circ O$ im Durchschnitt mit verschiedenem S-Fallen, im Streichen übereinstimmend sowohl in den Gebieten mit flacher als auch in denen mit steiler Lagerung. Nur dort, wo wieder Steilstellung bei mehr OW-Streichen besteht — gegen die Trias zu —, treten wieder fast lotrechte Achsen auf. So ist in dem steilen Graben, der knapp nördlich von Bad Kalkstein vom Eggeberg herabzieht, die stetige Schlingenbiegung schön zu sehen. An der Einmündung dieses Baches in den Kalksteiner Bach ist der hier eingelagerte Augengneis mit $B = N 40^\circ O, 10^\circ S$ in Falten gelegt, wird aber nach S zu durch eine OW streichende Störungszone scharf abge-schnitten: zunächst durch schwarze Mylonite, die aber bald wieder in besser

erhaltene, wenn auch noch immer etwas diaphoritisierte Schiefer übergehen, in denen noch lotrechte *B*-Achsen erkennbar sind. Als nächster Aufschluß folgt mit bröckeligen, wahrscheinlich dem Verrucano entstammenden, grünen, Karbonat haltigen Quarziten der Triaszug. Es ist hier also offensichtlich die Spitze des Schlingenbogens durch eine Störungsfläche abgeschert. Doch ist es noch sehr fraglich, ob diese Störung eine weit ausgreifende Bedeutung hat, da sowohl nach O von ihrer Fortsetzung nichts bekannt ist (sie müßte etwa östlich Innervillgraten quer durch die Schiefer sich fortsetzen), als auch nach W, soweit die Beobachtungen reichen, sie anscheinend nach und nach ausklingt. In der Trias selbst, besonders an der Brücke bei Bad Kalkstein, herrscht starke Verfaltung mit lotrechten Achsen.

4. Das Gebiet südlich des Kalksteiner Triaszugs (siehe auch Profil Abb. 10) liegt in der Fortsetzung der Biotitgranitgneismasse des unteren Gsiesertales und weist einen vom bisher betrachteten Gebiet abweichenden Bau auf. Vom Kalksteiner Jöchl nach S folgt zunächst eine ungefähr OW streichende Mulde, die ich nach der höchsten in ihr liegenden Erhebung Hochhornmulde nenne. Sie besteht hauptsächlich aus Biotitgranitgneisen, hellen Augengneisen, dunklen, wohl als Kontaktschiefer zu wertenden Biotitschiefern und

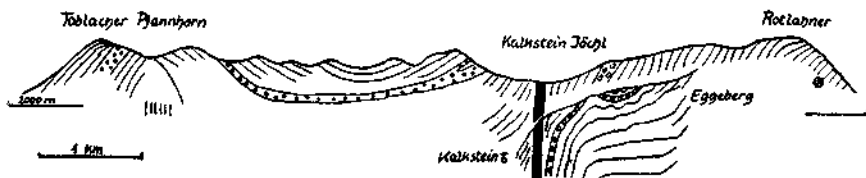


Abb. 10. Profil Toblacher Pfannhorn—Rotlabner.

Quarziten und stellt, wie aus der geologischen Karte Welsberg (L 33) hervorgeht, den östlichen Ausläufer der Biotitgranitgneise des unteren Gsiesertales, bzw. einer daraufliegenden Mulde dar. Der N-Flügel hebt sich gegen den Triaszug steil heraus, der S-Flügel gegen das Pfanntörl. Südlich des letzteren herrscht wieder durchaus S-Fallen. Steilstellung dazwischen am Pfanntörl und östlich davon bis in das Tal hinab, zeigt an, daß wir es hier, im Gegensatz zur flachen Mulde, mit einer zusammengepreßten Antikline zu tun haben. Die Achsen liegen durchwegs ganz flach, horizontal bis schwach W fallend, in der Richtung etwa N 60° O, nur am Pfanntörl fand sich auch starke Verfaltung mit steiler Achse, über deren Bedeutung aber ohne Untersuchung des westlich anschließenden (auf südtirolischem Boden liegenden) Gebietes nichts Bestimmtes ausgesagt werden kann.

Die Hochhornmulde läßt sich nach O noch weiter verfolgen: Flach lagernde bis N fallende Orthogneise an der Gruberspitze (südöstlich Kalkstein) stellen jedenfalls die Fortsetzung des S-Flügels dar. Die Verbindung der Granite durch das Tal, wie es die geologische Karte angibt, ist jedenfalls unrichtig, da in den Gehängen überall flache Lagerung herrscht. Am Grat gegen das Marchkinkle folgt nach einer Antiklinale wieder S-Fallen. Weiter nach NO setzen sich diese Gesteinszüge über das Villgratental in die nach W einfallenden Gesteinslagen nördlich Innervillgraten fort. Der Bau geht in einen isoklinalen über.

5. Der große Schlingenbogen Hochgrabe—Deggenhorn—Hochleitenspitze besteht hauptsächlich aus Paraschiefern mit nur wenigen eingelagerten Orthogneisen (Grumauer Berg z. B.). Die Schiefer laufen ziemlich gleichsinnig parallel über große Erstreckung, stärkere Verfaltungen fehlen im allgemeinen. Die herrschende Achsenrichtung ist N 40° O bis N 50° O (im N des Deggenhorn N 15° O, 30° S, an der Ainatlenke N 20° O, 30° S) mit einem durchschnittlichen Einfallen von 40 bis 45° nach SW, doch kommen vor allem im nördlichen Teil (im Bruggertal und oberen Winkeltal) auch lotrechte Achsen vor. Östlich des Ainatbaches gegen Gabesitten zu treten OW gerichtete Achsen mit Einfallen nach W auf, die schon im Gehänge südlich des Grumauerberges (etwa bei 2200 m) in gegenüber den sonst hier steilen flach (bis 20°) nach W einfallenden Schieferlagen zu beobachten sind.

Die beobachteten und hier angeführten *B*-Achsen, die scheinbar in den verschiedensten Richtungen verlaufen, lassen sich in Gruppen ordnen und einheitlichen Bewegungsvorgängen zuordnen.

