

Zur Kenntnis der Hochfläche von Rückersdorf (Kärnten).

Von Josef Stiny.

Mit 1 Tafel und 2 Textfiguren.

Wie eine natürliche Festung steigt aus dem Jauntale zwischen Schloß Lind und Völkermarkt-Kühnsdorf¹⁾ eine Hochfläche auf, die eine Reihe von ländlichen Orten (Rückersdorf, St. Veit, Mökriach usw.) trägt und in einer Senke einen reizvollen, kleinen See — den Turner- oder Sablatnigsee — umschließt. Am eindruckvollsten ist der Anblick der Hochfläche von Westen her; hier erhebt sich das Sattnitzkonglomerat des Randes der Hochfläche fast mauerähnlich 200 *m* bis 300 *m* hoch über die jungen Aufschwemmungen der Drau. Im Norden ist der umschließende Wall aus Sattnitzkonglomerat an mehreren Punkten durch schmale, furchenartige Senken unterbrochen; so zwischen Steinerberg und Kitzel, zwischen Kitzel und Punkt 561 (O. A.) und zwischen Punkt 561 und dem Dreiseenblick (Gatscharca). Von Osten her erscheint die Hochfläche am niedrigsten; ihr Rand überragt das Gösselsdorfer Seetal im allgemeinen nur um 40 bis 80 *m*; dafür erheben sich, Eckpfeilern gleich, der St. Georgsberg (625 *m*) im Norden und der Weinberg (699 *m*) im Süden zu stolzeren Höhen. Die Südgrenze des Hochlandes läuft dem Vellachunterlaufe gleich und zeigt in ihrer Mitte, etwa bei Rückersdorf, eine flache, weitspannige Einwattung zwischen den Sattnitzkonglomerathöhen, die im Osten und Westen gleich Eckbollwerken emporragen.

Die Baustoffe des Gebietes und ihre Bildungsgeschichte.

Das älteste Schichtenglied der Hochfläche von Rückersdorf ist tertiären Alters. Seine Hangendablagerungen sind das bekannte Sattnitzkonglomerat; ich füge den Beschreibungen anderer Forscher (siehe besonders Dreger und Penck) wegen Raummangel nichts Weiteres hinzu. Wissenschaftlich anziehender als das eigentliche Sattnitzkonglomerat mit seinen Sandsteinzwischenlagen ist die Schichtenfolge, aus welcher es sich gewissermaßen herausentwickelt (Mischungsschichten Kahlers). Diese Liegendablagerungen sind nur am Südrande der Hochfläche einigermaßen gut aufgeschlossen und haben in dem Hohlwege, der von Kleinzapfen über Punkt 546 (O. A.) auf die Kuppe 610 hinaufführt, auch Versteinerungen geliefert. Von oben nach unten folgen hier nachstehende Schichten aufeinander.

¹⁾ Vgl. das Blatt Völkermarkt der österr. Spezialkarte 1:75.000 und die bezüglichen Blätter der Originalaufnahme (O. A.) 1:25.000.

Sande und Kiese, auf der Gehängeschulter von Eiszeitablagerungen des Drautaies bedeckt.

Tegel.

Ockergelb anwitternde Sande.

Konglomeratbänke; Geschiebe fast durchwegs Braungesteine.

Schotter; fast ausschließlich Braungesteine, linsen- oder nesterweise aber reichlich

Quarzrindlinge einschließend.

Sandige Tegel, glimmerführend, mit Versteinerungen.

Sande und Tegel wechsellagernd, mit Sand und Kies verzahnt nach der Art von Randbildungen eines Beckens; Kohlenschmitze.

Blauer Tegel mit Kohlenschmitzen.

Tegel mit Pflanzenresten.

Kies und Sand. Geschiebe zu zwei Drittel kalkalpin (vorherrschend helle Triaskalke, daneben dunkle binminöse Kalke und Dolomite), daneben Milchquarze, Ockerquarze, etwas Diabas (weniger als in den heutigen Vellachschottern) usw.

Sande und Tegel.

Die Kohlenschmitzen von Kleinzapfen liegen in einer weit höheren Schicht als jene von Stein, welche nahe dem Grundgebirge eingelagert sind; sie gehören aber — geologisch gesprochen — demselben größeren Bildungszeitraum an.

Eine ganz ähnliche Schichtenfolge ist auch in den Gräben weiter östlich aufgeschlossen, welche gegen die zerstreuten Häuser von Weinberg herunterziehen. Nach oben zu geht aus den Liegendschichten dann das echte Sattnitzkonglomerat als ziemlich eintönige und anscheinend einheitliche, im behandelten Gebiete mindestens 300 m mächtige Hangendmasse hervor. Soweit Aufschlüsse in dem stark verwachsenen und oft verrutschten Gelände überhaupt etwas erkennen lassen, hat man den Eindruck, daß man im Gebiete der Kuppe 610 zwischen Liegendem und Hangendem keine bedeutendere Ungleichförmigkeit legen darf. An anderen Punkten kann jedoch eine ungleichförmige Auflagerung nicht verkannt werden. Die gesamte Schichtenfolge erscheint wie die Zuschüttungsmasse eines großen Beckens, dessen Wasserspiegel zeitlich verschieden hoch lag; die Mitte barg echtes Meerwasser, die Ränder füllten örtlich die brakischen Wässer von Küstenseen. Zutiefst liegen vielfach Tone mit Kohlenflötzen und nach oben vergrößert dann die Ablagerungsfolge allmählich, bis reine verkittete Flußschotter mit Sandsteinschmitzen und Sandsteinbänken (Sattnitzkonglomerat) vor den Beschauer treten. Daß die Bezugsräume der Geschiebe in den verschiedenen Lagen sich nicht ganz decken, weist auf das Vorhandensein einer Ungleichförmigkeit hin (vgl. Kahler, 1929). In den unteren Lagen der Schotter sind kristalline Geschiebe noch recht häufig; im Sattnitzkonglomerat sind sie weit seltener. Man kann nun annehmen, daß der Karawankenschutt im Laufe der Zeit immer mehr den Schutt vom kristallinen Norden her verdrängte und fast allein herrschend wurde; dann hätten wir eine Übergreifungsungleichförmigkeit vor uns. Wahrscheinlicher jedoch dünkt mir die Annahme, daß die jetzt als geschlossene Konglomeratplatte uns entgegentretenden Hangendschotter in einem etwas südlicher gelegenen Raume unter dem stärkeren Einflusse der Karawanken abgelagert wurden; die Konglomeratplatte wurde dann von dem von Süden herandrängenden Gebirge abgehoben und etwas nach Norden vorgeschoben. Damit läge eine gebirgsbaulich bedingte Ungleichförmigkeit vor. Die zwei Ungleichförmigkeiten schließen sich gegenseitig nicht aus.

Die Kohlenführung der Liegendschichten hat in der Gegend von Kleinzapfen, Weinberg und Rückersdorf zu Schürfungen Veranlassung gegeben; nordwestlich von Stein, bereits außerhalb der eigentlichen Hochfläche von Rückersdorf, baute man die Lignite sogar eine Zeitlang ab (vgl. Petraschek). Hier liegt das Tertiär, wie es scheint, unmittelbar auf älteren Schiefen (Phylliten, Kalkphylliten, Serizitschiefen, Grünschiefen usw.) mit Linsen u. dgl. von Braugesteinen. Die alte Landoberfläche, welcher das kohlenführende Tertiär aufliegt, dürfte burdigalischen oder althelvetischen Alters sein (vgl. ähnliche Anschauungen Kahlers). Viel weiter im Westen, nördlich des Weilers Petschnitzen, unweit des Faakersees trägt diese Altlandoberfläche rote Tone, welche Canaval R. (1899) beschrieben hat; sie ruhen auf ganz zerhacktem Triasdolomit auf (Liegendes des Tabor); einige hundert Schritte südöstlich dieses Vorkommens, augenscheinlich in seinem Hangenden, wurde vor vielen Jahren ein Schurfstollen auf Kohle (Liegendkohle des Sattnitzkonglomerates) angeschlagen. Aufzeichnungen Canavals, die mich Herr Dr. Kahler einsehen ließ, geben an, daß auch westlich des Bahnhofes Stein „Laterit“ über Phyllit angetroffen wurde; man beutete ihn eine Zeitlang als Anstrichfarbe aus. Vermutlich handelt es sich entstellungsgeschichtlich und zeitlich um dieselbe Bildung wie bei Petschnitzen. Die stark gestörten, verderbten und durchbewegten Schiefer nördlich von Stein können von den Häugen knapp südlich der Bahn bis zur Drau gegenüber von Punkt 388 (O. A.) verfolgt werden; sie beißen auch weiter drauabwärts an vielen Punkten aus und bilden hier am rechten Ufer die Unterlage einer ziemlich mächtigen, eiszeitlichen Schichtenfolge (Talauflegung). Ihre Landformen gliedern sich in mehrere Flurenstaffeln, welche der eigentlichen Hochfläche von Rückersdorf vorgelagert sind. Von den älteren dieser Eiszeitbildungen wird auch die kleine, tertiäre Kohlenmulde von Stein ungleichförmig überlagert (gekappt).

Es liegt kein Grund vor, das Alter der Liegendschichten des Sattnitzkonglomerates der Hochfläche von Rückersdorf verschieden von jenem der Lignite der Penken usw. anzunehmen; dieses ist allerdings noch immer strittig, am wahrscheinlichsten jedoch helvetisch (Grunderschichten).

An Versteinerungen haben sich im Hohlwege bei Kleinzapfen Viviparen, Cardien, Tellinen (*Tellina floriana* Hilber, Jugendform), Planorben, Bruchstücke einer *Pseudochloritis gigas* Pfeffer usw. gefunden. Die Bestimmung der Arten ist noch im Zuge. Die vorläufige Durchsicht hat jedoch bereits eine hohe Wahrscheinlichkeit dafür ergeben, daß die Mischgesellschaft von Meeres- und Landformen helvetischen Alters ist. Das stimmt mit den Anschauungen Kahlers, Petrascheks und Winklers über das Alter anderer vergleichbarer kohleführender Tertiärschichten. Schwankungen im Wasserspiegel und in der Korngröße der Ablagerungen deuten auf Bewegtheit der Bühne hin, auf der sich die Zuschüttung eines Beckens abspielte. Die Schotter überwiegen nach oben zu über die Tegel und feinen Sande; sie übergreifen, vom „steirischen“ Abschnitt (Stille) der Gebirgsbildung angeregt, immer mehr und mehr ihr Liegendes und schütten das Becken ganz zu (Sattnitzkonglomerat). Die geschiebeerzeugende Wirkung einer Krustenbewegung oder Gebirgsbildung hält lange an; der Tiefenschurf

braucht Zeit, um bis in die hintersten Winkel eines neuen Hochgebietes vorzudringen. Ich möchte daher annehmen, daß sich die Hangendschotter der kohleführenden Ablagerungen etwa noch im Helvet, das Sattnitzkonglomerat aber erst im Torton gebildet hat. Damit steht die Auffassung von Höfer (1908) im vollsten Einklang, welcher das Sattnitzkonglomerat schon vor 26 Jahren der zweiten Mittelmeerstufe gleichgesetzt hat. Wenn Winkler (1933) das Sinnersdorfer Konglomerat, die Arnfelder Konglomerate, Kreuzbergkonglomerate usw. gleich den Blockschottern des Judenburger Beckens ebenfalls, wenigstens z. T. in die untere Hälfte der Wiener Stufe stellt, so ist damit eine weitere Annäherung von verschiedenen Seiten her hergestellt. Eine strenge zeitliche Übereinstimmung der Schotterbildungen wird man ja schon aus dem Grunde nicht erwarten dürfen, weil sowohl die Zeit der Gebirgshildung als auch die Stärke, Raschheit und Dauer ihrer Auswirkung örtlich recht verschieden sein können. Wie lange die Aufschüttung der Schotter gedauert hat, welche uns jetzt als Sattnitzkonglomerat entgegengetreten, wissen wir nicht; ich vermute jedoch, daß sie über das Sarmat nicht hinausgereicht haben kann; denn bereits die „attische“ Faltung dürfte unser Gebiet dem Ablagerungsbereiche entrückt und zu einem Abtragungsgelände umgestaltet haben.

Zwischen dem Absatze der Sattnitzkonglomerate und der Ablagerung der nächstjüngeren Eiszeitmassen scheint eine mächtige Lücke zu klaffen; während dieser Zeit scheinen Krustenbewegungen und Abtrag kräftig am Werke gewesen zu sein. Um die Zinne eines Mittelgebirges aus Sattnitzkonglomerat herum schmiegen sich Schotter der Vorwürmzeit, welche Drau und Karawankenflüsse herbeischleppten (vgl. das beigegefügte Kärtchen); an vielen Punkten, so z. B. W von Kleindorf und Saager (gegen die Bahn zu), lagerten sich Sande und lehmige Sande ab, Quellreihen veranlassend. Die Schotter wurden später an vielen Orten nur lagenweise — nicht zur Gänze — zu Nagelfluh verkittet; es ist nicht immer leicht, die festeren Ausbildungsarten dieser Nagelfluhbänke von dem Sattnitzkonglomerate zu unterscheiden. Mancher Geologe früherer Jahre dürfte bei der Ausscheidung das Opfer von Täuschungen geworden sein. Nagelfluhbänke treten namentlich in jenen Lagen der Vorwürmschotter an, welche heute bei Stein und Seebach die höheren Oberflächenteile der Eiszeitlandschaft bilden. Zuweilen verzahnen sich die älteren Schotter und Nagelfluhmassen mit ockergelben Tonen; so z. B. W und NW von Stein. Auf der Hochfläche selbst habe ich die Vorwürmnagelfluh bisher nur zwischen St. Veit und Vesirlach beobachtet.

Über die älteren Schotter- und Nagelfluhablagerungen ging das Eis der Würmvergletscherung hinweg; es formte ihre Oberfläche vielfach zu Rundhöckern um; die schönste Rundbuckellandschaft ist SW von Stein entwickelt; aber auch viele Rücken bei St. Kanzian, wie der aus den Abwehrkämpfen bekannte Hügel „Schedma“, zeigen eine deutliche Luv — und Leeseite. Das Eis war im Westen des begangenen Gebietes mindestens noch 300 m mächtig und überfloß die höchsten Erhebungen der Gegend, wie den Koschitz (703), Dreiseenblick (672), Doppelblick (677) und den Weinberg (699 m); auf seinem Wege breitete das Eis seinen Grundmoränenteppich aus und häufte bei jedem zittrigen Halte End-

moränenwälle auf. Die geschlossenen, besser entwickelten verlaufen schwach bogenförmig und stehen annähernd senkrecht auf der Fortpflanzungsrichtung des Eises; zuweilen sind die Ablagerungen in mehr oder minder getrennte Kuppen oder Rücken aufgelöst.

Die Grundmoränen bilden vielfach die unmittelbare Auskleidung der Seewannen (Kleinsee, Klopeiner See, Turner- oder Sablatnigsee, Sablatnigwiesen). Sie stauen das Wasser und lassen überall dort, wo über ihnen ein Wasserführer liegt, an ihren Ausbissen Grenzquellen hervorrieseln. In den Äckern erkennt man sie an ihrer graulichweißen Färbung; die Verwitterungsschwarte des Sattnitzkonglomerates ist dagegen durchwegs mehr ockergelb bis ockerbraun gefärbt. Die wasserhaltende Kraft der Grundmoränen ist groß; sie versorgten im trockenen Sommer 1932 auch dann noch die landwirtschaftlichen Gewächse mit Feuchtigkeit, als der Pflanzenwuchs auf den Schotterböden längst verdorrt war. Die Endmoränenwälle sind dagegen bis zu gewissen Grade wasserwegig; sie sind daher in der Regel wasserlos; sie beherrbergen zwischen sich meistens schmale jüngere Schotterfelder, welche den Fuß der Teilwälle verhüllen.

Die Oberfläche der Landschaft, die das Eis bei seinem Rückzug freigab, war außerordentlich unruhig. Von dem enggedrängten Auf und Ab der Kleinformen hoben sich größere und tiefere Hohlformen ab; so z. B. die breite, zwei Mulden einschließende Tiefenfurche des heutigen Sablatnigsees und der Sablatnigwiesen auf der Hochfläche selbst. Dann die große Wanne von Kühnsdorf, von der zahlreiche föhrenähnliche Buchten nach verschiedenen Richtungen ausstrahlten. Alle diese Hohlformen waren zeitweise mit Wasser erfüllt, wenn ein halbwegs wasserstauendes Mittel sie auskleidete. In die Becken und Wannen aber schütteten die Schmelzwässer des Draugletschers und die Niederschlagwasserrinnen massenhaft Geschiebe von den aus Lockermassen aufgebauten Kuppen. Zahlreiche Schotterfluren mit Mündungskegelschichtung gossen die Vertiefungen aus, so daß die Kuppen und Rücken zwischen ihnen wie auf Tafeln aufgesetzt erscheinen; in Wirklichkeit sind es aus verschiedenen alten Lockermassen aufragende Hügel. Die Oberflächen der einzelnen Fluren liegen auf sehr verschiedenen Seehöhen, je nach der Höhenlage der Schurfausgangspunkte der aufschüttenden Gewässer. Da letztere nicht bloß örtlich verschieden waren, sondern im Laufe der Zeiten wechselten, bildeten sich nicht nur ganze Mosaikbilder kleinerer und größerer Fluren, sondern auch mehr oder minder vollständige Flurentreppen im Sinne V. Hilbers aus. Ihre gegenseitigen Wechselbeziehungen und Altersverhältnisse sind nicht immer leicht festzustellen. Wegen Raum-mangels sei nur auf die wichtigeren Zuschüttungsreihen eingegangen.

Der Turnersee (Sablatnigsee) bildete mit den Sablatnigwiesen zusammen (Dreger, 1909) eine stattliche, mindestens $4\frac{1}{3} \text{ km}^2$ große, vielbuchtige Wasserfläche, welche gegen O vermutlich über den breiten Sattel 495 m (O. A.) entwässerte. Die größte Tiefe dieses Beckens mochte den Betrag von 35 m noch etwas überschritten haben. Die wichtigsten Zuschüttungsfluren mit prachtvoller Mündungskegelschichtung, die dieser Zeit entsprechen, liegen 20—25 m, bzw. 14—15 m hoch über dem heutigen Seespiegel. Später wurde der See durch einen Bach angezapft.

welcher von Punkt 460 her in einem Dreieckstale sich gegen W zurückarbeitete; in ihn entwässert die Seenfurche auch heute noch. Kleine Schwemmkegel von N und S her engten das Seebecken allmählich ein und zerlegten es zeitweise in zwei kleinere; in etwa 3 m und in 1 bis 1½ m Höhe über dem heutigen Seespiegel sind da und dort deutlich weitere Rückzugleisten erkennbar. In der Umrahmung der Sablatnigwiesen und auf der Hochfläche zwischen Proboj und dem Wegkreuz 542 kann man Seetone, hzw. solchen ähnliche Feinstoffzusammenschwemmungen in schlechten Aufschlüssen feststellen.

Die Entwässerung der Hochfläche selbst wurde von außen wenig beeinflusst, wenn man von dem Falle der Anzapfung des Sablatnigursees absieht. Die Kerben und Furchen allerdings, die sich in die Ränder der Seeplatte einnagten, machten Veränderungen ihrer Längenschnitte durch, die von der jeweiligen Lage ihres Schurfausgangspunktes in der Außenumrahmung ganz wesentlich abhingen. Infolge Raummangels kann nur so viel gesagt werden, daß diese Randfurchen in der Regel drei Entwicklungsstufen durchlaufen haben; so zeigt z. B. das beim Punkt 491 in die Sumpfwiesen südlich des Gösselsdorfer Sees einmündende Tälchen oberhalb seiner Schwemmkegelspitze zuerst eine steilwandige Klamm mit Wasserfällen, dann einen dreieckigen Querschnitt mit steilen, aber weniger schroffen Einhängen und ganz oben ein V-Tal mit sanfteren Böschungen (das alte „Hängetal“). Schöne dreistufige „Hängetäler“, die mit der Vergletscherung unmittelbar nichts zu tun haben, münden auch vom Koschitzberge in die Vorplatte von Stein hinaus.

Inzwischen war die Talbildung auf der Rahmenfläche um die Seehochfläche herum nach ihrer Befreiung vom Eise etwa folgende Wege gegangen.

Wie bereits Heritsch (1905, 1906) und später Penck (1909) nachgewiesen haben, floß die Vellach zuerst längs des Eisrandes durch die Sonnegger Seenfurche ab. Später mochte sie die Talung benützt haben, in welcher heute der Gösselsdorfer See liegt. Als aber dann die tiefe Talung der Drau bei Schloß Saager und Möchling frei wurde, brach die Vellach in diese breitklaffende Spalte zwischen Ostsattnitz und Rückersdorfer Hochplatte ein und kehrte ihr unterstes Laufstück der Entwässerungsregel entgegen alpeneinwärts. Am Rande der Seehochfläche, besonders im W und N entstanden nun die folgenden, wichtigeren, z. T. schon von Heritsch (1906) unterschiedenen und benannten Fluren:

1. Die Fluren um Stein, z. T. auf Moränen, z. T. auf den Vorwürmschottern aufsitzend und die Vertiefungen zwischen den Aufragungen ihrer Unterlage ausgießend. Ihre Fortsetzung kann in einzelnen schmalen Grundleisten auch noch am Westabfalle der Hochfläche erkannt werden.

2. Die Reste der Flur von Unterkrain am Westabhange der Sattnitzkonglomeratwand unterhalb der Gehöfte „Holler“ und „Rutter“.

3. Die Kleinzapfener Flur, bereits von Heritsch im Vellachtale festgestellt; man kann ihr aber über Möchling hinaus bis in die Gegend von Saager nachgehen und findet ihre bildungszeitlichen Gleichflächen auch noch im Drautale unterhalb der großen Eisenbahnbrücke in größeren und kleineren Resten wieder. Wenn man angibt, sie liege etwa

25m über den heutigen Flußsohlen, so ist das nur ein Mittelwert; die Flurhöhen ändern ja schon im Verlaufe eines und desselben Flusses ab und tun das noch mehr, wenn man sie längs verschiedener Gewässer (Drau und Vellach) verfolgen will.

4. Die Miklautzhofflur, etwa 12m über der heutigen Vellachsohle; sie ist bei Dullach, Vellach, Möchling und längs der Drau unterhalb Teinach da und dort in beträchtlicher Ausdehnung erhalten.

5. Verschiedene noch jüngere Fluren; so z. B. die etwa 5—6m hohe Flur am rechten Ufer der Drau nördlich Bahnhof Stein und eine tiefere, vielleicht schon in geschichtlicher Zeit entstandene Teilflur.

Die Schotterflur von Stein wurde in ihrer östlichen Verlängerung mit Mündungskegelschichtung in einen großen See hineingeschüttet, den bereits Penck (1909) richtig erkannt und nach dem heutigen Eisenbahnknotenpunkte Kühnsdorf benannt hat. Im Liegenden dieser groben Verlandungsmassen finden wir bei Skerbija, Grevc, Horzach, St. Kanzian usw. graue bis blaugraue, ockergelb anwitternde Mergeltone, welche mit Säuren lebhaft aufbrausen und nichts anderes als alte Seetone sind. Bei St. Kanzian brannte man aus ihnen Ziegel. Schlämmungen zeigten, daß auch die Anteile der einzelnen Korugrößengruppen ähnlich verteilt sind wie in dem Seeschlamm, der sich heute noch auf dem Boden des Klopeiner Sees bildet; Sand, Schluff und Rohton sind spärlich vorhanden, der Schlamm besteht weitaus überwiegend aus Mu (0·2—0·02mm).

Schlammresultate verschiedener Seetone (Ausführung: Dr. Winkler und Ing. Winter im Institute für technische Geologie an der Technischen Hochschule in Wien).

Korngröße	Entnahmestelle der Tonprobe			
	Skerbija	St. Kanzian	Klopeiner See Süd	Klopeiner See Nord
Sand > 0·2mm . . .	85·00	92·50	0·44	0·45
Grobmu 0·2—0·1mm . .			88·45	62·84
Mittelmu 0·1—0·05mm .			4·98	10·80
Feinmu 0·05—0·02mm .			4·49	18·90
Grobschluff 0·02—0·006mm .	13·00	5·00	0·57	4·61
Feinschluff 0·006—0·002mm .	0·5	1·25	0·36	1·42
Rohton < 0·002mm . .	1·5	1·25	0·71	0·98

Während reichliche Schottermassen von W her in den Kühnsdorfer See einströmten, baute die Vellach in der Zeit vor Aufschüttung der Kleinzapfener Flur von S aus einen gewaltigen Mündungskegel in den Kühnsdorfer See vor. Über die undurchlässigen Seetone legten sich Schottermassen, in welche nun nicht bloß die Niederschläge einer ausgedehnten Fläche, sondern auch größere Mengen eingesickerter Bachwässer (Seebach, Suchabach usw.) unterirdisch ablaufen; der größere

Teil dieses Grundwasserstromes kommt in den ergiebigen Quellen bei Schloß Wasserhofen zum Vorschein; er bildet rasch einen starken Bach, welcher das Elektrizitätswerk Peratschitzen treibt. Die oft angenommene Verbindung der Wasserhofener Quellen mit dem Klopeiner See besteht sicherlich nicht. Ein anderer Teil des Grundwasserstromes tritt am rechten Drauerferhange oberhalb der Teufelsbrücke aus; die Quellen haben reichlich Kalksinter abgesetzt; der leichte Stein wird bei Peratschitzen als Baustoff gewonnen.

Die Schwemmlur der Vellach, welche den Kühnsdorfer See erblinden machte, zeigt schon am Gösselsdorfer See einige Teilfluren, deren Zahl nördlich von Kühnsdorf zunimmt; auf diese Vorgänge, welche durch das Rückwärtseinschneiden des Seebaches von der sich ständig eintiefenden Drau her bedingt sind, wird in einer späteren Arbeit eingegangen werden.

Den verhältnismäßig tiefen Klopeiner See (47 m) hat Penck (1909) bereits als unausgegossen gebliebenen Rest des Kühnsdorfer Sees gedeutet. Die stille Bucht dehnte sich aber sicherlich einst bis gegen Weitendorf im W aus. Von S her wurden in sie einige Schwemmkegel vorgebaut, deren Fluroberflächen nunmehr frei in die Luft ausstreichen. Später wurde die Bucht durch flache Schwemmkegel zerlegt, die zuunterst aus Sanden und erst nach oben zu aus größeren Massen bestehen; es verblieben der heutige Kleinsee und Klopeiner See, die beide bald von N her durch den Seebach angezapft und um einige Meter abgesenkt wurden. Alte Seestände sind durch Grundleisten (besonders am Dreiseenblick und gegen Unterburg zu), Bauleisten und Überbauleisten (Ausdrücke v. Hilber nachgebildet) in etwa 4 m und in rund 15—20 m Höhe über dem heutigen Seespiegel erwiesen.

Störungen.

Die Platte von Rückersdorf ist im N von einer Störung begrenzt; längs ihr stößt die Vorfeldfläche von Stein und St. Kanzian samt ihren Seewannen am Satnitzkonglomerate des Nordwalles der Hochfläche ab. Das Ausmaß der Störung in lotrechtem Sinne (Verwerfung) ist aber kleiner als jenes eines waagrechten Vorschubes der Konglomeratscholle nach Norden. Das bodenständige Tertiär von Stein ist zu einer Falte zusammengelassen. Es bildet gewissermaßen das Liegende einer höheren Schuppe, welche als ganze Platte von Süden her angeschoben wurde. Bei Weinberg und Rückersdorf mag die ungleichförmige Auflagerung schon kleiner sein, ebenso bei Goritschach (siehe Kärtchen) und Unterbergen unweit Rechberg (Hartmann, 1872); die kohleführenden Liegendschichten, welche noch eine größere Anzahl von kristallinen Schottern führen, dürften auch hier noch so ziemlich bodenständig sein; die Hangendplatte, das Konglomerat aber, erscheint mir mehr oder minder aufgeschoben. Als dritte Schuppe hätte dann das Tertiär von Lobnig (Kahler und andere) usw. zu gelten. Die lotrechten Verstellungen sind jünger als die ersten Schubbewegungen und dauerten mindestens bis in die Jungeszeit an. Die hier vertretene Schuppung des Tertiärs und seines Untergrundes hat bereits Kahler (1932) an anderen Örtlichkeiten

angenommen. Annähernd senkrecht auf diese O—W streichenden Störungslinien streichen andere, welche mit einer kleinen Abweichung gegen NNO—SSW in der Richtung N—S verlaufen.

Die Südgrenze der Hochfläche kann auch kaum anders als unter Mithilfe von Krustenbewegungen entstanden gedacht werden. Nur im Osten sind eiszeitliche Ablagerungen über die Randverwerfung am Fuße des Obetschnik und des St. Georgsberges vorgebaut und verschleiern den Verlauf der Störungslinie; sie lockte die Vellach an, welche westlich des Holm (607 m) und des Schloßberges von Sonnegg eine breite Talung schuf.

Die Tertiärplatte ist dann weiters durch untergeordnete Störungen, deren Verlauf aus dem Kärtchen (Abb. 1) hervorgeht, in einzelne Schollen

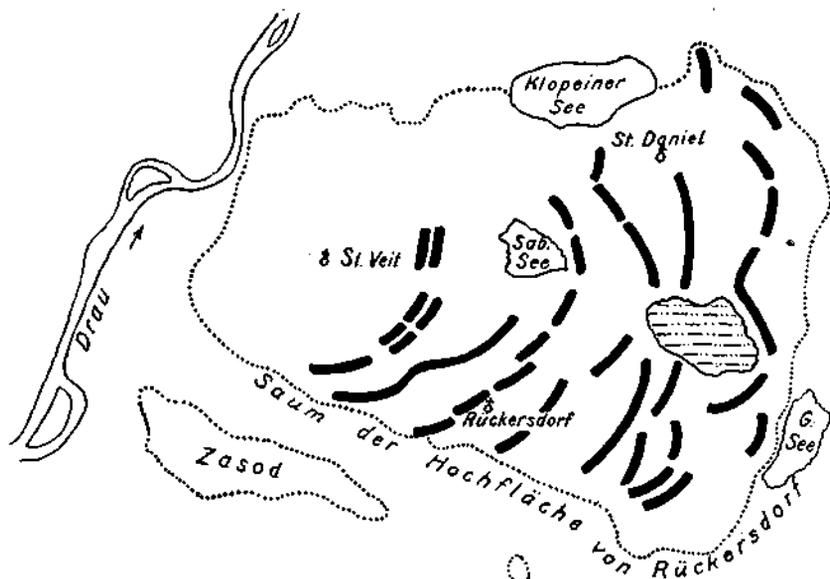


Fig. 1 Anordnung der Endmoränenwälle des Draugletschers auf der Hochfläche von Rückersdorf.

zerlegt worden, welche bei der Landhebung verschieden hoch emporstiegen. Mit den eigentlichen Verwerfungen streichen zahlreiche Klüfte gleich; sie sind wie die ersteren im wesentlichen in zwei Hauptscharen: N—S und O—W einzuordnen.

Die waagrechten und lotrechten Hauptbewegungen haben augenscheinlich erst nach dem Festwerden des Sattnitzkonglomerates, also im späten Jungtertiär, stattgefunden. Störungen in der Nagelfluh von Stein (z. B. Schottergrube südlich des Ortes) und in anderen Aufschlüssen beweisen aber, daß auch noch in der Eiszeit ein Nachklingen der tertiären Krustenbewegungen angenommen werden muß; ob die Verstellungen heute noch andauern, ist nicht gewiß, aber wahrscheinlich; es würde sich empfehlen, die Sohlenentwicklung der Gewässer genau nachzuprüfen.

Am auffallendsten sind die Faltungen und Aufrichtungen in den eiszeitlichen Schottermassen der Umrahmung der Seehochfläche. Der

Scharfblick von Heritsch hat sie bereits in der Umgebung von Miklauthof erkannt und, wie mir scheint, richtig gedeutet; Zweifler könnten allerdings diese Erscheinungen als Stauchungswirkungen des Eises erklären, das sich über die Schottermassen gegen O schob; doch nicht alle beobachteten Störungserscheinungen lassen sich durch eine O-W-Stauchung erklären; zudem müßte man dann jene gestauchten Fluren, die jünger sind als die Würmeiszeit, als Grundstufen (Ausräumungsstufen) erklären. Nun habe ich aber lebhaftere Faltungserscheinungen auch in den Aufschlüssen an der Eisenbahn östlich von Kühnsdorf feststellen können; über diese Schotter ist der Draugletscher nicht mehr vorgerückt. Man wird daher wohl zu der Vorstellung greifen müssen, daß die Stauchungs-

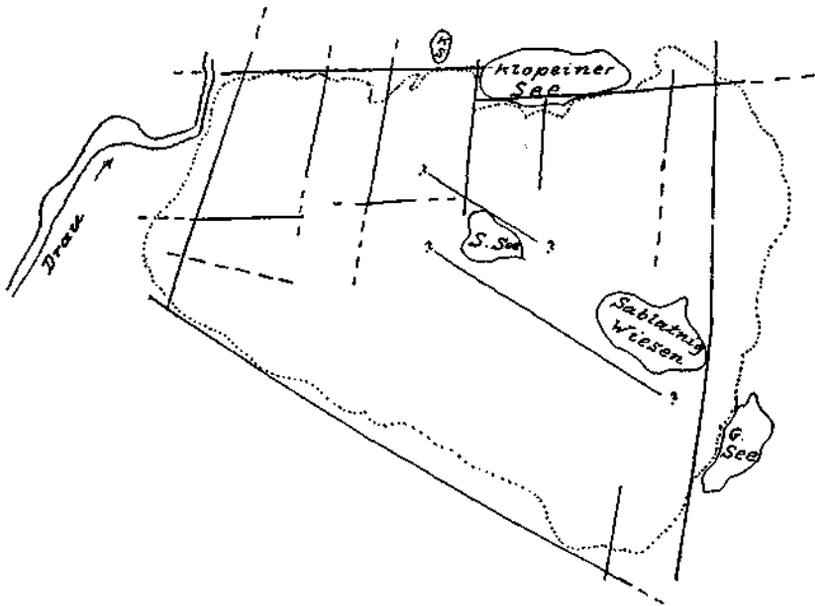


Fig. 2. Schollenbau der Hochfläche von Ruckersdorf.

erscheinungen in den Schotter- und Nagelfluhmassen durch das noch immer andauernde Nordwärtswandern der Karawanken bedingt sind; die Druckleitung könnten die unter den Schottern von Kühnsdorf liegenden, bildsamen Seetone und die tertiären Liegendschichten mit ihren Tegeln übernommen haben.

Die Landformen.

Eine ausführlichere Darstellung der Landformen und der Quellen soll später einmal erfolgen. Zusammenfassend und schlagwortartig sei hier nur auf nachstehende Hauptformen aufmerksam gemacht:

Spättertiäre Altflächen (Abtragflächen) auf dem Sattnitzkonglomerat; auf den Haupterhebungen des Gebietes da und dort der Form, aber nicht der Höhe nach noch erhalten. (Pannon?)

Rundhöckerlandschaft der Würmeiszeit; Abtragsflächen auf Vorwürmschottern und Nagelfluhmassen in der Umgebung von Stein, Seelach, St. Kanzian NW und im östlichen Teil des Seertückens zwischen Klopein und dem gleichnamigen See; Rundhöcker des tertiären und noch älteren Grundgebirges.

Moränenlandschaft der Würmeiszeit; Grundmoränenteppich, Stirn-moränenwälle; Seewannen.

Späteiszeitliche Schotterfluren der Nachwürmeiszeit; z. T. über Seetonen (Kühnsdorfer See) liegend.

Junge Schotterfluren der geologischen Gegenwart.

Unter jüngeren Ablagerungen liegt, verbogen und gestört, die alte, etwa frühhelvetische bis spätburdigalische Landoberfläche, auf welcher sich die Grunderschichten abgelagerten; sie wurde von einer jüngeren Fläche gekappt; in den Karawanken liegen auf dieser „Augensteine“; sie ist entschieden viel jünger als helvetisch; ob sie dem höheren Sarmat oder dem Pannon angehört, können nur weitere Untersuchungen der Art lehren, wie sie Kahler angebahnt hat. Auf einer noch jüngeren Kappungsfläche des Lockertertiärs bei Rückersdorf liegen Eiszeitablagerungen.

Benütztes Schrifttum.

Angerer Hans, Neue Studien im Gebiete des Ostendes des diluvialen Draugletschers. Carinthia 2, 1906, Heft 4, S. 123—146.

Canaval Richard, Bemerkungen über einige Braunkohlenablagerungen in Kärnten. Carinthia 2, 1902, S. 116—140.

Canaval Richard, Roter Ton von Petschnitzen bei Förderlach. Carinthia 2, 1899, Heft 6.

Dreger J., Bemerkungen über das Sattnitzkonglomerat in Mittelkärnten und die darin vorkommenden hohlen Geschiebe. Verhandlg. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien 1909, S. 46—57.

Findenegg Ingo, Alpenseen ohne Vollzirkulation. Intern. Revue d. ges. Hydrobiologie und Hydrogr. 28. Bd., 1933, Heft 3/4, S. 295—311.

Hartmann Paul, Kohlenschürfungen im südlichen Kärnten. Verhandlg. Geol. Reichsanst. 1872 Heft 4, S. 68—69.

Heritsch Franz, Die glazialen Terrassen des Drautaales. Carinthia 2, 1905, Heft 4, 29. S. m. 2 Tafeln.

Heritsch Franz, Glaziale Studien im Vellachtale. Mitt. d. Geogr. Ges. i. Wien, 1906, Heft 8/9, S. 417—435.

Heritsch Franz, Bemerkungen zum Glazialdiluvium des Drautaales. Verhandlg. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1907, S. 214.

Höfer Hans, Das Ostende des diluvialen Draugletschers in Kärnten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 44, 1894, S. 533—546.

Höfer Hans, Das Alter der Karawanken. Verhandlg. d. Geol. Reichsanst. 1908, Heft 18, S. 293—295.

Hoffer Max und Kraus Hermann, Eine naturgeschichtliche Studie über den Klopeiner, Zablatnig- und Gösselsdorfer See. Carinthia 2, 1909, S. 67—100 m. 4 Abb. u. 4 Zeichng.

Kahler Franz, Zwischen Wörther See und Karawanken. Mit 1 Abb. i. Satz, 1 geolog. Karte u. 1 Querschnittafel. Mitteilg., d. naturw. Ver. f. Steiermark, Bd. 68, 1931, S. 83—145.

Kahler Franz, Karawankenstudien 2. Die Herkunft des Sediments der Tertiärablagerungen am Karawanken-Nordrand, Zentrbl. f. Min., Geol. u. Paläont., 1929, Abt. B. Heft 6, S. 235—250.

Kahler Franz, Karawankenstudien 3. Über die Verteilung der Tertiärablagerungen im Gebiete der Karawanken. Centralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1932, Abt. B. Heft 2, S. 115—121.

Kahler Franz, Zur Geologie der Karawanken. Akademischer Anzeiger 21, 1932.

Kahler Franz, Über die Verbreitung kohleführenden Jungtertiärs in Kärnten. Verhandlg. d. Geol. Bundesanstalt 1933, Heft 9/10, S. 125—129., Herr Fachkamerad Dr. F. Kahler hatte die große Liebenswürdigkeit, mich in Aufzeichnungen R. Canavals über die Schürfungen auf Kohle im Gebiete der Hochfläche von Rückersdorf Einblick nehmen zu lassen; es sei ihm für seine Kameradschaftlichkeit an dieser Stelle bestens gedankt.

Kieslinger A., Karawankenstudien 1. Die Tektonik der östlichen Karawanken. Zentralbl. f. Min. etc. 1929, Abt. B., Heft 6, S. 201—229.

Lucerna R., Gletscherspuren in den Steiner Alpen. Geogr. Jahresber. a. Österr. 6, 1906, S. 1.

Paschinger Viktor, Versuch einer landschaftlichen Gliederung Kärntens. Zur Geographie der deutschen Alpen. Wien 1924, Seidel & Sohn, S. 87—95.

Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. 3. Bd., 1909, besonders S. 1089 ff.

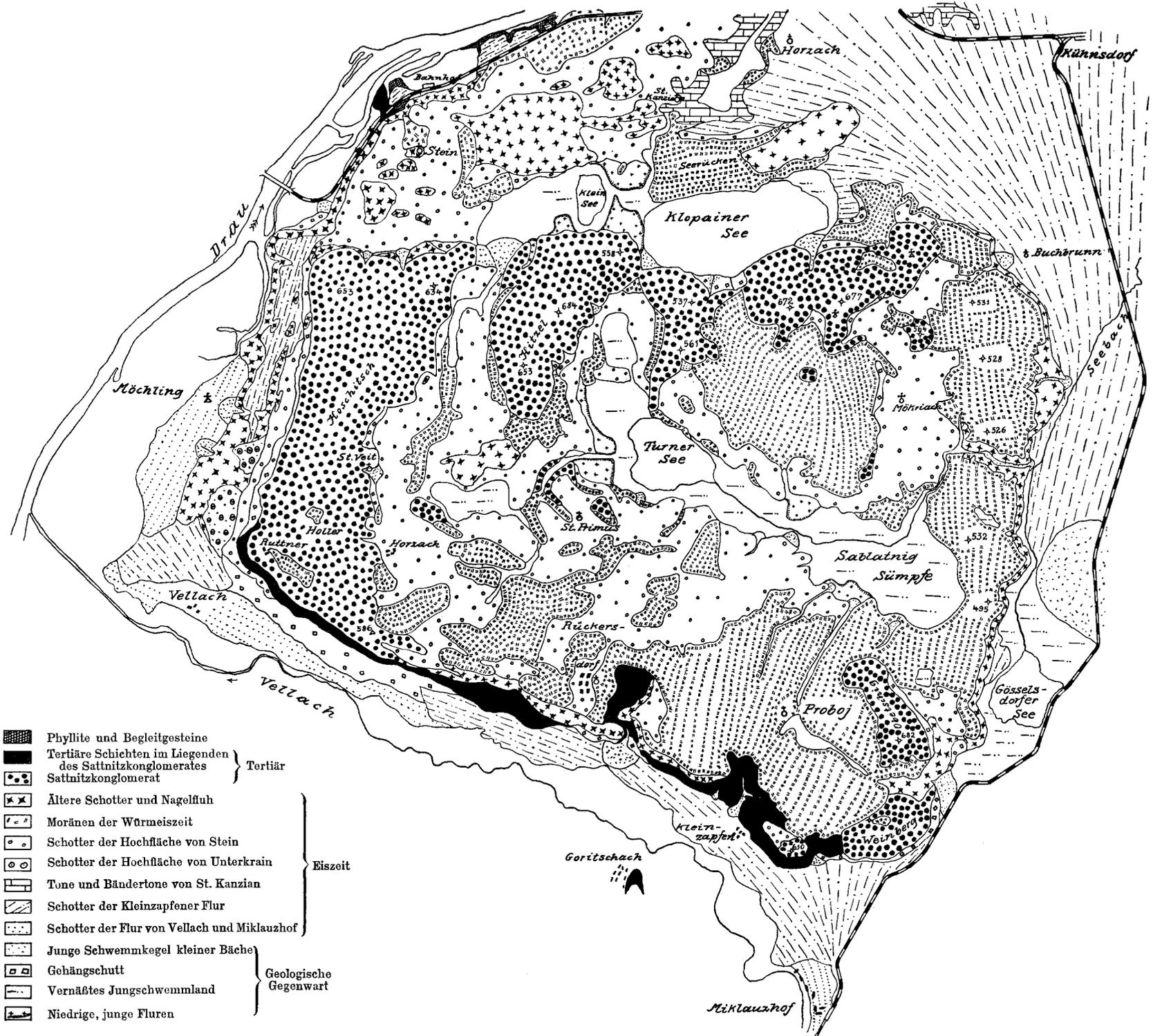
Petraschek W., Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. 6. Braunkohlenlager der österr. Alpen. 1924, Heft 1, S. 198 ff.

Rabitsch J., Das Tuffkalkflöz von Pereschitzen im Jauntale. Carinthia 1843, S. 3. Seeland, Spezialkatalog der Kollektiv-Ausstellung der kärntnerischen Montan-Industriellen. Klagenfurt 1873, S. 71—111.

Stiny Josef, Faltungen und Überschiebungen durch Gleitung. Zentralbl. f. Min. etc., Abt. B., 1929, Heft 4, S. 116—125.

Vacek M., Über einige Pachydermenreste aus den Ligniten von Keutschach in Kärnten. Verhandlg. d. Geol. Reichsanst. Wien, 1887, Heft 6, S. 155—156.

Winkler-Hermaden A., Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, 83 Bd., 1933, Heft 3/4, S. 233—274. Hiezu verschiedene andere Schriften dieses Verfassers, welche auch den ausführlichen Schriftennachweis, betreffend allgemeine ostalpine Tertiärfragen, enthalten.



Geologische Bauformen und Baufragen des Rätikon Gebirges.

Mit 20 Zeichnungen.

Von Otto Ampferer.

Die vorgeschrittene geologische Landesaufnahme des Rätikon Gebirges gestattet von Jahr zu Jahr eine hellere Einsicht in den Bau dieses wunderbar schönen Gebirges.

Ich konnte im Jahre 1933 über eine Reihe von geologischen Fortschritten berichten und diese Arbeit hat die Aufgabe, neuerliche Verfeinerungen und Ergänzungen vorzulegen. Ich beginne meine Berichterstattung mit der Zimba Sp., deren kühne Gestalt Bergsteiger und Geologen von Nah und Fern in ihren Bannkreis lockt.

Die Zimba Sp. ist geologisch dadurch ausgezeichnet, daß sie eine geschlossene Schichtfolge von der Grauwackenzone bis zur Kreide besitzt.

Diese Schichtfolge ist an ihrer Südseite im Rellstal recht gut abgeschlossen.

Außerdem kommt hier eine Reliefüberschiebung von selten klarer Formung zur Entwicklung. Der Aufbau der Zimba Sp. vollzieht sich aus dem Rellstal zunächst mit einer Steilstufe, in welche die wilde Schlucht des Sacktobels eingeschnitten ist.

Steigt man durchs Sacktobel aufwärts, so trifft man an seinem Eingang auf eine fest verkittete Gehängebreccie, welche neben anderen Triasgesteinen auch große Brocken von rotem Buntsandstein umschließt.

Dies ist insofern bemerkenswert, als wir dann oberhalb des Sacktobels auf einer breiten Gehängeverflachung größere Reste von Gehängebreccien entdecken, welche aber keine Beiträge von Buntsandstein enthalten. Diese Teilung der Breccie in eine untere, rötlich gefärbte und eine höhere, gelblich-graue erinnert auffallend an das bekannte Doppelgesicht der Höttingerbreccie, mit der diese Breccie der Zimba wohl auch altersgleich sein dürfte.

Im Sacktobel — Fig. 1 — nimmt dann die Ungleichheit der beiden Seitenwände unsere Aufmerksamkeit gefangen.

An der Ostseite finden wir steilgestellt Muschelkalk, Partnach Sch., Arlberg Sch. und Raibler Sch., an der Westseite von unten bis nahe an 1800m eine große Masse von Verrucano und Buntsandstein in vorherrschend roter Färbung.

Die Schichtung ist ganz verworren. In der Schlucht liegen auch Brocken und Blöcke von Karbon Arbosen herum.

Wahrscheinlich sind dieselben tektonisch mitgeschleppt worden.

An der Stirne dieser großen Masse von Buntsandstein stellt sich ein weißlicher, grauer Quarzsandstein mit Malachitkrusten sowie ein

schmaler Streif von gelber krustiger Rauhwanke ein. Genau dieselbe Gesteinsgesellschaft und Vererzung habe ich seinerzeit in der Davenna Gruppe an der Alplegi Scharte und weiter östlich z. B. südlich von Pettneu am Nordfuß des Riffler angetroffen. Es kommt dieser Zone also eine größere, streichende Verbreitung trotz ihrer geringfügigen Mächtigkeit zu.

Die so vererzte Stirne der Reliefüberschiebung stößt unmittelbar an die hier sehr mächtige Zone der Gipse der Raibler Sch. Diese Gipszone zeigt hin und hin eine sehr scharfe Streckung ihrer dünnblättrigen Schichten und eine offenbar nachfolgende lebhaftige Kleinfältelung.

In dem obersten Teil des Sacktofels kann man auch prächtige Alabasterkristalle beobachten, welche kreuz und quer in den Gipsmassen angeordnet sind. Ihre Bildung ist jünger als die Streckung und Faltung der feingebänderten Gipslagen. Auf den Gipslagen des Sacktofels liegt dann eine ziemlich mächtige Schuttdecke.

Diese Schuttdecke läßt drei verschiedenaltige Teile unterscheiden. Der älteste Anteil ist die schon erwähnte fest verkalkte Gehängebreccie. Ein jüngerer Teil besteht dann aus Blockmoränen der Schlußvereisung und der jüngste aus mächtigen Halden von Hangschutt, welcher noch in lebhafter Weiterbildung steht.

Die Gehängebreccie ist nur noch in einzelnen weitgetrennten Felschollen erhalten. Bringt man aber diese Schollen ihrer Schichtung folgend in Zusammenhang, so verkünden dieselben eine ganz gewaltige Einhüllung des Sockels der Zimba Sp. in ihren eigenen Hangschutt. Aus den Auflagerungsstellen erkennt man weiter, daß das Gehänge schon damals dieselbe Steilstufung besaß, ja, daß der felsige Steilfuß im Rellstal tiefer hinab offen lag als heute.

Die Stirne der Reliefüberschiebung liegt im Sacktofel nahe bei 1800 m.

Wenn wir uns vom Sacktofel gegen W wenden so erreichen wir bald die kleine Heinrich Hueter Hütte. Sie selbst liegt auf mächtigen Moränenwällen der Schlußvereisung. Unmittelbar daneben tut sich in den Gipsen der Raibler Sch. ein gewaltiger Trichter auf. Von der H. Hueter Hütte leitet dann ein guter Steig in die breite Öffnung des Säulenjoches — 2043 m — empor. Das Säulenjoch ist ganz in Hauptdolomit eingeschnitten und wird im N vom Säulenkopf — 2516 m — im S vom Schafgafall — 2596 m — überragt.

Bei einiger Aufmerksamkeit macht man nun in dieser breitansgerundeten und genau ostwestlich streichenden Felsfurche des Säulenjoches die merkwürdige Beobachtung, daß hier ziemlich viele eckige Brocken von rotem Buntsandstein herumliegen. Für seine Herkunft sind nur zwei Möglichkeiten denkbar.

Die Stücke des Buntsandsteines kömen entweder vom Eise oder von der Tektonik in diese seltsame Lage gebracht worden sein.

Die breite Furche des Säulenjoches stellt einen noch zirka 1 km langen Rest eines ostwestlichen Tales dar, das hier zirka 500 m tief unter die begleitenden Felsgipfel eingeschnitten ist. Seine Sohle ist dabei zirka 300 m breit. Von den Seitenhängen steigen ins Westende der Furche kleine Moränenwälle der Schlußvereisung herab.

Sowohl das Ost- als auch das Westende der Furche sind durch Steilabstürze scharf begrenzt.

Besonders schroff ist der westliche Absturz in das um zirka 500 m tiefere Tal des Alvierbaches der vom Lünensee herabkommt.

Wir haben in dem so zwischen Steilabbrüchen erhaltenen Talstück des Säulenjoches einen Bruchteil einer alten Tallandschaft erhalten, der wahrscheinlich auch die Felsterrassen um den Lünensee zugehören. Wenn man nun die geologische Karte des Rätikon Gebirges zu Rate zieht, so kommt man zu der Einsicht, daß eine Zulieferung der Brocken von Buntsandstein in die Furche des Säulenjochs nur schwer mit der Bewegungsrichtung der Eismassen zu vereinen ist.

Das Säulenjoch liegt zwischen dem Eisstrom der Scesaplana im W und dem Eisstrom der Drusenfluh im O.

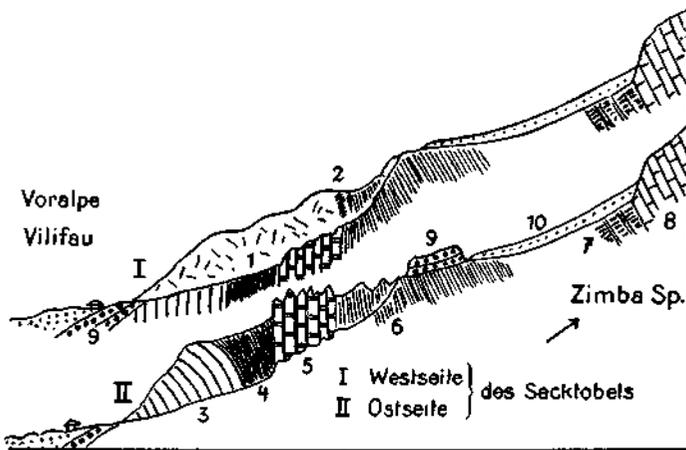


Fig. 1.

1 = Verrucano und Buntsandstein, vorherrschend rot. 2 = grauer, weißlicher Buntsandstein mit Malachitkrusten und gelber Rauhwacke. 3 = Muschelkalk. 4 = Partnach Sch. 5 = Arlberg Sch. 6 = Gips der Raibler Sch. 7 = Sandsteine, Mergel-Rauhwacken der Raibler Sch. 8 = Hauptdolomit. 9 = fest verkitzte Gehängebreccie. 10 = Schutthaldden.

Der Scesaplanagletscher kann überhaupt kein solches Material auf seinem Wege zuführen. Im Bereiche des Rellstalgletschers stehen rote Buntsandsteine einerseits an der Nordseite des Golmerjoches, andererseits an der Nordseite des Freskalot bis über 2100 m hoch an.

Diese Höhe würde für eine Eiszulieferung wohl genügen, aber beide Vorkommen liegen nicht im Stromstrich. Im Stromstrich würden nur die kleinen, neuentdeckten Vorkommen an der Südseite des Schafgafalls liegen, welche bis zu 2300 m Höhe ansteigen.

Von hier aus können die Stücke tatsächlich durch Eis in die Ostöffnung des Säulenjoches hinein verschleppt werden.

Wenn wir nun die Verhältnisse an der Südseite des Schafgafalls einer genaueren Prüfung unterziehen, so können wir feststellen daß hier zwischen Lünerkrinne und Schafgafall Verrucano und Buntsandstein zirka um 200 m höher ansteigen, als auf der Karte von P. Arni vom Jahre 1926 verzeichnet ist.

Das Ansteigen dieser Gesteine vollzieht sich dabei vor allem über die Gipse der Raibler Sch. und in Begleitung einer schmalen Zone von grellgelben Rauhacken.

Diese Rauhacken gehören nicht zu den Gipsen, sondern zu der Begleitung des Buntsandsteins. Fig. 2 legt Schnitte durch diese Aufschlüsse vor.

Die Masse von Verrucano und Buntsandstein, welche unter den Moränenwällen den weiten Boden der Lüner Alpe einnimmt, steigt an der Südseite des Schafgafalls bis in die Scharte zwischen dem Felskopf 2241 *m* und dem Südgipfel des Schafgafalls 2413 *m* empor. Mehrere tiefe Trichter lassen dabei erkennen, daß unter dem Buntsandstein auch gelbe Rauhacken und dann erst die große Gipsmasse liegt.

Von der Scharte nördlich des Felskopfes 2241 *m* steigt der Kamm erst sanft, dann steil zum Schafgafall empor.

Überall findet man noch Stücke von Rauhacken und Buntsandstein und endlich in einer Höhe von mehr als 2300 *m* eine Anhäufung von diesen Gesteinen.

Wir haben hier einen unmittelbaren Beweis, daß die große Reliefüberschiebung wohl ungefähr die Höhe des Schafgafalls erreicht haben dürfte.

Dieser Befund rückt aber auch das Auftreten von Buntsandstein in der Furche des Säulenjoches in ein anderes Licht.

Wenn auf der Südseite der Schafgafall bis über 2300 *m* hinauf noch Reste des aufgeschobenen Buntsandsteins trägt, so können die Stücke dieses Gesteins auch auf seiner Nordseite leicht zu derselben Schubmasse gehören.

Die Reliefüberschiebung reicht aber nicht nur so hoch am Schafgafall empor, sie hat auch die breite Einsenkung der Lünerkrinne noch überschritten.

Den Beweis dafür findet man an der Südseite des schon erwähnten Felskopfes 2241 *m*. Hier zieht sich nämlich am Rande der Gipsmassen der Lünerkrinne ein Streifen von gelber Rauhacke und von rotem Buntsandstein bis zur Stufe 2079 *m* ober dem Lünersee herab.

Jedenfalls hat also die Reliefüberschiebung von O her auch die Einsenkung der Lünerkrinne überschritten.

Der Felskopf 2241 *m* an der Ostseite des Lünersees ist auch noch in anderer Hinsicht geologisch beachtenswert.

Er erhebt sich zunächst mit einer Steilwand aus dem See und bildet darüber eine schöne weitvorspringende Schulter.

Diese Schulter besteht aus lotrecht aufgestelltem Hauptdolomit, der sich aber bei genauerem Zusehen in eine Breccienbildung auflöst. Noch deutlicher tritt dies dann an den darüber aufragenden Steilwänden des Felskopfes 2241 *m* hervor.

Der gut gebankte Hauptdolomit besteht hier aus klaren Breccien, wobei kleinere und größere Brocken von feimbänderigem Hauptdolomit in sperriger Lagerung mit Dolomitzement dicht und fest verbunden sind.

Diese wohlgeschichtete Dolomitbreccie bricht und verwittert in mächtigen Blöcken, wodurch sie sich gleich vom gewöhnlichen Hauptdolomit unterscheidet.

Da diese Schichten hier senkrecht stehen und ostwestlich streichen, läßt sich ihre Mächtigkeit gut bestimmen.

Dieselbe beträgt hier an der Ostseite des Lünnersees zirka 200 m.

Die Breccie ist nach ihrer regelmäßig durchgreifenden Schichtung wohl sedimentärer Entstehung.

P. Arni hat auf die große Verbreitung von sedimentären und tektonischen Breccien im Hauptdolomit des Rätikons in seiner Arbeit vom Jahre 1926 bereits hingewiesen.

Die hier beschriebene Breccie würde ihrer räumlichen Stellung nach an die Basis des Hauptdolomits gehören.

Wir haben bisher den Rand der Reliefüberschiebung an der Südseite der Zimba his in die Gegend des Lünnersees verfolgt.

Weiter westwärts habe ich bisher keine Spuren derselben wahrgenommen.

Wie wir schon wissen, ist ein anderer Teil dieser Reliefüberschiebung aber auch an der Südseite des Muschelkalkkammes von Freskalot—

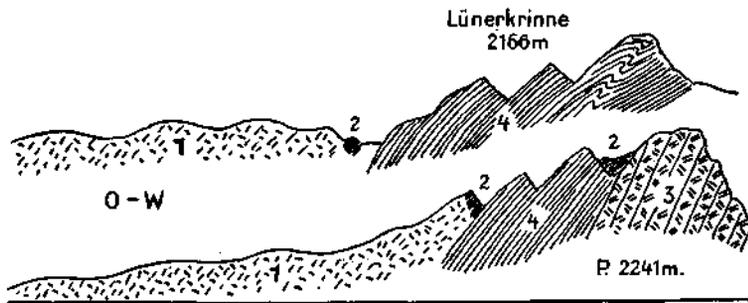


Fig. 2.

1 = Verrucano und Buntsandstein. 2 = gelbe Rauhwaacke. 3 = Hauptdolomitlebreccie. 4 = feingebänderter, dünnschichtiger Gips der Raibler Sch.

Salonienkopf aus dem oberen Rellstal bis über das Verajoch vorge-
drungen. Seine Vorposten aus Verrucano-Buntsandstein-Rauhwaacke
haben den Scheidekamm des Verajoches überschritten und sind eben-
falls ins Gebiet des Lünnersees eingedrungen. An diesem Teil der Relief-
überschiebung haben aber auch noch ältere Gesteine Anteil genommen.
Es sind dies Ablagerungen der Grauwackenzone und des Silvretta
Kristallins.

Die erste zutreffende Kartierung dieser verschiedenen tektonisch
eingeschleppten Schollen des obersten Rellstales verdanken wir W. O.
Leutenegger.

Ich konnte die meisten seiner Angaben bestätigen. Das schönste
Schollenprofil findet sich hier bei der Oberstaffel der Salonien Alpe und
ist in Fig. 3 vereinfacht wiedergegeben.

Die Unterlage der Aufschiebung sind hier stark gewalzte und horn-
steinreiche Aptychenkalke, offenbar dieselben Gesteine, welche an der
Südseite von Kessikopf—Geis Sp. bis ins Gauertal hinüberstreichen.

Auf den Aptychenkalken lagern vielfarbiger Buntsandstein, Gneis und Karbon Arboson. Bei der Oberstaffel tritt noch Rauhwanke zu diesen Gesteinen.

Gegen ihre weitere Umgebung werden diese Schollen leider durch ausgedehnte Moränenwälle abgeschlossen.

Was diese Schollen gegenüber von den älteren Einschüppungen auszeichnet ist ihre flache, seichte Auflagerung.

Wenn wir die Reliefüberschiebung im Umkreis des Rellstales noch einmal betrachten, so kommen wir zu dem Ergebnis, daß dieselbe erst in relativ junger Zeit erfolgt sein kann.

Dies geht daraus hervor, daß sich die Gesteinsmassen dieser Überschiebung überall in Hohlformen des Gebirges hineinlegen, die nicht stark von den heutigen abweichen.

Wir finden dieses Verhältnis im Sacktofel, am Säulenjoch(?), an der Südseite des Schafgafalls, an der Lünerkrinne, am Alp Verajoch und bei der Oberstaffel der Salonien Alpe bestätigt und halten dasselbe als ein wichtiges Hilfsmittel für die tektonische Weiterforschung fest.

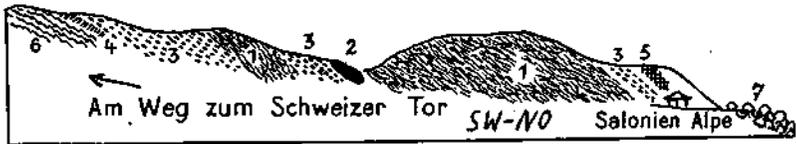


Fig. 3.

1 = Gneis. 2 = Karbon Arkose. 3 = roter, gelber, violetter Schiefer und Buntsandstein. 4 = grüner Buntsandstein. 5 = gelbe Rauhwanke. 6 = gewälzte hornsteinreiche Aptychenkalke. 7 = Blockmoräne aus Hornstein Muschelkalk.

Diese Einpassung der Schubmassen in noch heute bestehende Hohlformen des Gebirges ist nur verständlich bei einem jugendlichen Alter der Schubbewegung.

Dadurch unterscheiden sich auch im Gebiete des Rätikons diese von O gegen W gerichteten Schubbewegungen von allen anderen älteren Bewegungsvorgängen.

Die Reliefüberschiebung des oberen Rellstales liegt, wie ich schon mehrfach erwähnt habe, an der Ostseite jener mächtigen Abknickung des Streichens, welche das ganze Rätikongebirge quer durchbricht.

Am deutlichsten kommt diese Knickung in dem Verlauf des mächtigen Hauptdolomitzuges von Vandanser Steinwand—Zimba—Mittags Sp.—Säulenkopf—Schafgafall—Zirnenkopf—Tode Alpe zum Ausdruck.

Es ist aber auch die nördlich und nordwestlich daran lagernde tiefe Kreidemulde noch ganz in diese Knickung einverleibt.

Die Berggestalten, welche die Erosion aus dieser Kreidemulde herausgeschnitten hat, sind alle durch eine komplizierte und stark einseitige Bauweise ausgezeichnet.

Diese Bauweise ist, wie ich glaube, nicht durch eine einheitliche von S gegen N oder von SO gegen NW gerichtete Bewegung zu erklären.

Man kommt viel leichter zu einem Verständnis dieser Bergformen, wenn man annimmt, daß hier Gebilde mit ungefähr ostwestlich gerichteten Faltungsachsen später noch einmal von schräg dazu verlaufenden Bewegungen ergriffen wurden.

Ich möchte einige der hierher gehörigen Bergformen auf diese Fragestellung hin genauer untersuchen. Dazu eignen sich der Valbonakopf im Sarotlatal und der Mottenkopf südwestlich von Brand ganz besonders.

Ich habe im Jahrbuch 1933 bereits eine Profilsansicht des Valbonakopfes von der Westseite her veröffentlicht. Auf dieser Ansicht kommt vor allem eine mächtige Anstauung und Verfaltung von Kössener Schichten mit den oberrätischen Kalken zu lebhaftem Ausdruck.

Der kühn geformte Kamm von Valbonakopf—Zwölferjoch verläuft von S gegen N. Begibt man sich nun auf die Ostseite dieses Kammes,

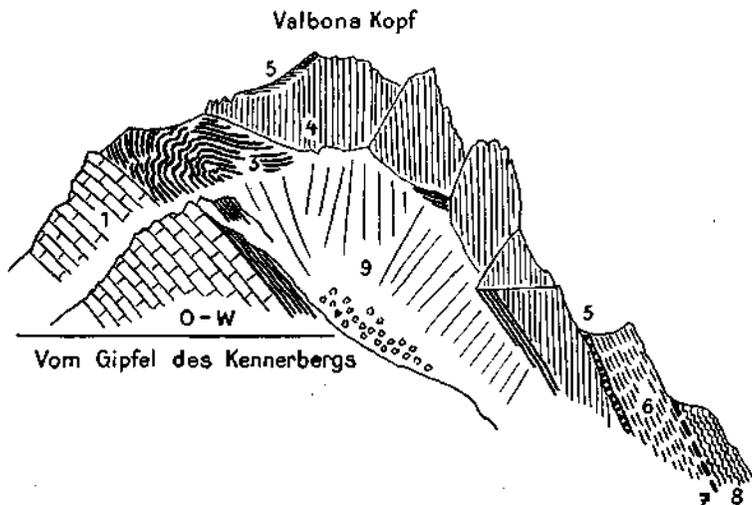


Fig. 4.

1 = Hauptdolomit. 2 = Untere Rätkalke, Kössener Sch. 3 = mittlere Mergelzone, Kössener Sch. 4 = obere Rätkalke, Kössener Sch. 5 = bunte Liaskalke. 6 = Fleckenmergel und Kalke. 7 = bunte Hornsteinkalke. 8 = Aptychenkalke. 9 = Schuttthalde und Blockwerk.

so nimmt man mit Erstaunen wahr, daß die gewaltigen Massen und Falten von Kössener Sch. der Westseite hier auf ein sehr bescheidenes Maß eingeschrumpft sind. Diese Einschrumpfung hat sich dabei schon auf eine Strecke von etwa $\frac{1}{4}$ km eingestellt. Es verlohnt sich nun, genauer zuzusehen, wie sich diese scharfe Verarmung der Schichtenausstattung auf dieser kurzen Wegstrecke vollzogen hat.

Zunächst ist festzuhalten daß diese enorme Ungleichseitigkeit nicht auf stratigraphische Verhältnisse zurückgeht.

Sie ist zumindest zur Hauptsache eine tektonische Angelegenheit.

Davon kann man sich durch eine Besteigung des Valbonakopfes von der Nonnen Alpe über den Grat des Kennerbergs unmittelbar überzeugen.

Die Nonnen Alpe liegt auf Moränen der Schlußvereisung, die sich über einer mächtig angeschoppten Zone von Kreideschiefern ausbreiten.

Darüber strebt der scharfe Kamm des Kennerbergs empor, der zur Hauptsache aus Platten von Hauptdolomit besteht, die nordsüdlich streichen und steil gegen W zu einfallen.

Schon in dieser Querstellung des Hauptdolomits gibt sich die abweichende Bergstruktur zu erkennen.

Vom Gipfel des Kennerbergs hat man einen großartigen Blick auf die stolze Gestalt des Valbonkopfes, von dem Fig. 4 eine vereinfachte Abbildung liefert.

Aus dieser Abbildung erkennt man klar, daß die Kössener Sch. zu einer Faltenstirne verbogen sind, welche hier von W gegen O auf den Hauptdolomit des Kennerbergs vorgeschoben erscheint.

Das ist ein unerwarteter Befund, der sich aber weiter bestätigt, wenn man zum Gipfelgrat des Valbonkopfes emporsteigt. Hier eröffnet sich der Blick auf den Zwölferkopf, welchen Fig. 5 festhält.

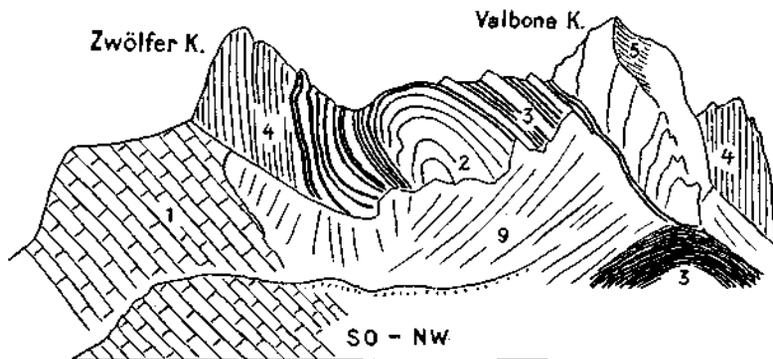


Fig. 5.

1 = Hauptdolomit. 2 = untere Rätkalke. 3 = mittlere Mergelzone. 4 = obere Rätkalke. 5 = bunte Liaskalke. 9 = Schuttbalden und Blockwerk.

Wieder erkennen wir eine Faltenstirne der Kössener Sch., die aber nun wesentlich größere Dimensionen angenommen hat.

Außer den Mergeln und dunklen Kalken der Kössener Sch. nehmen an der Stirnbildung auch noch mächtige rätische Kalke Anteil. Auch diese Stirnbildung ist mit glatter Schubbahn auf den Hauptdolomit aufgeschoben. Die Richtung der Aufschiebung ist hier von NW gegen SO.

Wir erkennen aus diesen Profilen eine mächtige gegen O bis SO gerichtete Stirnbildung und Aufschiebung als Ursache für die große Ungleichseitigkeit von Ost- und Westflanke von Valbonakopf—Zwölferkopf.

Die Kössener Sch. werden infolge dieser Aufschiebung teils ganz, teils in großem Ausmaß an der Ostseite unterdrückt. Es liegt auf der Hand, daß eine so schroffe Querstruktur nicht mit einer Deckenbewegung von S gegen N vereinbar ist. Ebenso ist sicher, daß die Querstruktur den jüngeren tektonischen Vorgang bedeutet. Merkwürdig bleibt aber auch bei einer nachfolgenden Querstruktur die Lage dieser sekundären Stirnbildung, welche am leichtesten durch einen Schub von W gegen O zu erklären geht.

Einen recht verschiedenartigen Aufbau zeigt auch die Ost- und Westseite des Mottenkopfes.

Der Mottenkopf bildet den Eckpfeiler zwischen dem Brandner- und Zalmthal.

Der steilaufstrebende Pfeiler trägt zwei ganz ungleiche Gipfel.

Von diesen besteht der nördlichere — Fig. 6 — aus einer Kappe von flachliegenden Lechtaler Kreideschiefern, der südlichere aus einer eng zusammengeklappten Mulde von Juraschichten, deren Kern von hornsteinreichen, stark gewalzten Aptychenkalken gebildet wird.

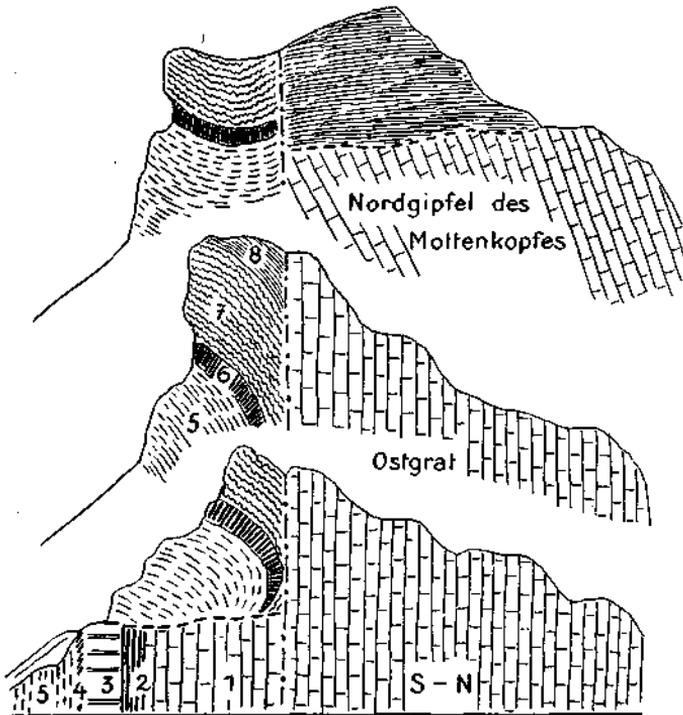


Fig. 6.

1 = Hauptdolomit. 2 = Kössoner Sch. 3 = Rätkalk. 4 = bunte Liaskalk. 5 = Fleckenmergel und Kalk. 6 = Hornsteinkalk. 7 = Aptychenkalk. 8 = Lechtaler Kreideschiefer.

Man kann lange suchen, bis man zwei so eng benachbarte und geologisch so ungleiche Gipfel eines Berges findet.

Die Kreideschiefer des Mottenkopfes sind unmittelbar auf steilgestellte Platten von Hauptdolomit vorgeschoben.

Man steht hier vor einer sehr merkwürdigen und seltenen tektonischen Form.

Die Auflösung dieser Form ergibt sich aus den Aufschlüssen an der Ostseite des Berges. Hier treffen wir auf die in der Zeichnung Fig. 6 zusammengestellten Verhältnisse.

Es greift eine vertikale ostwestlich streichende Störung ein, welche zwischen den beiden Gipfeln des Mottenkopfes die Grathöhe überschreitet. Durch diese Störung wurde der nördliche Flügel gegenüber dem südlichen gehoben.

Denkt man sich diese Vertikalverstellung wieder rückgängig gemacht, so hat man eine saiger stehende mächtige Schichtfolge von Hauptdolomit vor sich, welche sich an ihrer Südseite mit Kössener Sch., Oberrätkalken, Liaskalken und Fleckenmergeln vervollständigt.

Oben wird diese saigere Schichtfolge fast rechtwinklig von einer Schubbahn abgeschnitten.

Entlang dieser Schubbahn ist nun eine Faltenstirne von jüngeren Schichten von S gegen N vorgeschoben worden. Die Stirnumhüllung dieser Falte bestand aus ziemlich mächtigen Lechtaler Kreideschiefern. Diese Rollstirne ist nun später in der Weise zerschnitten und verstellt worden, wie das Schema Fig. 7 veranschaulicht. Die Faltenstirne

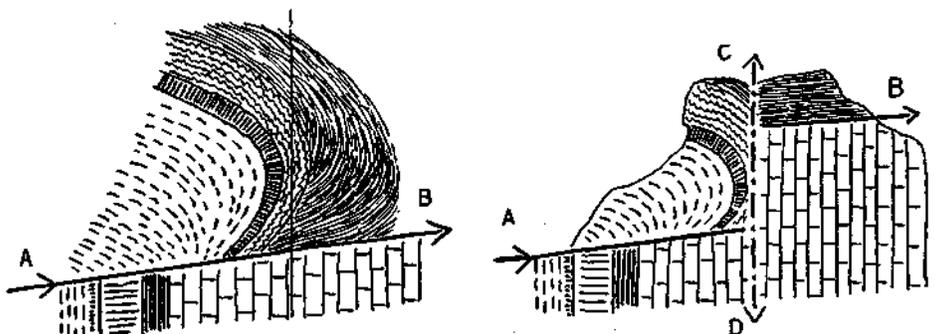


Fig. 7.

A—B = Bewegungsfläche der Reliefüberschiebung. C—D = jüngere Vertikalstörung, welche die Rollstirne der Reliefüberschiebung zerschneidet und verwirft.

selbst gehört an die Front der großen Wildberg Mulde. Sie zeigt uns an, daß die jungen Schichten dieser Mulde offenbar gegenüber von ihrem Sockel eine kräftige Verschiebung erlitten haben.

Die Verschiebung braucht keine größeren Ausmaße angenommen zu haben.

Merkwürdig ist jedoch der Umstand, daß die mächtigen festen Schichten des saiger stehenden Hauptdolomits von der Schubbahn fast rechtwinklig abgeschnitten sind.

Es ist schwer vorstellbar, daß dies durch den Vorschub der weichen Kreideschiefer geschehen sein soll.

Auch hier ist vielleicht die Vorstellung einer Reliefüberschiebung der Natur näher und der Mechanik verständlicher.

Leider ist die Aufschließung dieser Reliefüberschiebung nur auf den Gipfelkörper des Mottenkopfes beschränkt.

Wir haben also hier an dem Kamme Mottenkopf—Wildberg—Scesaplana an zwei Stellen Reliefüberschiebungen entdeckt. Es ist dies einerseits die Aufschübung einer Scholle von Hauptdolomit am Gipfel des

Wildbergs und anderseits die Aufschiebung der Faltenstirne am Gipfel des Mottenkopfs.

Diese beiden Reliefüberschiebungen können aber nicht miteinander verbunden werden.

Es sind zwei voneinander ganz unabhängige Überschiebungen, wie die schematische Zeichnung Fig. 8 ohne weiteres zu erkennen gibt. Beide Überschiebungen scheinen in der Richtung von S gegen N erfolgt zu sein.

Die Überschiebung am Gipfel des Mottenkopfs ist dabei wohl die ältere.

An der Westseite zeigt der Kamm, welcher von Mottenkopf zum Wildberg zieht, eine außerordentlich lebhafte Faltung und Schiebung. Es ist nicht leicht, diese intensiven Verschlingungen zu entziffern.

Ich lege hier eine Zeichnung vor — Fig. 9 —, welche von der oberen Brüggele Alpe aus angefertigt wurde.

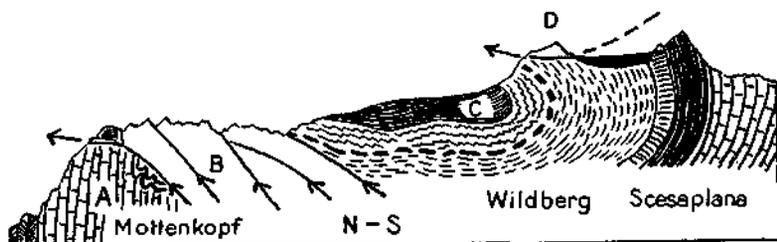


Fig. 8.

A = Widerlager der steilstehenden Schichten des Mottenkopfs. B = Ansturm der Schubdecken zur Überwindung dieses Hindernisses. C = große überkippte Kreidemulde der Scesaplana. D = Reliefüberschiebung des Hauptdolomits am Gipfel des Wildbergs.

Man erkennt mehrere liegende Falten, welche an schrägen Schubbahnen von S gegen N aufeinander geschoben liegen.

Es nehmen an dieser Nudelbildung die Ablagerungen von den Kössener Sch. bis zu den Kreideschiefern teil.

Der Sockel aus steilstehendem Hauptdolomit tritt nicht in die Verfaltungen ein.

Wir haben ja am Gipfel des Mottenkopfs bemerkt, daß diese Verfaltungen über den Dolomitsockel vorgeschoben wurden.

Wenn man die Zeichnung Fig. 9 betrachtet, so hat man den Eindruck, daß diese lebhafte Bildung von kleinen Rollfalten wahrscheinlich mit der Brandung der Schubmasse vor dem Hindernis des Dolomitwalles des Mottenkopfs zusammenhängt.

Das würde mit der Vorstellung einer Reliefüberschiebung recht gut zusammenpassen. Einen wunderbaren Einblick in die Tektonik des Rätikon Gebirges hat nun auch die genauere Aufnahme des Gebietes von Loischkopf und Taleu eröffnet. Die Karte von J. Verdam hat sich dabei in den Hauptzügen als richtig herausgestellt. Der Loischkopf — 1815 m — stellt eine bewaldete Bergkuppe vor, die aus flach liegenden Gesteinen der Arosazone besteht und welche fast ringsum von einer Gipstrichterlandschaft eingeschlossen wird.

Am schönsten und klarsten ist diese Gipstrichterlandschaft an der Südseite des Loischkopfes unserer Einsicht eröffnet.

Fig. 10 legt die Anordnung der hier sichtbaren Aufschlüsse vor.

Wir haben als Unterlage eine sehr große Masse von feinbänderigem, feinschichtigem und stark ausgewaltem Gips vor uns, in den zahlreiche tiefe Trichter dicht nebeneinander eingefressen sind. Über diese mächtige Gipszone sind nun die Sandsteine und Schiefer der Arosazone eingeschoben worden.

Das war nur möglich, wenn vorher schon die normale Zudeckung der Raibler Sch. mit Hauptdolomit und jüngeren Schichten durch die Erosion abgetragen war.

Wenn wir nun den Rand der Auflagerung der Arosazone auf der Gipsmasse genauer verfolgen, so treffen wir auf eine Menge von kleineren und größeren Trümmern von fremdartigen Gesteinen.

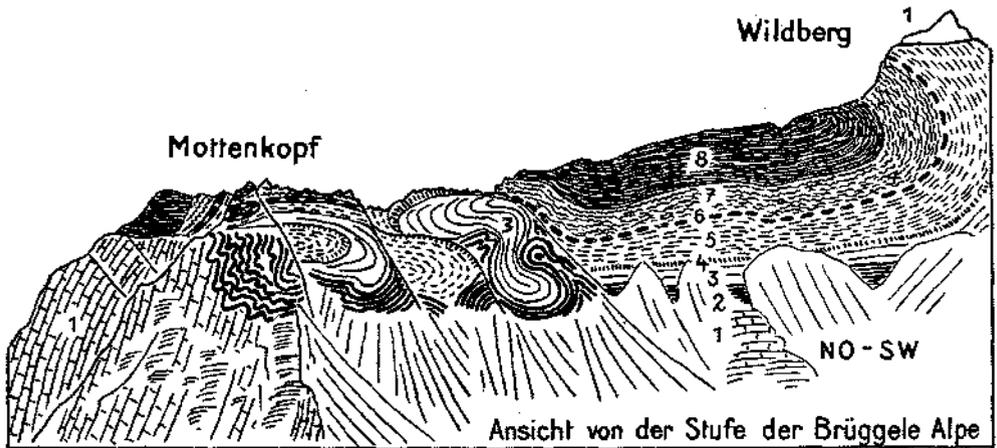


Fig. 9.

1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Sch. 3 = Oberrätkalke. 4 = bunte Liaskalke. 5 = Fleckenmergel und Kalke. 6 = Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke. 8 = Lechtaler Kreideschiefer.

Sicher erkennbar sind von diesen Begleitgesteinen der Arosazone vor allem Blöcke von Ophikalzit sowie von scharf gewalztem Aptychenkalk und roten Schiefen und Quarzsandsteinen des Buntsandsteins. Die Gipsmasse selbst zeigt flache Lagerung, taucht aber dann südwärts und nordwärts unter die aufliegende Arosazone unter.

Die Kleinfaltung des Gipses ist von S gegen N gerichtet, die Streckung verläuft in ostwestlicher Richtung und wird von Zerrungsklüften betont.

Die Ausdehnung der Gipsmasse in der Umgebung des Loischkopfes ist eine sehr bedeutende. Sie reicht aus dem wilden Schließwald Tobel im S his in den Rhona Tobel im N auf eine Strecke von über $3\frac{1}{2}$ km. Wo sie dabei nicht offen liegt, sondern von Moränen eingedeckt wird, erkennt man ihr Durchziehen an zahlreichen Dolinen.

Die Gipsmassen besitzen in der Umgebung des Loischkopfes also eine ähnlich große Ausdehnung wie zwischen Lünensee und Reilstal.

Hier wie dort ist durch die riesig mächtigen und tektonisch angeschopten Gipsmassen eine feine dünnblättrige Schichtung und eine starke Auswulzung und Streckung zu erkennen.

In beiden Fällen werden diese gewaltigen Gipsmassen der oberen Raibler Sch. nicht von dem daraufgehörigen Hauptdolomit, sondern von fremden Schubmassen überlagert.

Während aber auf den Gipsmassen des Relstales eine Schubmasse von Verrucano und Buntsandstein lagert, finden wir beim Loischkopf eine Überlagerung durch die Sandsteine, Schiefer und Breccien der Arosazone.

So verschieden aber auch das Material der Schubmassen ist, welche auf diesen zwei großen Gipsmassen liegen, so stellen doch beide klare Reliefüberschiebungen vor.

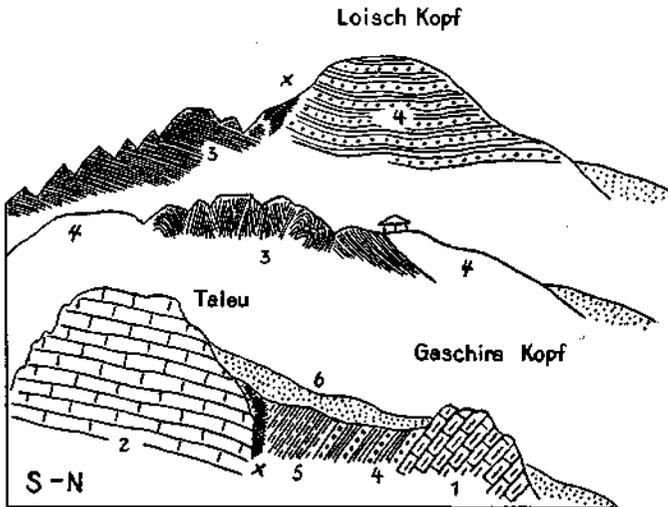


Fig. 10.

1 = Muschelkalk. 2 = Hauptdolomit. 3 = foingeschichteter Gips der Raibler Sch. 4 = dickbankige Kalksandsteine mit dünnblättrigen, schwarzen, glimmerigen Tonschiefern. 5 = glatte, grau-schwarze Mergel mit scharf rechteckigem Zerfall. 6 = Grundmoränen.

Sie konnten nur zustande kommen, wenn durch die Erosion bereits die schweren Hangendschichten über den Raibler Sch. abgetragen waren.

In der Umgebung des Loischkopfes läßt sich aber weiter feststellen, daß auch die Schubmasse der Arosazone ihrerseits noch von der Hauptdolomitmasse des Taleu überfahren wurde.

Die für diesen Befund maßgebenden Aufschlüsse befinden sich einerseits an der Nord-, andererseits an der Ostseite des Taleu.

Der Taleu bildet einen flachen ostwestlich lang gestreckten Felsrücken, welcher an seiner Südseite schroffe Wandbildungen zeigt. Der Nordabfall ist ziemlich sanft.

Der Taleu besteht zur Hauptsache aus Hauptdolomit, welcher an der West- und Südseite von Raibler Sch. unterlagert wird.

An der Nord- und Ostseite stößt aber der Hauptdolomit unmittelbar an Gesteine der Arosazone.

Vom Taleu leitet ein bewaldeter Kamm zu dem niedrigen Felsvorsprung des Gaschirakopfes. Der Kamm wird von Grundmoräne gebildet, unter ihr tritt aber an der Ostseite das Anstehende gut zutage, welches etwa die Angaben von Fig. 10 liefert.

Die Gesteine der Arosazone lagern im N auf dem Muschelkalk des Gaschirakopfes und stoßen im S an den Hauptdolomit des Taleu.

Steigt man von dieser Stelle ostwärts in die tiefe Schlucht des Alvierbaches hinab, so ergänzt sich unser Profil in der Weise, wie auf Fig. 11 angegeben erscheint.

Hier ist der Hauptdolomit klar auf die Arosazone aufgeschoben, welche aber auch noch heftig verfaltete rote Mergel und Hornsteinkalke des Oberjura enthält.

Wir kommen nun zu der Frage, wie diese Einschaltung der Arosazone in dem Gebiete von Loischkopf—Taleu tektonisch zu erklären ist.

Hierauf hat bereits J. Verdam eine Antwort gegeben, die auf einer genügend genauen Kartenaufnahme begründet ist.

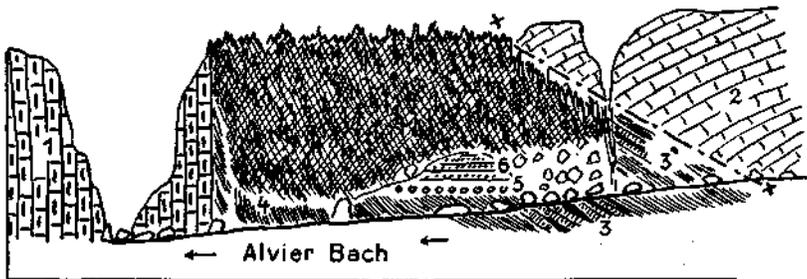


Fig. 11.

1 = Muschelkalk. 2 = Hauptdolomit. 3 = Einfaltung von roten Mergeln und Hornsteinen.
4 = schwarze zerschuppte Tonschiefer, Kalksandsteine, Quarzite, Ophikalzit. 5 = horizontale Schotter
6 = horizontale Sandlagen, X-X = Schubbahn.

Wesentlich früher haben sich ja auch schon A. Rothpletz, W. v. Seidlitz und H. Mylius mit der Deutung dieser Aufschlüsse beschäftigt. Ihre Erklärungen beruhten aber noch auf zu wenig genauen Kartenaufnahmen.

J. Verdam hat zwei Schnitte durch diese Gegend veröffentlicht, von denen einer in Fig. 12 verkleinert wiedergegeben ist.

Nach seiner Vorstellung ist hier die Arosazone aus dem Liegenden der Lechtaldecke an ziemlich steilen Schubbahnen an die Oberfläche gehoben worden.

Die Konstruktion, welche J. Verdam zur Hebung der Arosazone aus dem Untergrund der Lechtaldecke verwendet, ist jedoch für diesen Zweck nicht unmittelbar brauchbar, wie aus der Zeichnung Fig. 12 leicht zu erkennen ist.

Die untersten Schichten der Lechtaldecke bildet hier der Buntsandstein.

Unter ihm soll die von S her mitgeschleppte Masse der Arosazone liegen.

Will man daher die Arosazone an die Oberfläche heben, so muß selbstverständlich auch die Zone des Buntsandsteins und der übrigen unteren Trias mitgehoben werden.

Das ist nun in der Konstruktion von J. Verdam nicht berücksichtigt

In dieser Konstruktion liegt der Buntsandstein des Taleu wesentlich tiefer als der Buntsandstein des Alpilkopfes. Das ist mit einer Hebung der unter dem Buntsandstein befindlichen Arosazone wohl unvereinbar.

Im übrigen ist diese Konstruktion von J. Verdam mit den vorhandenen Aufschlüssen und auch mit den Angaben seiner eigenen, im

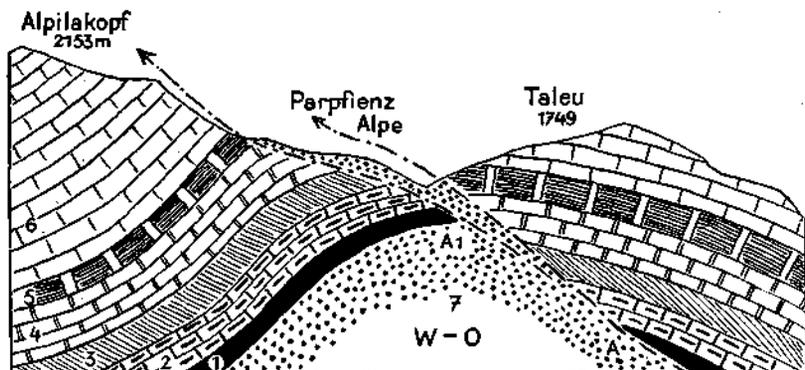


Fig. 12.

1 = Buntsandstein. 2 = Muschelkalk. 3 = Parinach Sch. 4 = Arberg Sch. 5 = Raibler Sch. mit viel Gips. 6 = Hauptdolomit. 7 = Arosazone.

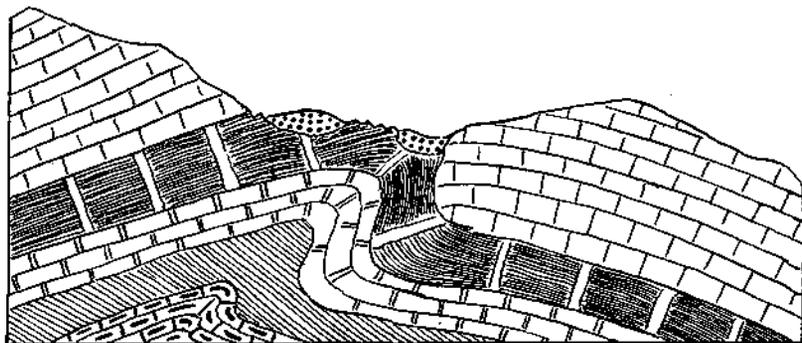


Fig. 13.

Dieselben Signaturen wie in Fig. 12.

wesentlichen richtigen Karte nicht vereinbar. Ich ersetze diese Konstruktion durch die Zeichnung Fig. 13, welche sich den Naturbefunden enger anschließt.

Die Raibler Sch. mit ihren mächtigen Gipsmassen ziehen vom Alpilkopf zum Taleu hinüber und stellen hier eine ausgedehnte breite Aufwölbung dar.

Die Schichten der Arosazone aber liegen sicher auf den Raibler Sch., und zwar in vorwiegend flacher und meist wenig gestörter Lagerform.

Man hat hier eher den Eindruck einer Auflagerung als den einer gewaltsamen Hochquetschung.

Jedenfalls hat die Mechanik von J. Verdam hier keine Kraft, die Arosazone aus dem Untergrund der Lechtaldecke hochzuheben. Es gibt aber am Westrande des Rätikons in Liechtenstein wirklich beobachtbare Profile, welche eine solche Hebung einwandfrei erkennen lassen.

Ch. Schumacher hat in seiner Arbeit „Geologische Untersuchungen im nordwestlichen Rätikon, Berlin 1929“ mehrere solche Profile beschrieben und dargestellt. In diesen Profilen des Westrandes des Rätikons liegt die Lechtaldecke hoch erhoben, so daß auch ihr Sockel weithin erschlossen ist. Daher vermögen diese Profile über die Verhältnisse des Unterbaues weit tiefergreifendere Aufschlüsse zu bieten.

In Fig. 14 ist ein solches Profil nach Ch. Schumacher verkleinert abgebildet. Hier erkennt man gleich, daß nicht nur die Gesteine der Arosazone, sondern sogar noch der tiefer liegende Flysch eine beträchtliche Hebung erfahren haben.

Aber auch diese Hebung ist nicht mit der einfachen Formel einer Aufschiebung zu lösen.

Ebensowenig kommt man mit einer vertikalen Verwerfung aus, an welcher der Südflügel um ca. 1000 m gehoben wäre, wie dies A. Rothpletz schon im Jahre 1900 annahm.

Die Hebung von Flysch und Arosazone kann auch unmöglich mit dem Einschub der Lechtaldecke verbunden werden.

Dieser Einschub ist sicherlich auf einer glatten Bahnfläche erfolgt.

Die Trennung zwischen dem nördlichen und dem südlichen Teil der Lechtaldecke kann also erst nach der Einschiebung dieser Decke gesehen sein.

Die Lage der Arosazone ist hier aber eine derartige, daß ihre Einschleppung unbedingt mit der Einfuhr der Lechtaldecke eng verbunden ist.

Die Einfuhr der Lechtaldecke hat aber nicht nur die Gesteine der Arosazone mitgeschleppt, sie hat dieselben auch noch bis auf den bereits gefalteten und tief erodierten Flysch vorgetragen.

Dies geht aus den Profilen von Ch. Schumacher deutlich genug hervor.

Es ist daher der Vormarsch der Lechtaldecke auf den Flysch hier in Liechtenstein als klare Reliefüberschiebung zu bezeichnen.

Was nun die so auffällige Zerteilung der Lechtaldecke betrifft, so ist zunächst festzuhalten, daß der Nord- und Südteil dieser Decke zu beiden Seiten dieser Störung durchaus nicht zusammenpassen.

Daher kann man mit der Annahme einer sekundären Verschiebung des Südteiles über den Nordteil nicht das erklärende Auslangen finden.

Der Vorschub des Südteiles ist dabei wirklich einwandfrei zu erkennen.

Für das Nichtzusammenpassen der beiden Ränder der Lechtaldecke kommen vor allem zwei Möglichkeiten in Betracht. Es kann zwischen diesen beiden heute unmittelbar benachbarten Rändern ein größeres Zwischenstück durch die Erosion entfernt worden sein.

Dieses fehlende Zwischenstück kann die Verbindung der beiden ungleichen Enden der Lechtaldecke durch Mächtigkeitsübergänge vermittelt haben.

Für die Entfernung dieses Zwischenstückes sind wieder mehrere Möglichkeiten denkbar.

Es kann sich hier um eine breite Erosionslücke handeln, die in die Lechtaldecke nach ihrem Vormarsch geschlagen wurde und welche älter als die Aufschiebung des Südteiles auf den Nordteil ist.

Es kann aber auch der Südteil weit über den Nordteil vorgeschoben und diese Kappe auf dem Nordteil später von Erosion abgetragen worden sein.

Die Landesaufnahme spricht für die Richtigkeit der ersteren Annahme, weil von einem weiten Vorschub des Südteiles über den Nordteil keine Anzeichen mehr zu finden sind.

Wir werden somit zu der Vorstellung geleitet, daß hier nach dem ersten Vormarsch der Lechtaldecke diese selbst von der scharf eingreifenden Erosion in mehrere Stücke getrennt wurde.

Dadurch war natürlich ein neuerlicher gemeinsamer Vormarsch der Lechtaldecke unmöglich geworden.

Dafür erhielten jedoch die einzelnen Teilstücke die Fähigkeit zu eigener Beweglichkeit.

Im Falle von Fig. 14 ist die Wirkung dieser Kerbe in der Lechtaldecke wunderbar klar zu erkennen.

Der abgetrennte schwere Nordteil blieb liegen, in der Kerbe stiegen die vom Druck befreiten Flyschschichten empor und wurden dann von dem vorrückenden Südteil über den Nordteil vorgeschleppt. Durch die Erosion eines breiten Zwischenstückes ist auch das Nichtzusammenpassen der heutigen Gegenränder leicht zu erklären.

Es gibt aber für dieses Nichtpassen noch eine andere Erklärung.

Es ist auch denkbar, daß wohl die Hauptüberschiebung der Lechtaldecke von S gegen N erfolgt ist, daß aber nach der Trennung des Nord- und Südteiles der Südteil einen Vorschub von O gegen W erfuhr.

In diesem Falle können natürlich die Randteile auch nicht gut zusammenpassen. Dasselbe würde auch gelten, wenn z. B. der Nord- und Südteil der Lechtaldecke hier ungleich weit gegen W zu verschoben worden wäre.

Nach der Karte von Ch. Schumacher hat indessen diese Deutung wenig Wahrscheinlichkeit für sich, da der gehobene Flyschteil zwischen den beiden Stücken der Lechtaldecke einen ostwestlichen Verlauf zeigt.

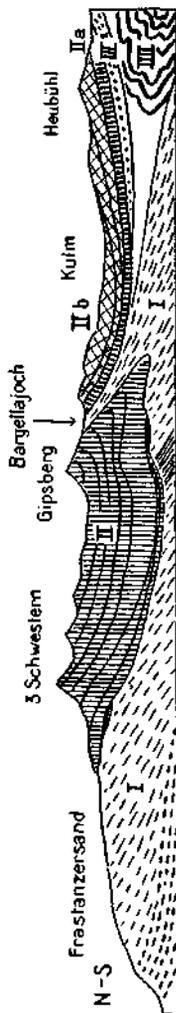


Fig. 14.

I = Unterbau aus Flysch. II = nördliches Stück der Lechtaldecke. Dasselbe liegt auf dem gefalteten und bereits tief abgetragenen Flyschgebirge. An der Sohle hat die Lechtaldecke noch Schollen der Aroszone mitgeschleppt. IIa—IIb = südliches Stück der Lechtaldecke, das aus zwei völlig getrennten Schummassen besteht. Zwischen II und IIa—IIb Hochschichtung des Flysches. III = Sulzfüßdecke, in der Bewegungsrichtung dünn anazogenen. IV = Stürze der Falknisdecke, in der Bewegungsrichtung in eine feine Spitze ausgezogen. Verkleinerung und Vorvermischung nach einem Profile von Christian Schumacher.

Wenn wir nun die in Liechtenstein gewonnenen Erfahrungen auf das Gebiet des Loischkopfes übertragen wollen, so kommen wir zu der Einsicht, daß dies nicht ohne weiteres gelingt.

Wie wir schon erwähnt haben, ziehen unter den Arosa Sch. des Loischkopfes die großen Gipsmassen der Raibler Sch. geschlossen durch.

Außerdem sind die Schichten der Arosazone hier recht wenig gestört.

Für dieses Gebiet könnte man eher an eine sedimentäre Einlagerung in einer breiten alten Furche der Lechtaldecke denken. Während die Tonschiefer und Kalksandsteine der Arosazone keine stärkere Beanspruchung aufweisen, wie ja aus ihrer Lagerung — Fig. 10 — hervorgeht, zeigen ihre Begleitgesteine aber wieder heftige mechanische Einwirkungen. Es zerfällt also die Arosazone hier in einen großen ziemlich geschonten Anteil und in kleine Mengen von scharf strapazierten Begleitgesteinen. Diese letzteren liegen aber hauptsächlich nur in der Form von Blöcken und Trümmern vor.

Wie empfindlich die Gesteine der Arosazone für mechanische Beanspruchung sind, kann man im Gebiete des Loischkopfes klar verfolgen.