I. Steile Achsen. Sie sind zuordenbar der eigentlichen Schlingenbildung, der Bildung der Großform. Sie sind vor allem vertreten in den engebauten Schlingenbogen zwischen Stallersattel und Jesachalm, bzw. Pfoisattel, sie sind hier lotrecht, teils (im W, beim Debr. Pfannhorn) bis 60° O-fallend; im W-Schenkel der spitzen Schlinge des Arntales, am Gebirgskamm Pfoisattel—Kalksteiner Jöchl; im Scheitel dieser Spitzschlinge bei Bad Kalkstein und im Triaszug selbst; im N des großen äußeren Schlingenbogens bei der Brugger Alm und der Sillianer Hütte. Die Steilachsen treten vor allem an den Hauptbiegungsstellen auf.

II. Flache S bis SW fallende Achsen. Die Achsenrichtungen verlaufen in der Gegend des Villgratener Törls und der Rotspitze N 10° O, horizontal; im mittleren Arntal N 20° O, 30° S; nördlich Kalkstein N 40° O, 10° S und führen so allmählich in das Streichen der Hochhornmulde mit einer durchschnittlichen Achsenrichtung von N 60° O über. Das Achsenstreichen verläuft also selbst wieder in weitem Bogen. Diese Richtungen der *B*-Achsen herrschen auch weiter nach O, im Gebirgsstock Rotes Kinkele—Hochgrabe—Deggenhorn, also in dem großen äußeren Schlingenbogen.

Was die Beziehung zu den Steilachsen (I) anlangt, so ist kaum eine Überprägung beider Richtungen zu beobachten, sondern mehr ein allmählicher Übergang. Man könnte nun versuchen diese flachen Achsen durch Umlegung aus den steilen zu erklären. Das ist aber nur dort möglich, wo wirklich auch die Gesteinslagen nach N flach gelegt erscheinen, wie etwa auf der Höhe des Eggeberges (wo sie, wie später gezeigt wird, auch wirklich umgelegt sind) oder am Gschrittkopf (westlich der Rotspitze), es ist aber unmöglich bei den Achsenrichtungen, die längs des Arntales in steil nach W einfallenden NS-s-Flächen liegen. Diese müssen als ursprünglich angenommen und einer OW bis NW—SO gerichteten Beanspruchung zugeordnet werden.

Auch die Achsenrichtungen, die im Gebirgsstock zwischen Arn- und Winkeltal herrschen, sind noch zu dieser Gruppe zu rechnen, sicher jedenfalls die im N und W. Nach SO macht sich bereits eine Drehung nach O bemerkbar (Hochgrabe N 60° O). Ob die am S-Hang des Grumauerberges und östlich der Thaletalm (Ainattal) vorkommenden Achsenrichtungen OW noch hierher zu zählen sind oder schon zur nächsten Gruppe III oder zwischen beide, müßte erst noch untersucht werden. Sie haben wahrscheinlich in dem

weiter östlich befindlichen, von mir noch nicht begangenen Gebiete größere Verbreitung.

Derartige NS-gerichtete horizontale Achsen finden sich nach den neuen Aufnahmen von Cornelius und Clar auch im Glocknergebiet (L 35, S. 28). Seidwinkeldecke, Brennkogeldecke und Obere Schieferhülle sind im Bereich des Fuschertales miteinander in enge, NS (bis NNW) streichende Falten verknüpft worden.

III. Eine weitere Gruppe von Achsenrichtungen, die besonders im Gebiet nördlich der Kalksteiner Trias verbreitet sind, entspricht einer ungefähr SW—NO gerichteten Beanspruchung mit einer Achse $B = N 60^\circ W$, horizontal. Es sind örtlich auf Zonen begrenzte Stauchfalten, die als jüngere die Deformationen nach I und II überlagern. Auf den gebogenen s-Flächen ist meist deutlich noch die alte Striemung zu sehen (Abb. 11). Die Deformation ist hauptsächlich nachkristallin. Ihre Auswirkungen sind über das ganze Gebiet verbreitet. Im S, besonders am Eggeberg und nördlich Innervillgraten, überwiegt noch die Stauchung mit nachkristalliner Verfaltung, weiter im N, besonders gegen das Defereggental, tritt \pm lokal beschränkte nachkristalline Durchbewegung unter Kornzerbrechung mehr hervor, die zur Ausbildung diaphoritischer Störungszonen führt. Die schon von Senarcens-Grancy (L 40, S. 486) hervorgehobenen mylonitischen Störungszonen gehören hieher. Eine solche Zone zieht z. B. vom Kahorn (sie beginnt wohl schon im Moränen erfüllten Kar westlich davon) über Ragötl-Lenke zur Brugger Alm. Südöstlich fällt sie mit dem stark gefalteten Umbiegungsgebiet der Schlinge zusammen und täuscht dadurch Schollenbildung vor, ebenso südwestlich der Brugger Alm.

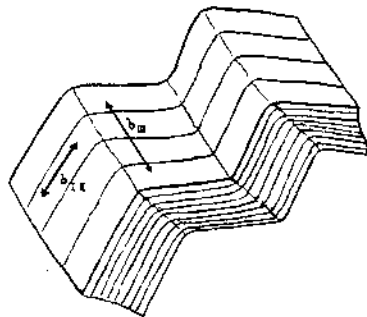


Abb. 11. Schema der B-Achsen einer nachkristallinen Stauchfalte.

Überhaupt sind die nachkristallinen Durchbewegungen in den nördlichen Gebieten viel intensiver und führen vielfach zur Ausbildung von phyllonitischen und diaphoritischen Gneisen, da diese mit ihren ÖW-streichenden Gesteinslagen viel geeigneter waren, die ungefähr SN-wirkenden Beanspruchungen aufzunehmen, als die mehr sperrig gelagerten (NW—SO bis NS) Gesteinszüge etwa beiderseits des Arntales, in dem das vorkristalline Gefüge zum großen Teil noch unversehrt ist. Weiter südlich im Kalksteiner Gebiet, wo das Streichen sich wieder mehr der ÖW-Richtung nähert, nehmen auch wieder die nachkristallinen Deformationen zu.