Während die freiliegenden Schollen vom Loischkopf und südlich des Gaschirakopfes — Fig. 10 — ganz unversehrt sind, zeigen diese Gesteine unter der Überschiebung des Taleu in der Alvierklamm — Fig. 11 — eine heftige Zerschuppung und Verschieferung.

Ich komme daher zu der Meinung, daß die Arosazone des Loischkopfes keine Durchwalzung und Aufpressung mitgemacht hat.

Die Hauptmasse der flachliegenden Tonschiefer und Kalksandsteine ... ist bestimmt nicht verwalzt.

Ebenso sicher sind aber gerade die besonders charakteristischen Begleitgesteine wie Ophikalzite, Radiolarite, Aptychenkalke, Serpentin, Diabasporphyrit . . . scharf verknestet und mechanisch verstümmelt. Diese merkwürdige Zweiteilung der Bestände der Arosazone einerseits in große, wenig gestörte Schichtmassen von einfachen Lagerungsformen, andererseits in kleine Mengen von fremden, scharf und schwer bearbeiteten Gesteinen ist eine heute noch nicht aufgeklärte Erscheinung.

In meiner Rätikon Arbeit vom Jahre 1933 sind wir dieser Frage bei der Einschaltung des Tilisuna Flysches schon begegnet.

Es bedarf diese Frage zu ihrer Lösung aber noch weiterer Begehungen und Prüfungen.

Ich habe mich im Herbst 1933 auch wieder mit der Geologie des Lünensees beschäftigt, der ja bekanntlich reich an Problemen ist. Insbesondere hat dabei die seltsame Gestaltung des Nordabschlusses dieses prächtigen Sees meine Aufmerksamkeit gefangengenommen.

Der Nordabschluß des Lünensees wird durch eine ostwestlich verlaufende Felsbarre gebildet, welche in der Mitte die Kuppen 1982 m und 1985 m trägt und links und rechts davon niedrigere Sättel besitzt.

Diese Felsbarre stürzt nun gegen den See außerordentlich steil bis zu einer Tiefe von 1835 m ab.

Noch viel tiefer ist aber ihr Absturz gegen N, welcher bis auf 1630 m hinabreicht.

Ich verdanke diese Angaben der schönen photogrammetrischen Karte des Lünensees i. M. 1 : 5000, welche im Auftrag der Vorarlberger Illwerke A. G. anlässlich der Absenkung des Lünensees hergestellt wurde.

Wenn wir durch die Felsschwelle des Lünensees einen Querschnitt über den östlichen Sattel — 1968·76 m — führen, so erhalten wir die beistehende Fig. 15.

Sie vermittelt uns sofort die Vorstellung von der einzigartigen Lage dieses selten tiefen Hochalpensees.

Für die auffallende Tiefe der Seewanne hat schon im Jahre 1888 F. Löwl nach seiner ersten Ausmessung derselben das Hereinstreichen der großen Gipsmassen der Lünerkrinne mit vollem Recht verantwortlich gemacht.

Außerdem hat aber auch noch die ausschleifende Hand der Vergletscherungen hier an der Vertiefung mitgearbeitet.

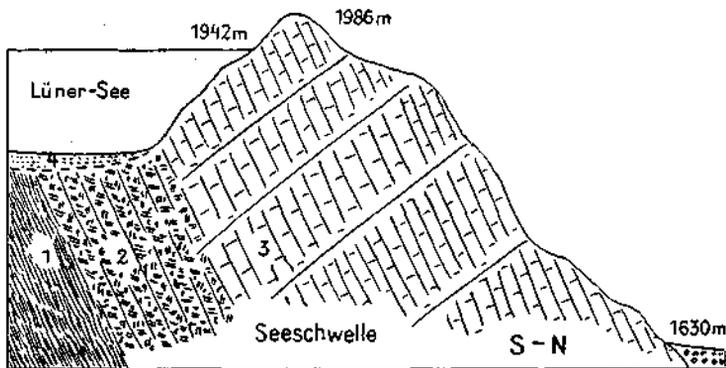


Fig. 15.

1 = Gipschichten der Raibler Sch. 2 = Hauptdolomitbreccien. 3 = Hauptdolomit. 4 = Schwebhorizontale feine Schlammablagerung.

Diese Erkenntnis hat die tiefe Absenkung des Lünensees durch die Bloßlegung der schön geschliffenen Wände der Seebarre befestigt. Während wir also für die ungewöhnliche und ganz einseitige Tiefe des Lünensees durch das Zusammenwirken von leichter Auflösbarkeit und Weichheit des Gipses und Eisschurf eine hinreichende Erklärung besitzen, stehen uns diese Hilfsmittel für die Deutung des viel höheren Steilabsturzes gegen das Alviertal nicht zu Gebote.

Dieser schroffe und tiefe Absturz ist vollständig in feste und harte Schichten von Hauptdolomit eingeschnitten.

Wenn man von Brand durch das Alviertal zur Felsschwelle des Lünensees emporsteigt, so kann man unschwer den Betrag ermitteln, um den hier diese Schwelle im Hauptdolomit zurückverlegt wurde.

Wir treffen hier bei 1447 m noch die Felssohle des Tales, welche aus saiger stehendem Hauptdolomit besteht.

Von dieser Stelle an liegt der Fuß der Seeschwelle um volle $1\frac{1}{2}$ km gegen S zurückgeschoben.

Wir stehen hier also vor einem außerordentlich großen Erosionsbetrag, für den man bestimmt nicht die Arbeit des Eises allein heranziehen kann.

Die Kraft des Eisstromes, welcher das tiefe Becken des Lünerees zu überschreiten hatte, war durch die Überwindung dieser hohen Gegensteigung verbraucht.

Man kann also wohl nur die Erosion des Wassers für die Schaffung dieses Riesen-Hohlraums nördlich der Seewanne in Betracht ziehen.

Heute ist nun dieser Riesenraum von einem ganz gewaltigen Schuttkegel verschüttet.

Wie ich schon in unserem Jahrbuch 1933 erwähnt habe, ist auch diese Verschüttung recht merkwürdig gestaltet.

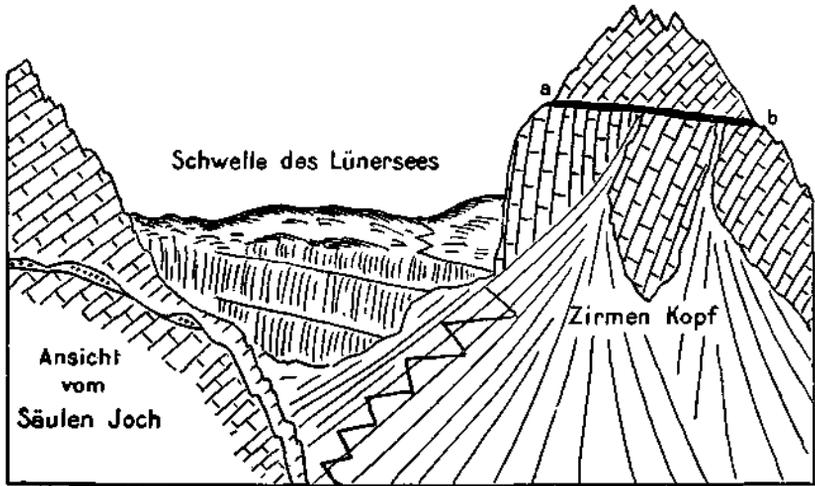


Fig. 16.

Diese Zeichnung soll die außerordentliche Einseitigkeit des Tales unterhalb der Seeschwelle zeigen. Links blanke Felsabhäng, rechts riesige Schuttkegel. Diese Schuttkegel entspringen an einer mächtigen Mylonitzone *a-b* zwischen zwei Schuppen von Hauptdolomit.

Sie ist nämlich fast ausschließlich auf die linke Talseite beschränkt.

Für diese ungewöhnliche Einseitigkeit glaube ich nun eine Erklärung gefunden zu haben. Wenn man aus der schon erwähnten hohen alten Talfurche des Säulenjoches gegen die Schwelle des Lünerees schaut, so erkennt man, daß der riesige Schuttkegel an der Nordseite des Zirnenkopfes an einem breiten weißlichen Felsband seinen Ursprung nimmt.

Dieses weißliche Felsband, welches die Nordwand des Zirnenkopfes schräg durchzieht, besteht aus völlig zerriebenem Hauptdolomit.

Es handelt sich um eine Mylonitbildung längs einer von S gegen N ansteigenden Schubfläche, wie Fig. 16 angibt.

Solche Schubflächen zerschneiden ebenso die Seeschwelle, wie ich auch schon 1933 dargestellt habe. An der Nordseite des Zirnenkopfes sind mindestens vier solche Schubflächen ausgebildet. Diese Zerschneidung des Hauptdolomits durch ganze Scharen von Schubflächen halte ich

nun für die Ursache, warum hier die Erosion beim Vordringen in den Hauptdolomit solche Riesenfortschritte machen konnte.

Der Hauptdolomit hatte eben durch diese durchgreifende innere Zerschneidung sehr viel von seiner Widerstandskraft gegen die Verwitterung und Abtragung eingebüßt.

Es ist nun weiter zu fragen, warum gerade im Gebiete des Zirnenkopfes eine solche Anhäufung von Schubflächen entstanden ist. Der Zirnenkopf ragt an der Westseite des Lünersees und des Alviertales empor. An der Ostseite haben wir das Hauptdolomit Gebirge von Schafgafall—Säulenjoch—Säulenkopf—Mittags Sp.

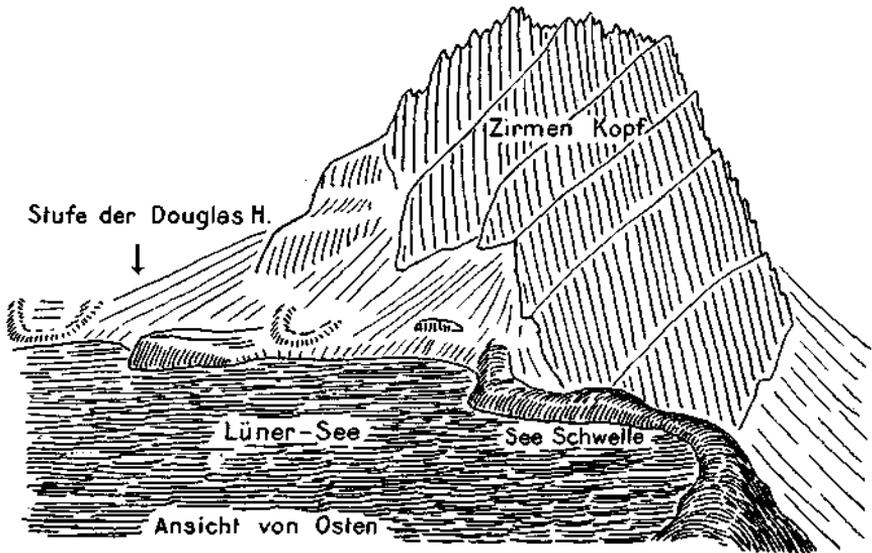


Fig. 17.

Diese Ansicht des Lünersees soll die überraschende Düntheit der Seeschwelle und ihren merkwürdigen Anschluß an die breiten Felsmassen des Zirnen Kopfes zeigen.

Hier fehlt eine derartige Zerschneidung des Hauptdolomits. Daher ist auch die Schuttlieferung wesentlich geringer.

Die Ursache für diese große Verschiedenartigkeit der zwei Seiten des Alviertales dürfte nach meiner Ansicht in der großen Abknickung liegen, welche eben der Wall des Hauptdolomits zwischen Relstal und Brandnertal erlitten hat.

Offenbar befindet sich der Zirnenkopf an einer Gelenkstelle der scharfen Abknickung und wurde dabei außerordentlich lebhaft zerschert.

Die Zerschnerungsflächen fallen dabei unter einem Winkel von ca. 45° gegen S zu ein.

Der Lünersee ist nur durch eine relativ dünne Felsschwelle von dem gewaltigen Hohlraum des Alvierhaches getrennt.

Fig. 17 bringt eine Ansicht dieser Felsschwelle von O, auf der sowohl ihre Düntheit wie auch ihre Anlehnung an den mächtigen Felsleib des Zirnenkopfes deutlich zum Ausdruck kommt.

Der Lünensee ist ringsum von Resten von Felsstufen umgeben, welche beweisen, daß das Seebecken in einen älteren höheren und wesentlich breiteren Felsboden eingesenkt liegt.

Auf einer solchen in den See vorspringenden Felsstufe liegt ja auch die Douglashütte.

Über die Entstehung der Seewanne sind schon verschiedene Meinungen geäußert worden.

F. Löwl hat schon im Jahre 1888 die Ansicht ausgesprochen, daß der nördliche Teil der Seewanne einen Einsturztrichter vorstelle, der sich hier infolge der Auswaschung der Gipsschichten gebildet habe. Der südliche Teil sei dagegen durch Eiserosion entstanden.

A. Rothpletz gab im Jahre 1900 eine tektonische Erklärung für die Bildung des Hohlraumes. Nach ihm soll von Schattenlagant zum Lünensee und von dort zur Gemslücke eine Verwerfung verlaufen. Durch eine Senkung der Gebirgsscholle im W dieser Verwerfung soll der oberste Seitenzweig des Rellstales in ein Seebecken verwandelt worden sein.

H. Schardt hat dann im Jahre 1926 im Anschluß an die geologische Aufnahme von P. Arni die Hypothese ausgesprochen, daß der Lünensee seine Entstehung einem Gipstrichter verdanke, der heute zwischen dem See und der Lünerkrinne begraben liegt. Dieser Trichter hatte einen unterirdischen Abfluß, der bei der Lüneralpe ins Rellstal mündete.

Durch einen Bergsturz und aufgelagerte Moränen wurde der Trichter verschüttet und versperrt. Das angestaute Wasser suchte sich dann einen Ausweg gegen das Brandner Tal.

Von diesen Erklärungsversuchen trifft der von A. Rothpletz ganz neben die Wirklichkeit. Die Hohlform des Lünensees ist bestimmt nicht durch eine Verwerfung zu erklären.

Die Meinung von A. Löwl kommt den Seeformen mit besserem Verständnis entgegen.

Die Ansicht von H. Schardt ist durch die Aufschlüsse bei der Seeabsenkung widerlegt worden, weil an der Stelle seines durch Bergsturzmaterial verschütteten Abschlusses geschlossene Gipsschichten zutage treten. Die Idee, den Lünensee mit dem Einzugsgebiete des Rellstales zu verbinden, scheidet ebenfalls an den hier vorliegenden Aufschlüssen.

Zwischen dem Lünensee und dem Rellstal erhebt sich heute noch der Scheidekamm der Lünerkrinne bis zu einer Höhe von 2166 m, also 328 m über der Sohle des Sees.

Die Lünerkrinne besteht nun allerdings aus einer gewaltigen Masse von steil südfallenden Gipsschichten.

Wenn aber die alte Talverbindung von der Todt Alpe hoch über den Lünensee ins Rellstal wirklich bestanden hätte, so wäre dieser Scheidekamm aus weichen Gipsschichten längst wegerodiert worden.

Das Becken des Lünensees ist jedoch nicht mit dem Rellstal, sondern mit dem Brandnertal zu verbinden.

Im ganzen Gebirgsstock der Scesaplana besteht das Hauptgefälle gegen N. Hier finden wir von O gegen W zuerst den Abfluß des Lünensees ins Brandnertal, dann die zwei steilen Abflüsse des Lünere-

gletschers ins Brandnertal und endlich den gigantischen Abbruch des Panülerschrofens zum Nenzinger Schafhimmel im Gampertunatal. Das sind vier gleichartige gewaltige Erosionseinschnitte in den hochragenden Leib der Scesaplana.

Die Wanne des Lünensees verdankt ihre besondere Tiefe sicher dem Hereinstreichen der Gipsschichten von der Lünerkrinne.

Ich halte aber die Annahme eines Einsturztrichters nicht für wahrscheinlich.

Jedenfalls spricht die recht genaue Karte der Seewanne i. M. 1:5000 ganz gegen eine Gipstrichterform.

Die Form der Seewanne ist viel leichter mit einer Ausschleifung der Gipsmassen durch den Gletscher der Scesaplana zu verbinden.

Dabei schmiegt sich die tiefste Ausfurchung ganz an die Ostseite des Sees heran. Ich möchte also an der Ausschleifung des Lünensees durch Eis nicht zweifeln.

Im Herbst 1933 habe ich auf dem Sattel der Seeschwelle, welchen der Weg zur Douglas Hütte von Brand herauf überschreitet ein faustgroßes Gerölle von Amphibolit gefunden.

Leider ist hier die Möglichkeit einer künstlichen Verschleppung durch den Menschen nicht auszuschließen.

Es ist dies aber einer weiteren Untersuchung wert, weil solche Gesteine hier wohl nur durch den Rheingletscher über die tiefe Lücke des Cavalljoches — 2239 m — herüber geliefert sein könnten.

Die Formung der Felsschwelle des Lünensees verrät deutlich mancherlei Einwirkungen des darübergelassenen Eises.

Zunächst ist die Anlage von zwei seitlichen Einsattelungen und einem erhobenen Mittelteil eine für Eisausschleifung recht häufige Form.

Dann ist der Felsriegel besonders auf seiner Wasserseite nicht nur glattgeschliffen, sondern trotz seiner Steilheit von den Strudellöchern von Gletschermühlen angebohrt.

Eines dieser Strudellöcher, das von Herrn Ingenieur Alfred Rüscher vermessen wurde, ist, wie Fig. 18 zeigt, gegen 4 m tief.

Das beweist jedenfalls, daß die Eisspalte, durch welche das Bohrwasser herabschoß, lange Zeit an derselben Stelle geblieben sein muß.

Offenbar hat die steile Innenwand unserer Felsschwelle immer wieder an derselben Stelle den Gletscher zum Spaltenreißen gezwungen.

Wie sich bei der Seeabsenkung herausgestellt hat, sind die Strudellöcher der Gletschermühlen zu beiden Seiten des alten Seeabflusses angeordnet.

Das ist die Stelle, wo die Seeschwelle am niedrigsten ist.

Die Strudellöcher dürften sich wahrscheinlich nicht zu einer Zeit des Eishochstandes, sondern des Eistiefstandes gebildet haben. Zu dieser Zeit vollzog sich dann der Abfluß der Eismassen über diese tiefste Einkerbung der Seeschwelle.

Eine weitere Eigentümlichkeit der Schwelle des Lünensees besteht dann darin, daß dieselbe an beiden Enden nicht unmittelbar an die seitlichen Steilwände anschließt.

In Fig. 17 ist diese merkwürdige Einfügung der Felsschwelle gut zu erkennen.

Der Felswall der Schwelle schließt nicht an die Steilwand des Zirnenkopfes an, sondern endet etwas weiter südlich.

Die Erklärung für die Zurückverlegung der Seeschwelle ist wahrscheinlich in einer kräftigen Niederschleifung derselben durch die Gletscher der Eiszeit zu suchen. Die Schwelle war vorher jedenfalls wesentlich breiter und schloß normal an die seitlichen Bergwände an.

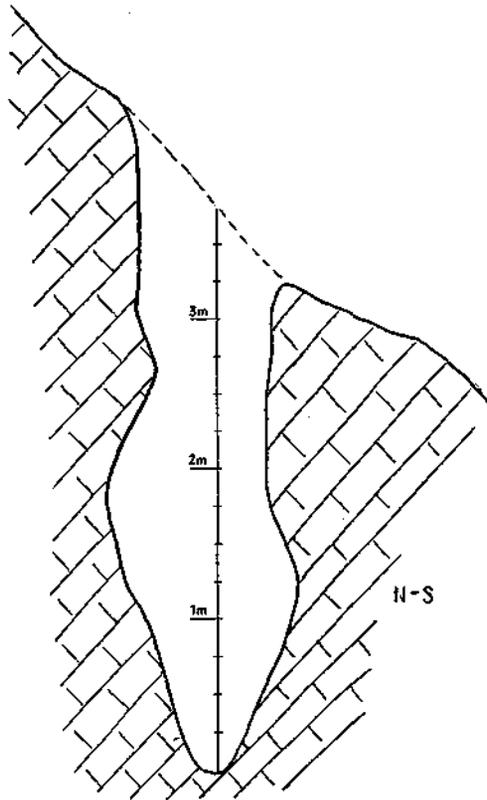


Fig. 18.

Ein Bobloch, hergestellt von einer Gletschermühle an der wasserseitigen Steilwand der Felschwelle des Lünersoes. Dasselbe wurde bei der künstlichen Absenkung des Sees freigelegt.

Durch eine starke Abschleifung wurde der Körper der Schwelle verschmälert und erniedrigt, während die großen Wände an ihren Seiten nur wenig darunter litten.

Die Form der Seeschwelle ist durch die Arbeit des darüberströmenden Eises auch kräftig umgeformt worden.

Wenn man den Verlauf der Uferlinie der Seeschwelle — Fig. 19 — betrachtet, so erkennt man, daß dieselbe an den Stellen der zwei seitlichen Einkerbungen gegen N, also in der Fließrichtung des Eises, vorgebuchtet erscheint.

Nach der Seekarte i. M. 1 : 5000 beträgt diese Verbuchtung beiderseits des Scheitels der Seeschwelle 50—60 m.

Jedenfalls sieht man deutlich den engen Zusammenhang zwischen den seitlichen Erniedrigungen und den seitlichen Ausbuchtungen der Schwelle.

Das Eis hat den mittleren Teil der Seeschwelle bei seiner Bewegung erheblich weniger stark abgeschliffen als die seitlichen Teile.

Von der Seeschwelle des Lünersees zieht sich an den Steilwänden des Schafgafalls eine bei guter Beleuchtung deutlich erkennbare Felsstufe flach abfallend gegen N. Fig. 20 entwirft eine Ansicht derselben. Die Einkerbung in den steilen Hauptdolomitwänden kann aber kein Werk des Eisschliffes bedeuten.

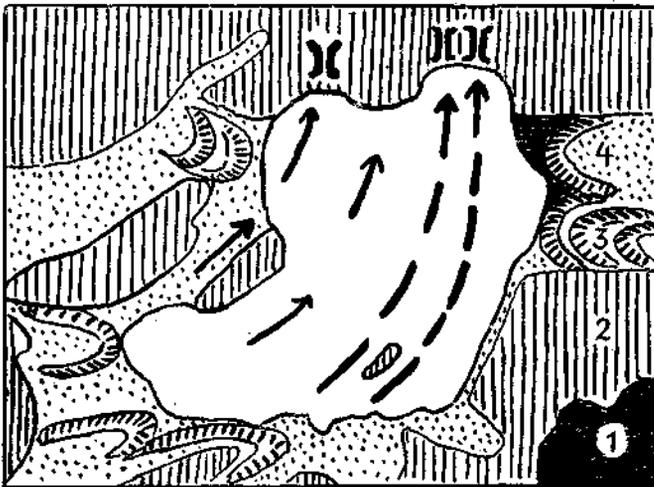


Fig. 19. Geologische Karte des Lünersees.

1 = Raibler Sch. 2 = Hauptdolomit. 3 = Morkänenwälle. 4 = Schuttbalden.
Die dicken Striche zeigen die Hauptrichtungen der Eisbewegung und die stärksten Ausfurchungen an.

Wenn das Eis die Seeschwelle überschritten hat, muß dasselbe über die hohe Steilstufe herabgestürzt sein.

Es konnte daher unmöglich eine so flach hinziehende Furche ausschleifen.

Für eine Einkerbung des Hocheisstandes ist aber die Stufe viel zu niedrig.

Auch könnte dieselbe dann nicht im Niveau der Seeschwelle auslaufen.

Es bleibt somit wohl nichts übrig, als in dieser Felsstufe einen Rest eines alten Talbodens zu erblicken.

Wahrscheinlich deutet diese Felsstufe eine alte Verbindung des breiten Talbodens des Lünersees mit der alten Talfurche des Säulenjoches an.

Es war hier wohl in tertiärer Zeit eine hohe und breitsohlig entwickelte Tallandschaft vorhanden, von der sich auf unsere Zeit nur wenige Spuren mehr erhalten haben.

In der Umgebung des Lünersees wird diese breitsohlige Tallandschaft durch die Felsstufen bekundet, welche den See umgeben. Die Höhenlage dieser Stufen liegt um 2000 *m* herum.

Das würde zu der Höhenlage der alten breiten Furche des Säulenjoches ganz gut passen, welche an ihrer Ostseite 2043 *m* Höhe in der Felssohle hat.

Die Felssohle fällt dann gegen W. Der höchste Punkt der Furche wird aber von ganz jungen Moränenwällen gebildet.

Wesentlich höher als dieses Niveau des Lünersees treffen wir dann das düstere und wilde Plateau der Todten Alpe.

Dasselbe bricht gegen den Lünensee mit einer Steilstufe von ca. 200 *m* ab.

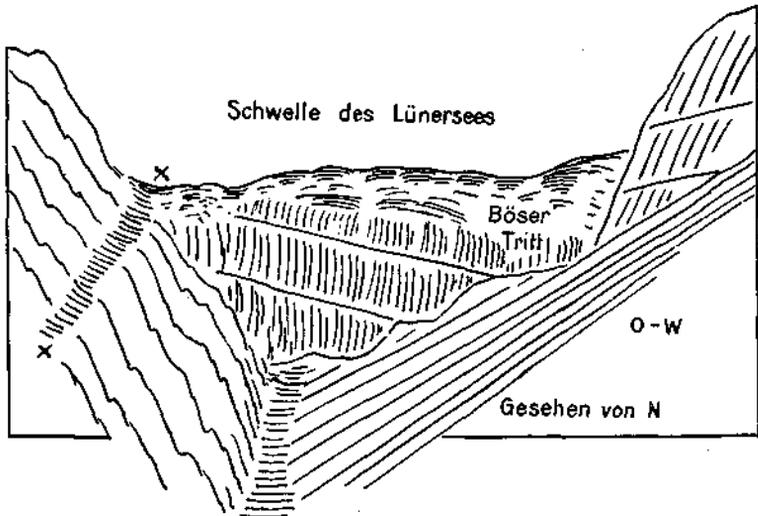


Fig. 20.

Ansicht der Schwelle des Lünersees von N aus dem Brandner Tal. x-x = Verlauf einer schmalen Felssterrasse, welche von der Seeschwelle an den Steilhängen des Schafgafalls gegen N zieht.

Das Plateau der Todten Alpe hegt sich von O gegen W von 2200 *m* bis gegen 2600 *m*.

Ein noch höheres Plateau nimmt dann der Lünser Gletscher auf der Nordseite der Scesaplana in Anspruch.

Dieser prachtvolle Rest einer ganz hohen Verebnungsfläche spannt sich zwischen 2550 *m* und 2750 *m* aus.

Während aber die Verebnungsfläche der Todten Alpe ganz in steil stehenden Hauptdolomit eingearbeitet ist, hegt die Verebnungsfläche des Lünser Gletschers hauptsächlich auf den Liasfleckenmergeln, von denen sie aber auch noch auf Kössener Sch. und Hauptdolomit übergreift.

Wir haben so im Umkreis der hochherrlichen Scesaplana drei verschiedene alte Landformungen kennengelernt, welche offenbar mit drei verschiedenen Hebungen dies Gebirges zu verbinden sind. Alle drei dürften auch dem Tertiär angehören.

Zusammenfassung.

In der hier vorliegenden Arbeit sind folgende Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme im Rätikon behandelt worden.

Zunächst wurden die Grenzen und Formen der Reliefüberschiebung im Rellstal genauer gezogen. Im Sacktofel konnte an der Stirne dieser Überschiebung eine Kupfervererzung des Buntsandsteins festgestellt werden. In der alten hohen Talfurche des Säulenjoches liegen noch Stücke von Buntsandstein, an der Südseite des Schafgafalls steigen Rauhwacke und Buntsandstein bis über 2300 m empor. Auch den Sattel der Lünerkrinne hat diese mächtige Reliefüberschiebung überschritten, ebenso wie weiter südlich den Sattel des Alp Verajoches. In diesem südlichen Abschnitt hat die Überschiebung außer Verrucano und Buntsandstein auch noch Karbongesteine und Silvrettakristallin mit sich geführt.

Betrachtet man die Hohlformen, in welchen heute die Reste dieser Reliefüberschiebung aufbewahrt liegen, so wird man zu dem Schluß gedrängt, daß dieses Ereignis erst in junger Zeit stattgefunden haben kann.

Im Gebiete von Valbona Kopf — Zwölferkopf führte die Detailaufnahme zu der Erkenntnis einer von W gegen O vorgeschobenen Faltenstirne der Kössener Sch.

Dadurch wird die schroffe Ungleichheit der West- und Ostflanke dieses Bergkammes verständlich. Am Gipfel des Mottenkopfs wurde eine Scholle von flach gelagerten Lechtaler Kreideschiefeln entdeckt.

Dieselben sind auf saiger stehenden Hauptdolomit vorgeschoben.

Die genauere Untersuchung hat ergeben, daß es sich um den Vor-schub einer liegenden Falte handelt.

Der Bau des Mottenkopfs besteht aus vier vom S gegen N übereinander geschobenen Faltennadeln. Die Ursache dieser besonders lebhaften Schuppung und Rollung liegt wohl darin, daß hier der Querwall aus saiger stehendem Hauptdolomit ein Hindernis bildete, an dem die vom S kommenden Schubmassen brandeten.

Wir haben also an dem Kamme Scesaplana—Wildberg—Mottenkopf zwei verschiedene Reliefüberschiebungen. Die eine hat eine Scholle von Hauptdolomit auf die Juraschichten des Wildbergs geschoben, die andere stieß die Faltennadeln des Mottenkopfs auf eine Hauptdolomitschwelle vor.

Am Loischkopf ist eine größere Scholle von flachliegenden Gesteinen der Arosazone über eine ausgedehnte Masse von Raibler Gips aufgeschoben worden. Die Hauptdolomitscholle des Taleu ist ihrerseits weiter östlich auf diese Vertreter der Arosazone vorgestoßen.

Für die Erklärung dieser Verhältnisse wird ein Profil von Ch. Schumacher aus dem Gebiete von Liechtenstein herangezogen.

Es geht daraus hervor, daß die Gesteine der Arosazone an der Sohle der Lechtaldecke herbeigeschleppt wurden. Ihre Hebung an die Oberfläche kann aber weder durch eine Verwerfung noch eine steile Aufschiebung erklärt werden.

Es ist dazu vielmehr die Anlage einer breiten und tiefen Erosionsfurche nötig, welche den geschlossenen Verband der mächtigen Lechtaldecke durchbrochen hat.

Durch einen späteren Vorschub des südlichen Teiles dieser Decke gegen den nördlichen kann dann die Hebung und Einschaltung der Arosazone in die Lechtaldecke verständlich gemacht werden.

Der Schluß der Arbeit beschäftigt sich mit geologischen Fragen im Gebiet des Lünensees. Für die Schaffung der tiefen Wanne dieses Sees wird die Ausschleifung der weichen Gipsschichten durch strömendes Eis herangezogen. Tektonische Erklärungen versagen hier ebenso wie die Annahme eines Einsturztrichters.

Die Felsschwelle des Lünensees zeigt typische Umformungen durch die Eisarbeit. Bei der Absenkung wurden nicht nur die glatt geschliffenen Wände, sondern auch schöne und hiefe Strudellöcher von Gletschermühlen freigelegt.

Die gewaltige Zurückwitterung der Seeschwelle wird auf eine tiefgreifende Zerschering des Hauptdolomits begründet, welche auch heute noch am Zirnenkopf klar zu erkennen ist.

Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen.

Mit 12 Zeichnungen.

Von Otto Ampferer.

Die Endigung dieser beiden Decken vollzieht sich in den Lechtaler Alpen in der Gegend zwischen Flexenpaß und Spullersee.

Landschaftlich großartige Gestaltung und ein merkwürdiger geologischer Baustil zeichnen dieses Ende der Inntal- und Krabachjochdecke hier besonders aus.

Es ist ein Verdienst des Vorarlberger Geologen Stephan Müller, zuerst eine Lösung dieser Bauformen mit Hilfe eines Schubes von O gegen W versucht zu haben.

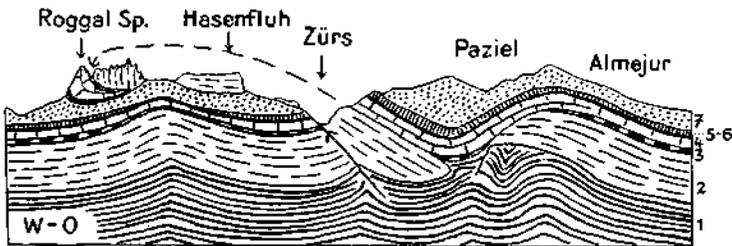


Fig. 1. Profilanordnung nach Stephan Müller.

1 = Buntsandstein-Raibler Sch. 2 = Hauptdolomit. 3 = Kössener Sch. 4 = Oberrät Kalk. 5-6 = Lias + Oberjura. 7 = Kreideschiefer.

Die Deckschollen von Hasenfluh und Roggal Sp. sind hochgeschobene Teile der Lechtaldecke.

Herr Stephan Müller hat mir seine Deutung der Verhältnisse in einem Briefe im Jahre 1932 vorgelegt.

Ich habe dann das Gebiet noch einmal auf diese neue Fragestellung hin untersucht und den Kern seiner Deutung als recht wahrscheinlich befunden.

In diesem Berichte will ich kurz diejenigen Befunde vorlegen, welche meine Neubegehung im Jahre 1932 zutage gefördert haben.

In Fig. 1 bilde ich zunächst das Erklärungsmodell von Stephan Müller ab, welches die Ursache für die neuerlichen Begehungen gewesen ist.

Der Modellschnitt ist in ostwestlicher Richtung vom Almejur über den Einschnitt des Flexenpasses bis zum Spullersee gezogen.

Die Talfurche des Flexenpasses offenbart eine kleine Unregelmäßigkeit in dem Bau der beiden Talseiten. Diese Unregelmäßigkeit verliert sich gegen S zu und verstärkt sich gegen N.

Der Ostflügel erscheint dabei gegenüber dem Westflügel etwas gehoben und verschoben zu sein.

Stephan Müller hat in seinem Modell diese Unregelmäßigkeit der beiden Talseiten dazu benützt, die Schubfläche, an welcher die Massen von Hasenfluh und Roggal Sp. auf die Kreideschiefer gefördert wurden, hier untertauchen zu lassen.

Wenn wir aber die Verhältnisse weiter im O des Flexenpasses mit in unsere Überlegungen einbeziehen, so ergibt sich rasch die Unmöglichkeit dieser Verbindung.

Nach dieser Deutung würden die Schubmassen von Hasenfluh und Roggal Sp. sekundär aufgeschobene Teile der Lechtaldecke vorstellen.

Ich halte diese Verbindung jedoch nicht für richtig und setze in Fig. 2 eine Gleichstellung der Schubkörper im O und W der tiefen Furche des Flexenpasses ein, welche den Naturverhältnissen besser entspricht.

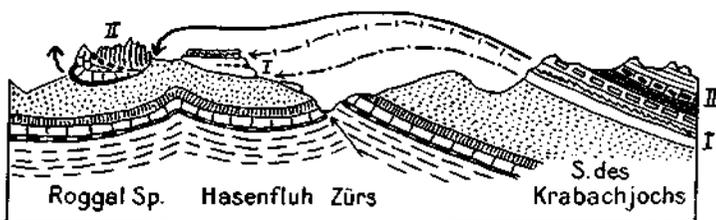


Fig. 2. Profilanordnung nach O. Ampferer.

1 = Buntsandstein—Raibler Sch. 2 = Hauptdolomit. 3 = Kössener Sch. 4 = Oberrät Kalk.

5—6 = Lias + Oberjura. 7 = Kreideschiefer.

I = Innentaldecke (Hauptdolomit, Aptychenkalk). II = Krabachjochdecke (vererzter Muschelkalk, Partnach Sch., Hauptdolomit).

Die Deckscholle der Hasenfluh gehört zur Innentaldecke, jene der Roggal Sp. bildet die W-Stirne der Krabachjochdecke.

Danach bildet die Schubmasse von Hasenfluh—Roggal Sp. unbedingt eine Fortsetzung der Schubmassen des Krabachjoches. Hier liegen aber bekanntlich zwei Schubmassen, und zwar Innentaldecke und Krabachjochdecke, übereinander.

Wir müssen uns also zuerst darüber klar werden, ob die isolierte Decke der Hasenfluh mit der Innentaldecke oder etwa mit der Krabachjochdecke zu verbinden ist.

Das ist nicht schwierig zu entscheiden.

Zunächst ist es wahrscheinlicher, daß die Decke der Hasenfluh der unteren Decke auf der Ostseite des Flexenpasses entspricht. Dies ist die Innentaldecke.

Beide Decken lagern unmittelbar auf den Lechtaler Kreideschiefern und bestehen zur Hauptsache aus Hauptdolomit.

Die höher liegende Krabachjochdecke hat auch einen ziemlich verschiedenen Schichtbestand, vor allem mächtig entwickelten und stark eisenvererzten Muschelkalk.

Es ist somit recht wahrscheinlich, daß die Decke der Hasenfluh eine unmittelbare westliche Fortsetzung der Innentaldecke vorstellt.

Über den Bau der Hasenfluh habe ich in den letzten Jahren nicht nur eine Karte i. M. 1:25.000 (Blatt Arlberg der Geolog. Karte der

Lechtaler Alpen), sondern auch mehrere Profile und Ansichten veröffentlicht. Ich kann also den Aufbau dieses schönen und eigenartigen Berges bei den Lesern dieser Zeitschrift wohl als bekannt voraussetzen.

Die Gipfelmasse der Hasenfluh besteht aus zwei getrennten tektonischen Elementen. Das tiefere und weit mächtigere wird von Hauptdolomit gebildet, in den ein Streifen von Kössener Sch. eingefaltet erscheint.

Wir haben also einen Muldenkern vor uns. Auf diesem ruht dann eine Decke aus scharf gewalzten hornsteinreichen Aptychenkalken, Trümmerwerk von Hornsteinkalken und ein Belag von Kreideschiefern.

Es ist schwer zu entscheiden, haben wir es hier mit einer neuen Decke oder nur mit einer Bewegungsfuge zu tun.

Zu einer Entscheidung hat wohl leider die Erosion schon allzuviel entfernt.

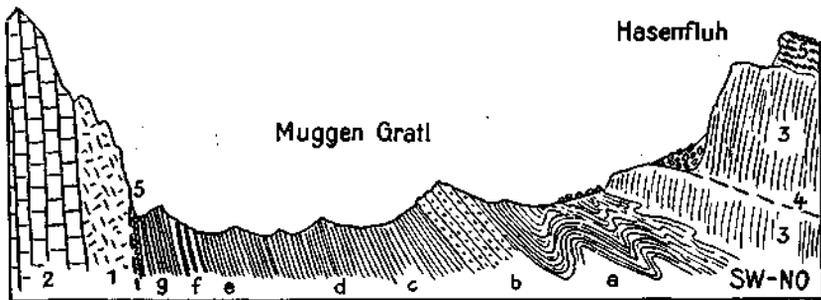


Fig. 3.

1 = Dolomitbreccie. 2 = gut geschichteter Hauptdolomit. 3 = schlecht geschichteter Hauptdolomit. 4 = Bewegungsfuge im Hauptdolomit. 5 = Aptychenkalke. Kreideschiefer: a = dunkle Mergel und hellere, dickere Sandsteinlagen. b = Kalksandsteine. c = Graue, milde Mergel. d = feinschuppige, schwarze Mergel. e = graue und schwarze Mergel. f = rostig anwitternde Kalke und Sandsteine mit Pflanzenspreu. g = graue Mergel in schönen Platten.

Übrigens erscheint auch im Hangenden der Inntaldecke des Krabachjoches eine Scholle von scharf gewalztem Aptychenkalk eingeschaltet. Wir können also zusammenfassend sagen, daß der Gipfelkörper der Hasenfluh noch zur Inntaldecke gehört und einen liegenden Muldenkern vorstellt.

Dieser Muldenkern ruht allseitig auf den Lechtaler Kreideschiefern.

Geht man den Auflagerungsrand der Kreideschiefer ab, so findet man diese an zwei Stellen zu kräftigen Falten verbogen. Die eine Stelle befindet sich an der Nordseite, die andere an der Südseite der Hasenfluh. Beide Stellen liegen so henachbart unter dem Westrand der Hasenfluhdecke, daß es sich wahrscheinlich nur um den nördlichen und den südlichen Ausstrich derselben Faltungszone handelt.

Diese Faltungswelle hat eine nordsüdliche Achse und eine Bewegungsrichtung von SO gegen NW. Diese Bewegungsrichtung entspricht auch dem rhombischen Zuschnitt der Hasenfluh Scholle.

Am besten aufgeschlossen ist die Faltungszone in den Kreideschiefern an der Südseite des Muggengratts, Fig. 3.

Der scharfe Kamm des Muggengrätls besteht ganz aus dunklen Kreideschiefern. Er stellt ein ausgezeichnet klares Fenster zwischen den Schubmassen von Hasenfluh im O und von Wildgruben Sp.—Roggal Sp. im W vor.

Die Breite dieses Fensters beträgt ca. 375 m. Da sich auf beiden Seiten des scharfen Kammes tiefe Steilabstürze befinden, kann man die Struktur des Fensters in aller Genauigkeit verfolgen.

Während die Schubmasse der Hasenfluh mit flacher Bahn gegen das Fenster des Muggengrätls vordringt, steht die Schubfläche von Wildgruben Sp.—Roggal Sp. hier ungefähr senkrecht.

Dabei wird diese saigere Fläche von einer dünnen Haut von scharf gewalztem Aptychenkalk begleitet.

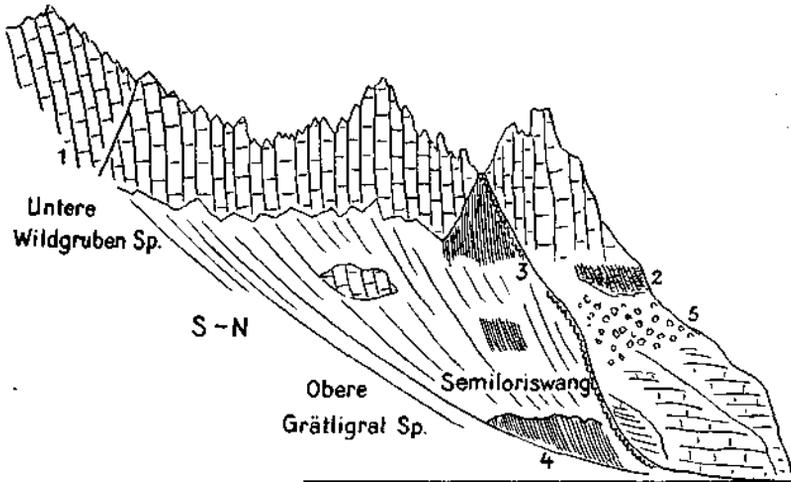


Fig. 4.

1 = Hauptdolomit. 2 = Liashbreccie. 3 = dünne Haut von gewalztem Aptychenkalk. 4 = Kreideschiefer. 5 = Blockwerk.

Die Steilstellung dieser Bahnfläche dürfte wohl erst nach der Aufschiebung der schweren Hauptdolomitmasse auf die Kreideschiefer erfolgt sein. Die Fortsetzung des Fensters des Muggengrätls befindet sich gegenüber an der Oberen Wildgrätligrat Sp., Fig. 4.

Dieses Fenster ist schon wesentlich schmaler und höher.

Die Kreideschiefer sind hier sehr steil aufgerichtet. An der Nordseite des Fensters finden wir auch wieder einen typischen dünnen Gleitbelag von scharf gewalztem Aptychenkalk. Begibt man sich auf die Westseite dieses Fensters, so trifft man die Verhältnisse von Fig. 5.

Der Charakter des klaren Fensterbaues ist hier schon verschwunden.

Die Kreideschiefer sind in einen engen Kamin zwischen steile Hauptdolomitwände hineingezwängt.

Dafür begegnen wir zwei schmalen und flachen Keilen von Kreideschiefern, welche seitlich in die Dolomitmassen hineindringen. Es ist wohl kein Zweifel, daß hier nicht mehr die ursprüngliche einfache Fensterform vorliegt.

Vielmehr haben wir hier eine später zusammengepreßte und verschuppte Fensterform vor uns.

Diese Umgestaltung eines ursprünglich weiter offenen einfachen Fensters zu einem derart verklemmten und verschuppten Fenster ist aber noch einer weiteren Steigerung fähig.

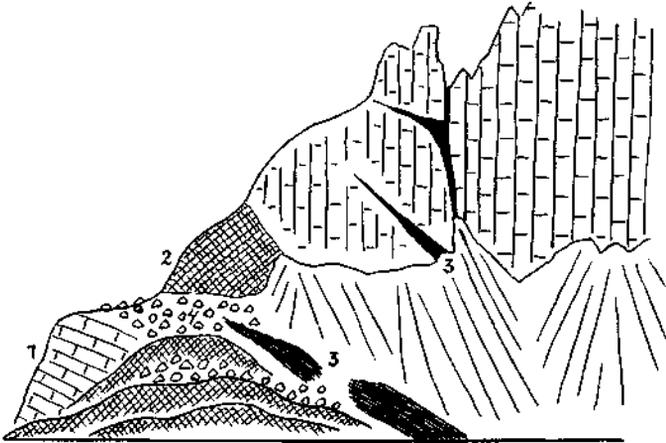


Fig. 5.

1 = Hauptdolomit. 2 = Liasbreccie. 3 = Kreideschiefer. 4 = Blockwerk.

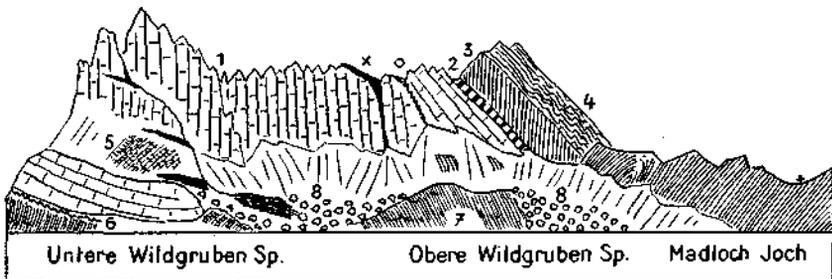


Fig. 6.

1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Sch. 3 = Oberrätalkalke. 4 = hornsteinreiche Liaskalke. 5 = Liasbreccie. 6 = gewalzte Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer. 8 = Blockwerk. x = Kamin mit einer Füllung von Kreideschiefern. o = Kamin mit einer Füllung von Aptychenkalke.

Diese Steigerung findet sich an dem Grate verwirklicht, welcher von der Oberen Wildgrätligrat Sp. zur Oberen Wildgruben Sp. hinüber leitet.

Hier ist von dem Fenster nicht mehr übrig geblieben als ein schmaler Kamin, welcher senkrecht zwischen den Platten des Hauptdolomits emporsteigt und der mit einem Teig von Kreideschiefern gefüllt ist. Fig. 6 gibt eine Ansicht dieses Grates von der Nordseite wieder.

Das in einen Kamin umgewandelte Fenster ist ganz deutlich zu erkennen.

Auf der Grathöhe liegt dann noch eine breitere Masse von Kreideschiefern, die quer auf die Schichtköpfe des benachbarten Hauptdolomits übergreift.

Neben diesem Kamin mit Kreideschiefern befindet sich aber noch ein dazu benachbarter, in dem aber scharf gewalzte Aptychenkalke eingeschlossen sind.

Man erkennt an diesem Profile jedenfalls eine schon sehr weitgehende spätere Umformung eines von Anfang an wahrscheinlich ganz einfach angelegten Fensters.

Die Profierreihe Fig. 3—Fig. 6 zeigt uns ausgehend von der klaren Fensterform des Muggengrats eine sehr starke seitliche Zusammenpressung des Fensterstoffes zwischen den Rahmen und endlich eine flache Einschuppung des Fensterstoffes in die Rahmen.

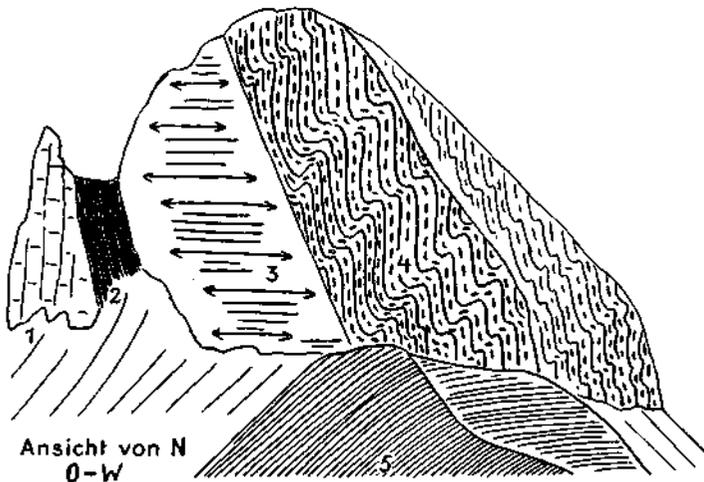


Fig. 7.

1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Sch. 3 = Oberrätalkalk. 4 = hornsteinreiche Liaskalke. 5 = Kreideschiefer. Die Pfeile bedeuten die Schubstriemen an der steilstehenden Bewegungsbahn.

Bei der ursprünglichen Überschiebung der Kreideschiefer durch die Inntaldecke scheint vielfach an der Sohle dieser Decke eine dünne Haut von gewalztem Aptychenkalke mitgeschleppt worden zu sein.

Die enorme Auswulzung und Verdünnung der Aptychenkalke läßt sich wohl nur mit einer großen Bewegungsstrecke dieser Decke verbinden.

Ob es sich bei diesen Aptychenkalken um ein Ausgangsmaterial handelt, das dem Hangenden der Inntaldecke oder ihrem Untergrund entnommen wurde, konnte ich bisher nicht entscheiden.

Auffallend ist der Umstand, daß sowohl im Gebiete des Krabachjoches als auch am Plateau der Hasenfluh im Hangenden der Inntaldecke mächtige Massen von Aptychenkalcken angeschoppt erscheinen.

Ich hatte auch den Eindruck, als ob diese Aptychenkalke im Hangenden der Inntaldecke weit reicher an Hornstein wären als die in ihrem Liegenden.

Die liegenden Aptychenkalke sind wie ein Blätterteig ausgewalzt, die Aptychenkalke auf dem Plateau der Hasenfluh sind außerordentlich dicht verknüpfet und dann von scharfen und vielfach klaffenden Zerrungsrissen zerschnitten. Dabei darf man allerdings nicht vergessen, daß die Aptychenkalke auf dem Dach der Hasenfluh 30—40 m mächtig sind, jene an der Sohle der Wildgruben Sp.—Roggal Sp. Scholle aber nur 1—2 m. Eine so dünne Auswalzung wirkt natürlich mehr auf die Gesteinsveränderung ein. Der Überzug mit solchen Walzhäuten aus Aptychenkalk ist ausschließlich auf die Sohle der Schubmassen beschränkt.

Im N und S wird die Schubmasse der Wildgruben—Roggal Sp. von steilstehenden Bewegungsflächen begrenzt.

Diese steilen Schubbahnen verlaufen in ungefähr ostwestlicher Richtung und schneiden sowohl die Schichten der Schubmasse als auch die des Untergrundes schroff ab.

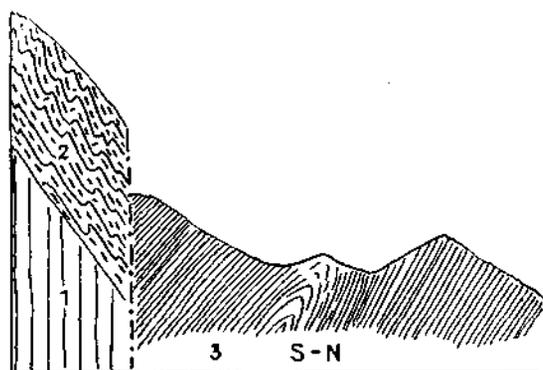


Fig. 8.

1 = Oberrätische Kalk. 2 = hornsteinreiche Liaskalk. 3 = Kreideschiefer.
Querschnitt zu der Bewegungsbahn von Fig. 7.

Eine Stelle, welche dieses Durchschneiden der steilen Schubbahnen in wunderbar klarer Weise anzeigt, befindet sich an der Steilwand der Oberen Wildgruben Sp., welche gegen das Madlochjoch schaut.

Die Zeichnungen Fig. 7 und Fig. 8 bringen nähere Angaben über diese Stelle.

Fig. 7 zeigt die Bewegungsfläche, welche den Gipfelkörper der Oberen Wildgruben Sp. von den mächtigen Kreideschiefen des Madloch Kammes scheidet, in der Ansicht und Fig. 8 in dem dazu senkrechten Profilschnitt.

Die Bewegungsfläche steht saiger und die Bewegungsstriemen verlaufen nahezu horizontal von O gegen W.

Die Bewegungsfläche trennt die beiden sehr verschiedenartigen Bergteile mit scharfem glattem Schnitt.

Der Gipfelkörper der Oberen Wildgruben Sp. besteht hier aus oberrätischem Kalk und hornsteinreichen Liaskalken. Diese sind sehr lebhaft in Kleinfaltung geworfen.

Im Gegensatz dazu zeigen die Kreideschiefer glatte Schichllagerung, welche nur von einer größeren Gewölbstruktur unterbrochen wird.

Der Eingriff der hier abgebildeten Bewegungsfläche ist offenkundig jünger als diese Faltungsstrukturen, welche er auch schroff durchschneidet.

Diese Bewegungsfläche begrenzt die Schubmasse von Wildgruben Sp.—Roggal Sp. an der Nordseite. Wir treffen aber auch an der Südseite eine völlig ebenbürtige und wohl von derselben Bewegung geschaffene Fläche.

Diese Fläche trennt die Schubmasse der Wildgruben Sp.—Roggal Sp. Gruppe von der südlichen Gruppe von Erzberg Sp.—Wasen Sp.—Spullersalpkopf. Die Trennung beginnt im O in der felsigen Scharte des Grubenjoches — 2459 m.

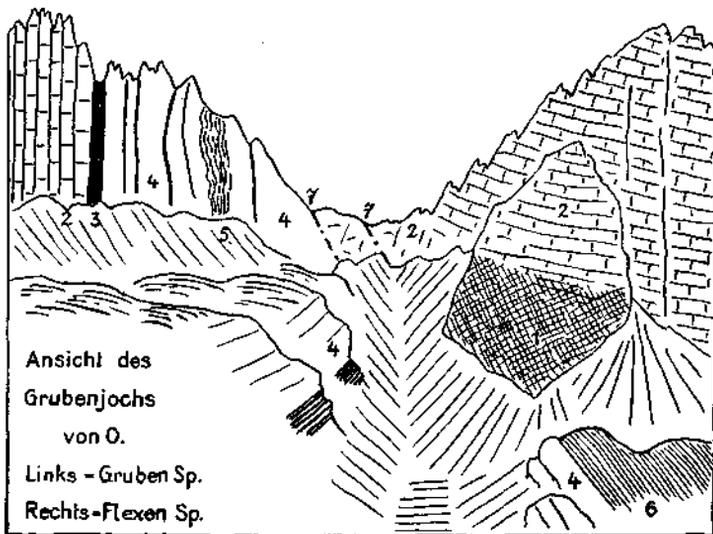


Fig. 9.

1 = Dolomitreccie. 2 = Hauptdolomit. 3 = Kössener Sch. 4 = Oberrätkalke. 5 = Liasfleckenmergel. 6 = Kreideschiefer. 7 = Bewegungsbahnen.

Fig. 9 steuert eine Ansicht dieser Scharte von ihrer Ostseite bei.

Die mächtige Hauptdolomitmasse der Flexen Sp. erscheint hier unmittelbar auf Oberrätkalke der Gruben Sp. aufgeschoben. Diese Aufschiebung vollzieht sich an zwei parallelen Bewegungsfugen. Die mächtige flach gelagerte Hauptdolomitmasse der Flexen Sp. erscheint im untersten Teil in eine Breccie umgewandelt. Das zertrümmerte Dolomitmaterial wird kreuz und quer von Streifen von viel feiner zertrümmertem Material durchzogen, welches mit Kalzit verbunden ist.

Ähnliche Breccien habe ich mehrfach an der Grenze von Raibler Sch. und Hauptdolomit beobachtet.

Hat man den Einschnitt des Grubenjoches von O her erklettert, so wird man von geologisch recht werkwürdigen Verhältnissen überrascht.

Knapp unterhalb des Joches setzen hier sofort die Kreideschiefer in steiler und eng gepreßter Stellung ein.

Dabei werden die Kreideschiefer spitzwinklig zu ihrem Streichen und Fallen von einer scharfgeschnittenen Schieferung durchzogen.

Fig. 10 zeigt die Anordnung dieser Schieferung im Verhältnis zum Streichen und Fallen der Kreideschiefer.



Fig. 10.

Links Querschnitt, rechts Karte durch die Kreideschiefer an der Westseite des Grubenjoches.

Wunderbar ist vom Grubenjoch der Blick auf die stolze Roggal Sp. — Fig. 11.

Dieselbe besteht aus steil aufgerichteten Platten von Oberrätalkalen, auf welchen noch einzelne Lagen von Horusteinlias sitzen.

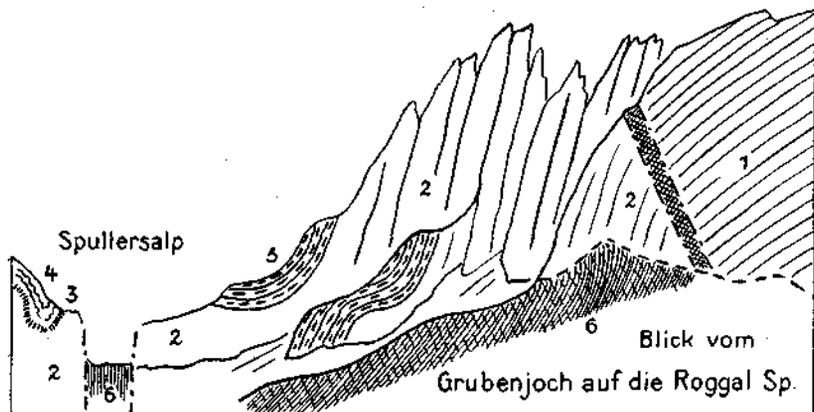


Fig. 11.

1 = Hauptdolomit. 2 = Oberrätkalke. 3 = rote Liaskalke. 4 = Liaskleckenmergel. 5 = hornsteinreiche Liaskalke. 6 = Kreideschiefer.

Die Roggal Sp. bildet, wie ja Fig. 1 schon angibt, die Stirne der Inntaldecke. Vom Grubenjoch aus kann man diese Stellung der Roggal Sp. aber noch nicht erkennen. Wohl aber sieht man hier prachtvoll die Auflagerung der Inntaldecke auf den Kreideschiefern und die gewaltige Abscherung an ihrer Bahnfläche. Die mächtigen Massen der Oberrätkalke werden in der Nähe des Grubenjoches vollständig abgeschnitten. Die Kössener Sch. sind da überhaupt ganz verschwunden. Dafür stoßen die Platten des Hauptdolomits unmittelbar auf die Oberrätkalke.

Die Abscherung ist hier voll Schroffheit ausgeführt. Die Aufschiebung der Schubmasse auf die Kreideschiefer ist dabei klar erschlossen.

Oberrätkalke und Hauptdolomit lagern mit glatter Schubbahn auf den Schichtköpfen der Kreideschiefern, die etwas gegen W zu überkippt sind.

Auch hier kann man das Eingreifen einer scharfen Zerscherung in den Kreideschiefern gut beobachten.

Vom Grubenjoch kann man ununterbrochen auf den Kreideschiefern bis zu der weiten Mulde der Spullers Alpe hinabsteigen.

Von den weichen Böden der Spullers Alpe hat man dann freien Einblick in die Westabstürze der Roggal Sp.

Mit gewaltigem Plattenpanzer erhebt sich hier die Roggal Sp. hoch über dem milden Gelände der Kreideschiefer.

Wir stehen vor der stolzen Stirnbildung, die aus Platten von Oberrätkalcken und Hornsteinlias besteht.

Die Stirnbildung ist aber nicht auf die stolze Roggal Sp. allein beschränkt. Sie greift auch noch auf die Obere Wildgruben Sp. über.

Dadurch erreicht diese Stirnbildung eine Breite von über 1 km.

An der Oberen Wildgruben Sp. wendet sich der Umriss unserer Schubmasse dann wieder gegen O und wir haben damit die Umrandung derselben vollständig kennengelernt.

Es erhebt sich nun die Frage nach der Herkunft und dem Zusammenhang der heute völlig getrennten Schubkörper von Hasenfluh und Roggal Sp.

Beide Schubmassen lagern auf den Lechtaler Kreideschiefern und sind enge benachbart.

Die Trennung derselben hat im Bereiche des Fensters des Muggengratts nur eine Breite von ca. 375 m.

Trotzdem können diese beiden Schubmassen nicht zusammengehören. Die trennende Lücke ist nicht eine Furche, mit welcher etwa die Erosion eine ursprünglich zusammenhängende Schubmasse in zwei Teile zerlegt hat.

Wenn wir uns wieder in das Fenster des Muggengratts begeben, so erkennen wir bei genauerem Zusehen unschwer, daß die beiden hier auf 375 m nahegerückten Schubmassen einen völlig ungleichen Aufbau zeigen.

Die Schubmasse der Hasenfluh besteht zur Hauptsache aus Hauptdolomit, welcher in der Richtung von O gegen W eine scharfe Zuspitzung zeigt. Während die Ostwand der Hasenfluh im Hauptdolomit über 300 m hoch ist, hat die Westwand im gleichen Gestein nur Höhen bis etwa 50 m.

Dieser Keil von Hauptdolomit ist an seiner unteren und oberen Fläche von Schubbahnen begrenzt. Auf seinem Dache aber liegt eine Decke von scharf verkneteten Aptychenkalcken mit Fetzen von Hornsteinkalcken und Kreideschiefern. Wir können also feststellen, daß der Hauptdolomitkern der Hasenfluh von Bewegungsflächen zu einem Keile zugeschnitten wurde, dessen dicke Seite nach O, dessen dünne Seite nach W schaut.

Auf dieser Keilform liegt dann eine Schubdecke aus Aptychenkalk . . .

Demgegenüber besitzt die Schubmasse der Roggal Sp. eine grundverschiedene Bauform.

Auch hier besteht die Hauptmasse des Gebäudes aus Hauptdolomit. Aber statt einer Keilform mit mächtiger Ausdünnung ist hier eher eine Anschoppung des Hauptdolomits vorhanden. Außerdem wird dieser Hauptdolomit von Kössener Sch. — Oberrätkalken — Liaskalken ganz regelmäßig überlagert. Auf eine kurze Strecke wird der Hauptdolomit an seiner Ostseite von einer Dolomitbreccie unterlagert, welche wahrscheinlich aus der Grenzzone gegen die Raibler Sch. stammt. Die zwei am Muggenratl so nahe benachbarten Schubmassen sind also innerlich recht verschieden aufgebaut.

Sie passen nicht zusammen.

Wenn dieselben aber nicht zusammengehören, also nicht gleichzeitig und gleichsinnig hierher geschoben wurden, so muß eine der Schubmassen vor der anderen ihren Platz bezogen haben.

Wenn wir die inneren Strukturen der beiden Schubmassen betrachten, so können wir nicht im Zweifel sein, welche von den beiden hier die unterliegende war.

Die Scholle der Hasenfluh trägt so klar die Anzeichen einer gewaltigen Auswalzung zur Schau, daß man nicht bezweifeln kann, daß dieselbe noch von einer schweren Schubmasse überschritten worden ist.

Diese Schubmasse, welche hier über das Dach der Hasenfluh gegangen ist, kann aber wohl nur die Schubmasse der Roggal Sp. gewesen sein.

Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß die Schubmasse der Hasenfluh von der Schubmasse der Roggal Sp. in der Richtung von O gegen W zu überfahren wurde.

Die Scholle der Hasenfluh wurde dabei ausgewalzt und zugespitzt, die Scholle der Roggal Sp. aber zu einer mächtigen Einrollung verbogen.

Wenn wir nach dieser Erkenntnis der mechanischen und zeitlichen Doppelrolle unserer zwei Schubmassen die Verbindung derselben gegen O hin aufsuchen, so erscheint es in der Natur gegeben, die Scholle der Hasenfluh mit der Inntaldecke, die Scholle der Roggal Sp. aber mit der Krabachjochdecke zu verknüpfen.

Die Verknüpfung der Hasenfluh mit der Inntaldecke ist ohneweiters möglich.

Die Verknüpfung der Roggal Sp. mit der Krabachjochdecke scheint auf den ersten Blick hin unwahrscheinlich zu sein.

Bekanntlich ist die Krabachjochdecke gerade im Bereiche des Krabachjoches durch einen **eigenartigen** Schichtbesitz ausgezeichnet.

Derselbe bezieht sich aber nur auf den unteren Teil dieser Decke, welcher aus eisenverertem, sehr hornsteinreichem Muschelkalk, Partnach Sch., fossilreichen Raibler Sch. besteht. Darüber liegt dann normaler Hauptdolomit. Jüngere Schichten sind dann nicht mehr erhalten.

In der Scholle der Roggal Sp. haben wir aber vor allem Hauptdolomit und Jüngerer zum Bau verwendet.

Wenn daher bei dem O → W Schub der Krabachjochdecke die tiefere Trias zurückgeblieben ist, kann die Scholle der Roggal Sp. sehr leicht aus den oberen Anteilen bestehen. Macht man diese Annahme, so

steht einer Gleichsetzung der Roggal Sp. Scholle mit der Krabachjochdecke nichts mehr im Wege.

Unsere bisherige Untersuchung hat also ergeben, daß Hasenfluh und Roggal Sp. nicht zusammengehören, sondern die zweite über die erste an ihren derzeitigen Platz gekommen ist.

Nach ihrer Zugehörigkeit ist die Hasenfluh mit der Inntaldecke, die Roggal Sp. mit der Krabachjochdecke zu verbinden.

Damit sind aber die tektonischen Fragen, welche sich an dieses merkwürdige Geschwisterpaar von Schubmassen knüpfen, noch nicht erschöpft.

Die Tatsache, daß hier Teile der Inntal- und der Krabachjochdecke nicht übereinander, sondern nebeneinander lagern, läßt zwei verschiedene Deutungen zu.

Entweder hat die Inntaldecke überhaupt in der Hasenfluh ihr Westende erreicht und die Krabachjochdecke wurde weiter darüber hinausgetragen, oder die Inntaldecke hatte auch eine Fortsetzung gegen W zu, welche aber schon vor dem Vorstoß der Krabachjochdecke abgetragen war.

Die Entscheidung zwischen diesen beiden Möglichkeiten ist nicht so einfach wie die Fragestellung.

In den Lechtaler Alpen ist westlich von der Hasenfluh kein Stück der Inntaldecke mehr vorhanden.

Wohl aber hat die Neuaufnahme im Rätikon im Gebiete der Scesaplana noch eine freischwebende Schubmasse zutage gefördert, welche wahrscheinlich der Inntaldecke zugehört. Diese Schubmasse bildet den Gipfel des Wildberges bei der Straßburger Hütte.

Die Erkenntnis dieser Schubmasse ist erst bei der dritten Deutung derselben gelungen. Zuerst hat sich W. v. Seidlitz damit beschäftigt.

Nach seiner Darstellung würde es sich um den stark überkippten Südfügel der Scesaplana Mulde handeln und die Gipfelscholle des Wildberges aus Oberrätikalk bestehen.

Diesen Irrtum hat dann P. Arni insoferne richtiggestellt, als er das Gipfelgestein als Hauptdolomit erkannte.

Aber auch Arni wollte diese Kappe vom Hauptdolomit durch Überkipfung und Auswälzung vom Südfügel der Scesaplanamulde ableiten.

Ich selbst habe dann bei genauerer Untersuchung dieser Schubmasse ihre freischwebende und selbständige Stellung erkannt.

Aus ihrer Lagerung geht hervor, daß sie ungefähr aus südlicher Richtung über die bereits tief abgetragene Scesaplana Mulde hereingeschoben wurde.

Die Scholle besteht ganz aus ziemlich stark zertrümmertem und kaum geschichtetem Hauptdolomit, welcher unmittelbar auf den gegen N zu überkippten Liasfleckenmergel ruht.

Die horizontale Entfernung zwischen der Scholle der Hasenfluh und jener des Wildberges beträgt ca. 35 km.

Diese Entfernung ist viel zu groß, um noch irgendwelche Zusammenhänge verfolgen zu können.

Man kann auch nicht mit Sicherheit entscheiden, ob die Scholle des Wildberges zu der Inntal- oder zu der Krabachjochdecke gehört. Die Gipfelscholle des Wildberges ist zudem auch bereits zu klein, um aus ihrer Struktur weitere Schlüsse ziehen zu können.

Wahrscheinlich hat sie sich nordwärts auch über den Kreideschieferkern der Scesaplana Mulde erstreckt. Doch sind hier diese weichen Schiefer bereits tief unter die Auflagerungsfläche unserer Decke abgetragen.

Es gibt nun aber eine begründete Überlegung, daß die heutige Entfernung von Hasenfluh und Wildberg im Betrage von ca. 35 km nicht die ursprüngliche mehr ist.

Wenn z. B. der Rätikon samt dem Kristallin der Ferwall und Silvretta Gruppe einen starken Vorschub von O gegen W ausgeführt hat, so können Wildberg und Hasenfluh ganz benachbart gewesen sein. Es wäre dann die Scholle des Wildbergs vielleicht nur 9—10 km südlich von jener der Hasenfluh gelegen gewesen. Diese Erklärung würde dem Zusammenhang der drei Schollen Hasenfluh, Roggal Sp. und Wildberg eine viel einfachere Gestalt verleihen.

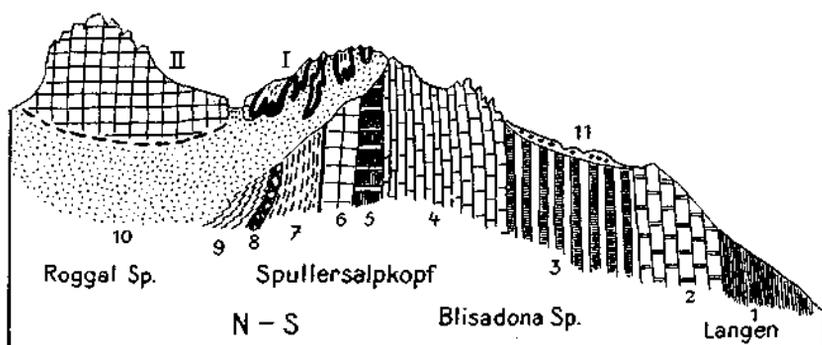


Fig. 12.

1 = Partnach Sch. 2 = Arlberg Sch. 3 = Raibler Sch. mit Gipslagar. 4 = Hauptdolomit. 5 = Kössener Sch. 6 = Oberrißkalke. 7 = Liasfleckenmergel. 8 = Oberjura Hornsteine. 9 = Aptychenkalke. 10 = Kreideschiefer. 11 = Blockmoränenwälle. I = Tauchfalten des Spullersalpkopfes, erzeugt bei einer Bewegung von S gegen N. II = Stirne der Krabachhochdecke, erzeugt bei einer Bewegung von O gegen W.

Diese früher benachbarten Schollen wären nach dieser Anschauung erst durch einen sehr jugendlichen Vorstoß des Rätikons und seines kristallinen Hinterlands getrennt worden.

Die prachtvolle Stirnbildung der Roggal Sp. ist endlich auch durch ihre enge Nachbarschaft mit den schönen Tauchfalten des Spullersalpkopfes besonders merkwürdig.

Diese schönste Tauchfaltenbildung der Lechtaler Alpen ist von mir schon mehrfach beschrieben und abgebildet worden.

Sie ist auf einen kleinen Schonraum im O des Spullersee beschränkt.

Wenn man durch den Spullersalpkopf einen Querschnitt legt und denselben dann nordwärts durch die Roggal Sp. weiterführt, so erhält man die Angaben von Fig. 12. In diesem Querschnitt kommt einerseits die gesteigerte Lebendigkeit der von S gegen N gerichteten Bewegung ebenso deutlich zum Ausdruck, wie das fremdartige Hereinstoßen der O—W Stirne der Roggal Sp.

Die Tauchfaltenstruktur des Spullersalpkopfes beweist ohneweiters, daß über sie auch eine schwere Schubmasse von S gegen N vorgegangen

ist. Diese Schubmasse kann aber nicht jene der Roggal Sp. gewesen sein, da diese ja eine gegen W gerichtete Stürmung besitzt.

Es ist also wahrscheinlich, daß es die Inntaldecke war, welche diese Walzung des Spullersalpkopfes besorgt hat.

Damit wäre nun auch ein Beweis dafür gewonnen, daß die Inntaldecke hier früher doch eine größere Ausdehnung gegen W hin besessen hat.

Wenn man diese Überlegung gelten läßt, so wäre also der Raum, in dem heute die Schubmasse der Roggal Sp. lagert, vorher von der Inntaldecke besetzt gewesen. Dann muß die Inntaldecke hier zuerst von der Erosion zerstört worden sein, bevor die Krabachjochdecke an ihre Stelle einrücken konnte.

Ich wiederhole zum Abschluß dieser Arbeit noch kurz die wichtigsten Ergebnisse und Einstellungen.

Den Ausgang der Untersuchung bildete die Annahme von Stephan Müller, daß die Schubmassen von Hasenfluh—Roggal Sp. in der Richtung von O gegen W vorgestoßen wurden.

Der Kern dieser Annahme hat sich bestätigt. Dagegen stellen diese beiden Schubmassen nicht Teile der Lechtaldecke vor, sondern Teile der Inntal- und Krabachjochdecke.

Im einzelnen bildet aber die Schubmasse der Roggal Sp. nicht etwa die westliche Fortsetzung der Schubmasse der Hasenfluh.

Die beiden so benachbarten Schubmassen haben einen grundverschiedenen Aufbau. Die Hasenfluh stellt eine schwer ausgewalzte und gegen W hin zugespitzte Schubmasse vor, wogegen die Roggal Sp. eine mächtige Stirneinrollung vorstellt.

Aus dieser Struktur geht hervor, daß die Decke der Roggal Sp. die Decke der Hasenfluh überwältigt und überschritten hat.

Die Hasenfluh ist mit der Inntaldecke, die Roggal Sp. mit der Krabachjochdecke zu verknüpfen.

Die Inntaldecke dürfte früher weiter nach W gereicht haben. Zur Zeit des Vorstoßes der Krabachjochdecke muß ihr Westende aber bereits von der Erosion zerstört gewesen sein.

Auf den von ihr freigegebenen Raum hat sich dann die W Stirne der Krabachjochdecke hingelegt.

Der Vergleich mit der Schubdecke des Wildberges bei der Scesaplana hat dann den Schluß nahegelegt, daß diese Decke ursprünglich im S benachbart mit der Decke der Hasenfluh lag.

Diese beiden Reste der Inntaldecke wurden erst durch einen jungen Vorstoß von Rätikon—Ferwall—Silvretta Gruppe so weit voneinander gerissen.

Will man diese Zerreißen der Zusammenhänge zu einem Maßstab der gegenseitigen Verschiebung benutzen, so kommt man auf einen Betrag der O—W Verschiebung von ca. 30—35 km.

Auf das Eingreifen einer kräftigen O→W Verschiebung entlang der Linie Arlberg—Bludenz habe ich schon im Jahre 1932 in der Arbeit über die Großtektonik von Vorarlberg hingewiesen.

Endlich wurde noch an dem Querschnitt Spullersalpkopf—Roggal Sp. die Zwiespältigkeit der Bewegungen klar gemacht. Einerseits hat hier die S→N Bewegung eine prächtige Tauchdeckenschöpfung hinterlassen, andererseits die jüngere O→W Bewegung eine großartige Stirneinrollung.

Ein Panzerfisch aus dem Paläozoikum von Graz.

Von Franz Heritsch.

Mit 1 Tafel.

Rudolf Hoernes fand im Hörgasgraben bei Gratwein—Rein in den Schichten der „unteren Quarzstufe“, welche durch das „häufige Auftreten der problematischen, als *Bythotrephis* oder *Chondriten* in der Literatur angeführten Reste bezeichnet wird“, ein „Fragment, welches offenbar vom Dermal skelett eines Panzerganoiden herrührt“, und er beschreibt diesen Rest mit wenigen Worten.¹⁾

K. A. Penecke hat diesen Rest als „*Placodermorum* genus indet.“ beschrieben und abgebildet, wobei er an ein neues Genus denkt, denn er hielt den Stachel für einen Rückenstachel und glaubte, daß er die ungleiche Wölbung der von ihm als Seitenteile gedeuteten Panzerstücke als Verdrückung ansehen dürfe.²⁾

Seit Peneckes Zeit lag die Versteinerung in der Sammlung des Geolog. Institutes der Universität Graz und wird jetzt, da die Neuordnung der Stratigraphie des Paläozoikums von Graz doch schon einige Fortschritte erzielen konnte, als wichtiges stratigraphisches Beweisstück neuerlich ans Licht gezogen.

Die Versteinerung stammt aus jener Wechsellagerung von Dolomitbänken, Kalklagen, feinen Sandsteinen und Schieferlagen, von welchen die letzteren besonders häufig die von Hoernes als *Bythotrephis* bezeichneten, jetzt als Gleitflächen erkannten Spuren tragen. Es handelt sich da um Schichten, welche unmittelbar unter der typischen Dolomit-Sandsteinstufe liegen und ein Äquivalent der Stufe *e gamma* des böhmischen und Karnischen Paläozoikums anzusehen sind.

Das Gestein, in welchem der Panzerfisch liegt, ist ein sehr feiner, im frischen Bruch grauer Sandstein mit karbonatischem Bindemittel. Ich beschreibe die Versteinerung sehr kurz und verweise auf die Abbildungen auf Tafel II.

Das Gestein hängt mit der skulptierten Oberfläche des Panzers viel stärker zusammen als mit der glatten Innenseite; daher hat der Versuch, den Panzer vom Gestein loszulösen, zu einem Bruch geführt, welcher einen Teil der glatten Innenschichte des Bauchpanzers frei gelegt hat.

¹⁾ Verhandlungen d. Geol. Reichsanstalt, 1891, S. 223.

²⁾ Jahrbuch d. Geol. Reichsanstalt, 1893, S. 615.

Wie die Abbildungen auf der Tafel zeigen, liegt das Fragment eines Rumpfpanzers vor.³⁾ Er ist vorne am breitesten und höchsten; die größte Höhe des unvollständigen Restes beträgt 30 mm. Hinten, wo der Rest allerdings in viel geringerem Maße erhalten ist, beträgt die größte Höhe etwas über 15 mm. Der Rumpfpanzer stellt also eine vorne und hinten offene Kapsel dar. Unten liegt der ganz flache Bauchpanzer und oben der gewölbte Rückenpanzer. Die beiden Panzer schließen sich in einer Bucht zusammen und von der Außenseite dieser Wölbung geht der Stachel aus.

Der Stachel ist sehr breit und an seinem äußeren Ende abgebrochen. An diesem Bruch sieht man seine Breite und seine geringe Höhe (Dicke), so daß er sehr länglich elliptisch erscheint. Wahrscheinlich liegt der Winkel, unter dem der Stachel zur Längsachse des Panzers steht, unter 50 Graden — d. h. also, daß der Stachel unter einem solchen Winkel nach hinten gerichtet ist. Der Stachel geht allmählich in den Panzer über und die Fläche mit der er an dem Panzer befestigt ist, liegt etwas höher als der Bauchpanzer. Die Breite der Befestigungsfläche ist 23 mm, jene des abgebrochenen Endes des Stachels 17 mm.

Vom Bauchpanzer ist nichts weiter zu sagen; seine Oberfläche ist unlösbar mit dem Gestein verbunden. Die Innenseite ist glatt. Der Panzer ist glatt.

Der Rückenpanzer, von dem ein größeres Teilstück erhalten ist, macht einen einheitlichen Eindruck; es ist ja überhaupt bei dieser Gruppe der Acanthaspiden die Bestimmung der Plattengrenzen keine leichte Aufgabe, denn es müssen, um die Ossifikationsfiguren sehen zu können, die oberen oder unteren Schichten des Panzers wegpräpariert werden (Heintz, l. c. S. 23). In dem mir vorliegenden Stück ist die Trennung der Platten noch dadurch besonders erschwert, daß zahlreiche, feine Sprünge über die Oberfläche des Panzers gehen. Übrigens erschien mir ein Abschleifen bei dem einzigen mir vorliegenden Stück unzulässig zu sein. In ganz feinen Linien glaube ich die Grenze des Anterior laterale gegen das Anterior dorso-laterale zu erkennen.

Die Oberfläche des Rückenpanzers zeigt eine Tuberkulierung, welche feiner ist als jene des Stachels.

An einem Dünnschliff des Bauchpanzers (Fig. 5 auf Tafel II) konnte eine basale Schichte beobachtet werden, doch gelang es nicht, sie in Lamellen aufzulösen, wie Heintz das machen konnte; denn der Dünnschliff konnte nicht dünn genug gemacht werden. Darüber liegt die Kanalschichte, deren Kanäle dem basalen Teil des Panzers parallel laufen. Die darüber liegende Maschenschichte hat größere und kleinere, ganz unregelmäßig verteilte Hohlräume, deren Wände verschieden dick sind. Darüber liegt die aus Lamellen aufgebaute Oberflächenschichte, die

³⁾ Hinweis auf die neueste paläontologische Literatur:

E. A. Stensiö, The Downtonian and Devonian Vertebrates of Spitzbergen, Part. I. Skrifter om Svalbard og Ishavet Nr. 12, Oslo, 1927.

A. Heintz, Die downtonischen und devonischen Vertebraten von Spitzbergen. Part. II. Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 22, Oslo, 1929.

W. Gross, Die unterdevonischen Fische und Gigantostraken von Overath. Abhandlungen d. Preußischen Geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 145, Berlin, 1933.

sehr feine Kanäle führt. — Der Bau ist also genau derselbe wie bei dem von Heintz beschriebenen Monaspiden-Panzer.

Im Anschluß des Stachels konnte das in Fig. 6 dargestellte Bild gefunden werden. Der „ziemlich große ovale Hohlraum“ in der Mitte des Stachels ist nicht zu sehen; wohl aber ist ein Hohlraum vorhanden, der höher als die Mitte liegt.

Das vorliegende Panzerfragment gehört zu den *Acanthaspida* und zwar zu deren erster Familie, den *Monaspidae*, welche durch scheinbar einheitliche Panzer ausgezeichnet sind. Von den Genera kommt nur *Jaekelaspis* Heinz in Betracht.

Die artliche Identifizierung ist etwas schwierig. Im allgemeinen herrscht Übereinstimmung mit *Jaekelaspis decipiens* Woodward sp.; aber zwei Umstände sprechen gegen die Vereinigung mit dieser seit langem bekannten Art: die mir vorliegende Form hat nicht einen so steil aufsteigenden, hochgewölbten Rückenpanzer und auch eine viel gröbere Tuberkulierung. In beiden Beziehungen stimmt die mir vorliegende Form mit *Jaekelaspis lata* Heintz überein, denn diese Art ist ziemlich breit und flach und hat eine recht grobe Tuberkulierung. Leider sind nach Heintz von dieser Art nur einige Reste beschrieben, welche kein vollständiges Bild geben.

Ich werde die Form aus dem Hörgasgraben daher mit einiger Zurückhaltung als *Jaekelaspis lata* Heintz bezeichnen.

Damit ist ein wichtiges stratigraphisches Ergebnis geschaffen: Sämtliche Arten von *Jaekelaspis* gehören in die Wood Bay-Serie (unteres Unterdevon), in deren Liegenden die Fische, Ostrakoden und Mollusken führender Red Bay-Serie (= Schichten der Oberkannte des Gotlandiums nach Quenstedt, Spitzbergen-Werk, Oslo 1929, Nr. 11) auftreten.

Wir werden daran erinnert, daß im Paläozoikum von Böhmen die Kalke und Schiefer mit den Fischen als unterste Lage des *e gamma* über den Hangendschichten des *e beta* liegen.⁴⁾

Wir denken ferner an die Worte von H. R. von Gaertner: „Das *e gamma* entspricht mindestens dem Downton oder dem Gedinne“.⁵⁾

In diesem Sinne werden wir den beschriebenen Panzerfisch als Bestätigung des Vorkommens des *e gamma* im Paläozoikum von Graz ansehen.⁶⁾

⁴⁾ Perner-Kodym. American Journal of Science, Vol. IV. 1922, S. 66.

Kodym-Koliha, Vestník Státního geolog. Ústavu ČSá. Republ. Bd. IV. Heft 3, 1928, S. 26 des Sonderabdruckes.

⁵⁾ Denkschriften der Wiener Akademie d. Wissenschaften, Math.-Naturwiss. Klasse. Bd. 102. 1931, S. 146.

⁶⁾ Heritsch, Verhandlungen d. Geolog. Bundesanstalt in Wien, 1930, Nr. 5, 7.

Tafelerklärung zu Tafel II.

Fig. 1.

R = Vorderer Abbruch des Rückenpanzers. *B* = vorderer Abbruch des Bauchpanzers; man sieht auch ein kleines Stück der Innenseite des Bauchpanzers. *S* = Stachel.

Fig. 2.

R = Rückenpanzer. *B* = Bauchpanzer. *S* = Stachel. Man sieht den vorderen Abbruch und ein Stück der glatten Innenseite des Bauchpanzers, Rückenpanzer und Stachel sind tuberkuliert.

Fig. 3.

R, *B* und *S* wie bei Fig. 2. Die Tuberkulierung tritt sehr gut hervor. Man sieht den Rückenpanzer von oben.

Fig. 4.

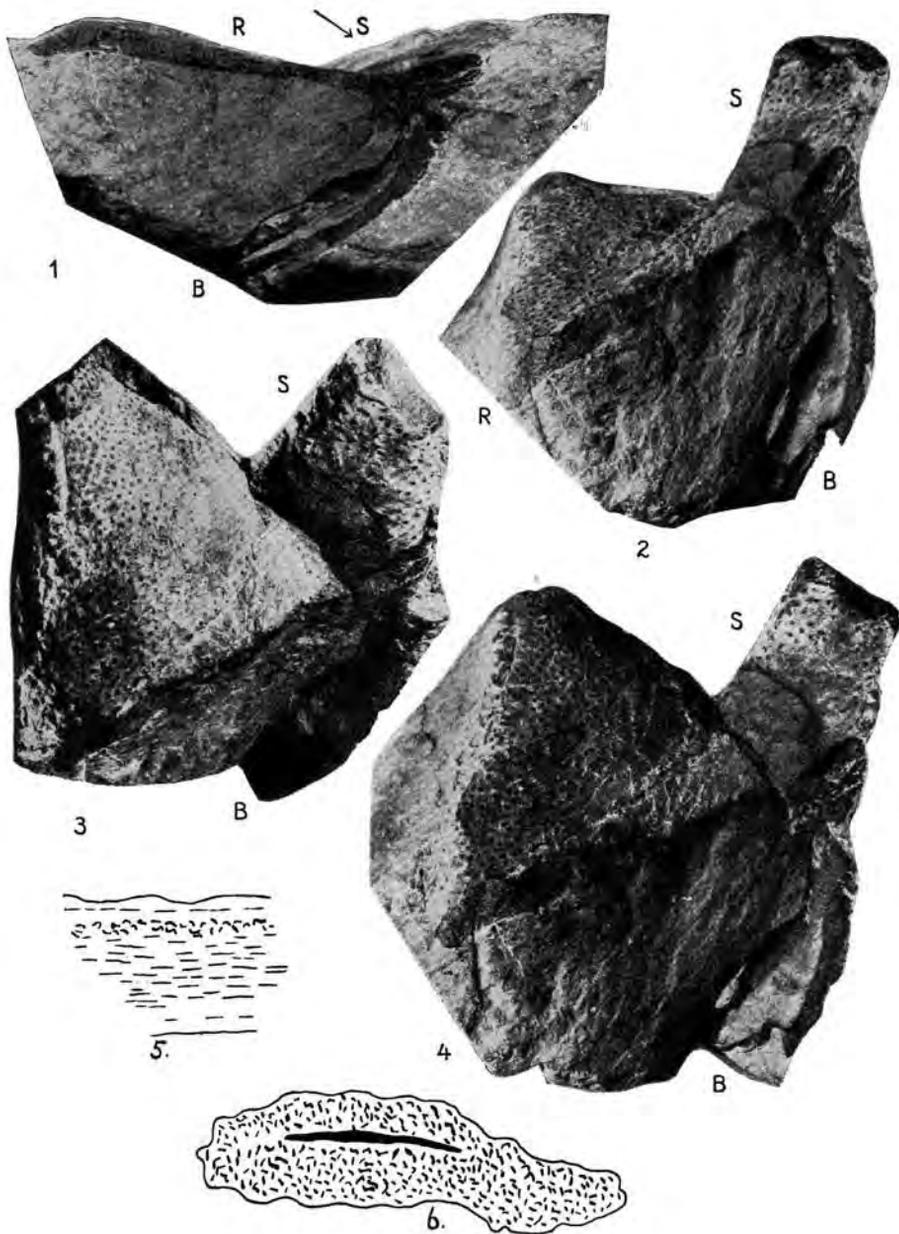
B und *S*, wie oben. Vom Bauchpanzer ist sowohl der vordere Abbruch als auch die glatte Innenseite zu sehen. Die Tuberkeln des Stachels sind größer als die des Innenpanzers. Das Bild ist so aufgenommen, daß der Rückenpanzer schief von oben erscheint und daß daher der vordere Abbruch von Rücken- und Bauchpanzer zu sehen ist.

Fig. 5.

Querschnitt des Bauchpanzers, nach einem Dünnschliff gezeichnet, sehr bedeutend vergrößert. Die Dicke des Bauchpanzers beträgt an der Stelle des Schliffes nicht ganz drei Millimeter. Schwarz erscheinen die Hohlräume.

Fig. 6.

Zeichnung der anpolierten Abbruchstelle des Stachels. Schwarz erscheinen die kleinen Hohlräume und der große Hohlraum etwas über der Mitte des Stachels.



Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore.

Von

Dr. Maria M. Ogilvie Gordon.

Mit 1 geologischen Karte, 1 Kartenskizze, 17 Tafeln und 32 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

Erster Teil.

Das Gebiet östlich vom Ampezzo-Tal.

	Seite
Vorwort	61
Einleitung	
Die ältere Literatur	62

Stratigraphie und Paläontologie.

Kristallines Grundgebirge

Quarzphyllit	65
------------------------	----

Perm

Grödner Sandsteine und Konglomerate	66
Bellerophon-Schichten	66

Trias

Werfener Schichten	68
Unterer Muschelkalk	71
Mendoladolomit	72
Oberer Muschelkalk	74
Buchensteiner Schichten	75
Wengener Schichten	79
Cassianer Schichten	83
Schlerndolomit	89
Raibler Schichten	90
Dachsteindolomit	94

Jura

Trias-Jura-Grenzzone und Lias	96
Oberjura (Malm)	97

Kreide

Untere Kreide (Neocom)	97
Kreidekonglomerat (Gosau)	98

Diluvium und Alluvium	98
--	----

Tektonische Beschreibungen.

Die Cristallo-Gruppe	102
Col Freddo und Croda d'Ancona	111
Das Misurina-Gebiet	117
Monte Piana, Tre Cime di Lavaredo (Drei Zinnen) und Cadin-Gruppe	119
La Cesta und Sorapis	121
Die Marmarole-Gruppe	131
Monte Rusiana und das Gebiet um Auronzo	132
Der Felsrücken von Croda di Paterno und Col Vidal	137
Das Cadore-Tal	141
Das Gebiet südlich des Boite-Tales	155
Die Piave-Taltiefe zwischen Perarolo und Domegge	160
Das Gebiet um Lorenzago und Vigo	163
Das Ansei-Tal zwischen Cima Cogna und San Caterina	167
Tektonisches Gesamtbild	171

Zweiter Teil.**Des Gebiet westlich vom Ampezzo-Tal.****Das Tofana- und Fanes-Gebirge**

Der Südhang des Tofana-Gebirges gegen das Falzarego-Tal	183
Die Tofana-Gruppe	185
Das Fanes-Gebirge	191
Die Dolomitenketten südlich des Falzarego-Tales	198
Das mittlere Cordevole- und Monte-Pelmo-Gebiet	200
Das Gebiet von Zoppe zwischen Ampezzo-Tal und Monte Civetta	205
Verzeichnis der benützten Literatur	214

Erster Teil.

Das Gebiet östlich vom Ampezzo-Tal.

Vorwort.

Das Gebiet, das in der vorliegenden Arbeit von mir geologisch beschrieben wird, beginnt im Westen am Tre-Croci-Paß, mit dem Dolomitgebirge von Cristallo und Col Freddo im Norden und La Cesta, Sorapis und Antelao im Süden. Es setzt sich im Osten über eine breite Strecke der östlichen Dolomiten bis zu den Tre Cime di Lavaredo (Drei Zinnen) im Norden und dem Boite-Tal und Monte Rite im Süden fort. Im mittleren Teil überschreitet das untersuchte Gebiet den Anziè- und Piavefluß und schließt das verwickelte Grenzgebiet zwischen Val di Cadore und Comelico ein. Hier bieten einerseits die tektonischen Verhältnisse der Val-Sugana-Linie, andererseits die scharfe südliche Umbiegung der alt-kristallinen Gesteine der karnischen Alpen mannigfache Probleme.

Schon seit Beginn meiner Untersuchungen in den Dolomiten hatte ich immer gehofft, diese interessanten Vorkommnisse näher studieren zu können, und ich freue mich sehr, daß dieser Wunsch nunmehr erfüllt wurde.

Das Marmarole-Gebirge konnte ich leider nicht sehr genau untersuchen. Im ersten Sommer meiner Aufnahmezeit war wegen größerer Aufforstungen das Begehen des Nordhanges nicht erlaubt. Im zweiten Sommer war meine Zeit gänzlich dem Val di Cadore gewidmet. Also habe ich dieses Dolomitmassiv nur teilweise neu begehen können.

Für meine Aufnahmen habe ich die italienischen Karten 1:25.000 benützt. Zugleich aber habe ich die ausgezeichnete Touristenkarte der Umgebung von Cortina d'Ampezzo 1:50.000 immer bei mir gehabt und an Ort und Stelle die Beobachtungen auch auf ihr eingetragen. Diese Karte reicht aber nur bis ins Piave-Tal; für das Vigo- und Lorenzago-Gebiet wurde nur die Karte 1:25.000 benützt.

Nachdem das aufgenommene Gebiet ein sehr ausgedehntes ist und größtenteils aus wenig gestörten Dolomitmassiven besteht, sah ich ein, daß eine Veröffentlichung im Maßstabe 1:25.000 sehr teuer zu stehen kommen würde, und sie schien mir auch wissenschaftlich nicht nötig. Ich habe also den Touring-Club-Italiano um die Erlaubnis gebeten, seine Touristenkarte Cortina d'Ampezzo als Grundlage für die Veröffentlichung meiner Beobachtungen zu gebrauchen. Diese Erlaubnis wurde mir freundlichst gegeben, und ich ergreife gerne die Gelegenheit, dem Touring-Club-Italiano meinen warmen Dank für diese mir sehr wertvolle Gefälligkeit auszusprechen.

Angesichts des kleineren Maßstabes der publizierten Karte habe ich darin die zwei Stufen der Werfener Schichten nicht getrennt. Zwar habe ich im Felde immer versucht, die Grenze dieser zwei Horizonte festzustellen, was aber wegen der vielen Faltungen und der Vegetationsbedeckung oft sehr schwer war. Es stellte sich klar heraus, daß die unteren oder „Seiser“-Horizonte hier eine sehr geringe Entwicklung haben und Teile davon oft als Faltenzwickel im liegenden Bellerophonkalke eingeklemmt sind.

Der Hauptzweck der Arbeit war von vornherein ein tektonischer. Deshalb habe ich dem stratigraphischen Teil der Beschreibung keinen so großen Raum wie in früheren Arbeiten gewidmet. Ich habe das Manuskript deutsch geschrieben und Herrn Dr. L. Nöth, mit dem ich viele Jahre befreundet bin, gebeten, es noch durchzusehen. Nachdem Dr. Nöth selbst in den Dolomiten gearbeitet hat und die Gegenden gut kennt, war seine Revision für die Arbeit sehr wünschenswert. Auch hat er mir mehrfach bei der Vorbereitung zum Druck geholfen. Ich möchte ihm für diese Freundlichkeiten meinen besten Dank aussprechen.

Herrn Hofrat Ampferer bin ich auch diesmal wie vorher für Hilfe und Rat bei der Veröffentlichung der Arbeit sehr verpflichtet.

Als ich mit ihm darüber sprach, hat er mir geraten, eine geschlossene geologische Darstellung auf der Cortina-Karte des Touring-Club zu veröffentlichen, im westlichen Teil mit Benützung der schon gedruckten Karten von Mutschlechner, Nöth, van Houten und von mir. Es gab aber immer zwischen diesen neueren Karten noch Lücken, und ich war bestrebt, diese zu schließen, damit die Karte vollkommen wäre. So hat man einen Überblick über den tektonischen Zusammenhang zwischen den westlichen und östlichen Dolomiten. Im zweiten Teil dieser Arbeit habe ich die geologischen Hauptzüge des westlichen Kartengebietes beschrieben.

Es wird aber angenommen, daß die Detailschilderungen in den betreffenden Spezialarbeiten nachgelesen werden. Zu diesem Zwecke führe ich gleich hier die Arbeiten an, die für die westliche Hälfte der Karte in Betracht kommen:

G. Mutschlechner: Geologie der St. Vigiler Dolomiten, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1932, Band LXXXII, Heft 1/2.

M. M. Ogilvie Gordon: Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1929, Band LXXIX, Heft 3/4.

L. van Houten: Geologie des Pelno-Gebietes in den Dolomiten von Cadore, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1930, Band LXXX, Heft 1/2.

L. Nöth: Das mittlere Cordevole-Gebiet, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1929, Band LXXIX, Heft 1/2.

Alle diese Karten im Maßstab 1 : 25.000 wurden für die neue Cortina-Karte auf den Maßstab 1 : 50.000 übertragen. Außerdem fällt noch der nördlichste Teil der von B. Castiglioni neu aufgenommenen Geologischen Karte des M. Civetta in die Südwestecke des Cortina-Kartenblattes und wurde gleichfalls mitbenützt.

Es wird betont, daß mit Ausschluß des zweiten Teiles die hier vorliegende Arbeit nur die eigenen neuen Aufnahmen in den östlichen Dolomiten behandelt. Die Einleitung, die hier folgt, bezieht sich also nur auf das Ampezzo- und Cadore-Gebiet.

Einleitung.

Die ältere Literatur.

Das Gebiet von Cadore und Comelico hat bei den älteren Geologen viele Aufmerksamkeit gefunden. Geyer hat seinerzeit ein vollkommenes Verzeichnis der Literatur gegeben, das von 1824, „Mineralogisches Taschenbuch“ von Leonhard von Buch, bis 1902, „Antlitz der Erde“, Band III,

von Eduard Sueß, reicht (Erläuterungen der geologischen Karte von Sillian und San Stefano di Comelico; Geologische Reichsanstalt, Wien 1902).

In diesem Verzeichnis finden sich die Namen mancher bedeutender österreichischer Geologen, die die grundlegenden Arbeiten für dieses Gebiet geschaffen haben. So hat man im Jahre 1856 die erste geologische Aufnahme des Gebietes von D. Stur.

1873/74 veröffentlichte Loretz seine Beobachtungen in den Sextener Dolomiten und aus der Umgebung von Corlina. Er folgte in seiner Einteilung der Trias-Schichtgruppen dem Schema, das Richthofen im Jahre 1860 für die westlichen Dolomiten aufgestellt hatte. Er zog aber Buchensteiner und Wengener Schichten zu einer Stufe zusammen. Richthofens Nachweis von Fazies-Übergängen in der mittleren Trias am Schlern wurde im Sextener Gebiet gleichfalls wahrgenommen.

Ein besonderes Verdienst von Loretz sind seine Beobachtungen über das Vorkommen von Algen im Dolomit dieses Gebietes und seine Vergleiche mit den nordalpinen Algen.

Bald darauf folgten, 1875/76, die vortrefflichen Aufnahmen von R. Hoernes in Sexten, Cadore und Comelico, und 1877/78 von G. Stache die klassischen Beschreibungen der Fossilien des Bellerophonkalkes und die Feststellung seines permischen Alters. Diese waren Vorläufer der großen zusammenfassenden Arbeit von Mojsisovics „Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien“, 1879.

Das Sextener Gebiet und das Gebiet von Auronzo und Val di Cadore bilden die östliche Grenze der geologischen Kartenaufnahmen von Mojsisovics. Diese Karten reichen so weit nach Osten, daß sie in auffallender Weise den Verlauf zweier tektonischer Hauptlinien W—O, resp. WNW—OSO durch die westlichen und östlichen Dolomiten bis ins Auronzo- und Cadore-Gebiet zeigen. Diese heißen nach Mojsisovics „Villnösser Linie“ und „Antelao-Linie“. Er zeigt auch den Verlauf der NO-SW Val Sugana-Linie im Val di Cadore.

Im ganzen Dolomiten-Gebiet hat nun Mojsisovics in seinen Beschreibungen die Fazieseinheiten sowie die meist nach S gerichteten Kniefaltungen der Schichten und die vielen Verwerfungsbrüche klargelegt. Er hat aber das Vorkommen von lokalen Überschiebungen kaum beachtet und die Deformationen der älteren Tektonik durch ein jüngeres System noch nicht erkannt.