Klüfte.

Im Deferegger Gebirge tritt vor allem die Klüftung senkrecht oder, genauer gesagt, nahezu senkrecht B hervor, die fast durchwegs sehr deutlich in Erscheinung tritt, so daß oft von weitem schon sich danach die Lage der B -Achsen bestimmen läßt. Sie tritt sowohl bei steilen Achsen auf als auch bei den flachen. Besonders bei letzteren tritt sie gerne auch wandbildend auf, wie z. B. die fast lotrechten Wandfluchten an der S-Seite der Rotspitze zeigen.

Die anderen Kluftsysteme treten dagegen stärker zurück. Es sind noch (hk0)-Klüfte zu beobachten mit einem durchschnittlichem Winkel von 45° zu den Haupttrichtungen, ferner auch (001)-Klüfte. Die Beobachtungen lassen sich jedoch noch zu wenig in Übersicht bringen, so daß ihre weitere Auswertung mehr für die feinere Gefügeanalyse in Betracht kommt.

Trias von Kalkstein.

Da die tektonische Stellung des Kalksteiner Triaszuges noch nicht ganz geklärt ist — es war auch zunächst nicht Zweck der Untersuchungen —, mögen vorläufig nur folgende Beobachtungen angeführt werden:

Der Triaszug steckt vollkommen lotrecht in den altkristallinen Schiefen, südlich begleitet vom N-Flügel der Hochhornmulde, nördlich von den isoklinal S-fallenden Schieferzügen des W-Schenkels des Arntaler Schlingenbogens. Die Schiefer schmiegen sich beiderseits mit S-Fallen an, doch ist zuweilen nur wenige Meter davon entfernt schon unverhältnismäßig flaches Einfallen zu beobachten. Die B-Achsen verlaufen lotrecht oder entsprechend den Schieferlagen zur Trias geneigt. Auch südlich der Trias liegen die Achsen zunächst in Falllinie, erst weiter davon weg treten die horizontalen Achsen auf. Die Begrenzung der Kalkzone wird, soweit ersichtlich ist, durch eine nachkristalline, mylonitische Störungsfläche gegeben, die nach O stärker wird. Leider ist der randliche Schiefer und besonders das Ostende sehr schlecht erschlossen, vielleicht ergeben sich durch die Aufnahmen von Senarclens-Grancy neue Ergebnisse. Innerhalb der Trias ist die Auswirkung der Durchbewegung sehr verschieden. Teilweise ist sie sehr gering, wie die oft noch ganz gut erhaltenen Fossilreste zeigen, z. T. ist aber wieder starke Zertrümmerung vorhanden, wie die Dolomitbreccien, die nördlich des Ortes Kalkstein als „Tuff“ abgebaut werden, zeigen. Verheilte Sprünge und Risse finden sich mehrfach. Lotrechte Faltungen kommen wie bereits erwähnt, bei Bad Kalkstein vor. Ob und wie weit sie mit den steilen Achsen im Kristallin in Verbindung stehen, müßten erst darauf gerichtete Untersuchungen ergeben. Aus der Literatur ist nichts darüber bekannt.

Stellung der Schlinge zur weiteren Umgebung.

An das Schlingengebiet nach N anschließend folgt der Rieserferner-tonalit mit seinen Hülschiefern, beide scheinen vor Abschluß der Schlingenbildung vorgelegen zu sein. Gekennzeichnet sind die Hülschiefer einerseits durch die Einlagerungen, Marmor und Amphibolit, als primäre, den ursprünglichen Serien selbst eigene Merkmale, andererseits durch die Kontakterscheinungen und die Pegmatite als sekundäre, erst durch die Tonalitintrusion erhaltene Merkmale. Sie sind im untersuchten Gebiet nicht direkt in den Schlingengebäude einbezogen (vielleicht weiter im O?), aber vorkristallin mit deren Schiefen ohne scharfe Grenze verbunden. Die am Staller Sattel selbst vorkommenden feinkörnigen Schiefer, die „Fleckschiefer“ Beckes¹⁾ (L 31) liegen sicher innerhalb der Schlinge, sie ließen sich bis über das Zinsental an den NW-Grat des Kerlskopfes bei Punkt 2495 verfolgen und zeigen auch die der Schlingenbildung zuordenbare steilachsige Verfaltung. Sie haben entweder dem N-Rand des

¹⁾ Die Flecken sind wenigstens z. T. ehemalige Hornblenden, ich fand Stücke, die noch erhaltene Hornblende enthielten.

Schiefergebietes angehört und sind in die Schlinge eingefaltet worden oder haben noch zu den Hüllschiefern gehört.

Im Rieserferner-tonalit konnte ich keine Verfaltung finden, vielleicht werden die Gefügeanalysen eine Einwirkung der Schlingenbildung erkennen lassen.

Die Deferegger Störung ist, wie sie heute vorliegt, eine nachkristalline Störungszone, daher jünger und hat als solche mit der Schlingentektonik nichts zu tun. Wohl aber scheint sie alten Inhomogenitätsflächen nachzugehen. Östlich des Staller Sattels folgt sie ungefähr der Grenze Hüllschiefer—Schiefer der Schlinge, greift aber auch — es ist ja eine Zone — in die Hüllschiefer über. Die Marmore sind dabei teils als widerstandsfähigere Körper im weicheren Schiefer kaum miterfaßt, teils aber auch nachkristallinen Deformationen unterworfen worden.

Inwieweit die Phyllonite echte ursprüngliche Phyllite sind (nach Senarclens-Grancy) und wie weit phyllonitisierte Gneise, wird wohl vielfach nur schwierig festzustellen sein.

Weiter nach O (bei St. Jakob) scheint die Deferegger Störung nach der geotektonischen Karte (L 36 nach Senarclens-Grancy) auf die N-Seite der Hüllschiefer zu wechseln.

Die Lage des Triasvorkommens östlich der Staller Alm (L 40) ist leider nicht eindeutig, da der Dolomit zusammen mit blätterigen, phyllonitisierten Quarziten von gelblicher bis grünlicher Farbe einen Felsbuckel mitten im unaufgeschlossenen Gelände bildet. Die Quarzite, die vielleicht der Trias wenigstens nahesteht, sind stark nachkristallin überprägt, lassen aber anscheinend noch alte Steilfaltung erkennen. Jedenfalls liegt dieses Vorkommen nahe dem S-Rande der Deferegger Störung.

Vom großen Schlingenbogen der Hochgrabe zweigen etwa bei der Sillianer Hütte die nördlichen Gesteinszüge nach O ab hinüber zum Gebirgsstock des Regensteins. In den dadurch entstandenen Zwickel legen sich die Thurntaler Phyllite mit nach N konvexem Bogen und sind, wie aus einer freundlichen persönlichen Mitteilung von Herrn Senarclens-Grancy hervorgeht, mit den altkristallinen Schiefen verfaltet. Näheres über Achsenlagen und Bewegungsrichtungen läßt sich nicht angeben, da ich bis auf einige Messungen im Villgratener Tal dieses östlich gelegene Gebiet noch nicht begangen habe.

Zwischen Inner- und Außervillgraten streichen die Phyllite gleichsinnig mit den Schiefen steil N 20° O bis N 40° O, bei flach S-fallenden Achsen, nördlich Außervillgraten N 60° O, steil mit horizontalen Achsen. Es zeigt sich also eine Anschmiegung und Anpassung der Phyllite an die Schlingenbildung in spätestens Phase II.

Südlich Außervillgraten fallen die Achsen bei starker Verfaltung 45° in Richtung N 60° O in wechselnd steil einfallendem s. Ähnlich liegt auch das Kristallin von Schloß Heimfels mit den Achsen OW, 30° O, es sind Granatglimmerschiefer und Amphibolite.

Die weiter westlich der Deferegger Schlinge gelegenen Gebiete konnte ich noch nicht untersuchen, doch fand ich gelegentlich noch Stellen mit steilen Achsen: so bei Bruneck, an den neuen Straßenaufschlüssen bis Kiens, am Penserjoch und im Spronsertal bei Meran.

Steilachsige Tektonik ist also nicht nur auf die beiden hier besprochenen Gebiete der alten Gneiszone beschränkt, nur hat sie in diesen zu einem Schlingenbau in größerem Ausmaß geführt. Künftige Untersuchungen in dieser Zone werden sicher noch da und dort weitere Gebiete mit Schlingentektonik aufzeigen.

Einige lassen sich schon aus dem vorhandenen Schrifttum vermuten, so gibt Clar in seiner Arbeit über die Schobergruppe (L 34, S. 87) aus dem Kar unter der Staniskascharte an, daß sich hier „eine einheitliche Streichrichtung überhaupt nicht feststellen läßt. NW-, NO-, OW-, auch NS-Streichen wechselt in räumlich enger Beziehung in diesem wildgefalteten Terrain“. Also wohl auch Schlingentektonik. Angaben über Achsenrichtungen fehlen leider.

Versuch einer Synthese der Deferegger Schlinge.

(Siehe auch das Schema Abb. 12.)

Bei der Bezeichnung Phase 1, 2, 2 a ... sollen nicht die zeitlichen Unterschiede betont werden, sondern die verschiedenen Bewegungspläne.

Phase 1. Vorausgegangen muß sein: eine Ausbildung der Gesteine als kristalline Schiefer in etwa schon dem heutigen Zustand, Intrusion der Granite. Vortektonische Folge in bezug auf die Phasen 2 bis 3.

Phase 2. Ausbildung der Schlingenform im großen mit entsprechender Kleintektonik (Steilachsen I).

α) Vorschub der Deferegger Gruppe gegen O gegenüber der nördlichen Begrenzung (etwa heutige Rieserfernermasse) und dadurch Abbiegung des O-Flügels nach N, Abschleifen des N-Endes dieses O-Flügels.

β) Zusammendrückung der Schlingenbögen des Deferegger Pfannhorns in Richtung N—S.

γ) Zusammendrückung der bereits fertig gebogenen Arntaler Schlinge (also später als α), vielleicht durch Andruck der relativ starreren Massen der Granite des Antholzer- und Gsiesertales.

Phase 2 a. Beanspruchung der im allgemeinen schon als Großform fertig gebildeten Schlinge in Richtung OW, bzw. NW—SO (Achsenrichtungen II). Zusammenpressung der Arntaler Schlinge (Fortsetzung von 2γ) unter der Belastung sich darüber bewegender Massen. In weiterer Fortsetzung nach SW Bildung der Hochhornmulde (vermutlich gleichsinnig mit altem Bewegungsplan, Phase 1).

Beanspruchung in Richtung NS in der Gegend Grumauer Berg, Gabsitzen und weiter nach O Einfaltung des Phyllitkeiles?

Es vollzieht sich also eine Krümmung der Schlinge mit ihren Achsenrichtungen in nach O konvexem Bogen.

Phase 3 erfolgte erst nach Phase 2 und 2 a. Nachkristalline Beanspruchung in Richtung SW—NO führte teils zu Stauchfaltungen und Umlegung der Gesteinslagen nach N (Kalkstein und Villgratental), teils (im nördlichen Gebiet) zur Ausbildung von Phyllitgneisen und Störungszonen.

Der Annahme, daß Phase 2 a älter als 2, widerspricht die schräge Anordnung der Achsen II im großen Schlingenbogen und besonders östlich des Arntales; diese ist durch Überprägung zu erklären. Es wäre jedoch