In der Reihe folgte nun der bekannte italienische Forscher T. Taramelli, der während der Jahre 1881/83 mehrere Arbeiten über die Gegenden von Belluno, Friaul und Venetien veröffentlichte. Palaeontologisch und tektonisch sind sie sehr wertvoll. Seine geologische Karte (R. Accademia dei Lincei, Roma, 1881/82, S. 536) schließt das Ampezzo-, Cadore- und Comelico-Gebiet ein und umfaßt ein weites Gebiet der Dolomiten. Er zeigt, daß sich die tiefe Einsenkung der oberen Trias im SO der Val Sugana-Linie zwischen Pieve di Cadore und Lorenzago an einem Bruch längs der Valle Mauria nach O umwendet.

Das eingesunkene Gebirge setzt sich gegen das Tagliamento-Tal hin fort, wo, wie schon damals bekannt, eine große Flexur nach S mit Senkung des Südflügels besteht. Die Taramelli-Karte bringt diese Ver-

hältnisse, sowie die sehr verwickelten Schollen im Lorenzago- und Piovatal-Gebiet gleich nördlich davon, sehr gut zum Ausdruck.

Der japanische Geologe T. Harada gab im Jahre 1883 eine aufschlußreiche Arbeit über Comelico und West-Carnia heraus, in welcher er das Vorkommen von Quarzphyllit unter dem Grödner Sandstein im Lorenzago-Gebiet nachgewiesen hat. In seiner Karte sind noch keine Brüche eingetragen. Er schreibt in bezug auf die Val Sugana-Linie, daß sie in „drei Parallelbrüchen in NO-Richtung längs des Piova-Tales bei Lorenzago ins Comelico-Gebiet eintritt (l. c., S. 173). Der westliche Bruch soll am Monte Tudaio von den NS-Senkungsbrüchen abgeschnitten werden. Die anderen zwei sollen bei Lorenzago in ein W-O-Streichen umwenden und die N- und S-Begrenzung einer Längscholle (meist aus Schlerndolomit und Wengener Schichten) bilden. Diese wird nach O enger. Nach einer langen Strecke sollen diese zwei Brüche zusammentreffen und als ein einzelner sich in ONO-Richtung fortsetzen. Die Nordscholle wird an diesem Bruch gesenkt, während für die Val Sugana-Linie die Senkung der Südscholle charakteristisch ist.

Ich möchte gleich dazu bemerken, daß der südlichere Bruch dieser Scholle die große Flexur des Tagliamentotales durchschneidet und daher diese Flexur die ältere Bildung ist.

Im Jahre 1885 hat E. Suess im I. Band vom „Antlitz der Erde“ auf S. 322 seine wohlbekannte Textfigur der „Hauptbrüche und Flexuren, welche die Cima d'Asta umgeben,“ dargestellt. Darin ist die Val Sugana-Linie in ihrer NO-Fortsetzung zwischen Agordo und Val di Cadore unterbrochen. Im Val di Cadore hat Suess die von Harada beschriebenen drei parallelen Brüche eingetragen samt der östlichen Umwendung. Nichtsdestoweniger zeichnet er die NS-Senkungsbrüche an der Westseite des Monte Tudaio als zur Val Sugana-Linie gehörig sowie die dortige östliche Umwendung der Senkung. Ganz ähnliche hakenförmige Verhältnisse der Quer- und Längslinien bildet Suess in der „Val Sugana-Linie“ SO der Cima d'Asta-Gruppe ab.

Über das Comelico-Gebiet schreibt Suess: „Die Sugana-Linie aber zeigt, wie Haradas Aufnahmen erkennen lassen, in diesem östlichen Teile auf eine lange Strecke den nördlichen anstatt des südlichen Flügels gesenkt, aber es mag vielleicht die starke östliche Absenkung an dem Querbruch des Val Frisone hiezu beigetragen haben. Mit einer großen Flexur sinkt nun südlich von der Val Sugana-Linie das Gebirge südwärts zum Tagliamento ab.“

1900—1902 wurde von G. Geyer für die Geologische Reichsanstalt in Wien eine neue Aufnahme des Blattes Sillian und San Stefano bei Comelico gemacht. Diese greift in die NO-Ecke unseres Gebietes in der Umgebung von Auronzo herein.

Die Karte liefert mit ihren Erläuterungen einen sehr guten Überblick. Außerdem zeigt sie, wie hier der kristalline Untergrund der Dolomiten östlich vom Kreuzberg-Paß emportaucht und die Grenze gegen die Karnischen Alpen bildet, welche eine von den Dolomiten sowohl in den Gesteinen als auch im Bau ganz abweichende Struktur besitzen. Diese kristalline Randzone biegt hier aus ihrem ostwestlichen Streichen in mächtigem Bogen gegen Süden und Osten, wo sie längs einer stark

zusammengedrückten Bruchzone vom abgesenkten Dachsteingebirge des M. Piedo und M. Tudaio im Süden getrennt wird.

Dal Piaz, Padua 1912, veröffentlichte in einer kurzen Mitteilung: „Geologia dell'Antelao“ eine Reihe von wertvollen Detailbeobachtungen. Er erkannte hier das Vorkommen des Lias und das Auftreten einer Schubfläche, auf welcher eine Überschiebung nach S stattgefunden hat. Die Fortsetzung der Überschiebung nach O hat Dal Piaz durch das Val Otten nach Calalzo angenommen.

Betreffs des Ampezzaner Gebietes hat Kober, 1908, in seiner bekannten Arbeit über das „Gader, Rienz und Boite-Gebiet“ manches Neue und Wertvolle herausgebracht. Er hat in Col Freddo die nach S überschlagene Falte festgestellt und Detailbeobachtungen über die „La Stua“ Fundstelle mitgeteilt. Die von Kober damals angenommene Lias-Dachstein-Dolomitgrenze ist nach den neuen Untersuchungen v. Klebelsbergs, Mutschlechners und der Autorin wesentlich tiefer zu legen.

Sehr wertvoll war auch die 1915 veröffentlichte kleine Arbeit von R. Schwinner: „Zur Tektonik der Ampezzaner Dolomiten“, welche die gebrochene Falte im Col Freddo sowie die Verschiebungen im südlichen Teile des Cristallo behandelt. Er beschrieb auch eine Falte in der La Cesta Kette nördlich vom Sorapis Gebirge.

Einige geologische Aufnahmen der letzten Jahre grenzen im W und N, wie schon oben im Vorwort erwähnt, an das hier beschriebene Gebiet. Diese liefern reichliches Vergleichsmaterial sowohl in den neueren Kenntnissen der Faziesentwicklungen als auch in bezug auf den mannigfaltigen Bau der Gebirgsmassen.¹⁾

Stratigraphie und Paläontologie.

Quarzphyllit.

Diese ältesten Schichten des untersuchten Gebietes treten nur in drei isolierten Vorkommen östlich und nordöstlich Lorenzago auf. Ihre Verbreitung ist in großen Zügen bereits von T. Harada angegeben. Das größte Vorkommen liegt östlich von Lorenzago. Am Übergang der oberen Straße über den Ru Ramaio stehen, schlecht aufgeschlossen, Quarzphyllite an, die sich in allmählich breiter werdendem Zuge bis ins Piova-Tal erstrecken. Im W und O stoßen sie mit Störung gegen Bellerophonkalk, bzw. Grödner Sandstein, während im O normale Überlagerung von Grödner Sandstein zu beobachten ist.

Ein zweites, sehr kleines Vorkommen liegt an der Straßenkurve bei der Molino di Piova nördlich von Lorenzago. Hier ist ein schmaler Streifen Quarzphyllit mit Grödner Sandstein zusammen in Bellerophon-schichten eingefaltet.

Ein drittes, ebenfalls sehr kleines Vorkommen liegt an der Störung bei Pl. 1187 m im obersten Ru Ramaio.

Der Quarzphyllit ist ein grünlich bis blaugraues, feinschieferiges, ziemlich weiches Gestein. Der Quarz tritt in Form langgestreckter schmaler Linsen und dünner Lagen

¹⁾ Ein genaueres Literaturverzeichnis befindet sich am Ende der Arbeit.

Referate aus diesem Verzeichnis werden in der Arbeit mit Autornamen und Jahreszahl gegeben.

auf, das übrige Gestein ist ein serizitischer, glänzender Tonglimmerschiefer. Er verwittert sehr leicht, ist wasserreich und trägt meist eine dichte Vegetationsdecke. Fast immer ist er schlecht aufgeschlossen. Immerhin ermöglichen die herausgewitterten Quarzstücke auch bei schlechten Aufschlußverhältnissen eine ziemlich genaue Feststellung des Verwitterungsgebietes. Das Gestein ist intensiv verfault und meist tektonisch stark beansprucht.

Perm.

Grödner Sandsteine und Konglomerate.

Tieferes Perm ist nur östlich von Auronzo im Taleinschnitt des Valle Diebba und am Fuße des Monte Piedo sowie in der Gegend von Lorenzago aufgeschlossen. Unterhalb des Monte Piedo liegen mehrfach ausgewitterte Quarzporphyr-Blöcke, deren Anstehendes leider nicht festgestellt werden konnte. Ein kleiner benachbarter Rücken besteht aus Konglomerat, welches das Liegende des Grödner Sandsteins bildet.

Das Bindemittel dieser Konglomerate ist sandig, dunkelrot und grobkörnig. Die Komponenten sind vorwiegend kantengerundete helle, marmorartige Kalke von maximal 3–5 cm Größe. Weiter finden sich Brocken von Phyllit und Quarzporphyr. Die Gerölle lassen deutlich Tendenz zur Schichtung erkennen. Die Mächtigkeit der Konglomerate ist nur gering, ihre Verbreitung beschränkt.

Darüber liegen Grödner Sandsteine, meistens rotbraun, seltener gelbbraun gefärbt, in Wechsellagerung mit ziegelroten Schichten. In den höchsten Lagen ist hellrote Färbung häufiger und es kommt auf den Schichtflächen oftmals Glimmer vor. Die Sandsteine der obersten Lagen wechsellagern mit roten Tonschiefern und sandig-glimmerigen Mergelschiefern. Sie sind im Einschnitt des Diebba-Baches aufgeschlossen.

Bellerophon-Schichten.

Die Gesteine dieser Gruppe sind viel weiter verbreitet und finden sich in den tiefst eingeschnittenen Teilen des Gebietes, nämlich in der Gegend von Auronzo und Lorenzago sowie im Val di Cadore. Die Schichtgruppe und ihre Fauna ist mehrfach untersucht und darf als gut bekannt gelten. Ich brauche hier nur auf die Arbeiten von Stache, Kittl, Diener und Mojsisovics hinzuweisen. Stache hat zuerst das oberpaläozoische Alter dieser Gruppe erkannt; der Name „Bellerophonkalk“ für die fossilführenden schwarzen Kalke ist dann auf die ganze Gruppe übergegangen. Geyer (1900) hat im Sextener Gebiet die Gruppe in drei Abteilungen gegliedert:

1. Untere Abteilung: Gipsmergel und Gipse. Ton.
2. Mittlere „ Rauhacken, sandige Mergel, Dolomit und Kalkbänke.
3. Obere „ schwarze fossilführende Kalke, stellenweise mit viel Calcitadern.

Die untere Abteilung der Gipse und Gipsmergel ist sehr mächtig und weit verbreitet. Mit den eingefalteten Rauhacken zusammen bilden sie das Gehänge in der Gegend von Lorenzago—Laggio, nördlich von Domegge, bei Lozzo und Pieve sowie im Vallesina-Bach bei Valle di Cadore. In der Gegend von Auronzo befinden sich gute Aufschlüsse im Valle Diebba, weniger gute im Val Socosta und im untern Hang östlich von Val da Rin.

Als Beispiel für die Entwicklung im Cadore-Gebiet sei das Profil der Bellerophonkalkgruppe bei Lozzo beschrieben. Sie ist hier im Val Longiarin gut aufgeschlossen und leicht erreichbar.

An der Einmündung des Val Longiarin in die Piave (676 m) stehen Gips und Gipsmergel an. Bis ans Dorf Lozzo (753 m) bedecken dann verkittete diluviale Schotter das Anstehende. Gute Aufschlüsse sind wieder auf der Südseite des Val Longiarin. Die tieferen Gipsmergel sind hier ziemlich fest, mit vielen Gipsadern und -lagen, die oberen Lagen werden tonig mit Wechsellagerung gelber Rauhwaoken. Sie neigen zu Hangverrutschung und Verschüttung. Mächtigkeit etwa 140 m.

Darüber folgen unreine dunkle Kalke, sodann grobzellige Rauhwaoken und Dolomit mit Kalkbänken und Mergeln wechsellagernd. Diese mittlere Gruppe ist unregelmäßig geschichtet, die steil auferichteten Schichtbänke sind zu scharfen Kalk- oder Dolomitzacken ausgewittert. Mächtigkeit zirka 45 m.

Bei etwa 850 m in der Talsohle überlagern feingeschichtete schwarze, etwas mergelige Kalkplatten die mittlere Gruppe. Sie sind ihrer Beschaffenheit wegen leicht falbar und verbogen. Sie wechsellagern nach oben mit schwarzen Kalkbänken. Es ist der Horizont der „Pectiniden-Kalke“. Einige Pecten-Typen wurden auch gefunden, viel häufiger ist jedoch *Oxytoma Wähneri* Kittl. Die reichhaltigste Fossilführung ist in etwas höheren Lagen, wo die Kalkplatten oft von Calcitadern durchsetzt sind. Wechsellagernd mit ihnen treten dunkle Kalkmergel, Kalkbänke voll Algen sowie dünne Lagen von Lumachellenkalk auf. An Fossilien fanden sich:

Gymnocodium bellerophonis Rothpl.
Archaeocidaris sp.
Janiceps confusalis Kittl
Productus cadoricus Stache
Productus sp.
Avicula striatocostata Stache
Avicula filosa Stache
Avicula sp.
Oxytoma Wähneri Kittl
Pecten comelicanus Stache
Pecten Gumbeli Stache
Pecten Trinkerii Stache
Pecten sp.
Aucella cf. *Hausmanni* Goldf.
Nucula cf. *Beyrichi* Schaur.

Cleidophorus jakobi Stache
Cleidophorus sp.
Edmondia cf. *radiata* Hall
Edmondia cf. *rudis* M' Coy
Natica cadornica Stache
Natica pustuncula Stache
Natica sp.
Turbonilla montis crucis Stache
Entalis orahovicensis Kittl
Bellerophon sp. (Jugendform)

Ferner:

Foraminiferen und Ostracoden (vgl. Tafel III und IV)
 und häufige Bohrgänge.

Nördlich Lozzo bei Fontana außerdem noch: *Pecten pardulus* Stache.
 Mächtigkeit der Gruppe: 25 m.

Die fossilreiche Gruppe geht nach oben über in ganz ähnliche schwarze Kalke mit Calcitadern in Wechsellagerung mit dunklen Mergelschiefern und braunen Mergelkalcken, die auffallend ockergelb verwittern. Bald treten dann rotbraune Mergel und glimmerige Mergelschiefer der Werfener Schichten auf, letztere sind stellenweise erfüllt von Abdrücken von *Anoplophora fassaensis* Wissm. Diese Gruppen vertreten also die Grenzhorizonte zwischen Perm und Trias. Hier ist die Grenze wegen der guten Aufschlüsse leicht festzustellen, sonst macht ihre Festlegung oft erhebliche Schwierigkeiten.

Im Val Diebba südlich Auronzo bietet der Bach wie auch die neue Straße gute Aufschlüsse in den Bellerophonschichten. Hier ist besonders die Gipsmergel-Gruppe mit konkordanter Auflagerung auf Grödnere Sandstein zu beobachten. Hinter Villapiccola (Auronzo) fand ich im schwarzen Kalk gute Foraminiferenlagen. Bellerophonformen scheinen in unserm Gebiet seltener zu sein als in Gröden und Enneberg. Einige verdrückte Exemplare fand ich bei San Caterina in der Nähe der Störungslinie.

Einen sehr guten Einblick in die Schichtfolge der unteren und mittleren Abteilung bieten auch die Aufschlüsse oberhalb Domegge.

Mikroskopische Untersuchung der „Algenzone“ im Bellerophonkalk.

(Tafel III und IV.)

Ich habe Material aus dem „Algenkalk“ zum Zwecke der mikroskopischen Untersuchung gesammelt. Manche Schiffe waren vom Leitfossil *Gymnocodium bellerophontis* Rothpl. erfüllt (Fig. 1). Da diese Art so vielfach geschildert worden ist, habe ich es vorgezogen, hier hauptsächlich Schliffbilder von Foraminiferen und Ostracoden zu geben.

Die Zeichnungen Tafel III und IV, Fig. 1—7 sind von Herrn Dr. W. Ehrhardt, München, für den Druck vorbereitet worden.

Fig. 2 zeigt ein Stück Koralle mitten in den Resten von *Gymnocodium* und Foraminiferen. Auffallend ist das reichliche Vorkommen von Foraminiferen in vielen Schliffen. Darunter ist zweifellos das Leitfossil eine „*Fusulinella*“-Form, die sich mit der japanischen Art *Fusinella Itoi* Osawa identifizieren läßt (Fig. 3 und 5). Im Vergleich damit treten alle anderen Foraminiferen weit zurück. Die japanische Art ist von Cushman und Waters in ihrer Monographie der Foraminiferen sowie im „Key“ von Cushman (plate 10, fig. 7, and plate 13; Text pag. 132; second edition, August 1933) abgebildet.

Andere Foraminiferentypen, die öfters vorkommen, sind auf Fig. 4 dargestellt; nämlich sehr häufig *Quinqueloculina* sp. d'Orb.; auch häufig *Glyphostomella triloculina* Cushman und Waters; seltener *Bigennerina* sp. d'Orb., *Trochammina arenosa* Cushman und Waters und *Nodosaria*-Formen.

Einige Lagen sind mit Ostracoden erfüllt, deren innere Struktur aber niemals erhalten ist (Fig. 6 und 7).

Trias.

Skytische Stufe.

Werfener Schichten.

Wie die Permablagerungen, so sind auch die der unteren Trias nur im tieferodierten Teil des Gebietes anzutreffen und halten sich ziemlich an das Verbreitungsgebiet der Bellerophonkalke. Sie finden sich also vorwiegend in der Gegend um Auronzo sowie Vigo und Lorenzago und im Cadore-Tal. Meist sind sie stark gefaltet, oftmals auch mit Bellerophonkalk verfaltet, wie z. B. bei Lozzo. Sie bilden meist steile bewachsene Hänge, sind gelegentlich bewaldet, meist aber Wiesenland und sind im Cadore-Tal für die Versorgung mit Heu sehr wichtig. Abgesehen von Bacheinschnitten und dem Profil an der Hauptstraße sind die Aufschlüsse meist recht schlecht, nur gelegentlich sieht man an Wegen usw. die Schichten gut anstehen. Deswegen und auch besonders noch wegen der starken Verfaltung ist es unmöglich, die Mächtigkeit der Werfener Schichten genauer zu schätzen. Ich möchte eine Gesamtmächtigkeit von etwa 350 m annehmen; 60 m davon werden ungefähr auf die Seiser Schichten entfallen, während die Campiler Schichten immer sehr viel mächtiger sind.

Eine weitere Folge der schlechten Aufschlüsse ist, daß gute Fossilien selten sind. Was am Wege auswittert, ist meist schlecht. Man findet gute *Pseudomonotis*-Arten und andere Bivalven eher im frischen Gestein, doch sind sie infolge der tektonischen Beanspruchung des Gesteins oft leicht zerbrechlich. Ich habe darauf verzichtet, in den Werfener Schichten zu sammeln, wie in Fassa und Enneberg, und nur ausgesuchte Stücke mitgenommen.

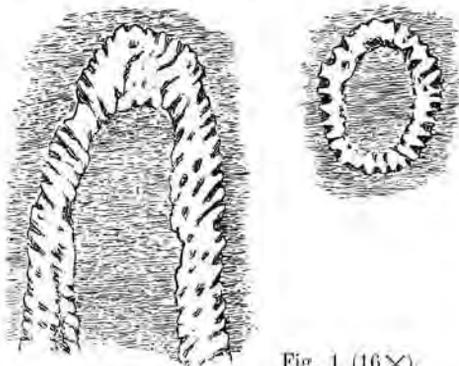


Fig. 1 (16X).

Gymnocyodium Bellerophontis sp. Rothpl.
im Längs- und Querschnitt.



Fig. 3 (16X).

„Foraminiferenkalk“ mit *Fusulinella itoi*,
Osawa.

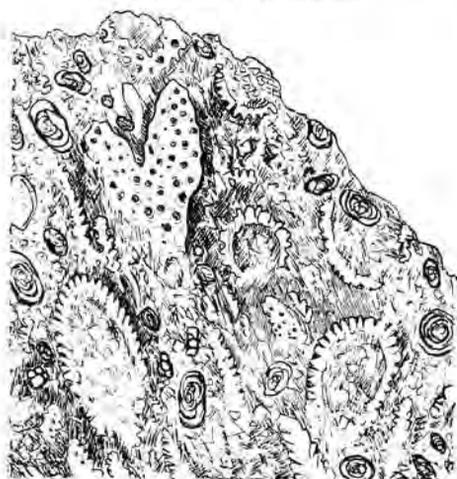


Fig. 2 (10X).

„Algenkalk“ mit einem Korallenstück,
Gymnocyodium Bellerophontis, und vielen
Fusulinellen.

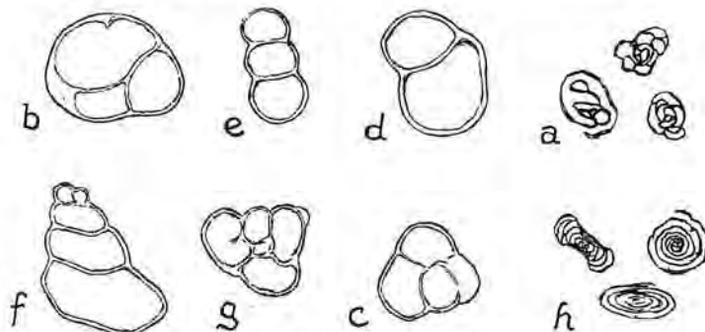


Fig. 4 (10X).

Einige Typen von Foraminiferen aus den
Schliffen.

a, b, c = *Quinqueloculina*, *d* = *Glyphostomella*, *e* = aff. *Nodosaria*, *f* = *Bigeneriella*,
g = *Trochammina*, *h* = *Fusulinella*.

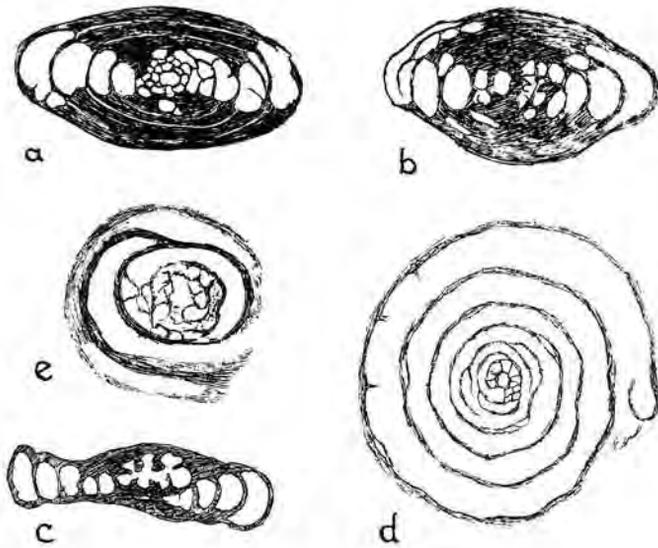


Fig. 5 (40x).
Fusulinella Itoi, Osaawa.
Längs- und Querschnitte
a—e



Fig. 7 (40x).
Einzelne Ostracoden.

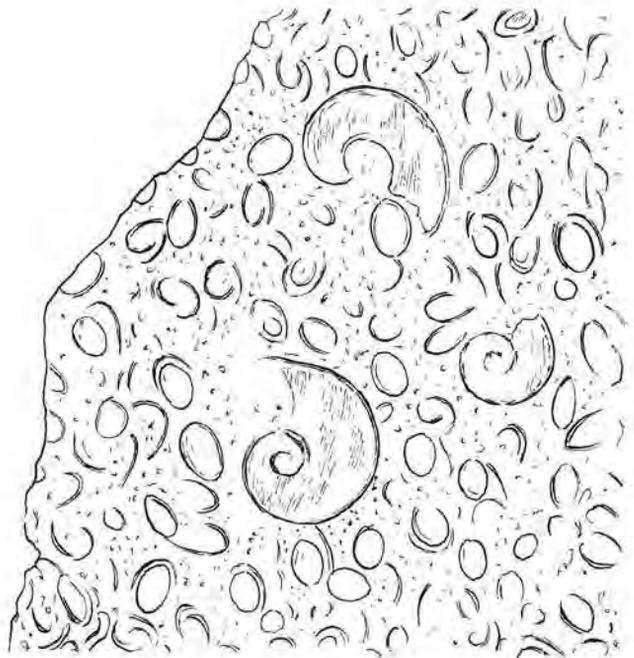


Fig. 6 (10x). „Ostracodenkalk“
mit Ostracoden erfüllt und mit einigen Bellerophon
Jugendformen.

a) Seiser Schichten.

Wie erwähnt, ist die Grenze Bellerophonkalk-Seiser Schichten nicht scharf und meist nur schwer auffindbar. Über typischem Bellerophonkalk folgen dunkle, gut geschichtete Kalke und Mergelkalke. Ich habe die Grenze dort gezogen, wo letztere tonig-mergelige Zwischenlagen und Glimmergehalt aufweisen, und sie dann, auch ohne beweisende Fossilien, zu den Seiser Schichten gerechnet.

Im Val Diebba steht diese Grenzgruppe bei etwa 1200 m an der Straße an. Sie wird überlagert von dunkelgrauen Mergelkalken, dann von helleren gutgebankten Mergelkalken, mit denen noch dunkle Kalke, teils mit Calcitadern, wechsellagern. Darüber folgen braune Mergelkalke mit Einlagerungen von grünlichem Mergelschiefer, dann dünne, feingeschichtete dunkle Glanzschiefer mit etwas Glimmer, zuunterst noch braunrot gefärbt.

In etwa 1225 m Höhe steht nun erst typischer Seiser Kalk mit kleinen Zweischalern an. Er wechsellagert mit grünlich verwitterndem Mergelkalk. In den höheren Lagen wird der Kalk härter, ist oft blaugrau und besteht aus Bänken wechselnder Dicke. Calcitadern kommen noch vor, ebenso auch einige weiche Mergelbänke. Einzelne Bänke sind reich an *Anodontophora* (*Myacites*) *fassaensis* Wissm. Ab und zu findet man auch *Pseudomonotis clarai* Emmr. und *Pseudomonotis aurita* Hauer. Die Mächtigkeit der helleren Kalkserie beträgt hier etwa 30 m. Das höhere Gelände bilden die Campiler Schichten, die eingefaltet auch gelegentlich in den Seiser Schichten auflauchen. Sie sind nicht so gut aufgeschlossen.

b) Campiler Schichten.

Trug der Ausstrich der Seiser Schichten noch oftmals Wald, so bilden die Campiler Schichten das eigentliche Wiesengehänge. Ein gutes, wenn auch nicht ganz vollständiges Profil ist am Col Mao westlich Nebbiu im Cadore-Tal aufgeschlossen. Hier führt ein kleiner Fußweg von Nehbiu hinauf, der einen leidlich guten Einblick in die Schichtfolge gewährt.

1. Untere Gruppe.¹⁾ Von etwa 950 bis etwa 1020 m stehen dünngeschichtete, graue und dunkelrote Schiefer an, die rote Färbung überwiegt im hangenden Teil. Darüber folgen gut gebankte graue, feste Mergelkalke, wechsellagernd mit dunkelroten, violettroten und olivgrünen, glimmerigen Mergelschiefern. An Fossilien wurden beobachtet: *Pseudomonotis tridentina* Bittner; *Pecten vajolettensis* Wittenburg; und *Anodontophora* sp. Die Mächtigkeit dieser Gruppe beträgt etwa 50—60 m. Da sie jedoch einen Sattel bildet, täuscht sie größere Mächtigkeit vor.

2. Mittlere Gruppe. In etwa 1120 m Höhe beginnen die auffallenden bunten Mergel und Schiefer von grangrüner und dunkelziegelroter Farbe. Sie wechsellagern gelegentlich mit glimmerreichen olivgrünen und grauen Mergelschiefern sowie mit grauen geaderten Mergelkalken, sind teilweise sehr fein geschichtet und erscheinen anfallend bunt gestreift. An Versteinerungen sah ich nur unbestimmbare Bivalven, *Holopella* und wurmröhrenartige Gebilde. In etwa 1145 m Höhe folgt wieder eine bunte Serie von weinroten bis violettroten Mergeln. Sie werden von grauem Kalk überlagert, in dem Bivalvenabdrücke häufig sind. Es fanden sich:

Pecten microtis Wittenb.; *Pecten* sp. unbest.; *Pseudomonotis inaequicostata* Bittner;

Pseudomonotis sp.; *Pleuromya* sp.; *Pseudomonotis multiformis* Bittner;

¹⁾ Die Einteilung in drei Gruppen dient hier nur der übersichtlichen Beschreibung!

Anodontophora fassaensis Wissm.; *Turbo rectecostatus* Hauer; mehrere Gastropoden. — *Natica gregaria* u. a.

Die Reihenfolge ist nun durch eine Falte unterbrochen.

3. Obere Gruppe. Bei 1180 m stehen noch die letzterwähnten bunten Mergel an. Darüber liegen graue und braunrote sowie gefleckte Mergel, feingeschichtete glänzende Schiefer, gelbe sandige Mergel, zuweilen mit Wellenfurchen. Sie werden überlagert von dunklen Schiefen und Platteukalken, in welchen einige Pectiniden, Myophorien und Gastropoden, unter andern auch *Naticella costata* Münst. und *Turbo rectecostatus* Hauer vorkommen. Die Gruppe breitet sich als Sattel in etwa 1260 m Höhe aus, biegt dann wieder zur Mulde um und bildet hier ein Wiesenplateau. Gute Anfschlüsse gibt es erst wieder in einer Schlucht unter den Felsen von Col Mao. Hier stehen rote Mergel und Mergelkalke an, die wahrscheinlich schon zum unteren Muschelkalk gehören. Ich sah hier hin und wieder einzelne Blöcke von einem ziemlich feinen Konglomerat, mit rot und weißlichen Komponenten, das den Grenzschichten zugehört. Typischer unterer Muschelkalk steht in 1400 m Höhe an.

Die eben geschilderte Entwicklung der Campiler Schichten dürfte ungefähr die für das Cadore-Gebiet typische sein. Eine Reihe guter Aufschlüsse gibt es bei Vigo und Pelos, doch sind alle Profile hier sehr unvollständig.

Die höheren Horizonte der Campiler Schichten und die unteren Lagen des Muschelkalkes sind am Col delle Rive (931 m) gleich nördlich von Vigo an mehreren Stellen aufgeschlossen. Die letzten Häuser unterhalb des Col delle Rive stehen auf roten und grauen glimmerreichen Mergeln und Mergelschiefen. Am Fuße des Hügels stehen dann fossilführende mergelige Plattenkalke an. Auf der Schichtfläche sieht man zahlreiche Pectiniden, Myophorien und Gastropoden, insbesondere *Naticella costata* Münst., die kleine *Holopella gracilior* (Schauroth) und *Naticiden*.

Diese Schichten streichen nach SW zum Col dei Miei und Col Piccolo durch, wo sie von den Grenzschichten des unteren Muschelkalkes überlagert werden.

Ähnliche Schichtentwicklung mit dünnen Konglomeratbänken finden wir südöstlich von Lorenzago bei Villa Clarenza. Hier sind die tieferen Plattenkalke gut aufgeschlossen und führen auch Fossilien; unter andern wurde hier auch eine Lumachellebank festgestellt.

Ein guter Aufschluß der höheren Campiler Schichten ist der Bach-einschnitt des Valle San Rocco westlich Auronzo.

Zu den höchsten Campiler Schichten sind wohl auch dunkle und besonders gelbliche Mergel und Mergelkalke zu rechnen, die auf der linken Talseite des Val Talagona gegenüber Vallesella an der großen Störungslinie gegen Dachsteindolomit auftreten. Sie sind zum Teil noch schwach glimmerig und führen an Fossilien unbestimmbare Bivalvenreste und schlecht erhaltene Ammoniten, wohl „*Tirolites*“. Sie werden überlagert von Mergelkalken, Sandsteinen und Kalken des unteren Muschelkalkes.

Anisische Stufe.

- a) Unterer Muschelkalk.
- b) Mendoladolomit.
- c) Oherer Muschelkalk.

a) Unterer Muschelkalk.

1. Die wechsellagernde Gruppe an der Basis.

Die Entwicklung der Übergangsgruppen der soeben beschriebenen Campiler Reihenfolge ins Hangende ist bei Vigo gut aufgeschlossen. Beim Aufstieg auf den Col dei Mieì folgen über dem *Naticella costata*-Horizont dunkle Mergelschiefer zuweilen mit Pflanzenresten und einige graue Kalkbänke mit *Myophoria ovata* Goldf., *M. laevigata* Alberti und anderen Bivalven. In etwa 1020 m Höhe stehen dünne Lagen von Konglomerat mit kleinen und größeren Geröllen an. Die Komponenten sind hellgrauer Kalk, roter und grünlicher Mergel. Über dem Konglomerat liegen wieder Mergelschiefer und dünne Kalkbänke. Weinrote und olivgrüne Mergel folgen darauf und werden in 1030 m Seehöhe von braunen harten Kalksandsteinen und dichtem Kalk des unteren Muschelkalkes überlagert. Diese Bänke stehen gleich unter dem Gipfelplateau des Col di Mieì an. Eine weitere Untersuchung war hier wegen Absperrung nicht möglich.

Die Grenzgruppe ist in der ganzen Gegend ziemlich konstant, aber immer nur geringmächtig. Nirgends wurden mehr als 25 m beobachtet. Einfaltungen in den Campiler Schichten kommen nicht selten vor, sie sind in der Karte nicht besonders ausgeschieden. Sonst sind in der Karte die Grenzschichten mit dem Konglomerat zum unteren Muschelkalk gerechnet.

Der Konglomerathorizont ist entweder als 2—2 $\frac{1}{2}$ m mächtige Schichtfolge oder als Wechsellagerung einzelner konglomeratischer Bänke mit Mergellagern ausgebildet. Die Komponenten sind gut gerollte Stücke von hellen bis grauen Kalken und bunten Mergelkalken. Immer ist der Horizont geringmächtig und meist nicht gut aufgeschlossen. Lose Stücke liegen jedoch häufiger umher. Für die Aufnahme können als brauchbare Leithorizonte angesehen werden:

1. die liegenden plattigen Kalke der obersten Campiler Schichten. Sie wechsellagern mit Mergelschiefern und enthalten noch *Naticella costata* als Leitfossil;

2. die darüber fast stets auftretenden roten und grünen Mergelhorizonte, die mit ihrer typischen intensiven Färbung ein guter Leithorizont sind und nach oben in dicke Kalkbänke mit Fossilien des Muschelkalkes übergehen. Zwischen beiden wäre etwa die Grenze zu ziehen. Selten sind sie jedoch so gut aufgeschlossen, daß ihre unmittelbare Festlegung angegeben werden kann. Zu bemerken wäre auch, daß die Grenzhorizonte oftmals wellige unebene Schichtflächen haben. Im Hangenden der bunten Mergel überwiegen dann geschichtete blaugraue Kalke mit Mergelzwischenlagen. In diesem Horizont kommen mehrfach Bivalven und Brachiopoden vor. Nach oben gehen diese fossilführenden Kalke in den massigen Muschelkalk über.

2. Der untere Muschelkalk bei Lozzo.

Als Beispiel der Entwicklung des unteren Muschelkalkes im Cadore-Gebiet gebe ich das Profil der Straße Lozzo—Col Vidal, wo er an der Tabia Vertafedera gut aufgeschlossen ist. In den obersten Campiler

Schichten sind die Aufschlüsse nicht besonders gut. Konglomerat wurde hier nirgends beobachtet. Das erste Anstehende des Muschelkalkes ist hier gut gebankter blaugrauer Kalk mit Kalkmergeln wechsellagernd. Darüber folgen rote, grünliche und graue Mergelkalke. Sie werden wieder überlagert von dunklen festen Kalken mit viel Calcitadern, hier etwas tektonisch beansprucht. Zwischen den einzelnen Bänken finden sich grüngraue mergelige Zwischenlagen. Aus den Kalken wittern häufig Fossilien heraus, besonders Brachiopoden und Bivalven. Gefunden wurden:

Myophoria ovata Gold.; *Myophoria laevigata* var. *elongata* Philippi; *Gerevillia* sp.; *Pecten cf. discites* Schlotheim; *Terebratula vulgaris* Schlotheim; mehrere *Rhynchonella cf. decurtata* var. *devota* Bittn.

Nun folgt eine gut geschichtete Gruppe von gelben, etwas sandigen Kalken, die nach oben in den typischen kompakten blaugrauen und dickbankigen Muschelkalk übergehen. Er bildet hier eine kleine Steilwand. Dieser Kalk ist stellenweise in den tieferen Lagen bituminös und wird nach oben häufig porös und dolomitisch.

In den höheren Lagen des Kalkes führen einzelne Bänke massenhaft Algen. Darüber folgt fast sofort der helle Mendoladolomit mit ähnlichen Algenbänken. Es handelt sich fast immer um dieselbe Art: *Physoporella pauciforata* Gumb. sp.

Streng genommen ist also der obere Teil des unteren Muschelkalkes als Riffazies ausgebildet. Er ist etwa 30 m mächtig, während der untere Teil der Gruppe nicht ganz diese Zahl erreicht. Immerhin wechselt die Mächtigkeit sehr rasch, wie das für eine ganze Reihe der Triasglieder zwischen Lozzo und Auronzo gilt.

Im Hang des Col Vidal westlich von Tre Ponti fand ich in den Kalkbänken des unteren Muschelkalkes öfters *Encrinurus* Stielglieder und in den mergeligen Lagen verkohlte Reste von Pflanzen verschiedener Typen.

Unterer Muschelkalk ist seit Haradas Untersuchungen (l. c. 1883, S. 156) auch vom Val Talagona bei Vallesella bekannt. Er gibt von hier *Ceratites binodosus* Hauer; *Balatonites Pragsensis* Loretz und andere Cephalopoden sowie *Pecten discites* Schloth. an. Das Vorkommen von Buchensteiner und Wengener Schichten und gar Cassianer Dolomiten, die Harada von der gleichen Stelle angibt, konnte nicht bestätigt werden.

Über den schon erwähnten, als oberste Werfener Schichten aufgefaßten plattigen Mergelkalken liegen hier nordfallend von unten nach oben:

1. rötliche, etwas knollige Mergelkalke,
2. braune, kalkige Sandsteine,
3. dunkle dichte Kalke, teils etwas sandig,
4. helle, gut gebankte Kalke.

Die Schichten bilden einen deutlichen, nach SW hangaufwärts ziehenden Rücken. Die Mächtigkeit dieser Schichten dürfte 30 m nicht übersteigen.

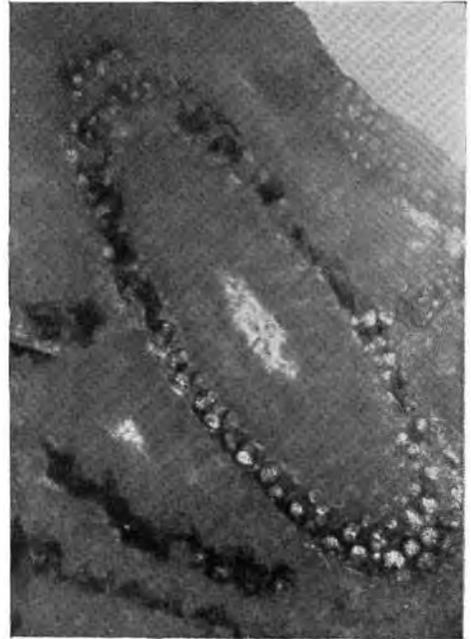
3. Mendoladolomit.

(Vgl. Tafel V.)

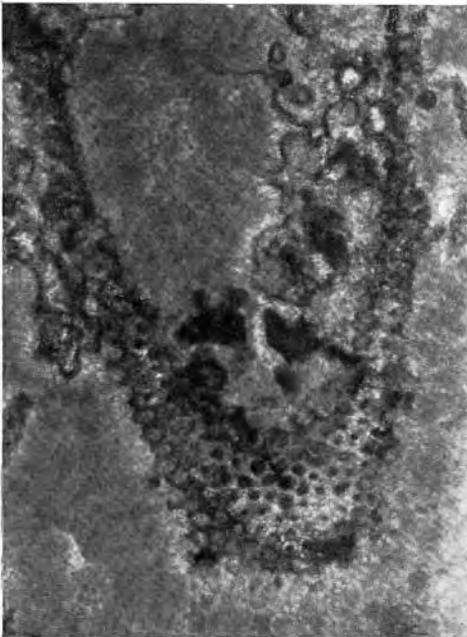
Der Mendoladolomit zeigt auch in diesem Gebiet wieder seine typische Entwicklung als massiger, gelbgrauer, poröser Dolomit. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 80 und 120 m. Gelegentlich wird er in geringem Maße kalkig. Manche Lagen sind voll von der für diesen Horizont charakteristischen Algenform *Physoporella pauciforata* Gumb., die sowohl



Phot. 1.



Phot. 2.



Phot. 3.



Phot. 4.

Phot. 1. *Physoporella pauciforata*, Gumbel sp., var. *undulata*, Pia; Schrägschnitt, 12 \times vergr.

Phot. 2. *Diplopora cadorica*, n. sp.; Schrägschnitt, 8 \times vergr.

Phot. 3. *Grifhoporella* sp.; Schrägschnitt, 15 \times vergr.

Phot. 4. *Bryozoe?* 15 \times vergr.

(Photogr. von Prof. Julius Pia gemacht.)

in den tieferen als auch in den höchsten Lagen des Mendoladolomits auftaucht. Immerhin sind die Algenbänke viel reichlicher in den höheren Lagen vorhanden.

Physoporella pauciforata Gûmb. sp., var. *undulata*, Pia.

Es kommt auch eine Varietät vor, die von der typischen *P. pauciforata* etwas abweicht. Deswegen habe ich davon ein Exemplar und Schlicke an Prof. Dr. Julius Pia vorgelegt. Prof. Pia teilte mit, daß er ähnliche Formen in einer bald erscheinenden Spezialarbeit als eine neue Abart unter dem Namen *P. pauciforata* Gûmbel, var. *undulata* beschrieben hat. Sie zeichnet sich von dem Haupttyp durch ihre wulstige Form aus, die wie gegliedert aussieht. Im allgemeinen sind die Algen kürzer und kleiner als *P. pauciforata* typ. Der Durchmesser beträgt nicht mehr als 2 mm. In dem Mendoladolomit-Felsen westlich von Pieve di Cadore und an der Croda di Paterno bildet diese Varietät ausgedehnte Rasen in den höchsten Horizonten (Tafel V, Fig. 1).

Diploporella cadonica n. sp.

Mit *P. pauciforata* Gûmb. zusammen fand ich am Monte Tranego zwei Formen, eine *Diploporella* und eine andere, die mit keiner der schon beschriebenen Arten identifiziert werden konnten. Ich habe diese *Diploporella* als eine neue Art aufgestellt, die ich *Diploporella cadonica* nenne (Tafel V, Fig. 2).

Sie ähnelt am meisten *D. philosophi* Pia, zeigt aber in jedem Glied nur einen Wirtel, während bei *D. philosophi* meistens zwei oder mehrere in einem Glied vorhanden sind; die Poren sind in der Mitte eingeschnürt, so daß sie wie zwei miteinander verwachsene Kugeln aussehen. Maße: Weite des inneren Hohlraumes 74%; Gesamtdurchmesser 3.4 mm. Fundort: Monte Tranego oberhalb Pieve di Cadore.

Griphoporella sp.

Die andere Alge ist eine *Griphoporella*, die aber wegen zu geringen Materials nicht genauer beschrieben werden konnte. Sie scheint aber mit keiner schon beschriebenen Art übereinzustimmen. Die Poren sind in der Mitte der sehr dünnen Kalkhülle am dünnsten. Sie erweitern sich sowohl gegen innen als auch gegen außen. Fundort: Monte Tranego oberhalb Pieve di Cadore (Tafel V, Fig. 3).

Bryozoen?

In den meisten meiner Schlicke des Mendoladolomits vom Westhang des Val di Cadore fanden sich mit den Algen kleine, büschelförmige Organismen von kurz subkonischer oder langgezogener Gestalt, die keine Hohlräume aufwiesen. Das Skelett ist von dicht aufeinanderfolgenden immer deutlich schrägen Poren durchsetzt. Sie sind schon aus dem Muschelkalk verschiedener Gegenden bekannt, aber noch nicht näher beschrieben worden. Man vermutet in ihnen Bryozoen (Tafel V, Fig. 4).

Wenn ich auch in dieser Arbeit nicht näher auf die Artenbeschreibung eingehen kann, lege ich zur Übersicht eine Tafel mit einigen Lichtbildern vor. Herr Prof. Pia hat freundlichst von einigen meiner Schilfe Bilder angefertigt.

Ganz abweichend ausgebildet ist das Mendoladolomitniveau des Monte Rite bei Cibiana. Hier ist der ganze Komplex kalkig entwickelt und führt nicht selten nesterartig auftretende Fossilien, besonders in den oberen Lagen. Neben zahlreichen Rhynchonellen treten große Bivalven auf und es fand sich ein Wohnkammerbruchstück eines Geratiten. Der Kalk ist hell bis bleigrau, stellenweise gebankt. In den höchsten Lagen ist die Schichtung deutlicher, der Kalk wird unrein, breccios, und nicht selten treten gelbe mergelige Zwischenlagen auf. Auch finden sich hier öfters braune und rosa Farbtöne im Kalk.

Oberer Muschelkalk.

Über dem Mendoladolomit nördlich von Lozzo folgt eine Serie dunkler, auffallend gelb verwitternder Plattenkalke, die den Gipfel des Colle Cervera bilden (1919 m). Zwischen diesem und dem Col Vidal treten sie etwas zurück und werden durch graugrüne und auch rote Mergel ersetzt, die etwas östlich vom Colle Cervera-Gipfel ziemlich verbreitet sind. Nicht selten kommen auch Einlagerungen von dunkelgrauen Mergeln vor.

Die Mächtigkeit der Gruppe wechselt stark. Am Colle Cervera ist sie etwa 110 m mächtig, nach SW und NO jedoch rasch reduziert. Nach NO sind die Plattenkalke unterhalb des Col Vidal durch einen Bruch abgeschnitten, dann liegt Buchensteiner Dolomit auf Mendoladolomit. Nach SW sind sie in Begleitung des Mendoladolomitzuges bis fast zur Croda della Madonna zu verfolgen.

Auch in der tieferen tektonischen Einheit (der Antelao-Scholle) um Lozzo wird der Mendoladolomit von Plattenkalcken des oberen Muschelkalkes überlagert. Sie sind am Monte Brente oberhalb Domegge gut entwickelt, keilen an der Cresta di Po Croda aus und treten dann zwischen dem Otten-Tal und der Forcella Antracisa nochmals auf. Dort, wo sie fehlen, liegen Buchensteiner Schichten direkt auf dem Mendoladolomit.

Der Plattenkalkhorizont ist stets sehr fossilarm. Pflanzenreste kommen zwar stellenweise häufig vor, sind aber oft verkohlt und meist für Bestimmung nicht ausreichend. Einige größere Reste sind vielleicht als Stammreste von *Voltzia* anzusehen.

Ziemlich mächtig, gut aufgeschlossen und zugleich etwas fossilreicher ist auch der obere Muschelkalk im Gebiet des Monte Rite bei Cibiana. Petrographisch ist die Ausbildung ziemlich dieselbe, nur ist der Komplex hier noch feiner geschichtet und durchgehend mergeliger als weiter im Nordost. An Fossilien fanden sich neben zahlreichen Pflanzenresten kleine unbestimmbare Gastropoden und Bivalven sowie Abdrücke einer kleinen Daonella-ähnlichen Form.

Zum oberen Muschelkalk rechnet man auch das seit langem bekannte Mergelschieferband von Auronzo, das am Monte Rusiana wieder auftritt (vgl. Geyer, 1900). Bei Auronzo sind es dunkle, gut geschichtete

hornsteinführende Kalke und gelbe Mergelschiefer, eine deutliche meist verschüttete Terrasse bildend; am Monte Rusiana vorwiegend gelbe Mergelschiefer, die nur geringmächtig sind und deren Ausstrich meist von Dolomitschlutt verdeckt ist. Ihr Verbreitungsgebiet ist hier durch eine ausgeprägte Depression, bzw. Stufe gut zu erkennen.

Zum Vergleiche dieser lokal auffallend mächtigen Entwicklung möchte ich auf einige Vorkommen in den westlichen Dolomiten hinweisen. Dort habe ich in dem „oberen alpinen Muschelkalk“ zwei Horizonte ausgeschieden (1) Mendoladolomit mit *Physoporella pauciforata* Gumb.; (2) bituminöse Mergel, plattige Kalke oder Dolomite in rasch verändernder Fazies-Entwicklung mit *Diplopora annulatissima* Pia.; *Daonella Sturi* Benecke; *Daonella Parthenensis* Schafhäütl; *Trachyceras brembanus* Mojsisovics und andere Fossilien sowie in den Mergeln verkohlte Stammfragmente und Blätter von Landpflanzen.

Die Zone wurde von mir erst über dem Mendoladolomit an der Basis des Langkofel-Massivs als bituminöse Kalkfazies unterschieden, weiter in sandiger Kalkfazies am Sella Paß; als dolomitische Rauhacke am Sass da Saliceng in Fassa; als dunkler Schiefer und Plattenkalk am Seccadagipfel nördlich des Grödener Tales und an der Ferneda, Geissler und Medalges-Kette sowie in verschiedenen Fazies im Enneberg-Gebirge.

Ladinische Stufe.

Buchensteiner Schichten	} in Schlerndolomit-Fazies übergehend.
Wengener Schichten	
Cassianer Schichten	
Schlerndolomit.	

Diese Stufe der südalpinen Triasablagerungen, mit der sich zuerst Richthofen (1860) und Mojsisovics (1879) näher befaßten, ist infolge der nun wichtig werdenden vulkanischen Erscheinungen die Hauptzeit der heteropischen Faziesentwicklung in den Dolomiten. Anstatt der bisher ziemlich gleichförmigen Kalk-, Mergel- und Dolomitserie der tieferen Trias beginnen schon in der Buchensteiner Zeit sich drei verschiedene Fazies zu entwickeln: Die mergelig-kalkige „Normalfazies“, die eruptive Fazies und die Riffazies.

Buchensteiner Schichten.

a) Die Buchensteiner Schichten im Val di Cadore.