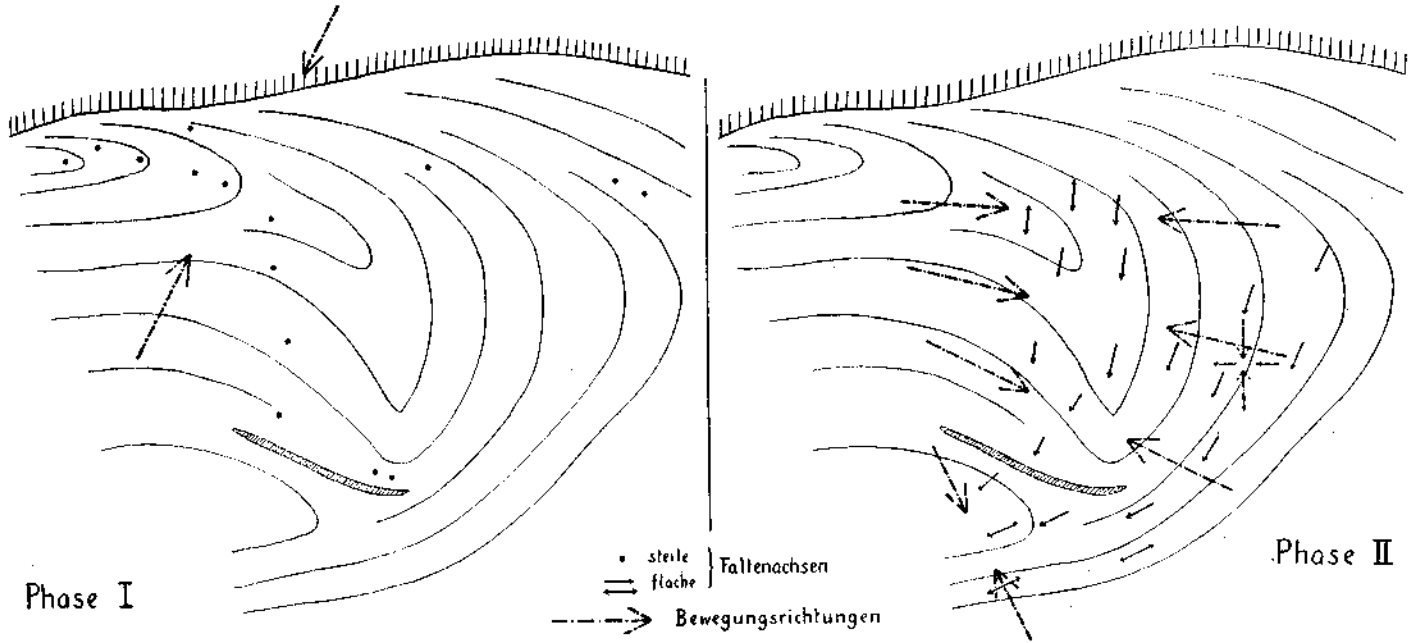


Abb. 12. Schematische Darstellung der B-Achsen und Bewegungsrichtungen in der Deferegger Schlinge.

möglich, daß die NS-Achsen des Arntales und die OW-Achsen der Hochhornmulde z. T. zur Phase 1 gehören, sie wären dann beide ursprünglich in verschiedener Stellung gewesen und dann gemeinsam mit den Achsen II in Phase 2 a überprägt worden. Es liegt jedoch vorläufig kein Anhaltspunkt vor, daß alte B-Achsen vorhanden sind. Auch bietet diese Hypothese noch Schwierigkeiten.

Wir haben auch hier in der Phase der Schlingenbildung eine Relativbewegung eines südlichen Bereiches gegenüber dem nördlichen nach O, vor allem an der Grenzfläche, die dem Deferegger Tal entlang verläuft. Die „Deferegger Hauptstörung“, die als solche nach der Darstellung von Senarclens-Grancy (L 40, S. 488) ja eine wesentlich nachkristalline Störungszone ist, folgt also schon alten Bewegungsbahnen. Der gleiche Relativsinn der Bewegung, wie ich ihn hier für die Schlingenphase gefunden habe, findet sich bei Senarclens-Grancy in der Angabe, daß „steilstehende Paragneise in W—O-Richtung an der Tonalitsüdseite bei St. Leonhard im Deferegger am Tonalit vorbeigeschoben sind; ihre Ränder hart am Tonalit sind abgelenkt und mylonitisiert“. Ich vermute hier eine durch jüngere nachkristalline Bewegungen überprägte alte Abbiegung. Über den Bewegungssinn der Deferegger Hauptstörung selbst ist nichts bekannt.

Bemerkungen zu R. Staub (L 29).

Nach Staub (L 29) gehören die beschriebenen Schlingengebiete der südlichen Gneiszone an, u. zw. zu den Wurzelzonen der mittel- und oberostalpinen Decken. Der Schlingenbau entspricht aber keinesfalls dem einer Wurzelzone.

Die Grenzziehung, die Staub in Westtirol zwischen ober- und mittelostalpinen Wurzel zeichnet, trägt, wie schon auch Sander für die weiter im NO gelegenen Gebiete (zwischen Meran—Sterzing) hervorhob (L 2), nicht den Tatsachen Rechnung, ebensowenig wie bereits der Versuch Andreattas (L 3), da diese Linie das Streichen zum Teil quer schneidet. Es ist hier nirgends eine durchgreifende größere Grenzfläche vorhanden, sondern Campokristallin mit dem südlich anschließenden Oberostalpin bereits vor der letzten Kristallisationsphase ebenso zu einer Einheit verbunden wie weiter im N die Öztaler mit den südlich anliegenden Gneisen der Campodecke (Schmidegg, L 26).

Im Villgratener Gebiet zieht Staub (S. 186) und damit auch G. Dal Piaz (L 36) die Grenzen zwischen mittel- und oberostalpin (Tiroliden und Grisoniden) längs der Linie Maulser-Kalksteiner Trias „und der dazwischen sich bemerkbar machenden Quetschzonen“. Von der Kalksteiner Trias wird die Grenze zunächst nach O geführt (schon auf der Karte von Dal Piaz ersichtlich quer durch das Streichen, allerdings mit einem Fragezeichen versehen), um dann in die Grenze Altkristallin-Phyllit einzumünden. Das ist nach meinen Untersuchungen nicht möglich. Am O-Ende der Kalksteiner Trias liegt zwar eine Quetschzone vor, die genauen Verhältnisse sind infolge schlechter Erschlossenheit nicht ganz ersichtlich, bzw. noch nicht genau bekannt, doch ist aber ganz sicher, daß die streichende Fortsetzung der Kalksteiner Trias nach NO mitten in die Villgratener Schlinge führt, u. zw. in großem Bogen ungefähr über die Hochgrabe. Hier ist aber von einer nur einigermaßen bedeutenden Quetschzone keine Rede mehr. Andererseits müßte die angegebene Fort-

setzung gerade nach O quer durch das Streichen gehen, wofür ebenfalls keine Möglichkeit vorliegt.