Die typische Entwicklung dieser Stufe, wie sie in den Profilen vom Buchensteiner Tal so schön ausgebildet ist, finden wir auch im Val di Cadore wieder, nämlich die Reihenfolge Knollenkalk, nach oben in Plattenkalk übergehend, mit „Pietra verde“ Tuffeinlagerungen verschiedener Mächtigkeit in beiden Horizonten. In dieser Entwicklung ziehen die Buchensteiner Schichten im Westhang des Val di Cadore von Lozzo bis zum Col Mao oberhalb Venas durch.

Als Beispiel nehme ich das Profil des Col Mao oberhalb Nebbiu. (Vgl. dazu auch das von Hummel [1932] mitgeteilte Profil im Val d'Oten.) Das Profil zeigt im Liegenden der Buchensteiner Schichten die normale Reihenfolge; Werfener Schichten—Muschelkalk—Mendoladolomit. Letzterer wird nach oben dunkler und schließt noch die Zone des oberen Muschelkalks ein (vgl. Fig. 30, S. 150).

Darüber (vgl. Fig. 30) folgen konkordant graue, gut geschichtete Knollenkalk mit braunen Hornsteinen, die untere Schichtgruppe der Buchensteiner Schichten. Sie werden überlagert von sehr regelmäßig dünn geschichteten dunklen Plattenkalken, die einen Steilhang östlich des Weges nach Festona bilden. Darüber liegen in der tief eingeschnittenen Schlucht des Baches die typischen grünen Pietra verde Tuffe in mächtiger Entwicklung. Das normale Hangende ist hier nicht aufgeschlossen, Werfener Schichten sind auf Buchensteiner Schichten überschoben.

Die gleiche Reihenfolge wiederholt sich jedoch höher im Hang und hier liegen über den Pietra verde Lagen dunkle Augitporphyrtuffe mit Daonellen-Schiefern der Wengener Schichten.

In ähnlicher Entwicklung ziehen die Buchensteiner Schichten über das Otental zum Monte Brente. Noch weiter nordöstlich nehmen die Pietra verde-Lagen rasch an Mächtigkeit ab, was wahrscheinlich mit der lokalen Riffazies am Col Vidal zusammenhängt.

b) Die Buchensteiner Riffazies am Col Vidal.

Es wurden oben (S. 74) die auffallende Entwicklung des oberen Muschelkalks am Colle Cervera beschrieben. Außer dieser Lokalentwicklung zeichnet sich der Höhenzug oberhalb Lozzo noch durch eine in der Mächtigkeit rasch veränderliche Kalkfazies der Buchensteiner Schichten aus.

Westlich des Colle Cervera, gleich an der Straße werden die hier geringmächtigen Plattenkalk des oberen Muschelkalks von typischen Buchensteiner Knollenkalken überlagert. Verfolgt man diese Grenze nach NO, so stellt sich in den unteren Knollenkalken eine zunächst dünne, dann rasch mächtiger werdende Kalkbank ein. Sie enthält zunächst noch kleine helle, gelblich verwitternde Kieselausscheidungen. Die Kalkbank selbst ist dunkelgrau, blaugrau verwitternd und ziemlich fest.

Nördlich von Colle Cervera ist die Bank bereits 5 m mächtig. Sie wird auch hier noch überlagert von typischen Buchensteiner Knollenkalken, die aber, mit zunehmender Mächtigkeit der Kalkbank 250 m weiter nordöstlich verschwinden. Der Kalk schwillt nun sehr rasch an und bildet das Hügelmassiv des Col Vidal.

Der Kalk ist vorwiegend grau, meist hellgrau gefärbt. Weiße Lagen kommen vor, sind aber selten. Stellenweise ist der Kalk grob gebankt, vielfach jedoch ungeschichtet. Einige Algen und Schwammreste wurden darin beobachtet. Er zieht sich nach NO in großer Mächtigkeit bis zur Croda alta hin und ist von Mendoladolomit unterlagert.

Aus den Lagerungsverhältnissen geht hervor, daß diese Kalk eine Riffazies der Buchensteiner Schichten sind und im NO vielleicht noch oberen Muschelkalk einbegreifen.

Im NO ist der Kalk an einem Bruch gegen Wengener Schichten verworfen, jedoch sieht man zwischen Col Vidal und Colle Cervera auf große Erstreckung hin Wengener Tuffe den Kalk normal überlagern. Südwestlich liegen dieselben Wengener konkordant auf typischen Buchen-

steiner Knollenkalken mit Pietra verde. Es ist wahrscheinlich, daß der Bruch zwischen Wengener Schichten und Buchensteiner Kalk nördlich des Col Vidal der alten stratigraphischen Diskordanz folgt.

Diese Riffkalkfazies der Buchensteiner Schichten ist besonders mächtig am Col Vidal entwickelt. Spärliche Reste südlich der Croda di Paterno (auf der Karte nicht eingetragen) leiten über zur Croda la Mandria, wo wieder der Riffkalk über wenig Mendoladolomit ansteht. Der Zug erstreckt sich, mehrfach verworfen, bis zur Tabia da Rin. Westlich des Val da Rin deuten am tektonisch stark gestörten Südhang des Monte Rusiana isolierte Schollen von Riffkalk den ehemaligen Zusammenhang nach W an und leiten über zum Buchensteiner Dolomitzug San Marco al Palus—Stabingrande.

e) Die Buchensteiner Schichten im oberen Val Ansiei.

Die Buchensteiner Schichten sind im oberen Ansieital nur an wenigen Stellen aufgeschlossen, so bei San Marco al Palus und Stabingrande.

Gleich nördlich der Osteria San Marco al Palus ist eine etwa 8—10 m hohe hellgraue Dolomitwand zu sehen. Der Dolomit ist unregelmäßig dick gebankt, die Bänke fallen etwa 30° N. Nach W nimmt der Dolomit etwas an Mächtigkeit zu und ist im oberen Teil dünner geschichtet. (Fig. 8.)

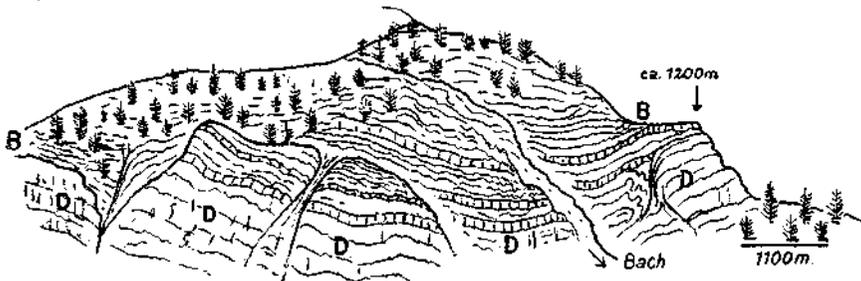


Fig. 8. Ansichtsskizze des Übergangs von Buchensteiner Kalk, Mergel und Tuff (B) in Dolomittfazies (D). Bacheinschnitt NW San Marco di Palus, Val Ansiei.

Am Nordhang der Wand nahe der Osteria sowie oben auf der Wand selbst, stehen dunkle Kalke mit knolligen Schichtflächen und mergeligen Lagen an. Sie liegen oben fast konkordant auf dem Dolomit, sind aber am Nordhang etwas verbogen und gestört. Im ganzen liegen sie hier muldenförmig. Ein Seitenbach hat diese Mulde angeschnitten und bietet gute Aufschlüsse. Die Reihenfolge von unten nach oben ist hier:

1. Hellgrauer Dolomit, stellenweise knollig und voll von gelbem Hornstein;
 2. Plattenkalke und knollige Kalke, westlich des Baches ammonitenführend;
 3. dünn bis dickschichtige Kalkbänke mit Einlagerung von rotem und grünem Tuffschiefer;
 4. dünn gebänderte rote und grünliche Tuffschiefer mit Pietra verde wechsellagernd;
 5. gelbe und braune Mergelkalke.
- Die ganze Folge von der oberen Grenze des Dolomits an ist etwa 20 m mächtig.

Die „knolligen Kalke“ von Nr. 2 des Profils haben nicht die Hornsteinausscheidungen wie sonst die Buchensteiner Kalke, sie sind flaserig und kommen mit Plattenkalk zusammen vor. Die Ammoniten wittern gut aus, beim Klopfen werden sie leicht zerbrochen. Es wurden folgende Arten gefunden:

Protrachyceras Curionii Mojs.; *Proarcestes trompianus* Mojs.; cf. *Proarcestes Boeckhi* Roth.; *Orthoceras campanile* Mojs.

Unter ihnen sind nur wenige gute Exemplare, die Bruchstücke sind aber ziemlich groß. Am häufigsten sind die ersten beiden Formen. Sie weisen auf die oberen Horizonte der Buchensteiner Gruppe hin, was auch die Plattenkalke schon andeuten.

Man kann diese Schichtfolge sowie die Dolomitwand im W bis an den Rio Albio verfolgen. Zunächst trennt eine kleine Schlucht das eben beschriebene Vorkommen von der westlichen Fortsetzung. Dann liegt westlich zwischen Dolomit und der auflagernden Serie eine Diskordanz. Der Dolomit ist blaßgrau und stellenweise von gelben Hornsteinen als Adern und Knollen durchzogen und gut gebankt. Die obersten Lagen sind grobknollig und unregelmäßig. Sie gehen nach oben, an der Diskordanzfläche in eine dicke Bank dolomitischer Knollenkalke über. Die weitere Schichtfolge ist:

2. dünngeschichtete Plattenkalke,
3. rötliche und graue Tuffschiefer,
4. dicke Bänke blaugrauer Knollenkalke mit feinen schiefrigen Einlagen, viele Durchschnitte und Bruchstücke von Ammoniten,
5. bunte Tuffschiefer und dickgehauene Pietra verde, nach oben wieder in feingebänderte, bunte Tuffschiefer übergehend,
6. gelb verwitternde Mergelkalke und dunkle Mergel.

Dies Profil bestätigt das von San Marco und beide liefern den Beweis, daß hier die untere Buchensteiner Schichtgruppe der Hornsteinkalke in Dolomitfazies vertreten ist.

Auffallend ist in den Profilen die Wiederholung der bunten Schiefer sowie die nur ein paar Meter mächtige Pietra verde. Da nun die Riffbildung hier schon in früher Buchensteiner Zeit begonnen hat, kann die geringe Mächtigkeit der Pietra verde in der Nähe des Fazieswechsels wohl mit irgendwelchen Unebenheiten des damaligen Bodenreliefs erklärt werden.

Östlich der Osteria San Marco al Palus sind die Buchensteiner Schichten bis gegen Cosderuoibe von Schutt und dichter Vegetation bedeckt. Bei Cosderuoibe taucht der Dolomit wieder als dünne geschichtete Bank mit flachem NW-Fallen auf. Nach NO nimmt der Dolomit an Mächtigkeit zu. Buchensteiner Knollenkalke und Plattenkalk wittern an der Grenze des Wiesenhanges oben aus, während der Wiesenhang selbst aus Wengener Tuffen besteht.

Gute Aufschlüsse sind in dem ganzen Gebiet kaum vorhanden. Man kann aber feststellen, daß die typischen Buchensteiner Gesteine bis zur Alpe Stabin noch den Dolomit begleiten. Dann sind sie verschwunden und es liegt Wengener Tuff nun auf dem Dolomit. Wir haben also wieder eine Faziesgrenze in dieser Dolomitfläche vor uns.

Hier vertritt der Dolomit die ganze Buchensteiner Serie wie am Col Vidal. Wir befinden uns am Rande der mächtigen Dolomiffazies der Sextener Dolomiten.

Von Interesse ist die Feststellung, daß am Col Vidal die Riffgesteine kalkig, hier dagegen vorwiegend dolomitisch sind.

Wengener Schichten.

Die Wengener Gruppe zeigt im untersuchten Gebiet Faziesübergänge von Tuff- und Mergelschichten in Dolomit oder stellenweise in Kalk. Die Hauptfaziesgrenze liegt nördlich des Val Ansei. Die Nordabhänge zwischen Valbona und Monte Rusiana bestehen aus Wengener und Cassianer Tuff- und Mergelschichten, die nach Norden und Osten im Schlern-dolomit des Sextener Dolomitgebirges auskeilen. Auch im südlichen Teil des untersuchten Gebietes bei Cibiana gehen Wengener Schichten in dolomitischen Kalk über.

Die klastischen Sedimente sind größtenteils vulkanischen Ursprungs. Es ist eine meist sehr mächtige Folge von grob bis feinkörnigen Tuffen, Tuffsandsteinen, gebänderten Tuffschiefen und Mergeln, explosiven Tuff-Agglomeraten und Konglomeraten; selten sind auch Augitporphyr-Laven eingeschaltet. Die so bezeichnenden „Wengener Plattenkalke“ und Schiefer mit *Daonella Lommeli* Wissm. sp. und *Posilonia Wengensis* Wissm. sp. kommen darunter in dünnen Lagen vor. Wo die Tuffe zurücktreten, werden sie mehrfach durch Mergelschiefer und -kalke ersetzt. Die Bivalven usw. finden sich vorwiegend in den Plattenkalken und Mergelschiefern, die pflanzlichen Versteinerungen halten sich vorwiegend an die Gruppe der Tuffsandsteine.

Die Wengener Tuffe heben sich durch ihre dunkle, eintönige Farbe gut von den hellgrünen Pietra verde-Tuffen im Liegenden ab. Die tiefere Tuffgruppe in der Wengener Reihenfolge schließt meistens eine Reihe von festen, dunklen, oft etwas olivgrünen Tuffen von gleichmäßiger Beschaffenheit ein, die stellenweise abgebaut werden. Sie entsprechen den „Bausteintuffen“ der westlichen Dolomiten.

In den Gegenden von Misurina und Tre Croci hat die Erosion bis jetzt nicht tiefer als bis in die Cassianer Schichten eingeschnitten. Erst im oberen Teil des Val Ansei treten die Wengener Schichten auf und sind nun im ganzen Nordwesthang des oberen Ansei-Tales sowie am Ost-, Südost- und Südhang der Antelao-Marmarole-Gruppe weit verbreitet. Als Beispiele seien je ein Profil aus dem Anseital und dem Val di Cadore näher beschrieben.

a) Die Wengener Schichten im oberen Val Ansei.

Ein ziemlich vollständiges Profil der Wengener Schichten ist etwas östlich der Osteria San Marco al Palus an der während des Krieges gebauten Straße von Tornede zum Bosco di Misurina erschlossen. Sie ist zwar streckenweise schon recht verfallen, gewährt aber doch noch einen guten Überblick. Das Profil liegt etwa NW—SO oberhalb Tornede.

Hangendes: Cassianer Schichten.

- | | | |
|--|---|---|
| Obere Gruppe
mit Tuff-Kalk-
Agglomeraten | } | 18. Feine dunkle Tuffe und Tuffmergel mit Pflanzenresten. |
| | | 17. Dunkelbraune dichte und harte, grobkörnige Tuffe, nach unten mit unregelmäßigen Einlagerungen von hellgelben oder grauen Tuffkalk-Agglomerat und gelben blasigen Tuffen. |
| | | 16. Feinsplitterige Tuffschiefer, olivgrün bis dunkelbraun, oft mit glänzenden Oberflächen. |
| | | 15. Massive gebankte dunkelbraune, grobkörnige Tuffe mit 2—3 m dicken Bänken, stark zerklüftet. Nach oben in hellgraue dichte Tuffe mit grünen Verwitterungsflächen übergehend. Viele Calcitadern. |
| | | 14. Massive Tuff-Kalk-Agglomerat-Bänke und blasige Tuffe mit vielen Kalkeinschlüssen (explosive Tuffe). |
| Tuffe und
Tuffsandstein-
Gruppe | } | 13. Bei 1230 m weiche, olivgrüne Tuffe und feinsplitterige Tuffschiefer mit kleinen Aviculiden und <i>Posidonia wengensis</i> Wissm. sp. |
| | | 12. Harte grobgeschichtete, dunkelbraune Tuffsandsteine, orange-farbig verwitternd (Mächtigkeit 30 m). |
| | | 11. Weiche typische Wengener Schiefer, Kalke mit Bivalven und Pflanzenresten. |
| | | 10. Grüne und rotbraune, dünn- und dickgeschichtete Tuffe und Tuffschiefer. |
| | | 9. Harte, dickgebankte grüne bis dunkelbraune Tuffe mit einigen bunten Schiefereinlagen, 15 m mächtig. |
| | | 8. Grobe Tuffe, Tuffkonglomerate und Bombentuffe. |
| | | 7. Harte, gut geschichtete Tuffsandsteine. |
| Untere Gruppe
mit fossil-
führenden
Einlagerungen | } | 6. Glanz- und Tuffschiefer. |
| | | 5. Schwarzblaue Plattenkalke mit <i>Daonella Lomelli</i> Wissm. sp. Avicula- und Posidouien Abdrücken. |
| | | 4. Harte, feste Tuffe, dunkelgrau; Mächtigkeit zirka 30 m, mit tonigen Schiefereinlagerungen. Diese „Tuffe“ enthalten verhältnismäßig wenig vulkanisches Material und dürften vielleicht als Grauwacke bezeichnet werden. |
| | | 3. Dunkle, dichtgebankte Tuffe mit „Bomben“struktur. |
| | | 2. Schwarzblaue feste Kalke und Schiefer mit <i>Posidonia wengensis</i> Wissm. sp. und Pflanzenresten. |
| | | 1. Bröckelige, grobgeschichtete Tuffsandsteine und Breccien mit Mergelzwischenlagen. |

Liegendes: Buchensteiner Schichten.

Die Tuffkalkagglomerate in der oberen Gruppe sind durchweg sehr hell. Die Komponenten sind eckige oder wenig gerundete Kalkbruchstücke, meist bis faustgroß. Es kommen jedoch auch sehr große Blöcke als Einschlüsse vor. Oft findet man hellgraue Kalklinsen, die von tuffgefüllten Klüften durchzogen sind. Andere Tuffbänke sehen wieder wie besprengt mit kleinen Kalkfragmenten aus. Sie setzen sich nach O noch fort, wo die obere Wengener Gruppe unterhalb des Col di Ladiere einen markanten Rücken bildet. Diese Agglomerate ähneln also den Explosionstufen in den westlichen Gebieten der Fassa- und Livinalongo-Täler.

Nach der Karte von Mojsisovics kämen am Col di Ladiere östlich davon unregelmäßige Einschaltungen von Wengener Dolomit vor. Ich habe hier keine gesehen. Dagegen kommen solche Einschaltungen von Dolomitfelsen weiter NO unterhalb Piano di Giarse vor, jedoch vielfach verrutscht. Der Ladiere-Rücken besteht aus Gesteinen der oberen Wengener Gruppe, überlagert von Cassianer Kalken und Mergeln. Er

zeigt allerdings eine zackige dolomitähnliche Herauswitterungsform. Daß weiter östlich die Wengener Tuffe direkt auf Dolomit von Buchensteiner Alter liegen, wurde schon erwähnt. Weiter nordöstlich in Piano di Ciarse gehen auch die Wengener Tuffe in Dolomit über.

Dieser Fazieswechsel ist wie bei den Buchensteiner Schichten ein Teil des allgemeinen Fazieswechsels nahe dem Nordrand der Dolomiten, von dem alle Gesteine der ladinischen Stufe betroffen und in den mächtigen „Schlerndolomit“ der Sextener Dolomiten übergeführt werden.

Zum Vergleich mit dem Profil des Ansiei-Tales sollen nun einige Notizen über die Entwicklung der Wengener Serie im südlichen Gebietsteil im Boite-Tal dienen.

b) Die Wengener Schichten am Antelao-Südhang oberhalb Vinigo.

In der versenkten Scholle westlich des Chiusa-Bruches stehen zwischen 850 und etwa 1380 m am Hang Wengener Gesteine an. Die Buchensteiner Schichten bilden einen schmalen Streifen im Liegenden zwischen der Station Peaio und dem Ruvinian-Tal.

Darüber liegt eine Reihe feiner, dünngeschichteter dunkler Tuffe, die bald von festen Bausteintuffbänken überlagert werden. Sie werden im Gehänge des Ruvinian-Baches abgebaut. Einige dünne Augitporphyrlagen sind noch eingeschaltet. Über den Bausteintuffen liegt eine Wechselfolge von Tuffmergeln und Kalkmergeln mit Pflanzenresten, sodann eine Reihe von dickgebankten „Bombentuffen“, ebenfalls mit Pflanzenresten.

Erst über diesem Tuffkomplex kommen die typischen, schwarzblauen Plattenkalk- und Schiefer mit den Wengener Versteinerungen. Pflanzenreste finden sich besonders in den dünngeschichteten sandigen Tuffen.

Oberhalb Vinigo bildet eine Wechsellagerung von festen und blasigen Gesteinen vulkanischen Ursprungs eine Steilstufe im Gelände, die in mehrere Terrassen modelliert ist. Die tieferen Lagen dieser Wechselfolge sind vorwiegend Tuffsandsteine, dann feine grünliche und graue Tuffschiefer. Darüber liegen unregelmäßig gebankte blasige Tuffe und feine Tuffkalkagglomerate, die wieder von dickgebankten, groben Tuffsandsteinen und Tuffbreccien überlagert werden. Ihre Komponenten sind Bruchstücke von Augitporphyr, Tuffgesteinen, Kalk und Mergelkalken. Der Tuffgruppe sind stellenweise bunte, sonst dunkle oder grüne Tuffe eingeschaltet. Die von ihnen gebildete Steilstufe reicht bis zur Höhenkurve 1150 m. Dieser Komplex vertritt z. T. die von Richthofen als „Regenerierte Tuffe“ bezeichnete Gruppe, weil sie größtenteils aus Fragmenten von Pietra verde und älteren Wengener Tuffen bestehen. Man findet aber auch manche Einschlüsse aus Campiler, Muschelkalk- und Mendoladolomit-Gesteinen.

Die flache Geländestufe darüber besteht aus weichen Tuffgesteinen und tonigen Mergeln, in denen schlechte *Posidonia*- und *Avicula*-Abdrücke sowie zahlreiche Pflanzenreste vorkommen.

Eine zweite große Steilstufe bis etwa 1280 m wird wieder von festen grobkörnigen Augitporphyrtuffen aufgebaut. Einige Bänke sind Palagonittuffe von dunklen Augitkristallen erfüllt. Die herrschende Farbe ist dunkelolivgrün oder dunkelbraun. Sie streichen zum Colle Duogo herüber und bilden bei den Hütten von Aunede mehrere Felsrücken.

Darüber liegen wieder weiche Tuffe, die eine Art Hochplateau mit den höchsten Hütten bilden. Überlagert werden die Tuffe von Cassianer Schichten (vgl. S. 154, Fig. 32).

c) Die Wengener Dolomit- und Kalkfazies im Cibiana-Gebiet.

Südlich des Boite, Venas gegenüber, bilden feste dunkle Tuffe und dickgebankte Tuffkonglomerate einen steilen Felsrücken. Darüber liegen feine grünliche und braune Tuffschiefer und Mergel, die stark bewachsen sind und nur in den Wasserrissen gute Aufschlüsse bieten. Oberflächlich sieht man nur lose Gesteinsstücke, die verschiedenen Tuffgesteinen angehören. Es sind Tuffsandsteine, Bombentuffe und nicht selten Kalk- und Mergelbrocken, an denen Fossilreste zu erkennen waren. Die Reihe deutet auf die obere Wengener Tuffgruppe hin.

Sowohl im NO wie im SW dieses grasbedeckten Wiesenlandes ragen Dolomitwände auf. Die nähere Untersuchung ergibt, daß die Wengener Schichten z. T. in Dolomit oder dolomitischen Kalk übergehen, z. T. aber den Dolomit unterlagern. Mehrere kleine Faziesdiskordanzen, die denen der oben beschriebenen Buchensteiner Faziesgrenze sehr ähnlich sind, können gelegentlich beobachtet werden.

Die ursprünglichen Beziehungen dieses Dolomits im S können nicht festgestellt werden, da eine tektonische Linie hier die normale Fortsetzung abschneidet.

Ein interessantes Vorkommen bunter Tuffe liegt südlich der Kirche San Martino (819 m) im Boite-Einschnitt bei der Tresaghe-Brücke. Hier kommen neben der Brücke weiche Tuffe mit violetten Verwitterungsfarben zutage. Darüber folgt eine Gruppe von dickgebankten Tuffbreccien und -konglomeraten, deren Komponenten meist aus Pietra verde in verschieden großen Stücken sowie roten oder grünen glimmerigen Mergelschiefeln und verschiedenen Kalken bestehen. Dunkle bröckelige Mergel und Tuffgesteine finden sich ebenfalls eingeschlossen.

Auf den Tuffkonglomeraten liegt eine Gruppe von feinen grauen Schiefeln, in denen zweimal rötliche Bänder vorkommen. Noch höher folgen dunkle grobe und feine Tuffe und eine dünne Andesitlava; darüber eine mächtige Gruppe von gut gebankten dunklen Tuffen mit Pflanzenresten, sodann wieder einige Bänder rötlicher oder grünlicher Tuffe. Diese Wechselfolge der pflanzenführenden Tuffe wiederholt sich noch einmal. Darüber treten dann Tuffsandsteine und -mergel auf, die mit Faziesdiskordanz an den Dolomit grenzen.

Die Tuffe entsprechen also wieder den regenerierten Tuffen von Richthofen. Sie sind offenbar in der Nähe einer stark erodierten Triasküste im N abgelagert, längs welcher die mächtige Riffazies der Sextener Dolomiten während der Buchensteiner und Wengener Zeit nach S vorrückte.

Fossilien: Gute Fossilien sieht man im Ansel- und Cadore-Gebiet selten, was nicht zuletzt mit den schlechten Aufschlußverhältnissen zusammenhängt. Aus den vorangehenden Profilen ist zu ersehen, in welchen Lagen die Fossilien besonders vorkommen; sie sind hier gewöhnlich dann häufig, aber selten im guten Erhaltungszustand. An bestimmbareren Fossilien wurden gefunden: *Daonella Lommeti* Wissmann spec.; *Posidonia Wengensis* Wissmann spec.; *Avicula globulus* Wissm. sp.; *Proarcestes einiensis*, Mojs.; *Protrachyceras ladinum*, Mojs.; *Monophyllites* cf. *Wengensis*, Klipst sp.; *Cidaris* div. sp.; *Encrinus* div. sp. Von den vielen Pflanzenresten wurden folgende bestimmt: *Valtzia* div. sp. *Taeniopteris angustifolia* Schenk; *Frenelopsis* div. sp.

d) Die Wengener Schichten östlich Lorenzago.

Abweichend, weniger tuffig und vorwiegend mergelig, sind die Wengener Schichten östlich Lorenzago ausgebildet. Sie finden sich hier an zwei Stellen, einmal südöstlich Laggio, wo sie den Schlerndolomit unterlagern, und dann in einem langgestreckten Zug vom Südwesthang des Colle Audoi (oder „Ugoi“) gegen das Val Mauria. Im Osten unterlagern sie ebenfalls den Schlerndolomit; die lange nach Westen verlaufende Zunge ist tektonisch zwischen Dolomit und Werfener Schichten eingeklemmt. Am Südhang des Colle Audoi treten unter den schwarzen Mergeln graue Kalke auf, die mehrfach „Arcestes“-Querschnitte zeigen. Daneben finden sich brecciöse rötliche Kalke, in denen nesterweise Brachiopoden nicht selten sind. Es ist dies dieselbe Stelle, von der Harada (l. c. 1883, S. 174 bis 175) bereits Fossilien bekanntgemacht hat.

Cassianer Schichten.

Tuffe, Kalke, Mergel der Cassianer Schichten tauchen in diesem Gebiete fast überall unter dem Schlerndolomit auf. Sie sind weit verbreitet und gehen erst im oberen Ansel-Tal, an derselben Stelle wie die Wengener und Buchensteiner Schichten, in die Riffazies der Sextener Dolomiten über.

a) Die Cassianer Schichten im Osten von Cortina.

In einer früheren Arbeit (aut. 1929, S. 414—422) habe ich in eingehender Weise die wichtigsten fossilführenden Zonen der Cassianer Schichten samt der oberen Mischzone mit Cassianer-Raibler-Fauna im Cortinagebiet beschrieben. Es war in den hohen Wiesen von Romerlo, Rozes-Alpe und Col dei Bos westlich von Cortina, wo ich schon in den Jahren 1893—1894 in Tuffkalkbreccien und Kalkbänken eine sichere „Obere Cassianer Zone“ gefunden hatte, deren Schichten dort das Hangende der Cassianer Mergel mit der „Stuores-Fauna“ von St. Cassian bilden. In den höheren Schichten fand ich außer vielen Stuores- und Cassianer Typen eine Anzahl dickschaliger Bivalven, die mit Raibler Typen identisch oder nahe verwandt sind. Mein Material wurde damals von Bittner untersucht und beschrieben (l. c. 1894).

Nach der Veröffentlichung der Arbeit von Broilli über die Fauna der *Pachycardia*-Tuffe der Seiser Alpe (Paläontographica, 1904) wurde es klar, daß einige Typenformen dieser Fauna mit denen in den Oberen

Cassianer Schichten der Cortinagegend gemeinsam waren, die etwa die gleiche stratigraphische Stellung haben.

Für die hier vorliegende Arbeit habe ich in dem Wiesenland östlich von Cortina und unterhalb des Cristallo sorgfältig nach Zonen gesammelt. Die höheren Horizonte liegen teils unter Wiesen, teils in sehr verschüttetem bewaldetem Terrain am Fuß der Dolomitwände. Hin und wieder konnten gute Aufschlüsse entdeckt werden, meist an den Bachseiten oder in Rutschungen der Wiesenterrassen.

Im tieferen Wiesenland unter der Terrasse fand ich in den vielen Bachrissen eine Ansbeute von den winzigen, reichlich verzierten und mannigfaltigen Cassianer Versteinerungen, die mit der Stuoeres-Fauna übereinstimmen.

Man findet sie da zwischen Cortina und der Pomagagnon-Dolomitwand, nördlich der Häuser „Staolin“ (1377 m) bis etwa 1550 m, und man kann die Versteinerungen führenden Mergelkalke und Tuffe östlich unterhalb der „Spesses“-Terrasse verfolgen. Die obere Zone mit der Mischfauna bildet diese Terrasse. In den höheren Horizonten fand ich häufig unter den dickschaligen Typen *Trigonodus problematicus* Klipst. sp. und verschiedene *Cassianella*-Arten. Sie kommen in dicken Kalkbänken oder Breccien vor, während in den feinen Tuffen und Mergeln die kleinen „Stuoeres“-Cassianer Typen noch reichlich anwesend sind.

Im Cristallo-Gebiet, im Val Grande, tauchen Cassianer Schichten unter geringmächtigem Schlerndolomit auf. Mojsisovics hat dieses Vorkommen nur an einer Stelle angegeben, wo die Felswände in SSO-Richtung umbiegen. Ich habe unterhalb dieser Stelle Versteinerungen führende Cassianer Schichten weiter westlich, etwa zwischen 1900 und 2000 m Höhe feststellen können. Darin wurden *Thecosmilia confluens* Mnst. sp., *Leda sulcellata* Mnst. sp., *Ptychostoma Wähneri*, Kittl, auch mehrere unbestimmbare Brachiopoden gefunden.

Östlich von Tre Croci habe ich in der Störungszone am Südhang des Cristallo noch ein höher gelegenes Cassianer Vorkommen feststellen können, als es die Karten von Mojsisovics und Schwinner angeben. Die Cassianer Schichten streichen durch ein Tälchen, das nördlich von Crepe di Rudavoi verläuft. Ich sammelte dort in dunklen Mergelkalcken und in Cipikalkbänken eine große Anzahl typischer Cassianer Fossilien, darunter in höheren Tuffsandsteinen mehrere Mischfaunentypen: *Cassianella Beyrichi*, Bittner; *Cuspidaria gladius* Lhe sp.; *Cuspidaria alpis civicae*, Bittner; *Amauropsis paludinaris*, Mnst. sp.; *Ptychostoma Wähneri*, Kittl sp. u. a.

Die Cassianer Schichten am Südhange der Crepe di Rudavoi sind gut bekannt. Hier sind an der Straße mehrfach fossilführende Cassianer Mergel aufgeschlossen. Auch am Osthange der Crepe di Rudavoi sind Cassianer Schichten trotz der starken Schuttbedeckung gelegentlich aufgeschlossen.

b) Cassianer Schichten im oberen Val Ansel.

Sie bilden östlich des obersten Ansel das Gehänge von der Talteufe bis etwa 1600 m zum Schlerndolomit unterhalb des Col Varda.

Das ganze Gehänge ist stark bewaldet, doch finden sich hin und wieder gute Aufschlüsse, so z. B. südlich des Elektrizitätswerkes, bei der Brücke über den Ansiei bei 1580 *m* usw. Es sind vorwiegend dünn geschichtete Mergel und Tuffe mit wechsellagernden Kalkbänken. Einige Bänke sind fossilreich und führen sowohl bekannte Stuoeres-Typen wie dickschalige Bivalven. Die Schichten fallen NW und hängen mit denen des Ansiei zusammen.

Der breite Ausstrich von Cassianer Schichten bei Pian Maccetto hat einmal seine Erklärung im NW-Fallen der Schichten, verbunden mit Wiederholung durch Faltung, zur Hauptsache aber bedingen eingeschaltete Tuffmassen die Mächtigkeitsanschwellung. Am Osthang des obersten Ansiei-Tales stehen in etwa 1850 *m* Höhe braune und grünliche Tuffe und Tuffbreccien an, die etwa 70 *m* höher mit Cipitkalk verzahnt sind. Diese werden von rostfarbenen Tuffen sowie Kalk mit gelbem Hornstein überlagert. In den Kalken sind *Cidaris*-Stacheln und andere Echinodermenreste häufig. Darüber stehen wieder Tuffe und Cipitkalke sowie fossilreiche dünngeschichtete Mergel und Mergelkalke an. Der Schlerndolomit des Col Varda überlagert konkordant diese Gruppe. Der Hang ist stark mit Dolomitschutt bedeckt.

Diese typische Cassianer Reihenfolge zieht sich ostwärts durch den ganzen Hang bis Maraia alta und Aradi. Noch weiter östlich, nach Valscura, nehmen die Cassianer Schichten rasch an Mächtigkeit ab. Die oberen Cipit- und Mergelkalke ziehen sehr beständig unter dem Schlerndolomit entlang bis zur Forcella bassa di Sella, wo sie in Dolomit auskeilen. Unter dieser Stelle ist das Gehänge stark schuttbedeckt. Man sieht aber, daß obere Cassianer Schichten noch anstehen. In dieser Gegend zieht also eine alte Faziesgrenze durch, an der die ganze Schichtfolge Buchensteiner bis Cassianer Schichten in die Dolomitfazies des Sextener Gebietes übergeht.

c) Das Vorkommen im Misurina-Gebiet.

Der ganze Oberlauf des Ansiei liegt wohl in Cassianer Schichten, ist jedoch meist stark schuttbedeckt. Am Süden des Misurina-Sees stehen hellgraue dickbankige Kalke mit Hornsteinadern und braune Mergelkalke an. Östlich des Sees ist der Boden teilweise verschüttet, bald sind aber wieder auf eine kurze Strecke Cassianer Mergel und Kalke und gegen N weiter stark gestörte Cassianer Kalke aufgeschlossen. Die Schichtfolge vom Liegenden zum Hangenden ist folgende:

1. Dunkelgrane mergelige Kalkbreccien und Plattenkalke, stark zerklüftet.
2. Blaßgraue harte, sandige Kalke, teils plattig, teils knollig, oft mit schlechten Versteinerungen auf den Schichtflächen.
3. Dunkle, dünngeschichtete Mergel und Mergelkalke.
4. Gebankte hornsteinführende Kalke mit auswitternden Versteinerungen sowie Sphaerocodienkalke.

Diese gestörte Schichtfolge verschwindet am Nordende des Sees unter jüngerer Schuttbedeckung und taucht wieder am Col Angelo auf. Hier:

5. Hellgraue und violettgraue Kalke mit Kalzitadern, wechselnde Schichtmächtigkeit. Unregelmäßige Bänder von Kalk mit braunen Hornsteinausscheidungen sowie Bänke voll Sphaerocodien treten auf.

6. Hellgraue bis gelbgraue Plattenkalke oder knollige Kalke, scheinbar ohne Versteinerungen.

7. Dünn- bis dickgeschichtete dunkle Mergelkalke mit rauhen Oberflächen.

Die Gruppe 5 bis 7 ist an der Ostseite des Col Angelo aufgeschlossen; höher oben am Hügel folgen dann:

8. Grau und gelb verwitternde Cipitkalke und harte, blaßgraue Kalke mit viel Kalzitadern.

Die ganze Reihenfolge weist eine stark kalkige Entwicklung auf und gehört der oberen Cassianer Serie an.

Mojsisovics (1879) führt in seiner Karte keine Cassianer Schichten nördlich des Misurina-Sees an, sondern nur Wengener Schichten, die er mit einer Wengener Dolomitfazies in Beziehung bringt. Den Cassianer Horizont läßt er ganz in den Cassianer Dolomit der umgebenden Steilwände übergehen. Es stehen aber im Osthang des Tales südlich eines Bacheinschnittes in etwa 1840 bis 1900 m Höhe noch Cassianer Schichten längs eines kleinen Weges an, der zu den Dolomittürmen von Tocci führt. Sie werden konkordant von Schlerndolomit überlagert und setzen sich aus Tuffmergel, Mergelkalken, Cidariskalken, Tuffkalkbreccien und teilweise hornsteinführenden Cipitkalken zusammen. Darin kommen mehrere dickschalige Bivalvenarten und eine Anzahl Stuoeres-Typen vor. Die Breccien setzen sich nach Osten fort.

Nördlich dieses Bacheinschnittes dehnt sich ein langer Moränenrücken aus. Cassianer Schichten stehen erst jenseits der Straße nach den Drei Zinnen (Tre Cime di Lavaredo) wieder an. Es sind gut geschichtete Tuffe mit versteinierungsführenden Mergelkalken und sandige Cipitkalke wie eben beschrieben. Sie bilden einen niedrigen Rücken, der an zwei Stellen noch von isolierten Schlerndolomitresten überlagert wird, und tauchen im N unter dem Schlerndolomit des Monte Piana unter (Tafel VII, Phot. 1).

Die obere Cassianer Serie ist also in der Umgebung des Misurina-Sees weit verbreitet, wenn auch meist von diluvialen oder jüngeren Schuttmassen oder den Torfhildungen des einstmals größeren Sees bedeckt. Ihre Mächtigkeit scheint jedoch bedeutend geringer zu sein als am Südhang der Cadingruppe, was mit der zunehmenden Mächtigkeit des Schlerndolomits nach N und O in Zusammenhang steht.

Die Versteinerungen in diesem Gebiet schließen manche Korallen, Spongien- und Echinodermenreste sowie in bestimmten Bänken eine Anzahl von Gastropoden, Bivalven und Brachiopoden ein. Steigt man nach Misurina das Ansiei Tal von S nach N hinauf, so bemerkt man beim Aufstieg die abnehmende Einmischung von Tuffen im Vergleich mit den Kalk- und Mergelabsätzen. Doch bleibt O und SO des Misurina Sees eine beträchtliche Mächtigkeit der Oberen Cassianer Schichten im steilen Gehänge des Mt. Cadin-Gebirges. Dort sind die tieferliegenden Horizonte neben dem See kalkreich und die höherliegenden im Gehänge verhältnismäßig tuffreicher in Beziehung auf Cipitkalk.

d) Die Cassianer Schichten im Val di Cadore.

Cassianer Schichten tauchen im ganzen NW-Hang des Val di Cadore unter dem Schlerndolomit auf. Ihre Mächtigkeit ist veränderlich,

im Durchschnitt 80—180 m. Im unteren Teil der Schichtgruppe überwiegen die Tuffe, im oberen die Kalke und riffähnliche Cipitkalk.

Ihre größte Verbreitung haben die Cassianer Schichten am Ostende des Marmarole-Massivs im Col dei Buoi und Val di Poorse. Im Val di Ciampiviei bei 1670 m steht dichter Augitporphyrtuff von Wengener Alter an. Am Weg von hier zur Hütte von Pecore folgen in etwa 1700 m Höhe graue, knollige Kalke und gelb verwitternde plattige Kalke mit auswitternden Cassianer Fossilien als Einlagerung in feinen Tuffen. Letztere bilden hier ein versumpftes Gelände. Darüber folgen größere dunkelgraue Tuffe mit Cipitkalk-Einlagerungen. Bei der Hütte liegt darüber eine Wechselfolge von plattigen Kalklagen und Tuffen. Letztere enthalten große Stücke einer dunklen Tuffbreccie, die vorwiegend aus roten und grünen Kalken sowie Augitporphyrtuffen besteht. Die nächste Gruppe sind fossilführende Mergel und Mergelkalke. Sodann folgen weiter nach W dicke unregelmäßige Cipitkalkbänke mit wechsellagernden harten Cidariskalken. Mit einer Mergelschicht schließt die Cassianer Folge unter dem Schlerndolomit ab.

Die ganze Folge an der Pian dei Buoi ist in SW-NO-Richtung aufgefaltet; ein Sattel streicht östlich, eine Mulde westlich des Col dei Buoi durch. Weiter südlich werden die Cassianer Schichten, die einen deutlichen Quellenhorizont darstellen, von einem Bruch abgeschnitten und nach S verschoben. Sie stehen dann am Rücken zwischen der Forcella hassa und dem Colle San Pietro wieder an. Es sind fossilführende Mergelkalke sowie Tuffe mit *Pachycardia rugosa* Hauer, die auf obere Cassianer Horizonte deuten.

Die Croda della Madonna besteht aus sehr mächtigem Cipitkalk, der aber seitlich rasch in Cassianer Schichten auskeilt. Es sind dunkel- bis blaugraue Kalke, stellenweise rötlich oder cremefarben verwitternd. Sie weisen unregelmäßige, linsenartige Bankstruktur auf, sind stellenweise breccios und führen in manchen Lagen Echinodermerreste, Korallen und Spongien sowie kleine Bivalven und Gastropoden.

Ein zweites Vorkommen felsengebildebildenden Cipitkalkes liegt in der Gegend von Cibiana am Col Cucco. Die Nordseite des Felsens ist hier tektonisch begrenzt, südlich und westlich finden sich im Liegenden dunkle Mergel und harte Cidariskalke sowie typische Cassianer Mergelkalke. Darüber kommen Cipitkalkblöcke, die bald eine Art grober Bankung aufweisen. Diese „Bänke“ gleichen großen Linsen und keilen zwischeneinander aus. Die höheren Lagen scheinen eintöniger in der Schichtung, doch sieht man mitten darin oft kleine horizontale Mergelagen, die oft in sich fein gefaltet sind. Ganz oben in der Steilwand sieht man hin und wieder noch die typische Cipitkalkstruktur. Das Gestein ist in frischem Bruch cremefarbig bis blaßgrau, die Verwitterungsfarben sind sehr verschieden, meist blaugrau und orangegelb. Sehr selten ist das Gestein etwas dolomitisch.

Es folgt eine Liste der Cassianer Versteinerungen, die in den oben erwähnten Gebieten gefunden worden waren. Ich habe nur sehr wenige im Val di Cadore gesammelt. Fast alle Versteinerungen in der Liste stammen vom Gebiet Cortina—Tre Croci—Oberes Val Ansiei—Misurina—Südhang des Cadin-Gebirges.

Cassianer Fossilien.

I. Stuoeres-Zone (untere).

Spongien:

Leiofungia verrucosa, Mnst. sp.; *Colospongia dubia*, Mnst. sp.; *Cupulichonia patellaris*, Mnst. sp.; *Eudea gracilis*, Mnst.; *Stellispongia nanon*, Mnst. sp.

Korallen:

Omphalophyllia pygmaea, Mnst. sp.; *Montlivaltia perlonga*, Laube; *Cladophyllia subdichotoma*, Mnst. sp.; *Thecosmilia confuens*, Mnst. sp.

Echinodermen:

Cidaris alata, Agass.; *Cidaris Braunii*, Desor; *Cidaris decorata*, Mnst.; *Cidaris dorsata*, Braun; *Cidaris Hausmanni*, Wissm.; *Cidaris scrobiculata*, Mnst.; *Cidaris semicostata*, Mnst.; *Cidaris spinosa*, Agass.; *Cidaris subpentagona*, Mnst.; *Encrinus cassianus*, Lbe.; *Encrinus granulatus*, Mnst.; *Pentacrinus propinquus*, Mnst.; *Pentacrinus subcrenatus*, Mnst.

Brachiopoden:

Koninckina Leonhardti, Wissm.; *Spirigera (Plecigera) flexuosa*, Mnst. sp.; *Spirigera (Pentactinella) quinquecostata*, Mnst. sp.; *Spirigera (Diplospirilla) Wissmannii*, Mnst. sp.; *Terebratula indistincta*, Beyrich; *Terebratula cf. Sturi*, Lbe.; *Thecidium concentricum*, Mnst.; *Waldheimia Münsteri*, d'Orb. sp.

Bivalven:

Cassianella decussata, Mnst. sp.; *Leda sulcellata*, Mnst. sp.; cf. *Mysidioptera fassaensis*, Sal. sp.; *Nucula strigilata*, Goldf.; *Nucula subcuneata*, d'Orb.; *Nucula subtrigona*, Mnst.; *Palaeoneilo praeacuta*, Klipst. sp.; *Ptychostoma Wähneri*, Kittl.; *Schaphäutlia Laubei*, Bittn.

Gastropoden:

Amauropsis paludinaris, Mnst. sp.; *Amauropsis tyrolensis*, Lbe. sp.; cf. *Coelocentrus polyphemus*, Lbe. sp.; *Coelostylina crassa*, Mnst. sp.; *Coelostylina Plieningeri*, Lbe.; *Cylindrobullina scalaris*, Mnst. sp.; *Eucycloscala binodosa*, Mnst. sp.; *Hologyra expansa*, Lbe. sp.; *Hologyra impressa*, Mnst. sp.; *Hologyra Zitteli*, Kittl. sp.; *Lozonema obliquecostata*, Bronn. sp.; *Lozonema tenue*, Mnst. sp.; *Natica acuticostata*, Klipst.; *Natica Münsteriana*, d'Orb.; *Neritaria angusta*, Mnst. sp.; *Neritopsis decussata*, Mnst. sp.; *Oonia subtortilis*, Mnst. sp.; *Palaeonaria pyrulaeformis*, Klipst. sp.; *Paleonaria rugoso-carinata*, Klipst. sp.; *Palaeotriton venustus*, Mnst. sp.; *Promathildia decorata*, Klipst. sp.; *Pseudomelania subula*, Kittl.; *Ptychostoma pleurotomoides*, Wissm. sp.; *Schizogonium subcostatum*, Mnst. sp.; *Schizostoma costata*, Mnst. sp.; *Spirostylus subcolumnaris*, Mnst. sp.; *Stuorella subconcava*, Mnst. sp.; *Trochus subbisertus*, d'Orb.; *Woehrmannia lineata*, Klipst. sp.; *Worthenia spiria*, Mnst. sp.

Cephalopoden:

Arcetes bicarinatus, Mnst.; *Monophyllites Agenoi*, Mnst. sp.; *Trachyceras Aon*, Mojs.; *Trachyceras brevicostatum*, Klipst.; *Trachyceras dichotomum*, Mnst.; *Trachyceras infundibuliformis*, Klipst.; *Trachyceras Münsteri*, Wissm.; *Orthoceras elegans*, Mnst.

II. Obere Cassianer Zone (mit Cassian-Raibler Mischfauna).

Spongien:

Colospongia dubia, Lbe.; *Epithales astroites*, Mnst. sp.; *Elysastraea Fischeri*, Lbe.; *Stellispongia nanon*, Mnst. sp.; *Stellispongia*, sp. unbest.

Korallen:

Thecosmilia confuens, Mnst. sp.

Echinodermien:

Encrinurus cassianus, Lbe.; *Cidaris decorata*, Mnst.; *Cidaris dorsata*, Braun;
Cidaris Hausmanni, Wissm.

Brachiopoden:

Rhynchonella Pichleri, Bittn.; *Terebratulula (Dielasma) Woehrmanniana*, Bittn.

Bivalven:

Cassianella Beyrichi, Bittn.; *Cassianella tenuistriata*, Mnst.; *Cuspidaria alpis civicae*, Bittn.; *Cuspidaria gladius*, Lbe. sp.; *Loronema binodosum*, Woehrmann; *Myophoriopsis lineata*, Mnst. sp.; *Pecten Zitteli*, Woehrm.; *Pichleria Avingeri*, Lbe. sp.; *Trigonodus problematicus*, Klipst. sp.

Gastropoden:

Anauropsis paludinaris, Mnst. sp.; *Cryptonerita Berwerthi*, Kittl. sp.; *Hologyra ladina*, Kittl. sp.; *Pseudochrysalis Stotteri*, Klipst. sp.; *Ptychostoma Wähneri*, Kittl.; *Trochus pseudoniso*, Koken u. Woehrm.

Außerdem kommen Sphaerocodien-Bänke öfters vor. Besonders zeichnen sich Bänke von *Girvanella* sp. in den Kalklagen der Mergel-, Tuff- und Kalkgruppe im Liegenden des Schlerndolomits aus. Sie sind auch unter den harten Bänken mit *Cidariten*-resten sowohl in den oberen Horizonten und der tieferliegenden *Pachycardia*-Tuffgruppe häufig.

Schlerndolomit.

Der Schlerndolomit zeigt auch in unserem Gebiet das bekannte Aussehen. Es ist ein hellgrauer, zuckerkörniger poröser Dolomit von sehr wechselnder Mächtigkeit. Er neigt zur Bildung ziemlich kompakter, klotziger Wände und zeigt weniger die bizarren Felstürme des Dachsteindolomits. Anzeichen von Schichtung sind gelegentlich auch bei mächtigem Schlerndolomit festzustellen, sehr gut jedoch bei dem Dolomit von Cassianer Alter in geringmächtiger Entwicklung, wie z. B. an der Crepe di Rudavoi. Charakteristisch ist für unser Gebiet, daß der Schlerndolomit im allgemeinen nur relativ geringmächtig ist. Eine Ausnahme machen nur die Sextener Dolomiten, die mächtigen Schlerndolomit von Buchensteiner bis zu Dachsteindolomit-Alter aufweisen, der wie in den westlichen Dolomiten das Landschaftsbild bestimmt.

Ich habe bei der geologischen Aufnahme den Schlerndolomit als einheitlich kartiert und nur, so gut es möglich war, die Lagerungsverhältnisse zum Liegenden und Hangenden festgestellt. Eine zeitliche Unterteilung des Dolomits habe ich aus Zweckmäßigkeitsgründen unterlassen.

Es ist in den vorhergehenden Abschnitten schon mehrfach erwähnt worden, daß sich unser Gebiet durch eine auffallende ladinische Faziesgrenze auszeichnet. Es geht hier die Kalk-Mergel-Entwicklung der Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten in die Dolomitfazies der Sextener Dolomiten über. Die Faziesgrenze verläuft etwa vom Ostrand der Cadin-Gruppe über das obere Ansei-Tal in die Gegend von Auronzo. Der nördliche Teil des Monte Rusiana liegt etwa in der Faziesgrenze, die etwa eine WNW—OSO verlaufende Linie darstellt. Sie ist offenbar ein Teil einer großen Strecke des mitteltriassischen Fazieswechsels längs einer nahen Küstenlinie, die wir wohl am Zentral-

alpenrand zu suchen haben. Ihr einstiger Verlauf in Verbindung mit der lokal verschiedenen Eruptionstätigkeit wird die Linie des Fazieswechsels bestimmen.

Wir sehen in den Sextener Dolomiten eine andauernde, einheitliche Riffbildung. Mehr im Innern des Dolomitengebietes kommt es jedoch nur zu gelegentlicher Riffbildung, wenn Tiefenlage und Eruptionstätigkeit solche ermöglichen. Diese Riffe stehen dann meist in engem Zusammenhang mit den sie umhüllenden tuffig-mergeligen Sedimenten und lassen sich oft zeitlich näher fixieren. Van Houten (1930) hatte z. B. für das Pelmo-Gebiet mehrere Riffe Cassianer Alters nachweisen können. Im Cadore-Gebiet hätten wir entsprechende Beispiele etwa in den Cipitkalken der Croda delta Madonna und des Col Cucco. Etwas älter, wohl Wengener Alters, ist der Dolomit von Cibiana. Das sind aber nach meinen Beobachtungen die einzigen Beispiele isolierter Riffe in tuffig-mergeligen Sedimenten. Die von Mojsisovics (1879) angeführten Vorkommen nördlich von Misurina und im Gehänge von San Marco konnte ich nicht bestätigen.

Interessante Einblicke ergeben sich auch bei der Betrachtung der länger anhaltenden, zusammenhängenden Schlerndolomitzüge. Loretz (1873/74) hatte schon damals auf das dünne Dolomitband zwischen Cassianer und Raibler Schichten im Cortina-Gebiet hingewiesen. Dieser Dolomit ist sehr kompakt, nicht porös und zeigt mergelige Einschaltungen. Er wird oft als Raibler Dolomit angesehen. Man sieht jedoch auch in demselben Zug Teile, die ganz das Aussehen typischen Schlerndolomits haben. Ich habe aus praktischen Gründen die obere Grenze des Schlerndolomits dort gezogen, wo deutlich unreine oder mergelige Ausbildung des Raibler Niveaus beginnt. Entsprechend liegt die untere Grenze dort, wo Cipitkalk oder Cassianer Mergel als Liegendes auftauchen.

Von Interesse ist ferner, daß diejenigen isolierten Teile des Schlerndolomits, die zeitlich näher begrenzt werden konnten, fast immer Andeutungen ihrer „normalen“, d. h. tuffig-mergeligen Fazies erkennen lassen. So ist der Buchensteiner Dolomit von San Marco oft knollig, zeigt Hornsteine und grüne tuffig-mergelige Einschaltungen. Ähnlich zeigt der Wengener Dolomit von Cibiana braune, tuffige Einschaltungen. Alle diese Dolomitzüge sind nur geringmächtig. Der eigentliche echte Schlerndolomitcharakter tritt erst mit den mächtigeren Dolomitmassen in Erscheinung.

Wie schon erwähnt, ist die Mächtigkeit des Schlerndolomits veränderlich. Sie schwankt — mit Ausnahme der Sextener Dolomiten — zwischen 60 und 280 m. Stellen besonders geringer Mächtigkeit sind z. B. die Gegend nördlich des Passes Tre Croci und der Osthang der Marmarole-Gruppe.

IV. Karnische Stufe.

Raibler Schichten.

Die Raibler Schichten sind weit verbreitet und kommen fast in allen Teilen des Gebietes vor. Wir wollen ihre Entwicklung an einigen Profilen aus verschiedenen Gebietsteilen näher kennenlernen.

a) Tre Croci am Südhang des Cristallo.

Hier stehen Raibler Schichten im basalen Gebiet nördlich des Passes und in zwei Schubschollen höher am Hang an. Ein gutes und auch leicht erreichbares Profil bietet der Weg von Tre Croci (1809 m) über Son Forca (2113 m) ins Val Grande. Von Tre Croci hinauf führt der Weg zunächst über Schlerndolomit und dann dunkelrote und grüne Mergel der Raibler Gruppe. In etwa 1980 m Höhe erreicht man den tektonisch beanspruchten Schlerndolomit an der Schubfläche und ein wenig weiter ist am Weg nun ein vollständiges Raibler Profil abgeschlossen (von unten nach oben):

1. einige Meter braunrot verwitternder Dolomit, geschichtet,
2. rote, grane und grüne Mergel, etwa 30 m mächtig,
3. Rauhacken, Gipsmergel und Gips mit einigen Einlagerungen roter und grüner Mergel, Mächtigkeit etwa 80 m. An der Brücke bei 2020 m gut aufgeschlossen,
4. Rauhacken mit gelben mergeligen Dolomitänken wechsellagernd, nach oben übergehend in:
 5. harte gelbbraune, sandige Breccien und Sandsteine. Übergang in
 6. braungelbe Sandsteine und hellgraue Kalke,
 7. feingeschichtete, weinrote, violette und graue Mergel und Tonmergel, sehr fein zerbröckelnd, Mächtigkeit zirka 20 m,
 8. rotgestreifter oolithischer Kalk und dichter graner Dolomit, bei 2100 m noch anstehend. Darüber noch:
 9. grane Mergel und dünne Dolomitänke, nach oben in typische grauweiße Dachsteindolomit mit Megalodonten übergehend.

Versteinerungen wurden in der Wechselfolge der Gruppen 4—6 und 9 beobachtet, darunter: *Cardita Gümbeli* Pichler; *Trigonia Kefersteini* Goldf.; *Corbula Rosthorni* Bouei; *Ostrea montis caprili* Klipst.; *Megalodon triquetus*, cf. var. *dolomitica* Frech.

Dies Profil liegt in der tieferen Schubscholle am Cristallo — Südhang. Am steilen Südhang der Wände des Piz Popena ist die Raibler Folge der höheren Schubscholle aufgeschlossen. Das Profil ist zwischen Schlerndolomit und Dachsteindolomit anscheinend vollständig, doch am stark verschütteten Hang nur teilweise aufgeschlossen.

Es folgen hier von unten nach oben:

1. über dem Schlerndolomit bei etwa 2000 m dünngeschichteter, brann verwitternder eisenschüssiger und mergeliger Dolomit mit Mergelschiefern und grauen Mergeln wechsellagernd,
2. die Hauptmasse der roten, grünen und grauen Mergel. Darüber:
3. heller feingeschichteter mergeliger Dolomit und Kalk sowie sandiger Kalk,
4. Rauhacken, Gipsmergel und Gipse, in Einrissen zwischen 2030 und 2100 m aufgeschlossen,
5. Rauhacken, Dolomit und braun verwitternde sandige Breccien und Sandsteine,
6. bunte Mergel und Tone, feingeschichtet,
7. rosa gestreifter Dolomit, feinschichtig, in Dachsteindolomit } schon in der
übergehend, doch hier leicht von ihm zu unterscheiden } Steilwand, etwa
30 m mächtig.

Die Gesamtmächtigkeit der Raibler Schichten dürfte hier unter Berücksichtigung des flachen N-Fallens etwa 120—140 m betragen. Diese Reihenfolge der Raibler Schichten läßt sich unterhalb des Dachsteindolomitzuges der Pale di Misurina bis an die Fahrstraße nördlich Misurina verfolgen, wo sie an einem Bruch gegen Cassianer Schichten absetzt.

Eine ähnliche Entwicklung der Raibler Schichten finden wir in der Cadin-Gruppe. Hier ist die Raibler Terrasse jedoch meist stark mit Schutt bedeckt. Die ganze Raibler Folge ist etwa 80 m mächtig und

nimmt nach O rasch ab. Sehr geringmächtig ist die untere Rauhwacken-Gipsgruppe. Nach O gehen mit der Mächtigkeitsabnahme die verschiedenen Horizonte mehr und mehr in Dolomitfazies über. Im Val d'Onge bilden bunte Raibler Mergel und Dolomite nur noch einen schmalen Streifen in den Schlern-Dachsteindolomitwänden. Mit der Mächtigkeitsabnahme der Raibler Schichten geht eine Mächtigkeitzunahme des Schlerndolomits parallel, letzterer ist im Val d'Onge 500—700 m mächtig.

Eine ähnliche rasche Mächtigkeitsreduktion ist am Cadin di Rimbianco und Monte Campedelle zu beobachten. Am Westhang des Cadin di Rimbianco ist die Raibler Serie etwa 40—50 m mächtig. Es sind unten braun verwitternde sandige Mergel und unreiner plattiger Dolomit und darüber feingeschichtete bunte Mergel mit dicken Kalk- und Dolomitbänken in Wechsellagerung. Am Osthang der Gruppe, in einer horizontalen Entfernung von etwa 250 m sind die Raibler Schichten bereits auf die Hälfte reduziert und östlich des Valle Marzon sind keine Raibler Schichten mehr in den Dolomitwänden zu erkennen, sie sind in Dolomitfazies entwickelt. Diese Stelle liegt etwas nördlich der ladinischen Faziesgrenze im Ansei-Tal.

b) Die Raibler Schichten der Drei Zinnen.

(Tafel VII, Phot. 2.)

Sie bilden hier die bekannte breite Terrasse, die die Drei Zinnen ganz umsäumt. Der Weg von Misurina zum Rifugio Principe Umberto erreicht die untere Grenze der Raibler Schichten in etwa 2275 m Höhe. Dort liegen über dem Schlerndolomit:

1. blaßgrauer, plattiger Dolomit und dolomitischer Kalk,
2. blaßgraue, plattige Kalke, gelbbraune sandige Kalke und Zwischenlagen von sandig-tonigen Mergeln in Wechsellagerung. Die härteren Kalk- und Sandsteinbänke wittern treppenartig aus. Fossilien: *Myophoria Kefersteini* Wissm.; *Mysidioptera* sp.,
3. graue, grüne und rote Mergel mit gut geschichteten mergeligen Dolomiten und Kalk wechsellagernd. Letzteren sind noch feine Mergelstreifen eingelagert,
4. hellrote, gelbliche und grau-grüne Mergel und unreine Dolomite, die Hauptmasse der ganzen Gruppe bildend. Sie bilden vorwiegend die breite Terrasse,
5. feingeschichteter rötlicher bis graner Mergeldolomit in Dachsteindolomit übergehend. Grenze oberhalb der Hütte bei etwa 2400 m.

Die Gesamtmächtigkeit der Raibler Schichten beträgt etwa 80 m, ihr breiter Ausstrich erklärt sich durch die fast horizontale Lagerung. Nach N setzen sie sich in gleicher Entwicklung weiter fort, nach O und S werden sie rasch geringmächtiger.

c) Die Raibler Schichten am Südhang der Marmarole.

Auch hier weisen die Raibler Schichten rasche Mächtigerungsveränderungen auf, doch läßt sich faßt überall eine Gliederung in zwei Unterabteilungen feststellen, eine untere mit vorwiegend harten Gesteinen und eine obere mergelige Gruppe. Als Beispiele für die Entwicklung seien die Profile vom Rifugio Chiggiato (1903 m) bei Calalzo und vom Colle San Pietro (1853 m) östlich davon angeführt.

1). Rifugio Chiggiato (Schichten verfaultet).

1. Untere Gruppe von grauen und dunkelroten Mergeln. Sie stehen mit eingefalteten Dolomiten am Casera d' Ageron an.

2. Gebankte, braungraue Quarzsandsteine und Breccien in Wechsellagerung mit harten sandigen Kalken mit schwarzen und rötlichen Hornsteinen, gelb verwitternden Mergelkalken und Mergeln mit Lnmachelle-Bänken. Fossilien wittern auf den Kalken ans. Es fanden sich verschiedene Bivalven, darunter *Myophoria Kefersteini* Wissm.; *Trigonodus rabiensis* Greder sp.

3. Braune Sandsteine mit Myophorien und Sphaerocodienkalkbänke.

4. Gut geschichteter hellgrauer und dunkler Kalk, ziemlich mächtig. Sie stehen bei der Hütte an.

5. Gelb verwitternde braune Mergel und Mergelkalke, sandige oolithische Kalke sowie Mergel und Mergeldolomit in Wechsellagerung.

6. 25—30 m feine Mergel, vorwiegend weinrot.

7. Gut geschichteter dichter Dolomit, noch mit Mergeleinlagerungen, mit kleinen *Megalodon cf. cassianus*.

Eine genauere Mächtigkeitsangabe der Raibler Schichten ist nicht möglich, da die Schichten nur am Rücken der Rifugio Chiggiato leidlich aufgeschlossen, aber verfaultet sind.

2). Colle San Pietro.

Dies Vorkommen liegt in der Fortsetzung des Streichens etwa $2\frac{1}{2}$ km weiter nordöstlich. Es bildet aber eine gute Ergänzung und ist leichter zugänglich. Auch hier sind die Schichten verfaultet. Das normale Liegende ist nicht aufgeschlossen, die Raibler Schichten liegen mit Störung auf Cassianer Schichten. Es folgen dann:

1. graue Mergel mit dünnen Einlagerungen von Kalk und Sandsteinen,
 2. Quarzsandsteine, sandige Kalke und Breccien,
 3. braune Sandsteine,
 4. fossilführende Kalkmergel und Sphaerocodienbänke,
 5. hell-dunkelgraue plattige Kalke,
 6. gelb verwitternde sandige Kalke und Oolith,
 7. Mergel- und Dolomitbänke in Wechsellagerung,
 8. weinrote, violette und graue Mergel,
 9. heller, rosa gestreifter mergeliger Dolomit,
 10. graue und rötliche Mergel.
- 30 m Schuttverdeckung, dann Daebsteindolomit.

a) Die Raibler Schichten im Cibiana-Gebiet.

Südöstlich des Piave-Tales sind hier vorwiegend nur die höheren und mittleren Raibler Schichten entblößt, die an der Val Sugana-Linie an verschiedene Gesteine absetzen. Im Gebiet von Cibiana ist die mächtige Entwicklung gipsführender Raibler Schichten im Zuge Monte Dubiea—Colle Duoghi besonders auffallend. Gute Aufschlüsse bietet der Costaguda-Bach (vom Liegenden zum Hangenden):

Liegendes nicht festzustellen.

1. Blaugraue oder braune gutgeschichtete Mergeldolomite;
2. rote, violette, olivgrüne und braune Mergel;
3. dunkelgraue Mergel, noch mit roten wechsellagernd, Gipseinlagen und Rauh- wacken, über 100 m mächtig;
4. Gipsmergel mit Rauh-wackelagen oder hellen Dolomitbänken, 50—60 m mächtig;

5. braune sandige Kalke und Breccien sowie noch Gipsmergel, bilden eine höhere Terrasse;

6. gutgeschichtete, gelblich oder rosa gestreifte Mergeldolomite mit Einlagerungen von roten und grauen Mergeln, bis an den Dachsteindolomit reichend.

Auch hier ist die ganze Serie stark verfaltet, besonders die untere Gipsmergelgruppe. Die gesamte Mächtigkeit beträgt aber mindestens 200 m. Gute Aufschlüsse, besonders in den höheren Raibler Schichten, bietet auch der tiefe Einriß von Saline.

Dort, wo die Gipsmergel weniger mächtig werden, treten feingeschichtete violette oder hellrosa Mergeldolomite mit wechsellagernden gebankten grauen Dolomiten, die eisenhaltig sind, an ihre Stelle. Sie verwittern rotbraun oder orangegelb. Die Mergel werden nach oben hellgrau oder lila und die Dolomiteinschaltungen nehmen zu.

Südlich Cibiana ist der Ausstrich der Raibler Schichten stark mit Schutt bedeckt und bewachsen, auch von Rutschungen betroffen. Es scheint jedoch, daß oberhalb Col Cucco eine konkordante Auflagerung der Raibler Schichten auf Cassianer Schichten festzustellen ist.

Die Mächtigkeit der Gipse und Gipsmergel nimmt nach NW rasch ab, sie sind aber auf weite Strecken noch zu verfolgen.

V. Norische Stufe.

Dachsteindolomit.

Der Dachsteindolomit hat im untersuchten Gebiet die größte Verbreitung und ist die Schichtgruppe, die der ganzen Gegend ihr landschaftliches Gepräge gibt. Was der Schlerndolomit in morphologischer Hinsicht für die westlichen Dolomiten ist, das bedeutet der Dachsteindolomit für die östlichen Dolomiten: das felsbildende Gestein, dem das Gebiet seine landschaftliche Schönheit verdankt.

Schlerndolomit und Dachsteindolomit sind leicht zu unterscheiden. Ersterer ist fast immer ungeschichtet, dafür aber zerklüftet; der Dachsteindolomit ist in seiner ganzen Mächtigkeit (hier etwa 800—1000 m) immer gut und regelmäßig geschichtet, die Mächtigkeit der einzelnen Bänke schwankt durchschnittlich zwischen 30 und 50 cm. Infolge seiner Schichtung ist der Dachsteindolomit auch verhältnismäßig gut faltbar, doch überwiegt weiträumige Faltung.

Charakteristisch ist für den Dachsteindolomit auch seine Verwitterungsform. Er neigt vielmehr noch wie der Schlerndolomit zur Bildung kühner Felstürme (Drei Zinnen!) sowie oftmals geradezu phantastisch geformter Zacken und Grate. Die großen Massen des Dolomits bilden jedoch meist zur Schichtung parallele breite Rücken, in denen Täler und Schluchten mit steilen Wänden tief eingreifen.

Das Gestein selbst ist zuckerkörnig, teils kompakt, teils porös. Es ist in frischem Bruch fast weiß und verwittert mit eigentümlich bleigrauer Farbe. Fossilien sind im allgemeinen selten, doch fand ich mehrere Stellen mit guten Megalodonten — meist die kleine Form *Megalodon hörnesi* Frech, und die große *M. tofanæ* Hörnes.

Eine solche Stelle liegt am Südhang des Cristallo in den tiefsten Lagen des Dachsteindolomits gleich über den Raibler Schichten. Ein guter Fundpunkt ist unterhalb der Felsen von Col Varda (Punkt 2235) dort, wo der Dachsteindolomit bei etwa 2000 m Höhe auf Raibler Schichten liegt und nach O auskeilt. Hier kommt ein Bachriß herunter und wird von einem kleinen Weg gequert. Die hier gefundenen Formen gehören meist zu der kleinen Art *Megalodus triquetus* Wulf.

Etwas höher oben treten im seltenen Dachsteindolomit Algenbänke mit *Diplopora vesiculifera* Gumb. auf; der Dolomit ist hier zuckerkörnig und dicht, nur einige Bänke sind etwas porös.

Der gleiche Horizont liefert auch an der Westseite der höheren Schubscholle des Cristallo ausgewitterte große Megalodonten sowie Durchschnitte von Ammoniten. Gefunden wurde *Megalodon tofunae* Hörnes. Der Dolomit ist hier graugelb, porös und sandig, es kommen auch sandige Dolomitbreccien vor, wie ich sie mehrfach in den tiefsten Dolomitlagen dieser Gegend beobachten konnte.

Südlich des Tre Croci-Passes kommen Versteinerungen besonders im östlichen Teil vor. Nördlich vom Rifugio Luzzatti etwas nördlich vom Punkt 1975 m ist ein guter Fundpunkt, an dem ich mehrere gute Megalodonten verschiedener Größe sammelte. Ferner sah ich größere Gastropoden. Am Wege zur Alpe Cadin zwischen 2010 und 2280 m kommen viele Versteinerungen vor, meist allerdings in Durchschnitten. Ich sah Gastropoden, Brachiopoden und Ammoniten, besonders in brecciösen Dolomitbänken. Ferner gibt es hier außergewöhnlich große Sphaerocodien, Algenbänke und Hydrozoen-ähnliche Reste. Der Dolomit zeigt hier oft grünliche Mergel­einlagerungen.

Auch im Marmarole-Gebiet fand ich Megalodonten an verschiedenen Stellen. So z. B. im oberen Val d'Oten gleich über der Raibler Terrasse und noch häufiger in tiefen Lagen des Dachsteindolomits zwischen Rifugio Chigiato und Colle San Pietro. Hier liegt eine gute Stelle, an der auch Algen vorkommen, oberhalb der Peroi-Wiese in der Gegend des Punktes 1818 m in der Karte. Am Süd- und Osthang stehen Algenbänke an, doch sind die Algen meist stark umkristallisiert und für Untersuchung wenig geeignet. Es handelt sich wohl um *Diplopora vesiculifera* Gumb. Zweifellos würde sich ein systematisches Suchen an verschiedenen Stellen in den tieferen Horizonten des Dachsteindolomits lohnen.

Auch bei Auronzo, am Westhang des Monte Piedo, fand ich in steil aufgebogenen Dachsteindolomitbänken nahe der Störungslinie Megalodonten sowie Spuren von Korallen und Echinodermen.

Alle diese Fundpunkte liegen in den tieferen Horizonten des Dachsteindolomits, die stellenweise noch rötliche Stufen und Flecken sowie rötliche Verwitterung zeigen. In der Hauptmasse des Gesteins herrscht die einheitliche helle Färbung. Nur im Cibiana-Gebiet, im Hangenden der mächtigen Raibler Gipsmergel, kommt dunkelgraue Färbung vor.

Ich möchte noch auf eine eigentümliche Ausbildung des Dachsteindolomits hinweisen, die ich in diesem Gebiet wie auch in den westlichen Dolomiten mehrfach beobachtete. Einige Schichten weisen

nämlich feinste schiefrige Struktur auf, wobei hellere und dunklere papierdünne Lagen wechsellagern. Sie hängen jedoch sehr fest aneinander und sind kaum zu spalten. Es handelt sich um dolomitisches Gestein, aber von dichter mergeliger Art. Sie kommen in verschiedenen Horizonten vor und fallen, wenn sie ausgewittert herumliegen, wegen ihres fremdartigen Aussehens unter dem normalen Dolomitgestein sofort auf.

Jura.

Trias-Jura-Grenze und Lias.

Liasgesteine finden sich im kartierten Gebiet östlich vom Ampezzo-Tal nur an drei Stellen, an der Croda d'Ancona und Col Freddo im N, am Antelao-Gipfel im W und am Monte Tudaio im O. Von allen drei Stellen sind sie schon bekannt (vgl. Kober [1908], Dal Piaz [1911], Geyer [1902]), doch ist nach den neueren Untersuchungen ihre Grenze etwas tiefer zu legen, als man es bisher getan hat. Die Trias-Lias-Grenze im Fanes-Gebirge wird unten im zweiten Teil beschrieben (S. 185—186).

Im Gebiet des Col Freddo trägt auch die Croda d'Ancona noch eine, wenn auch nur geringmächtige Liaskappe. Es sind hier am Zuoghi und beim Punkt 2142 *m* die Grenzschichten zum Dachsteindolomit aufgeschlossen. Die vielen Stellungsbauten dieses ehemaligen „Front“-abschnittes geben heute noch einen guten Einblick. Als höchste Lagen des Dachsteindolomits sind sehr helle, fast reinweiße typische Dolomite anzusprechen, die noch gute Schichtung erkennen lassen. Oberflächlich werden die höchsten Lagen etwas rötlich. Darüber liegen dann helle oder rosafarbene Dolomithbreccien. Die einzelnen Komponenten sind verschieden groß, doch überwiegen kleine Stücke bis etwa Nußgröße. Es ist allerdings die Zusammensetzung der Größe nach lokal sehr verschieden und ändert sich rasch. Zuweilen hat der Breccienkomplex eine etwas löcherige Struktur und erinnert manchmal an Rauhwacken. Kalkstückchen kommen in den Breccien nicht selten vor, sonstige fremde Gesteine wurden als Einschlüsse nicht beobachtet. Über den zirka 6 *m* mächtigen Breccien liegen zunächst helle oder hellgelbliche Kalke, die, obwohl geschichtet, stellenweise ein massiges Aussehen haben, und darüber folgen die typischen, gut und ziemlich gleichmäßig geschichteten Liaskalke, die in schönen Flexuren gegen La Stua herunterziehen und hier von Oberjura und Neocom überlagert werden.

Auch am Col Freddo ist ein Breccienhorizont entwickelt. Es fanden sich in den zum Gottres-Tal herunterziehenden Schuttrinnen mehrfach Stücke hellrosa und gelegentlich auch bräunlich gefärbte poröse Breccien, die sicher der Trias-Lias-Grenze entstammen. Am südlichen Col Freddo-Vorgipfel ist die Trias-Lias-Grenze von Schutt verhüllt. Als tiefstes Liasgestein ist grauer, plattiger Kalk in mittelstarken Bänken aufgeschlossen, der überlagert wird von feingeschichtetem, dunklerem etwas mergeligem Kalk. Diese beiden, durch ihre ausgezeichnete Schichtung weithin auffallenden Gesteinstypen bauen den höheren Teil des Col Freddo und besonders die schöne Falte seiner Nordwand auf. Unterhalb der Scharte

finden sich auch weiße und rötliche Crinoidenkalke, die wohl den höheren Liashorizonten entstammen und den von La Stua bekannten entsprechen.

Am Antelao ist der Lias zuerst durch Dal Piaz (1911) bekannt geworden und auch durch Fossilien belegt. Am Wege Val Oten—Forcella piccola sind nur die höheren Liasschichten zu beobachten. Es sind helle ziemlich weiche Kalke, meist hell cremefarbig. Rote Kalke wurden nicht festgestellt, doch wittert der helle Liaskalk oftmals rötlich an; Frischer Bruch zeigt dann aber stets weiße oder gelbliche Färbung. Brachiopodenquerschnitte wurden in den Blöcken oftmals festgestellt. In den tieferen Liashorizonten scheinen graue Farben zu überwiegen, jedenfalls findet man in dem vom Antelao-Gletscher heruntergetragenen Blockschutt vorwiegend graue Kalke. Der Liaskalk ist feingeschichtet bis grob gebankt, es kommen Bänke von über 2 m Dicke vor.

Die Trias-Lias-Grenze verläuft in den schwer zugänglichen Felsregionen westlich, südlich und östlich des Antelao-Gipfels, sie konnte leider nicht näher untersucht werden.

Dieselben hellgrauen, gelegentlich auch cremefarbigten Kalke wie am Antelao stehen auch am ganzen Westhang des Monte Tudaio nördlich von Lorenzago an. Sie sind hier jedoch lange nicht so gut geschichtet wie im übrigen Gebiet, sondern dick gebankt. Fossilien wurden hier nicht beobachtet. Die Grenze Dachsteindolomit-Lias liegt ebenfalls in den schlecht zugänglichen steilen Einrissen östlich des Gipfels und konnte nicht genauer festgelegt werden.

Oberjura.

Oberjura kommt nur bei der Alpe La Stua und am Monte Tudaio vor. Das Vorkommen von La Stua ist seit langem in der Literatur bekannt. Hier stehen zuunterst etwa 5—6 m roter „Ammonitico rosso“ und darüber zirka 1 m heller Diphyakalk an. Das Vorkommen ist erst kürzlich von Mutschlechner (1932) eingehend beschrieben worden und ich möchte mich hier auf diesen Hinweis beschränken. Erwähnt sei nur noch, daß der Diphya-Kalk im Hangenden des „Ammonitico rosso“ gegen Lerosa hinaufzieht und hier einen Teil des „Ammonitico rosso“ vertritt, der nur sehr geringmächtig ist.

Oberjura ist als Mulde im Lias weiter noch am Westabhang des Monte Tudaio aufgeschlossen und an der alten Militärstraße zum Gipfel gut zu beobachten. Zuunterst liegt hier eine geringmächtige, rote Kalkbreccie. Darüber etwa 5—7 m rote knollige Kalke mit schlechten Ammonitenresten und gelegentlich auch Crinoidenkalk. Diese Schichtgruppe hat Geyer (1902) noch als Lias aufgefaßt. Sie werden überlagert von braunroten, gutgeschichteten hornsteinführenden Kieselkalcken.

Kreide.

Neocom.

Neocomschichten sind im Ampezzo- und Cadore-Gebiet nur im NW bei der Alpe La Stua und im NO am Monte Tudaio aufgeschlossen

und von der ersten Stelle gleichfalls von Mutschlechner (1932) eingehend beschrieben. Ein gutes Profil bietet der Oberlauf des bei La Stua mündenden kleinen Baches, nördlich vom Wege Gottres—La Stua. Hier liegen über dem Diphyakalk zunächst wenig mächtige, helle, sehr feste Plattenkalke, dann dünn-schichtige, weinrote bis grünliche Mergelkalke mit Hornsteinen und zahlreichen Aptychen. Das höhere Neocom besteht aus grauen, plattigen Mergelkalken, die dem Neocom der nördlichen Kalkalpen recht ähnlich sind. Fossilien sind in ihnen seltener.

Am Westhang des Monte Tudaio bestehen die Neocom-Schichten aus hellgrauen dünn-schichteten Mergelkalken, gelegentlich mit dunklen Hornsteinen. Sie passen also mit der Fazies in den westlichen Dolomiten zusammen. Fossilien wurden hier nicht beobachtet.

Die Neocom- und Oberkreide (Gosau)-Schichten, die im Fanes-Gebirge vorkommen, sind unten im zweiten Teil beschrieben.

Diluvium und Alluvium.

Während der verhältnismäßig kurzen Zeit, die mir zur geologischen Aufnahme des Gebietes zur Verfügung stand, über mehrere Jahre jeweils nur einige Sommerwochen, war es mir leider nicht möglich, mich mit den diluvialen und rezenten Bildungen genauer zu beschäftigen. Mir lagen stratigraphische und tektonische Fragen näher, und ich habe diluvialgeologische Untersuchungen daher zurückgestellt. Das gilt auch für die Kartendarstellung. Hier sind nur die größeren auffallenden Diluvialbildungen dargestellt, zahlreiche kleinere dagegen nicht berücksichtigt. Die folgenden Ausführungen sollen einige Beobachtungen wiedergeben, von denen ich mir bewußt bin, daß sie nur Ausschnitte aus dem Gesamtbild sind. Sie mögen als Hinweise trotzdem für nachfolgende Bearbeiter von Wert sein.

1. Misurina-Gebiet.

Die Wasserscheide am Misurina-Paß liegt neben den Häusern von Col Angelo. Nördlich davon sammeln sich kleine Bäche zum Aqua di Paludi, einen Zufluß des Rio Popena. Oberhalb der Vereinigungsstelle mit diesem liegen im Tal neben jungem Hangschutt Moränen, die vorwiegend aus Dolomitmaterial bestehen. Gekritzte Geschiebe sind nicht selten. Diese Moränen gehören einem aus dem „Val Popena alta“ kommenden Gletscher an, der lange Zeit die Entwässerung der Paludi di Misurina abdämmte und hier einen See aufstaute.

Weit verbreitet sind diluviale Schuttmassen im Talkessel zwischen Misurina und dem Hintergrund des Rimbianco-Tales. Bogenförmige innere Moränenwälle liegen östlich der Casera di Rimbianco. Ein zweites, deutlicheres und mächtigeres Moränensystem liegt in der Gegend des kleinen Lago d'Antorno und bildet die Wasserscheide zwischen Misurina und dem Valle di Rimbianco. Diese unruhige typische Moränenlandschaft reicht bis nahe an die Paludi di Misurina heran und verläuft im O bogenförmig zu den Colle dei Tocci. Auch die Moränenbedeckung des Col San Angelo gehört noch diesem System an, das also hier die Wasserscheide zwischen Ansiei und Popena-Tal bildet.

2. Das obere Ansiei-Tal.

a) Das untere Talgehänge.

Südlich von Misurina überwiegen an beiden Talseiten die rezenten Gehängeschuttbildungen. Dolomitschutt umsäumt als breites Band die Hochgebirgsmassive und reicht im bewaldeten Gebiet weit herab. Die durchfeuchteten, aus Cassianer und Wengener Schichten bestehenden Hänge neigen zu Verrutschungen und Murbildung, die unterhalb 1550 *m* häufig zu beobachten sind. Die dichte Bewaldung ist ein guter Schutz dagegen. Die Taltiefe liegt bei Federavecchia vollständig in jungem Schuttmaterial, das auch nach O bis Vizza Maraja herrschend ist. Das Ansiei-Tal folgt weiter bis Cosderuobe einer tektonischen Linie, durchbricht dann in einem wohl tektonisch angelegten Quertal den Schlerndolomit und verläuft vom Val Marzon ab am Fuß der Sextener Dolomiten.

b) Das Hochgebirge.

Das obere Ansiei-Tal sammelt die Gewässer vom Nordhang der Marmarole-Sorapis-Gruppe sowie vom Südhang der Cristallo-Cadin-Gruppe. Die Wasserscheide gegen W ist der Paß Tre Croci.

Ein Unterschied in den Erosionsformen nördlich und südlich des Passes fällt sofort auf. Die Täler gegen N sind kurz und steil eingerissen, die Dolomitwände haben Steilabfälle, die liegenden weicheren Schichten sind stark verrutscht. Gletscher sind nirgends mehr erhalten. Die Täler gegen S sind dagegen lang, flacher ansteigend und haben meist einen weiten Tal-Hintergrund. Sie werden heute z. T. noch von Gletschern gespeist und lassen alle deutlich glaziale Ausgestaltung erkennen. Besonders gut ist das im Hintergrund des Ru Sorapis zu erkennen. Hier liegt die höchste flache Stufe in 2300—2400 *m* Höhe östlich der Punta Nera. Sie liegt etwa in der Höhe der Sorapis-Gletscher, ist aber gletscherfrei. Eine zweite Stufe liegt etwa zwischen 2000 und 2100 *m* Höhe um den Sorapis-See herum. Die Steilwände der La Cesta, Punta Nera und Sorapis-Corno Sorelle umrahmen hufeisenförmig diesen riesigen Kessel. Er ist ein alter, flach geneigter Gletscherboden. Moränen und Schotter sind oberhalb des Sorapis-Sees noch erhalten. Der Zurlon-Rücken teilt den Kessel in zwei etwa gleich große Teile, in dem einen liegt der westliche, im andern der mittlere und östliche Sorapis-Gletscher.

Auch die Tondi di Faloria (2000—2200 *m*) sind ein solcher alter Gletscherboden. Hier weist der Felsen noch mehrfach Gletscherschleife auf, und es finden sich Reste von Moränenwällen, wie z. B. an der Seite des Cadin di Marcoira.

Eine weitere tiefere glaziale Stufe beginnt im Sorapis-Tale in etwa 1700 *m* Höhe, dort, wo heute die Hauptsteilstufe zwischen dem Tal und dem Hochgebirge ansetzt. Man kann sie auch nach W durch Moränenreste auf Verflachungen unterhalb Marcoira verfolgen.

Ähnliche glazial ausgestaltete Täler durchziehen auch den langen Marmarole-Nordhang. Neben dem tektonisch durch flaches N-Fallen bedingten Verlauf ist also auch die glaziale Ausgestaltung wesentlich für die Formung der südlichen Ansiei-Täler gewesen.

3. Die Gegend von Auronzo.

Bei Auronzo sind Moränenreste besonders am Monte Calvario zwischen Villagrande und Villapiccola erhalten geblieben. Man findet Moränenreste auch in den Seitentälern, so im Val da Rin bis über 1000 *m* Höhe und im Val di Poorse.

Bei Cima Cogna, oberhalb des Zusammenflusses von Ansiei und Piave ist eine Talweitung. Der Boden ist hier mit gemischtem glazialen und rezentem Schuttmaterial bedeckt. Es finden sich sowohl Schotter als auch Moränenmaterial und auch Gehängeschutt. Von Bagni di Cogna bis Tre Ponti (739 *m*) ist eine zusammenhängende Schotterterrasse erhalten geblieben.

4. Das Val di Cadore.

a) Die diluvialen Breccien und Konglomerate.

1½ *km* unterhalb Tre Ponti, bei Ponte Nuovo, erweitert sich das Piave-Tal plötzlich und gibt einen weiten Blick nach SW ins Val di Cadore frei. Bei der nächsten Ortschaft, Lozzo (753 *m*), fällt sofort das Vorkommen verfestigter Schotter auf der Terrasse auf. Sie liegen hier in etwa 800 *m* Höhe über der Hauptstraße sowie bei etwa 680 *m* im Flußeinschnitt horizontal über gefalteten Perm-Trias-Schichten. Die Gerölle sind kantengerundet oder gerundet und etwa bis faustgroß. Sie setzen sich hier vorwiegend aus Bellerophonkalk und Werfener Schichten zusammen, Gesteine aus der Kalk- und Dolomitgruppe sind seltener. Das Bindemittel ist dunkelgefärbt und kalkig. Die Konglomerate zeigen gute Schichtung, die einzelnen Bänke sind etwa 30–50 *cm* stark. Die Gerölle liegen manchmal schichtenparallel. Diese Konglomerate reichen am Westhang des Tales gelegentlich bis 900 *m* Höhe. An der Ostseite des Tales, unterhalb Pelos, liegen sie wie auf der Westseite zunächst auf Bellerophonkalk. In mehreren Aufschlüssen längs des Piova-Baches erscheinen sie dann bis etwa 770 *m* Höhe. Die Gerölle bestehen hier vorwiegend aus Campiler Schichten, und die Konglomerate sind farbenreicher als bei Lozzo.

Auf dem breiten Plateau von Lorenzago (860–1000 *m* Höhe) sieht man besonders am Westhang die Konglomeratstücke oft herumliegen. Sie sind nicht sehr gut aufgeschlossen und mit Moränenmaterial vermischt. Ähnlich ist es in der Umgebung von Laggio (943 *m*). Gut aufgeschlossen sind die Konglomerate unterhalb der Ponte Cridola im steilen Hang auf der Ostseite der Piave. Durch den Hang schneidet ein Bruch zwischen Bellerophonkalk und Campiler Schichten. Die Konglomerate bedecken diese Bruchlinie und ziehen sich auf einer flacheren Terrasse am Hang entlang.

Hier und besonders auf der Westseite der Piave bis Domegge ist zu erkennen, daß die Konglomerate unbekümmert um Faltung oder Störung der Schichten darüber immer fast horizontal liegen. Weitverbreitet sind sie in der Umgebung von Domegge, wo sie auf Werfener Schichten aufliegen. Sie bauen den ganzen Hang vom Piave-Tal bei 650 *m* bis nach Collesello in etwa 810 *m* Höhe auf. Hier ist der Hang allerdings etwas steiler als gewöhnlich und hat weniger den Charakter einer Terrasse wie in den tieferen Lagen.

Unterhalb Domegge, etwas tiefer als die Hauptstraße, verläuft eine aus den Konglomeraten aufgebaute Terrasse. Sie sind hier im Wiesenland oft von einer dünnen alluvialen Decke verhüllt. Auch unterhalb Vallesella sind die Konglomerate hin und wieder aufgeschlossen. Erst nach oben wird mit dem Kleinerwerden der Gerölle dann auch die Schichtung deutlicher.

Bei etwa 725 m südwestlich von Vallesella steht ein isolierter Felsen an, der aus einem fest verkitteten Konglomerat ohne jede Schichtung besteht. Seine Komponenten sind meist helle Kalk- und Dolomitgerölle, die eng aneinanderliegen, das Bindemittel ist grau und kalkig.

Dann treten die Konglomerate wieder im unteren Oten-Tal sowie am Bahnhof Calalzo auf. Sie sind hier geschichtet und stellenweise von einer ziemlich mächtigen alluvialen Decke verhüllt. Das hat unterhalb des Bahnhofes zur Bildung einer versumpften Ebene geführt. Östlich davon steht der Dachsteindolomit von Colle le Piazze an. Die Konglomerate sind hier wieder grob und bestehen vorwiegend aus fest verkitteten Dachsteindolomitgeröllen in allen Größen. Die Dolomitenbahn quert nordöstlich Pieve auf einer kurzen Strecke zwischen Bellerophonkalk und Dachsteindolomit diese Konglomerate.

In dem weiten flachen Tal westlich von Pieve di Cadore sind die Konglomerate nicht wieder beobachtet worden. Das ganze Gebiet ist zwar nicht gut aufgeschlossen, doch scheinen sie hier tatsächlich zu fehlen. Bei Nebbiu sind zwar Reste einer alten Terrasse erhalten geblieben, doch keine verfestigten Konglomerate.

Die Konglomerate setzen sich aber südlich von Pieve in der Nähe der Piave weiter fort. Sie sind südlich von Monte Zovo festzustellen und bilden bei Perarolo und Caralte teils zusammenhängende, teils unterbrochene Terrassen in einiger Höhe über dem Bett der Piave.

Wir dürfen also annehmen, daß der fortlaufende Zug der verkitteten Konglomerate im Piave-Tal als alte Talschotter anzusehen sind. Der alte Talhoden folgte dem heutigen Piave-Tal und lag etwa 140—180 m höher. Die Breite des Taltröges betrug mindestens $1\frac{1}{2}$ km. Dieser alten Terrasse verdanken die Ortschaften und Verkehrswege des Cadore-Tales ihre günstige Lage.

b) Gehängebreccien am Südhang des Antelao.

An der Forcella Cadiu stehen in etwa 2120 m Höhe festverkittete Kalk- und Dolomitbreccien an, die eine ziemliche Verbreitung haben. Sie bestehen aus Brocken von Dachsteindolomit und Liaskalk und sind durch kalkiges Bindemittel verkittet. Ihrer Farbe nach weichen sie kaum vom Dachsteindolomit ab, nur ihre eigentümlich rundliche Verwitterung gibt ihnen ein eigentümlich fremdes Aussehen. Sie liegen in dicken Bänken fast horizontal. Das Alter dieser Breccien ist nicht bekannt, es handelt sich aber wohl um interglaziale Bildungen. Die Forcella Cadin liegt SO vom Antelao-Gipfel am Ursprung des Valle Antelao.

Im zweiten Teil dieser Arbeit wird mehrfach auf diluviale Bildungen in den westlichen Gebieten der Karte hingewiesen.

Tektonische Beschreibungen.

Die Cristallo-Gruppe.

(Vgl. Tafel XX, Profile I und V.)

Einleitende Bemerkungen.

Unter Cristallo-Gruppe verstehen wir das breite Gebirge, das vom Val Grande im W; vom Ruffredo-Tal und seiner Fortsetzung bis Carbonin im N; vom Valle Popena bassa, dem Misurina-Tal und dem oberen Ansei-Tal im O; und dem Valbona-Tal und Passo di Tre Croci im S begrenzt wird. Es ist verhältnismäßig gut bekannt und mehrfach in der geologischen Literatur behandelt worden.

Der Tre Croci-Paß liegt, wie Mojsisovics feststellte, in Cassianer Schichten, die eine W—O streichende Antiklinale bilden. Sie werden auf beiden Seiten überlagert von Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit mit flachem Fallen nach N, bzw. S. Der Südschenkel dieser Antiklinale von Tre Croci ist kürzer und steiler als der Nordschenkel, eine Erscheinung, die häufig zu beobachten ist und geradezu als für die Dolomiten typisch anerkannt wird.

Mojsisovics (1879) hat schon nachgewiesen, daß das Val Grande einer NW—SO verlaufenden Hauptstörungslinie der Dolomiten, der sogenannten „Villnösser Linie“, jetzt „Rauhtal-Linie“ benannt, folgt. An ihr ist das Pomagagnon-Gebiet im W versenkt worden. Die Fortsetzung dieser Dislokationslinie beschreibt er als über Tre Croci nach Federa Vecchia im oberen Ansei-Tal verlaufend. Schwinner (1915) hat später eine von Mojsisovics etwas abweichende Ansicht vertreten. Er faßt die Linie von Tre Croci als nach S gerichtete Überschiebung hauptsächlich von Schlerndolomit auf Raibler Schichten auf, und sieht die Fortsetzung dieser Überschiebung in einer NO verlaufenden Störungslinie am Fuße der Pale di Misurina, anstatt in einer nach SO verlaufenden Linie, wie das Mojsisovics wollte.

Meine Aufnahmen ergeben wieder Resultate, die in Einzelheiten von beiden Auffassungen etwas abweichen, bestätigen jedoch grundsätzlich das Vorkommen von zwei Querbrüchen im Cristallo-Massiv, wie das Schwinner festgestellt hatte.

Die Schubflächen am Südhang des Cristallo.

Das hervorstechende Merkmal im geologischen Bau des Cristallo-Massivs ist, ganz allgemein betrachtet, das gleichmäßige flache Nordfallen (zirka 30°) der ganzen geschichteten Dolomitmasse. Lokale Abweichungen in der Nähe der Störungen sind nur geringfügig. Wie schon erwähnt, durchschneiden zwei Querbrüche das Cristallo-Massiv.

Der eine Querbruch durchschneidet die Felsen des Cristallo-Nordhanges oberhalb Cimabanche im Ruffredo-Tal und verläuft nach S zwischen Forame-Kette und Cresta Bianca mit Versenkung der östlichen „Cresta Bianca-Scholle“. Die westliche „Forame-Scholle“ läßt auf der Padeon-Alpe Raibler Schichten gegen Dachsteindolomit der Cresta Bianca-Scholle verworfen erkennen. Die Raibler Schichten der Cresta Bianca-Scholle sind dagegen nach S verschoben. Es hat längs des Querbruches also auch eine horizontale Bewegung, ein Vorschub nach S stattgefunden. Auf der Padeon-Alpe, in dem Zwickel zwischen diesem Bruch und der Störungslinie im Val Grande, tauchen unter den Raibler Schichten noch die obersten Cassianer Schichten sowie Cipitkalk und Schlerndolomit in sehr geringer Mächtigkeit auf. Die nach S verschobenen Raibler Schichten der Cresta Bianca-Scholle treten erst an der SW-Ecke der Felswände von Cresta Bianca und Cristallo auf. Sie sind sehr gestört und lassen Verbiegungen und Verschuppungen erkennen. Langgestreckte dünne Zwickel von Raibler Schichten dringen sogar mit flachem Fallen in die tieferen Teile der gewaltigen Felswände des Cristallo ein.

Weiter nach O, in der Richtung zum Punkt 2246 *m* der Karte, tritt nun die Form einer von Überschiebungen modifizierten liegenden Falte von Raibler Schichten und Dachsteindolomit klar in Erscheinung (Tafel VI, Photo 1).

Die höheren Horizonte der bunten Raibler Mergel und Dolomitbänke sind leicht verbogen. Sie werden von kleinen Querbrüchen getroffen, die in den hangenden Dachsteindolomit hinaufreichen. Die tieferen, einige Gipslagen enthaltenden Raibler Mergel sind stärker verfaltet und liegen unregelmäßig mit tektonischer Diskordanz auf mylonitisierendem Dachsteindolomit. Dieser bildet eine auffallende Felswand, die unter den gestörten Raibler Schichten den Südrand der mittleren Cristallo-Gruppe umzieht. Die Felswand liegt konkordant auf einer normalen Entwicklung der Raibler Schichten.

An der Westseite dieser Felswand, gleich nördlich von Son Forca, keilt der Dachsteindolomit zwischen Raibler Schichten aus, d. h. die Überschiebung greift nun auf die basalen Raibler Schichten herab. Man sieht hier mehrfach steil aufgebogene Schichten der liegenden Raibler Gruppe in der Nähe der Felswand. Weiter entfernt fallen sie mit 45—60° NNW ein. Die überschobenen Raibler Schichten fallen flach N und sind hier wenig gestört. Die Schubfläche fällt 45—55° NNW.

Mit zunehmender Mächtigkeit erstreckt sich die Felswand nach O zum Punkt 2246 *m*, wo die Raibler Schichten eine breite Terrasse bilden. Gleich östlich davon wird die Schubfläche mit den hangenden und liegenden Schichtgruppen steil nach O aufgebogen (Skizze, Fig. 9). Die Achse dieser Aufbiegung verläuft N 15° O. In gleicher Richtung sieht man Klüftung in den hohen Steilwänden des Dachsteindolomits. Der aufgebogene Dachsteindolomit der unteren Wand kommt hier fast in Berührung mit dem der hohen Felswände, während die Raibler Schichten nur als schmaler Keil zwischen beiden erscheinen. Hier ist offenbar der Zusammenhang der beiden Dachsteindolomitmassen als liegende S-förmige Falte noch mehr erhalten und die Raibler Schichten sind weniger vorgeschoben worden. Die Schichten im mittleren Teil dieser Falte fallen mittelsteil N; darüber und darunter ist das Einfallen sehr flach N.

Noch weiter nach O biegt die Störungszone wieder ab und zieht gegen Col de Varda. Hier fallen alle Schichten wieder flach N, wie eine Photographie erkennen läßt (Taf. VI). Links auf dem Bild ist der aufgebogene Teil der Überschiebung zu erkennen, in der Bildmitte etwa der Col de Varda (2235 m), wo die Raibler Schichten die grasbewachsene Abdachung bilden. Sie weisen hier kaum eine Störung auf und liegen mit flachen Wellen fast horizontal (Fig. 10).

Schwierig war die Entscheidung der Frage, ob die Felswand unter den Raibler Schichten hier Schlerndolomit oder Dachsteindolomit sei. Schwinner hat sie als Schlerndolomit aufgefaßt. Ich fand aber hin und wieder in der Wand, besonders auf der Westseite unterhalb Col de Varda, Megalodonten und die bezeichnende Alge *Diplopora vesiculifera* Gumb. und schließe daraus auf Dachsteindolomit. Der Dolomit ist gut geschichtet und streicht N 55—60° W, das Fallen ist im allgemeinen nicht mehr als 25° NNO. Nach O nimmt die Wand wieder an Mächtigkeit ab und hört am Ostende des Col de Varda mit etwa 20 m Mächtigkeit plötzlich auf. Sie verschwindet in einer Rinne, in der Schutt- und Bergsturzmassen, teils bewachsen, angehäuft sind.

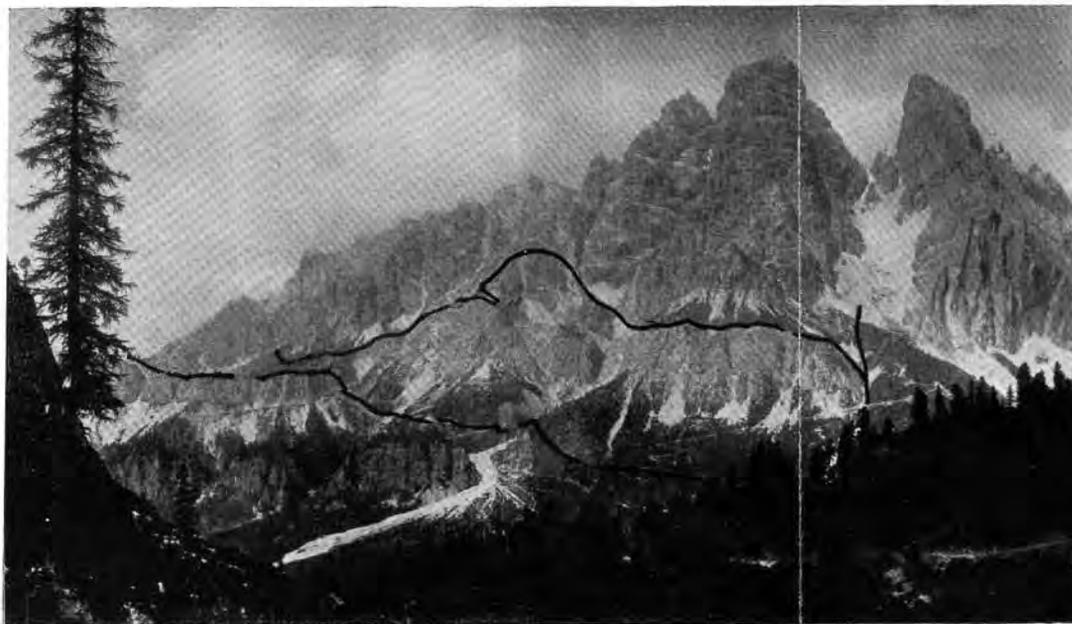
Diese Rinne verläuft genau in der Verlängerung des zweiten Querbruches des Cristallo-Massivs. Oberhalb der Rinne quert der Bruch den Kamm des Gebirges zwischen Cristallo und Piz Popena; die westliche Scholle ist an ihm abgesunken. Es ist also der mittlere Teil des Gebirges an beiden Querbrüchen eingesunken, aber gegen S aufgeschoben.