Damit soll aber natürlich nichts gegen die Deckentheorie an sich gesagt werden, sondern nur die Widersprüche der gegenwärtigen Darstellung der Deckentheorie für diese Gebiete, wie sie vor allem von Staub, dann von Andreatta und Dal Piaz gegeben wird, mit den neu gewonnenen Tatsachen aufgezeigt werden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Hauptschwierigkeit für die Anwendung der Deckentheorie in der durchlaufenden Grenzziehung zwischen den einzelnen Decken und ihren Wurzeln liegt, die vielfach in die Schlingen hineinstreicht. Es ist vielfach nicht möglich, einfach die Triasvorkommen miteinander zu verbinden und diese Linien im Streichen weiter zu verfolgen, da diese Verbindungslinien eben häufig in die Schlingen hineinleiten, wenn nicht überhaupt die angebliche Grenzfläche quer zum beobachteten Streichen durchzieht.

Eine Auflösung in Deckensysteme wäre nur vor der Schlingenbildung möglich. Die Schlingenbildung müßte aber dann jünger als die alpine Faltung sein, wogegen aber der vorkristalline Charakter des Schlingenbaues spricht.

Wie schon unter Synthese angeführt, erscheint mir nach meinen bisherigen Beobachtungen der Bau des Gebietes zwischen den Ötztalern und Tonale als aus im wesentlichen zwei der Hauptsache nach primär übereinanderliegenden Stockwerken bestehend, unten altkristallin, drüber jüngerer hauptsächlich Phyllite, einschließlich Tonaleserie, mit und ohne Marmor. Das Ganze ist in NS-Richtung mehr oder weniger zusammengepreßt, wobei bei geringerer Zusammenpressung die Phyllite noch als flache, wenn auch verfaltete Mulden erhalten blieben, bei stärkerer Zusammendrängung bis zu schmalen isoklinalen Streifen zusammengequetscht wurden, in denen die Synklinalnatur nicht mehr ersichtlich ist. Häufig tritt sie aber im Verlauf des Streichens an anderer Stelle wieder hervor. Auch die dazwischenliegenden altkristallinen Schieferpakete verlieren ihren Gewölbebau und werden zu isoklinalen Schuppen. Es entsteht so ein Bau, der einem Decken-, bzw. Wurzelland sehr ähnlich sieht, dem aber die größere Reichweite der Überschiebungsflächen fehlt sowie die Ausbildung von Decke und Wurzel. Dessenungeachtet können natürlich vereinzelt Überschiebungen bestehen, sie machen aber nicht das Wesen des Baues aus (Matscher Decke?).

Schluß.

Die in dieser Arbeit beschriebenen Gebiete in West- und Osttirol, die beide derselben südlichen Gneiszone angehören, haben beide Schlingentektonik und dasselbe Bewegungsbild: Es erfolgte eine Bewegung des Südlichen gegenüber dem Nördlichen gegen O und führte so zur Schlingenbildung mit steilen Achsen. Diese steilachsige Tektonik wird nun seitlich und, wie stellenweise ersichtlich, auch nach oben abgelöst durch flachachsige Tektonik. Dies ist ja auch zu erwarten, da die Schlingentektonik sich nach oben nicht unbegrenzt fortsetzen kann. Die flachen Achsen sind in Westtirol OW bis SW--NO gerichtet, während in Osttirol auch NS gerichtete in beträchtlicher Ausdehnung vorkommen.

In beiden Gebieten wird die Schlingentektonik überlagert durch jüngere überwiegend nachkristalline Bewegungen, die häufig von einer Umwandlung

des Mineralbestandes nach der ersten Stufe hin begleitet sind. Sie wirken sich meist nur örtlich begrenzt in Bewegungszonen aus, wo sie oft starke Mylonitierung hervorbringen. In Westtirol greifen sie auch in den Schlingenbau ein und führen hier zu schollenartig zerbrochenen Schlingen.

Die Beziehungen des Schlingenbaues zu dem, was von verschiedenen Autoren (F. E. Sueß, Cloos) in voneinander vollkommen abweichenden Definitionen als Intrusionstektonik verstanden wird, soll bei anderer Gelegenheit erörtert werden.

Die Beobachtung der *B*-Achsen verhält also im Verein mit daraufgerichteter kartenmäßiger Untersuchung unter Beachtung der Verhältnisse zwischen Kristallisation und Deformation zur Auflösung der Tektonik. Damit sind nun die Wege vorgezeichnet, auf denen feinere Analyse mit Gefügeuntersuchung weiterführt. Es tauchen nun eine Menge zu lösender Fragen auf, wie z. B. nach dem verschiedenen Alter und nach der Interferenz dieser Bewegungsphasen, an die ich bisher ohne Dünnschliffe nicht herangehen konnte. Diese Untersuchungen müssen an Dünnschliffen vorgenommen werden, die aus orientiert entnommenen Handstücken verfertigt sind.

Schrifttum.

1. O. Ampferer, Beiträge zur Geologie und Mechanik des Westrandes der Ostalpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-natw. Kl., Abt. 1, 1933, S. 145.
2. O. Ampferer und W. Hammer, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jb. d. geol. R. A. 1911, S. 531.
3. C. Andreatta, Rilevamenti geologici e notizie petrographiche sulla regione Cevedale—Val d'Ultimo (Alto Adige) (Atti dell'Acad. Veneto-Trentino-Istria. Vol. 33).
4. C. Andreatta, La formazione gneissico-kinzingitica e le oliveniti di Val d'Ultimo (Alto Adige). Trento 1935.
5. H. P. Cornelius und M. Furlani-Cornelius, Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepaß. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-natw. Kl., Abt. 1, 1930, S. 207.
6. G. Dal Piaz, Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige. Padova 1926.
7. W. Hammer, Über die Pegmatite der Ortler Alpen. Jb. d. geol. R. A. 1902, S. 95.
8. W. Hammer, Die krystallinen Alpen des Ultentales, I, Das Gebirge südlich der Faltschauer. Jb. d. geol. R. A. 1902, S. 105.
9. W. Hammer, Die krystallinen Alpen des Ultentales, II, Das Gebirge nördlich der Faltschauer. Jb. d. geol. R. A. 1904, S. 541.
10. W. Hammer, Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jb. d. geol. R. A. 1905, S. 1.
11. W. Hammer, Geologische Beschreibung der Laasergruppe, Jb. d. geol. R. A. 1906, S. 497.
12. W. Hammer und Vacek, Österr. geol. Spezialkarte, Blatt Cles, 1903.
13. W. Hammer und Trener, Österr. geol. Spezialkarte, Blatt Bormio und Passo dell Tonale, 1903.
14. W. Hammer, Österr. geol. Spezialkarte, Blatt Glurns—Ortler, 1912.
15. W. Hammer und Trener, Erl. zur geol. Spezialkarte, Blatt Bormio und Tonalepaß, Wien 1908.
16. W. Hammer und Vacek, Erl. z. geol. Spezialkarte, Blatt Cles, Wien 1911.
17. W. Hammer, Erl. z. geol. Spezialkarte, Blatt Glurns—Ortler, Wien 1912.
18. W. Hammer, Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. Verh. d. Geol. B. A. Wien 1931.
19. R. v. Klebelsberg, Geologie von Tirol, 1935.
20. W. Salomon, Die Adamellogruppe. Abh. d. geol. R. A. Wien, Bd. 21, 1908.
21. B. Sander, Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. d. Geol. St. A. Wien 1921, S. 173.
22. B. Sander, Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen. Schlernschriften, Bd. 16, Innsbruck 1929.

23. B. Sander, Gefügekunde der Gesteine. Berlin 1930.
 24. B. Sander, Fortschritte der Gefügekunde der Gesteine, Anwendungen, Ergebnisse, Kritik. Fortschr. d. Min. usw. Bd. 18, 1934, S. 111.
 25. O. Schmidegg, Österr. Spezialkarte, Blatt Sölden—St. Leonhard, 1932.
 26. O. Schmidegg, Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. Verh. d. Geol. B. A. Wien 1933, S. 83.
 27. R. Schwinner, Der Bau des Gebirges östlich der Lieser. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., math.-natw. Kl., Wien 1927, S. 333.
 28. A. Spitz, Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. Verh. d. geol. R. A. Wien 1919, S. 104.
 29. R. Staub, Der Bau der Alpen. Bern 1924. Mit einer tektonischen Karte 1:1.000.000.
 30. G. B. Trener, Geologische Aufnahmen im nördlichen Abhang der Presanella-gruppe. Jb. d. geol. R. A. Wien 1906, S. 405.

Für das Deferegger Gebirge:

31. F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tschermaks min.-petr. Mitt. 1892.
 32. A. Bianchi, Ricerche geologico-petrographische su le Alpi Aurine e Pusteresi (Alto Adige). Boll. della Soc. Geol. Ital. 1929.
 33. Carta geologica delle tre Venezie, Blatt Monguelfo (Welsberg) 1930.
 34. E. Clar, Ein Beitrag zur Geologie der Schobergruppe bei Lienz in Tirol. Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark 1927.
 35. H. P. Cornelius und E. Clar, Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes 1:25.000. Geol. B. A. Wien 1935.
 36. G. B. Dal Piaz, Studi Geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Memorie dell'istituto geol. della Univ. di Padova 1934, Vol. X.
 37. M. Furlani, Der Drauzug im Hochpustertal. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 1912, S. 252.
 38. M. Furlani, Studien über die Triaszonen im Hochpustertal. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-natw. Kl. 1921.
 39. W. Senareclens-Grancy, Die geologischen Verhältnisse am Ostende des Tonalites der Rieserferner. Cbl. f. Min. usw. Abt. B, 1930.
 40. W. Senareclens-Grancy, Beiträge zur Geologie der Deferegger Berge und der westlichen Schobergruppe in Osttirol. Cbl. f. Min. usw. Abt. B, 1932, S. 481.

Abb. 1.

O. Schmidegg: Tektonische Übersicht des Gebietes zwischen Uztental und Tonalepaß.

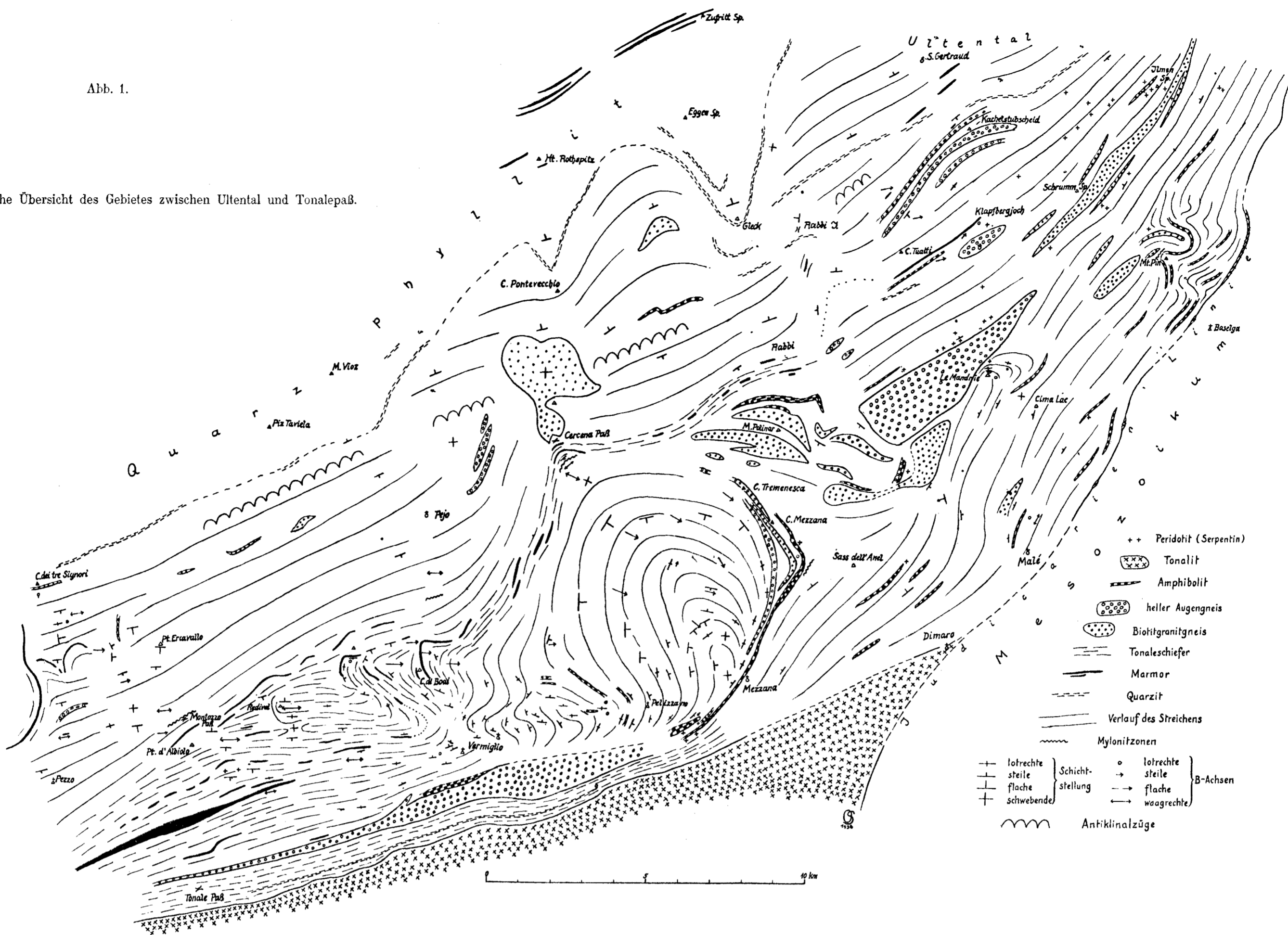
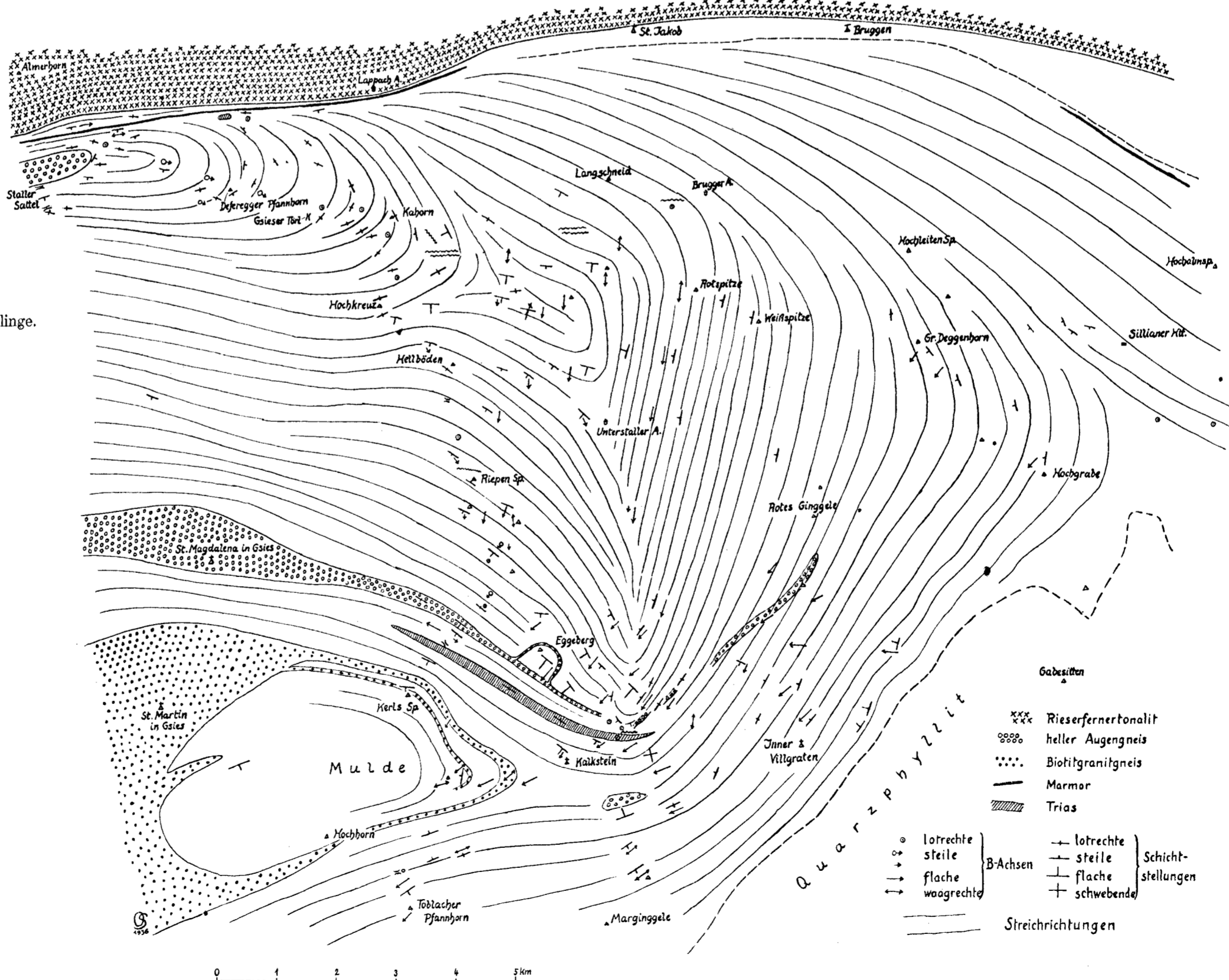


Abb. 2.

O. Schmidegg: Tektonische Übersicht der Deferegger Schlinge.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1936

Band/Volume: [86](#)

Autor(en)/Author(s): Schmidegg Oskar

Artikel/Article: [Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen 115-149](#)