Daß der Querbruch auch nach S im Lauf der Rinne sich fortsetzt, läßt sich aus der Verschiedenheit der Tektonik auf beiden Seiten der Rinne ablesen. Steigt man in der Rinne an der Stelle auf, wo die eingeschaltete Dachsteindolomitwand plötzlich verschwindet, so beobachtet man, daß die Dolomithänke nach oben zu steiler einbiegen. Waren es unten etwa 20°, so steigert sich das Einfallen hier auf 50°. Diese Einbiegung findet in der Nachbarschaft der Schubfläche statt. Es stoßen hier die Raibler Schichten des Col de Varda flach fallend bis horizontal liegend an den Dolomit. Die Schubfläche streicht WNW—OSO, sie fällt mittelsteil NNO.

Wo auf der Ostseite der Rinne die Schubfläche festzustellen ist, liegt sie ganz in Raibler Schichten in etwa 2100 m Höhe. Sie streicht W—O bei mittelsteilem N-Fallen. Gleich östlich, in der Rudavoi-Schlucht, treten Schlerndolomit und Cassianer Schichten konkordant unter den Raibler Schichten auf. Die Schubfläche greift auf Cassianer Schichten über, die auf steil einfallende Raibler Schichten der unteren Scholle überschoben sind.

Der wichtigste Unterschied besteht jedoch darin, daß die überschobene Scholle östlich der Rinne von der W-O-Richtung abweicht und an der SO-Ecke der Cristallo-Gruppe in SW-NO-Richtung übergeht.

Zusammenfassend ergibt sich, daß am Südhang der Cristallo-Gruppe eine nach S gerichtete Überschiebung stattgefunden hat, die zwischen den beiden Querbrüchen besonders in Erscheinung tritt. Mechanisch stehen die Querbrüche wohl mit der Überschiebung in Zusammenhang.



Phot. 1.



Phot. 2.

Phot. 1. Die obere Schubfläche: Raibler Schichten auf Dachsteindolomit nach S überschoben; die eingezeichnete Linie deutet eine steile Querbiegung an. (aut. phot.)

Phot. 2. Die untere Schubfläche (Val Grande-Störung): Raibler Schichten und Schlerndolomit auf Raibler Schichten überschoben. (aut. phot.)

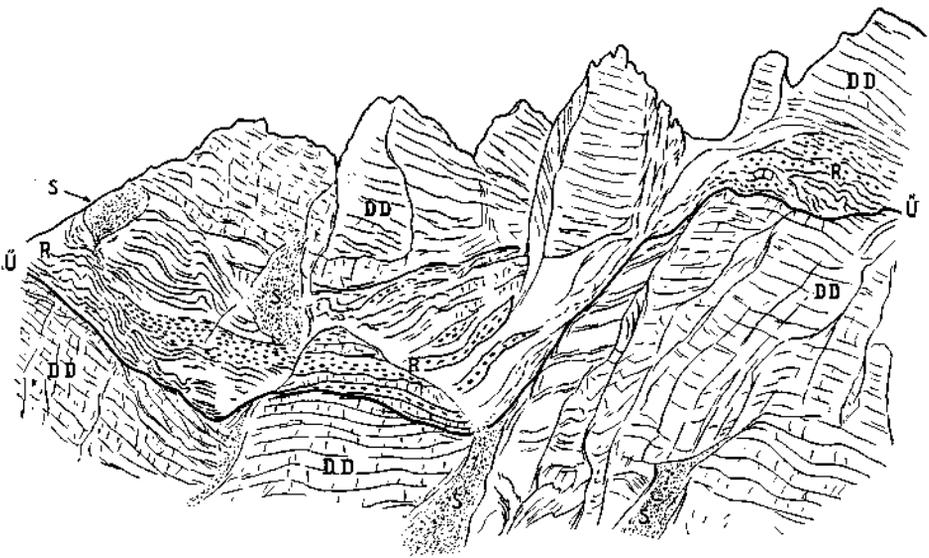


Fig. 9. Skizze der oberen Überschiebung (Ü) am Südhang des M. Cristallo. Gestörte Raibler Schichten (R) auf Dachsteindolomit (DD) überschoben. Rechts eine Queraufbiegung der Überschiebung. S = Schuttrinnen.

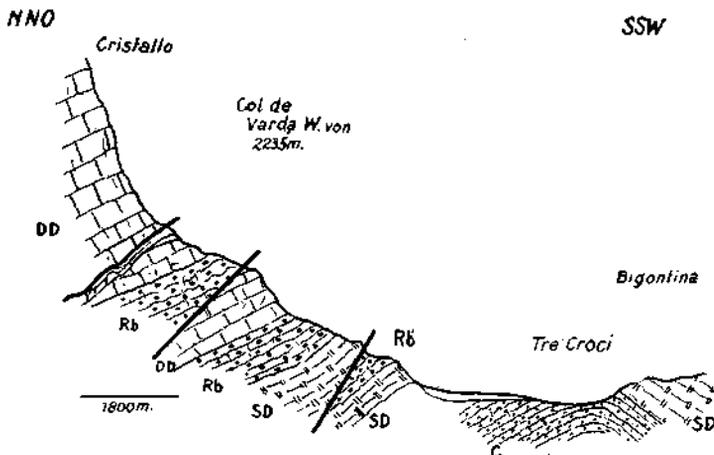


Fig. 10. Profil durch die Störungszone am Südhang des M. Cristallo. Kleine Keile Raibler Schichten im Dachsteindolomit (DD) der Steilwand. Überschiebungen: die obere schneidet durch Col de Varda—Raibler Sch. (Rb) auf Dachsteindolomit (DD); untere (Val Grande Bruch), Schlerndolomit (SD) auf Raibler Sch.

Die Rudavoi-Schlucht.

Die beiden Seiten der Rudavoi-Schlucht bieten gute Aufschlüsse (Figur 11 u. 12). Am oberen Ende der Schlucht, bei etwa 2140m, an der Basis der Dachsteindolomitwand des Piz Popena ziehen die oberen Mergel und Dolomitbänke der Raibler Schichten in den senkrechten Wänden durch. Es folgt dann darunter im Hang auf beiden Seiten der tief eingerissenen Schlucht die Hauptreihe der Raibler Schichtgruppe.

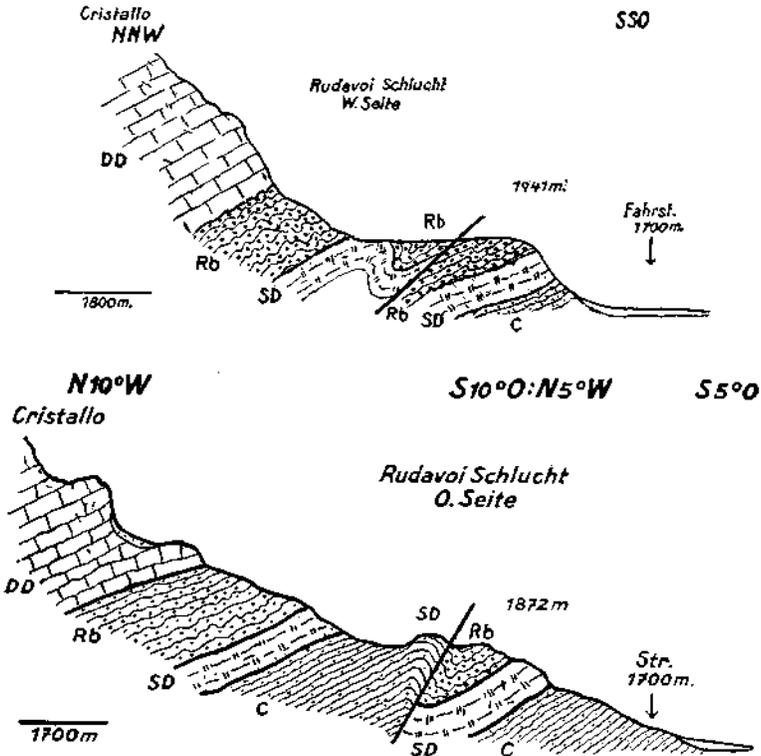


Fig. 11—12. Fortsetzung der M. Cristallo-Störungszone nach O im Rudavoi-Gebiet.
 DD = Dachsteindolomit. Rb = Raibler Schichten. SD = Schlerndolomit.
 C = Cassianer Schichten. Str = Fahrstraße.

Auffallend sind darin die Gipslagen. Stellenweise im oberen Hang und auf beiden Seiten bei etwa 2080m Höhe steht unter den gut geschichteten Raibler Mergeln Schlerndolomit an, der im Habitus mit den andern Vorkommen am Südhang des Cristallo übereinstimmt. Der Schlerndolomit ist wenig mächtig.

An der Ostseite der großen Schlucht liegt der Dolomit auf dunklen Cassianer Mergeln und Cipitkalk, die sich nach O fortsetzen. An der Westseite stehen keine Cassianer Schichten an. Schlerndolomit und Raibler Schichten bilden dort zwei bis drei knieförmige Abbiegungen gegen S und sind auf flach einfallende Raibler Schichten überschoben.

Das Fallen der Schubfläche ist hier etwas steiler. Die Schichtmasse des Übersobenen läßt flaches, regelmäßiges NNW-Fallen erkennen, etwa 20° .

Die basalen Schichten südlich der Schubfläche bilden hier die Crepe di Rudavoi, die aus einer konkordanten Reihenfolge von Cassianer Mergeln, Tuffen und Cipitkalken, geschichtetem Schlerndolomit und Raibler Schichten gebildet wird. Diese Gruppe fällt allgemein etwa 30° NNW, an der Schubfläche in den Raibler Schichten natürlich verändert. Kleine Linsen von Schlerndolomit treten hin und wieder an der Schubfläche auf. Oben, am Übergang nach Misurina steht ein größerer Rest von Schlerndolomit auf den Cassianer Schichten der höheren tektonischen Einheit an. Im ganzen bekommt man den Eindruck, daß der Druck an der Schubzone hier weniger wirksam war als südlich des Cristallo.

Die Störungs-Zone östlich des Cristallo.

Die Schubfläche setzt sich vom Übergang oberhalb Crepe di Rudavoi östlich in einer Rinne fort, an deren Nordseite Cassianer Schichten anstehen, während Raibler Schichten den Südhang bilden. Unter den Raibler Schichten ist stellenweise gestörter Schlerndolomit aufgebogen. Die Streichrichtung der Schubfläche wechselt hier von W-O- in NNO-Richtung. Unterhalb der Höhenkurve 1875m hören die Aufschlüsse auf. Die Schuttmassen unterhalb des Corno d' Angelo verhüllen alle Spuren des Anstehenden und auch weiter nordöstlich unterhalb der Pale di Misurina verdecken Schutt und Vegetation fast alles. Nur isolierte Aufschlüsse bewahren hier im ganzen den Zusammenhang.

Bemerkenswert sind zwei Vorkommen von Schlerndolomit, die hier SW-NO streichend durch das ganze Gehänge hindurchziehen. Der höhere Zug bildet die kleinen Felswände unterhalb der Pale di Misurina in etwa 2025m Höhe oberhalb Rudavoi, dann bis 1900m nach Misurina hinabziehend. Er wird überlagert von Raibler Schichten und Dachsteindolomit der Pale di Misurina. Der zweite Zug steht in 1820m Höhe in der Nähe von Rudavoi an und steigt fast bis 1780m ins Tal ab und verschwindet unter Wald und Schutt. Näheres über die Lagerungsverhältnisse siehe Abschnitt über Misurina. Hier sei nur darauf hingewiesen, daß sich die Wiederholung der Schichtfolge infolge einer Störung auch am SO-Hange der Pale di Misurina fortsetzt, daß aber die Streichrichtung beider Schollen NO—SW ist, gegen Misurina zu sogar NNO—SSW. Diese scharfe Abbiegung des Streichens in fast N-S-Richtung ist wesentlich.

Nehmen wir an, daß die Schubkräfte in der Tre Croci-Gegend sich in N-S-Richtung auswirkten, so sehen wir östlich des Cristallo, daß bei vermindertem Druck eine bedeutende Abweichung der resultierenden Störungsflächen erfolgt ist. Am Lago di Misurina geht die Störungszone in einen steilen Bruch über, der sich dann nach NNW im Val Popena bassa fortsetzt. Grundsätzlich darf man die Störungszone, die in dieser Weise das Cristallo-Gebirge im O umrandet, als komplizierte Querbruchzone betrachten, deren angrenzende Schollen im südlichen Teil mit in die Schubbewegung einbegriffen wurden.

Die Val Grande-Störung.

Diese Störung lernten wir schon als Fortsetzung der wichtigen „Rauhtal Linie“ des Enneberg-Gebietes kennen, die in NW-SO-Richtung das Ruffreddo-Tal überquert. Sie tritt im NW-Teil des Cristallo-Stockes ins Val Grande ein und durchschneidet hier die Dachsteindolomitwände. Die Schichten des westlichen Abschnittes, der Pomagagnon-Kette, streichen im allgemeinen WNW—OSO und fallen 25° NNO. Doch zeigen die Schichten am Osthange eine mehr oder weniger starke Abbiegung dem Bruche zn. Infolgedessen ist das Streichen nahe am Val Grande NW—SO bei NO-Fallen.

Östlich des Bruches herrscht im Col di Stombi und Zurlon das allgemeine W-O-Streichen des Cristallo-Gebirges. Stellenweise, besonders gleich nördlich der Padeon-Alpe, erkennt man Anzeichen leichter Querbiegungen im Dachsteindolomit. An der Padeon-Alpe, zwischen 1900 und 2000 *m* Höhe, stehen in dieser Ostscholle obere Cassianer Schichten an und werden konkordant von Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit überlagert. Dies schon Mojsisovics bekannte Vorkommen gibt den sicheren Nachweis, daß der Pomagagnon-Kamm tektonisch tiefer liegt als der Cristallo-Stock. Die Schichtgruppe der Padeon-Alpe wird durch den S. 103 erwähnten Querbruch gegen Dachsteindolomit im O verworfen.

Der zwischen diesem Querbruch und der Val Grande-Störung liegende Teil der Schichten wird gegen Son Forca zu immer schmaler. Leider verhindert starke Bedeckung die genauere Beobachtung der Lagerungsverhältnisse auf dieser Strecke. Die Hauptfrage ist, wie der Querbruch sich fortsetzt, ob er bei Son Forca die Val Grande-Störung trifft oder etwa höher an Hang in gestörte Raibler Schichten der Schubzone übergeht. Wenn auch die Val Grande-Störung auf dieser Strecke gleichfalls einer unmittelbaren Beobachtung nicht zugänglich ist, so ist doch ihre Fortsetzung nach Son Forca klar.

Der Dachsteindolomit, der die Kuppe von Perosego (2124 *m*) aufbaut, gehört offenbar der versenkten Westscholle des Pomagagnon-Kammes an. Daran stoßen an der Paßhöhe Raibler Schichten, die in eine enge, steil nach S überkippte Falte gelegt worden sind. Darauf folgen nach N einige kleinere Falten und dann steil nach NNW einfallende Schichten. In kurzer Entfernung vermindert sich das Fallen, und die hier mächtige Raibler Schichtgruppe bildet nun das Liegende der Dachsteindolomitlinie südlich des Cristallo (vgl. Tafel VI, Fig. 1).

Beim Abstieg von Son Forca nach Tre Croci ist diese Schichtfolge ausgezeichnet aufgeschlossen. Sie streicht $N 70-75^{\circ} O$. Daraus ergibt sich, daß diese Raibler Schichten auf den Dachsteindolomit von Son Forca überschoben sind, während sie selbst mit dem eingefalteten Dachsteindolomit von der Hauptmasse des Cristallo überschoben wurden. Dieses zwischen beiden Schubflächen liegende Stück sei „Son Forca-Schubscholle“ genannt, während die höhere Hauptmasse als „Cristallo-Schubscholle“ zu bezeichnen wäre.

Die Val Grande-Störung zieht nun in WNW-OSO-Richtung unter den Raibler Schichten weiter. Bei etwa 2000 m kommt unter der Störungslinie ein unregelmäßiger Zwickel von Schlerndolomit unter den Raibler Schichten hervor. Er bildet unterbrochene kleine Felsen, mit Raibler Mergeln vermennt.

Unterhalb der Störung, d. h. südlich davon, streicht die Reihenfolge Dachsteindolomit—Raibler Schichten—Schlerndolomit vom Perosego- und Federa-Hang in ONO-Richtung gegen die Störung. Sie werden nacheinander von der Störung abgeschnitten. Infolge des Unterschiedes im Streichen der beiden Schollen kommt bald der Schlerndolomit der Son Forca-Scholle an der Störungslinie in direkten Kontakt mit dem Schlerndolomit des Perosego- und Federa-Zuges. Nur ein schmaler Streifen Raibler Schichten auf dem Schlerndolomit der tektonisch tieferen Scholle trennt die beiden Dolomitbänder. Sie fallen 60° NW (Fig. 10 und Tafel VI, Phot. 2).

Die Fortsetzung der tektonisch tieferen Schichtgruppe ist östlich dieser Stelle bis zum Sattel von Tre Croci durch Schutthalden und Wald verdeckt. Die höhere Gruppe setzt sich direkt östlich fort und bildet nun die S. 107 beschriebene tiefere tektonische Einheit am Südhang des Cristallo.

Die Cassianer Schichten im Liegenden der Crepe di Rudavoi überqueren die Tre Croci-Straße nach S, wo sie gegen den versenkten Schlerndolomit des Sora Colaz (1704 m) verworfen sind. Mojsisovics hat diesen Dolomit als Wengener Dolomit und den Hügel gleich südlich von Valbona als Cassianer Dolomit betrachtet. Er zieht infolgedessen zwischen beiden Dolomitkuppen in der Tiefe des Valbona-Tales einen Bruch durch. Schwinner hat die Störung der Crepe di Rudavoi mit der Val Grande-Störung identifiziert, die also nach ihm NO verlaufen müßte.

Da nun der Dolomit dieser beiden Hügel beiderseits des Valbona genau im Streichen des Schlerndolomit der Pian delle Bigontina (südlich von Tre Croci) liegt und auch ganz ähnlich aussieht, bin ich der Ansicht, daß die Val Grande-Störungslinie, wie oben ausgeführt, unter den Cassianer Schichten der Crepe di Rudavoi in OSO-Richtung zum Val Ansiei verläuft. Der Schlerndolomit der beiden Hügel zeigt Antiklinalbau und vertritt wohl die östliche Fortsetzung der Tre Croci-Antiklinale.

Die beiden Schubflächen.

(Vgl. Tafel VI, Fig. 1, 2.)

Die vorausgehenden Betrachtungen ergaben den Nachweis zweier nach N, bzw. NNW einfallenden Störungsflächen im Tre Croci-Gebiet, die wir als Schubflächen ansprechen müssen. Die untere, d. h. südliche zeigt steiles Einfallen und entspricht der von Mojsisovics als Hauptstörung erkannten „Villnösser Linie“ (Rauhtal-Linie). Im Val Grande bildet sie als Bruchlinie die tektonische Westgrenze des Cristallo-Massivs. Aber in der Gegend des Passes Tre Croci wird die Störung unter Wirkung stärkeren N-S-Druckes umgeschlagen und wirkt als Schubfläche. Am Paß selber sind Cassianer Schichten als W—O streichende Antiklinale aufgeschlossen (vgl. Tafel XX, Profil 1).

Die tektonische Wiederholung der Raibler Schichten an der SW-Ecke des Cristallo-Massivs zeigt, daß der Widerstand der nach S überschobenen Schichtmassen in der Antiklinalzone des Tre Croci-Passes doch so bedeutend war, daß sich die Stirn der Überschiebung weiter spaltete, was sekundäre Schuppungen und Überschiebungen zur Folge hatte. Eine davon hat eine gut ausgebildete liegende Falte durchschnitten, in deren nach S offenen Seite ein Keil von Dachsteindolomit eingefaltet war. Diese höhere Schubfläche fällt entschieden flacher nach N ein als die Hauptüberschiebung. Beide Schollen dieser sekundären Überschiebung zeigen durchschnittlich nur 15—30° N fallende Schichten; steilere Auffaltung kommt nur lokal in der Nähe der Schubflächen vor. Die oben angegebenen Detailbeobachtungen geben viele Anhaltspunkte, die beweisen, daß der N-S-Druck am stärksten an der SW- und S-Seite des Cristallo-Massivs gewirkt hat. Der Aufstau der Schichten in beiden Schubschollen vermindert sich rasch nach O zu.

Eine Linie von der Padeon-Alpe im W des Cristallo-Gebirges zum Lago di Misurina im O würde fast W—O verlaufen. Man bemerkt nun, daß im W die Raibler Schichten der Padeon-Alpe durch den N-S-Bruch bis an die Schubflächen vorgeschoben und an ihnen aufgestaut und verfaltet worden sind.

An der Ostseite des Gebirges mag eine Schubbewegung wohl noch teilweise wirksam gewesen sein, wird jedoch immer geringer und hört bei Misurina völlig auf. Es folgt meines Erachtens daraus, daß der Vorschub nach S nicht sehr beträchtlich gewesen sein kann und maximal etwa den Betrag der Linie Padeon-Alpe—Son Forca erreicht haben mag. Dieser größte Vorschub fällt zusammen mit der am tiefsten eingesunkenen mittleren Scholle des Cristallo-Massivs. Wir dürfen daraus, wenn auch mit einiger Vorsicht, auf einen tatsächlichen Zusammenhang beider Bewegungen schließen. Das heißt, daß die vorwiegend in N-S-Richtung wirkenden Druckkräfte auch innerhalb der Gesteinsmasse Spannungen erzeugten, die ihre Auslösung an Brüchen längs der Schwächezonen fanden. Dadurch wurde die ganze Masse mobiler und es konnte der Vorschub einzelner Schollen in verschiedenem Ausmaße erfolgen. Eine weitere Aufspaltung einer Schubmasse oder eines Blockes in horizontalem Sinne wird sich bevorzugt an natürlichen Schwächezonen entwickelt haben, also etwa in plastischen Schichten oder an der Grenze solcher gegen sprödes Gestein, wie z. B. an der Grenze Raibler Schichten-Dachsteindolomit.

Als Folge des Schubs der mittleren und östlichen Scholle im Cristallo-Gebirge weist das Faltungsbild eine nach S bogenförmige Gestalt auf. Dies ist als Ergebnis der Streckung der Masse längs einer NNO-SSW-Achse während der Wirkung des Querdruckes anzusehen.

Der Nordhang der Cristallo-Gruppe.

Wie in den einleitenden Bemerkungen angedeutet wurde, vertritt der breite Nordhang des Cristallo den Nordschenkel der breiten Tre Croci-Antiklinale. Die entsprechende Synklinalachse wäre im Tal Ospitale—Carbonin zu suchen. Im Talzuge Carbonin—Cimabanche ver-

läuft aber nun eine Hauptstörungslinie, die Croda Rossa-Col Freddo-Linie, die in WNW-OSO-Richtung ins Tal hinabzieht mit Senkung der Süd-scholle.

Westlich Cimabanche sieht man im Croda d'Ancona-La Stua-Gebiet noch die Lias-Neocom-Schichten des Muldentiefsten erhalten. Ihrem Streichen nach wären die Schichten noch im Nordhang des Cristallo zu erwarten. Das ist aber nicht der Fall. Die Schichten im Osthange der Croda d'Ancona und des Col Freddo streichen SW—NO mit NW-Fallen, während am Nordhang des Cristallo das Streichen fast W—O ist. Wie schon von Schwinner angedeutet, verläuft wahrscheinlich längs des Ruffreddo-Tales ein ONO-WSW Bruch (vgl. unten S. 115—116).

Der Nordhang des Cristallo-Massivs wird weiter von Cimabanche bis ins Val Popena bassa von dem W-O-Bruch verworfen. Im Verhältnis zum aufgewölbten Südrand des Cristallo bildet sein Nordrand eine Senkungszone. Diese Senkungen stehen jedenfalls mit Hebungen und steilen Überschiebungen im Fanes-Gebiet im Zusammenhang (vgl. S. 193).

Wir erkennen also zweierlei tektonische Verbindungen:

1. Das Cristallo-Gebirge als Ganzes bildet den flachen Nordschenkel einer breiten Antiklinale, deren Kern durch den Paß Tre Croci zieht. Das Hauptmerkmal ist das ruhige flache Nordfallen, das über weite Erstreckung hin noch den ursprünglichen Faltenbau erkennen läßt.

2. Diese einfache W-O-Faltung hat später manche Deformationen erlitten. Die Folge war, daß die Hauptstörungen nun gegen den steileren Südschenkel jener alten W-O-Antiklinale vorverlegt wurden und letztere ringsum durch Quer- und Längsbrüche als eine tektonische Einheit abgetrennt wurde.

Die Senkungszone am Nordhang des Cristallo steht demnach in engem Zusammenhang mit den tektonischen Vorgängen im N und W. Sie scheint teilweise die Senkungszone von Antruilles und Son Pauses fortzusetzen (vgl. Zweiter Teil, S. 195).

Col Freddo und Croda d'Ancona.

(Vgl. Tafel XX, Profil V.)

Einleitende Bemerkungen.

Diese Gebirgsgruppe ist seit Mojsisovics mehrfach neu untersucht worden. Kober und Schwinner verdanken wir neue Darstellungen mit Karten und Profilen. Wir können uns deshalb hier kurz fassen. Die Gruppe ist mit in die vorliegende Arbeit einbezogen, um einen Anschluß an die kürzlich erschienenen Arbeiten von Maibauer und Mutschlechner über das westlich anschließende Fanes-Gebiet herzustellen.

Nördlich des Col Freddo schneidet zwischen ihm und der Croda Rossa (Hohe Gaisl) eine gut untersuchte markante Störungslinie, WNW—OSO verlaufend durch. Schwinner hat sie näher untersucht und „La Stua- (Stua-)Linie“ benannt. Seine Untersuchungen ergaben,

daß nördlich dieser Linie die Dachsteindolomitmasse der Croda Rossa an einer steil N fallenden Schubfläche auf die Col Freddo-Scholle aufgeschoben worden ist.

„Diese selbst zeigt — ganz ebenso wie die der Hohen Gaisl — in ihren Hangendschichten (Lias bis Kreide) bei La Stua und am Col Freddo eine nach S überschlagene Mulde.“ (Schwinner, 1915, S. 200.)

Im S vom Col Freddo und der Croda d'Ancona zieht die „Rauhtal-Störungslinie“ ebenfalls nach Val Grande durch.

Die Stua-Linie ist von Schwinner nur bis ins Rufreddo-Tal verfolgt worden.

Daß die stark nach S überkippte Mulde von Liasschichten am Col Freddo nichts weiter ist als die östliche Fortsetzung der Lias-Neocommulde von La Stua, hat Schwinner bereits eingehend dargestellt. In den folgenden Zeilen handelt es sich im wesentlichen nur um einige ergänzende Einzelheiten, dem heutigen Stand der Forschung entsprechend.

Schwinner hat die Felshänge des Col Freddo noch größtenteils als Dachsteindolomit aufgefaßt; Lias ist nach ihm auf die eingefaltete, nach S überkippte Mulde des Col Freddo beschränkt. Nun haben aber die neueren Untersuchungen im westlich anschließenden Gebiet ergeben, daß den Liasschichten auf Kosten des Dachsteindolomits eine wesentlich weitere Verbreitung zukommt (S. 96). Die untere Grenze liegt etwa 300 m tiefer als die bisherige Grenze. So mußte in dieser Hinsicht die Karte des Col Freddo-Gebietes revidiert und den neuen Ergebnissen angepaßt werden.

Hinsichtlich der Einzeltektonik wäre zu bemerken, daß Schwingers Darstellung (Schwinner, Profil 5) der Col Freddo-Mulde als einfache nach S überkippte Falte den Tatsachen nicht ganz gerecht wird. Es lassen sich vielmehr bedeutende Verschüppungen der Schichten und sekundäre Bewegungsflächen innerhalb dieser Mulde infolge starker Druckwirkung unterhalb des Blockes der Croda Rossa feststellen. Nach W werden diese jedoch rasch geringer und die schöne überkippte Falte kommt klar zum Ausdruck.

Col Freddo.

Der Name Forcella Col Freddo bezieht sich eigentlich nur auf den Übergang (Punkt 2716 m) zwischen Croda Rossa (Hohe Gaisl, Punkt 3139 m) und dem langen W—O verlaufenden Felshang im S davon. Doch ist der Name Col Freddo auch für diesen Rücken mit dem höchsten Punkt 2813 m durchaus gebräuchlich. (Die Höhenangaben der Karte 1:25.000 und der Karte 1:50.000 stimmen nicht immer überein.) Die Croda Rossa-Schubfläche (La Stua-Linie) zieht W—O durch die Forcella Col Freddo hindurch.

Um den Südhang des Col Freddo zu untersuchen, steigt man von der Rufreddo-Straße beim Punkt 1503 nach N auf (Fig. 13). Der Aufstieg führt zunächst über rezenten und glazialen Schutt. Im W, im Gehänge der Croda d'Ancona steht Dachsteindolomit an und streicht ONO ins Gehänge des Col Freddo hinüber. Das Fallen ist hier mittel-

steil NNW, wird aber nach oben flacher. Bei etwa 1700 m entspringt der Bach des Val Gottres zwischen Col Freddo und Croda d'Ancona. Im N heben sich die Wände des Col Freddo heraus. Folgt man nun der Richtung der mittleren breiten Schuttrinne, so ist an der Ostseite die untere Grenze der Liasschichten in etwa 1925 m Höhe wahrzunehmen. Die Liaskalke bilden hier eine gut aufgeschlossene regelmäßige Schichtfolge über dem teilweise dicht bewachsenen Dachsteindolomit.

Die NNW einfallenden Schichten weisen eine gut entwickelte Klüftung in N 80° O Richtung mit nach S geneigten Flächen auf. Gegen O geht die Klüftung in N 30° O Richtung über und steht offenbar im Zusammenhang mit der Drehung des Streichens der Schichten in NNO-SSW-Richtung am Osthang des Col Freddo und mit einem allgemeinen Gefälle gegen W.

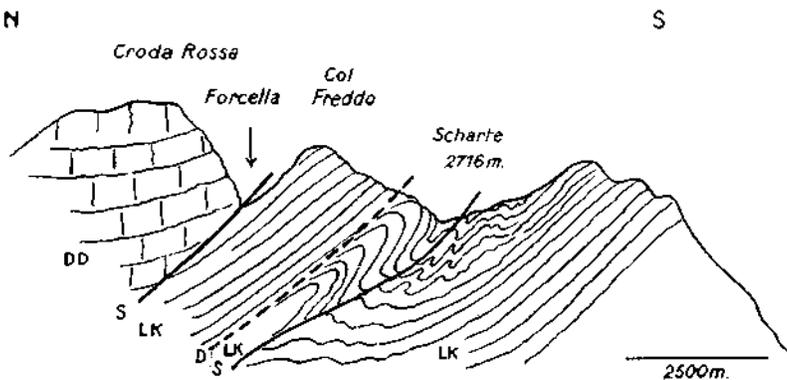


Fig. 13. Die Schubflächen (S) von Croda Rossa und Col Freddo (i. M.: 1:12.500). LK = Liaskalk. DD = Dachsteindolomit. D = Faltendiskordanz.

Hat man nun den breiten Schuttkessel bei etwa 2200 m Höhe erreicht, so ist man schon über den regelmäßig einfallenden unteren Teil der Liasschichten hinausgekommen und hat die gestörte Zone der überkippten Mulde erreicht. Etwa 120 m höher in der Steilwand zieht sich ein Streifen aufgebogener und verdrückter Schichten durch, der wohl der Muldenachse entspricht. Die Liaskalke sind tektonisch stark beansprucht und verbogen, wobei die konvexe Seite der Verbiegungen nach innen, d. h. nach N weist. Mit tektonischer Diskordanz, flach überschoben, stehen darüber wieder die gut geschichteten Liaskalke des oberen Hanges des Col Freddo an. Sie streichen hier WNW—OSO bei etwa 35° N-Fallen.

Die Zone verquetschter Schichten steigt nach W zu in der Wand auf. Gleichzeitig nimmt der Grad der Verquetschung ab. An der Fels-scharte 2580 m (unterhalb Punkt 2620) am Westende der Schuttrinne sieht man deutlich die nach S überkippte Isoklinalmulde (Fig. 14). Die oben erwähnte tektonische Diskordanz über der Mulde ist hier geringer als oberhalb des Kessels, wo sie zur Ausbildung eines schmalen Bandes Veranlassung gab.

Nach O geht die Zone mehr in eine verschuppte Mulde über. Der Muldenkern kommt unter den N fallenden Schichten des hangenden Schenkels noch gut zum Ausdruck. Die Schichten des Liegendschenkels fallen vorwiegend nach W ein und werden von der Muldenzone überschoben.

Noch weiter nach O bietet die tiefe Schlucht, die dort von der Col Freddo-Steilwand zum Rufreddo-Tal herunterzieht, gute Aufschlüsse. Die verquetschte Zone ist dort in einer Höhe von etwa 2120 m zu beobachten. Hier liegt die Zone stärkster tektonischer Beanspruchung gleich über der Muldenachse, d. h. also, daß der obere Teil der eingefalteten Mulde größtenteils ausgewalzt worden ist. Die Schichtgruppe darüber fällt etwa 30—35° NW. Der Teil der Mulde unter der Muldenachse weist quere Verbiegungen auf und biegt wenig weiter östlich nach SO ab.

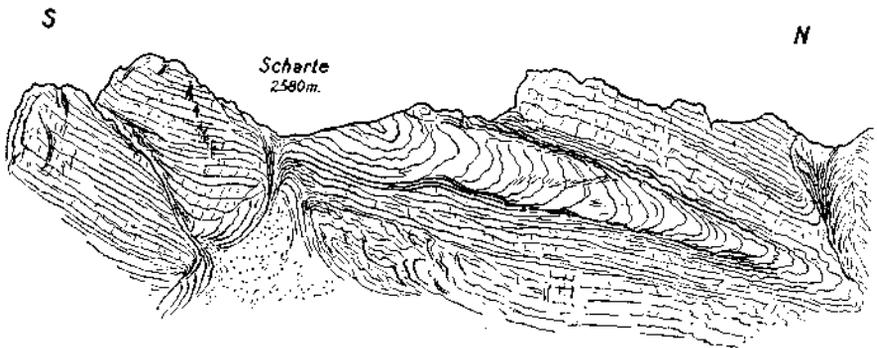


Fig. 14. Ansicht der liegenden Falte im Liaskalk des Felssporns von Col Freddo; von SO gesehen.

Stellenweise verschwinden die stark verbogenen Liasschichten fast völlig, und man sieht nur eine flach nach N einfallende Schubfläche, an welcher Schichtgruppen mit entgegengesetztem Einfallen zusammenreffen.

Am Ostende der Col Freddo-Steilwand ist die ganze Schichtfolge an einer NNO streichenden Achse nach O aufgebogen. Die beschriebene Störungszone verschwindet hier, Dachsteindolomit samt den Liaskalken werden von der WNW—OSO verlaufenden La Stua-Linie abgeschnitten.

Am Westende des Col Freddo fasse ich die Liasreste des Castello di Valbona als zum Nordschenkel der Col Freddo-Falte gehörig auf.

Die Col Freddo-Mulde streicht nun WNW nach La Stua, dem bekannten Fundpunkt von Oberjura- und Neocomfossilien (Tafel XX, Profil V). Es fällt zunächst auf, daß hier die jüngeren Schichten des Muldenkerns in nur 1700—2000 m Höhe anstehen, während in 2600 m Höhe am Westende des Col Freddo nur Lias vorkommt. Das deutet auf ein rasches Abbiegen der Mulde nach W zu. Diese Aufwölbung des

Dachsteindolomits und Liaskalks des Col Freddo ist also eine wesentliche Erscheinung im Bau des Gebietes. Sie ist eine Aufwölbung quer zum Streichen der Schichten und kann mit dem veränderten $N\ 30^{\circ}\ O$ Streichen am Ostende des Col Freddo in Zusammenhang gebracht werden. Weiter geht daraus hervor, daß die La Stua-Mulde bereits vorhanden war, als die Aufwölbung eintrat. Die La Stua-Mulde ist also eine alte Mulde, während die Queraufwölbung mit den jüngeren Deformationserscheinungen in Zusammenhang zu bringen ist. Die überkippte Mulde des Col Freddo sowie die rasche Änderung in ihrem Verlauf nach W und O deuten auf lokale Druckspannungen im Gebiet der Aufwölbung hin. Es liegt nahe, die Queraufwölbung als die nördliche Fortsetzung der Querantiklinalen im Apezzo-Tal anzusehen.

Croda d'Ancona und Monte Cadin.

Der Gebirgszug der Croda d'Ancona ist nur durch das Val Göttres vom Col Freddo getrennt. Die Schichten des südlichen Col Freddo-Hanges setzen sich in der Croda d'Ancona fort. Die basalen Liasschichten liegen an der Scharte von Ciadenes in etwa 1975 *m* Höhe und bilden den Gipfel des Zuoghi.

Die Croda d'Ancona wird vom Monte Cadin durch einen SSW—NNO verlaufenden Bruch getrennt, an dem die Westseite gesenkt ist. Hier liegen die Liasschichten der Cadin-Scholle also tiefer. Sie biegen am Gipfel des Cadin mit $55\text{--}60^{\circ}$ NW Fallen ab und werden in der Mulde von La Stua konkordant von Oberjura und Neocom überlagert.

Wir haben hier also genau dieselben Verhältnisse wie am Col Freddo: Aufwölbung im O und Abbiegen im W. Auch die Änderung des Streichens aus WNW—OSO-Richtung in SW—NO- und SSW—NNO-Richtung treffen wir hier wieder. Der Südrand der Col Freddo- und Ancona-Scholle ist wieder bogenförmig wie beim Südrand des Cristallo-Gebirgs und steht mit den Süd-Schub der Croda Rossa- und Col Freddo-Schollen in Beziehung.

Im Südhang des Monte Cadin streicht der jetzt als „Rauhtal-Linie“ benannte Bruch durch. Er kommt aus dem Antruilles-Gebirge im W und erreicht bei Son Pauses das Boite-Tal. Der Bruch verläuft WNW—OSO und wird von dem Querbruch östlich des Monte Cadin nach S verworfen. Daß er im Val Grande in der Cristallo-Gruppe seine Fortsetzung findet, wurde bereits ausführlich besprochen (S. 109).

Im oberen Boite-Tal kommen die beiden bekannten Hauptstörungslinien, die „Rauhtal“- und die La Stua-Linie sich auf etwa $2\frac{1}{2}$ *km* nahe, während östlich davon sich der ganze Cristallo-Stock zwischen beide einschleibt. Ihre Entfernung auf der Linie Carbonin—Son Forca beträgt fast $6\frac{1}{2}$ *km*. Also sieht man in Bezug auf das Senkungsgebiet bei Antruilles—Son Pauses die Tendenz zum Divergieren der Brüche nach O zu, wogegen im Fanes-Gebirge ein Divergieren gegen W zu auftritt.

Der tiefere Teil des Gebänge von Croda d'Ancona bis ins Ruffreddo-Tal ist von Wald, Schutt und Gerölle bedeckt. Es ist deswegen nicht

möglich, den genauen Zusammenhang der zwei O-W-Brüche von Son Pauses mit dem Val Grande-Bruch und dem vermuteten Rufreddo-Bruch festzustellen.

Östlich von dem Felsriegel von Podestagno (Peutelstein) ist das Tal auf mehr als 2 km Länge bis Ospitale hinaus von einer mächtigen Schuttverbauung erfüllt. Sie besteht z. T. aus Lehm, Sand und Schotter und wird von Grundmoränen überlagert.

Valle di Specie, oberhalb Carbonin.

Der La Stua- und Col Freddo-Bruch setzt sich weiter im Tal von Cimabanche nach Carbonin (Schluderbach) fort. Nördlich davon besteht in der Croda Rossa-Scholle die Felsenwand von Col Rotondo aus Dachsteindolomit, der von einem NNW-SSO-Bruch von Cassianer Schichten und Schlerndolomit oberhalb Carbonin getrennt wird. Da diese Ecke zwischen dem Rufreddo Tal und dem Landro-Tal in dem von Prof. Pia in neuerer Zeit untersuchten Dürrenstein-Gebiet liegt, habe ich ihn um eine Mitteilung darüber gebeten. Prof. Pia sagte, daß heutzutage die Cassianer Schichten im Valle di Specie nur an ein paar Stellen anstehen. Sie sind durchwegs verrutscht, so daß man ihre Lagerung nicht feststellen kann. Immerhin enthalten sie einen großen Reichtum von Fossilien der oberen Cassianer Schichten, die bekanntlich seinerzeit als die Cassianer Fazies der „Seeland Alpe“ bezeichnet wurden (Mojsisovics 1879, S. 281).

Drei Stellen, wo sie heute noch anstehend zu finden sind, hat Prof. Pia freundlichst in der hier beiliegenden Karte einfügen lassen. Diese sind

1. am Nordrand der Cortina-Karte anstoßend an den Val di Specie-Bruch,

2. bei der Off. elettrica tief unten im Tal.

3. in einer kleinen Scholle, wo sie ziemlich dünn gebankt und horizontal gelagert neben der Straße NO von Carbonin anstehen. Dort ist die Überlagerung der Cassianer Schichten durch Schlerndolomit des Col di Specie aufgeschlossen.

Man sieht den steilen Bruch im Valle di Specie nur im N, sonst ist er verdeckt. Die Fortsetzung ist jedenfalls bei Off. elettrica zwischen dem Dachsteindolomit und den Cassianer Schichten anzunehmen.

Ich möchte weiter darauf hinweisen, daß nach der NW-SO-Richtung dieser Bruch zu den jüngeren Spalten gehört. Er trifft hier den bedeutenden La Stua-Bruch und ist wahrscheinlich bei dem Vorschub der Croda Rossa-Scholle längs dieses Bruches entstanden.

Das Misurina-Gebiet.

(Vgl. Taf. XX, Prof. II und V.)

Einleitende Bemerkungen.

Mojsisovics hat in seiner grundlegenden Arbeit das Dolomitgebirge östlich von Misurina als einen Teil seines „Sextener Dolomitriffes“ aufgefaßt. Er schreibt: „Zwischen dem Landro-Sextener und Ansiei-(Auronzo)-Tal befindet sich ein großes isopisches Dolomitriff, welches sich über unteren Muschelkalk erhebt und dessen ausgedehnte Plateaus von Raibler und Dachstein-Schichten überlagert werden“ (1879, S. 296). Die Hauptmächtigkeit des Dolomitbaues liegt erst östlich und südlich der Tre Cime di Lavaredo (Drei Zinnen), wo auch die Raibler Schichten in Dolomit übergehen.

In diesem Abschnitt wird nur der westliche Teil, die nähere Umgebung des Misurina-Sees, behandelt. Hier sind noch die mergelige und tuffige Fazies der Cassianer und Wengener Schichten vorhanden, die nach O in Schlerndolomit übergehen.

In der oben gegebenen Beschreibung des Nordrandes des Cristallo-Massivs wurde der Längsbruch südlich von der Croda Rossa, mit Aufschub von N her, in seinem Talverlauf zwischen Cimabanche und Carbonin erwähnt. Von dort zieht er nach SW ins Valle Popena bassa weiter. Wo dieses das Landro-Tal unterhalb Carbonin überquert, ist keine N-S Störung im Tal anzunehmen. Der Schlerndolomit auf beiden Seiten gehört tektonisch zusammen. Wir sehen also an der Talecke von Carbonin, daß die erhobene Kette von Croda Rossa in enger Verbindung mit dem hohen Dolomitplateau des Sextener Gebirges steht. Während aber an der Croda Rossa die Fanes-Tektonik mit steilen Brüchen und überkippten und verdrehten Falten noch herrscht, weist das östliche Nachbargebiet eine rasche Abnahme in den Faltenerscheinungen auf. Die überkippten Falten und Schubflächen gehen nach O in meist nur leichte Verbiegungen und Falten über.

Das Gebiet Misurina—Drei Zinnen gehört zu den am wenigsten von tektonischen Deformationen betroffenen Teilen der Dolomiten. Cassianer Mergel, stark von Diluvium bedeckt, bauen die Umgebung des Misurina-Sees auf und bilden das Liegende des aus Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit bestehenden Hochgebirges. Von Bedeutung ist die rasche Mächtigkeitszunahme des Schlerndolomits nach O und NO. Sie steigert sich im O rasch bis auf 150m und wird in der Monte Piana-Gruppe noch bedeutender. Dadurch wie auch durch die Aufwölbung des gesamten Schichtenkomplexes im O hebt sich das Basisniveau der Raibler Schichten von etwa 1750m westlich der Pale di Misurina bis auf 2100—2200m in der Cadin-Gruppe. Raibler Schichten bilden die breite, morphologisch stark hervortretende Terrasse im Gebiet der Drei Zinnen, die überragt wird von den touristisch berühmten Dolomittürmen der Cime Grande (2998 m), Cime Occidentale (2973m) und Punta Piccola (2856m).

Der Weg von Misurina durch das Valle del Cadin nach den Drei Zinnen quert die typische Reihenfolge Cassianer Schichten—Schlern-

dolomit—Raibler Schichten—Dachsteindolomit. Die Schichten fallen in der Drei Zinnen-Gruppe sehr flach SSW, biegen aber bald mit ebenso flachem NNO-Fallen auf und bilden nun den langen Gebirgszug von Campedelle—Rimbianco und der Cadin-Gruppe. Die Hochgebirgsregion zeigt also einen flach muldenförmigen Bau. Die Muldenachse streicht von Colle delle Saline in WSW—ONO-Richtung zur Einsattelung zwischen Drei Zinnen- und Campedelle-Gruppe.

Die Störungszone zwischen Cristallo-Gruppe und Misurina.

(Fig. 15.)

Der nördliche Teil dieser Zone verläuft im Dolomit in NW-SO-Richtung. Westlich des Bruches streicht der Dachsteindolomit WNW—OSO und fällt regelmäßig flach NNO, östlich streicht der Schlerndolomit des Monte Piana-Carducci NNO—SSW und fällt 45—65° W. Die Dolomitplatten liegen knieförmig dem Bruch zu und sind lokal sehr verbogen und zerklüftet.

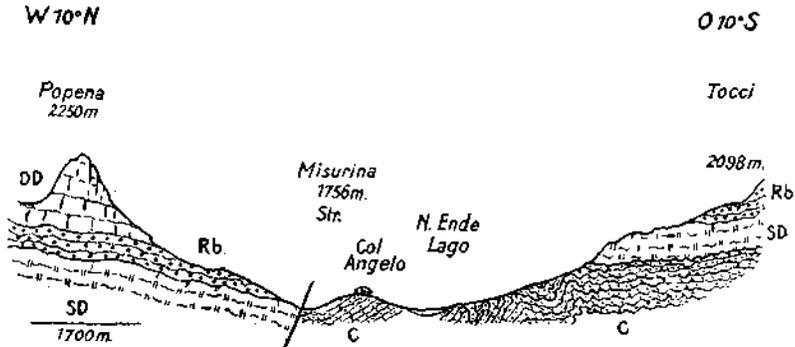


Fig. 15. Der Bruch am Misurina-See.

DD = Dachsteindolomit. Rb = Raibler Schichten. SD = Schlerndolomit.
C = Cassianer Schichten.

Im weiteren Verlauf nach Misurina hin geht der Bruch in N-S-Richtung über. Die Raibler Schichten westlich des Bruches streichen etwa N—S und fallen flach nach O zum Bruch ein. Sie zeigen keine besonders auffälligen Störungen. Östlich des Bruches sind die Cassianer Schichten verbogen. Bei Col San Angelo in der Nähe des Bruches fallen sie NNW dem Bruch zu. In den Paludi di Misurina ist das vorherrschende Streichen NW—SO bei NO-Fallen. Hier wie auch im Gebiet des Monte Piana kommen die veränderten Streichrichtungen nur in der Nachbarschaft des Bruches vor. Bei Col San Angelo erreicht der Bruch den Misurina-See, wo er den Rudavoi-Misurina SW-NO-Bruch trifft. Man sieht jedoch gestörte Faltungen in den Cassianer Schichten ostseits des Misurina-Sees und his in den Bosco di Misurina, die nach NW—SO verlaufen. Dann verschwinden sie nach S unter der Vegetationsbedeckung und den Schuttmassen.

Der Verlauf der Rudavoi-Misurina-Störung wurde oben im Cristallo-Abschnitt beschrieben. Sie geht zwischen Misurina-See und Crepe di



Phot. 1.



Phot. 2.

Phot. 1. Das Misurina-Wiesenland. Rechts im Bild Colle della Saline aus Schlerndolomit und Cassianer Schichten; links die alte Hochfläche von M. Piana in Schlerndolomit eingeschnitten; in der Ferne die Steilwände des Schwalbenkofs aus Dachsteindolomit. (aut. phot.)

Phot. 2. Lago di Misurina mit weitem Blick auf die Hochterrasse (Raibler Schichten und große Schutthalden) und die Felsentürme (Dachsteindolomit) der Tre Cime di Lavaredo-Gruppe (Drei Zinnen). (C. Ghedina, phot.)

Rudavoi in eine Überschiebung über. Die Störungsfläche verläuft zwischen diesen beiden Punkten NO—SW und schwenkt an der Crepe di Rudavoi in WO-Richtung um.

Die Cassianer Schichten der basalen Scholle breiten sich vom Talhang der Pale di Misurina östlich über das Anseiei-Tal hin zum Bosco di Misurina aus. Die Talhänge sind dicht bewaldet, doch genügen die vorhandenen Aufschlüsse, um zu erkennen, daß die Pachycardientuffe und Tuffbreccien sowie die oberen Cassianer Mergel hier anstehen.

Monte Piana, Drei Zinnen und Cadin-Gruppe.

(Vgl. Tafel XX, Profil II.)

Die zwischen dem Winkel des oberen Anseiei und dem Valle di Rimbon gelegene Berggruppe ist im allgemeinen recht einfach gebaut. Buchensteiner und Wengener Schichten treten nur im Südostteil der Gruppe im Anseiei-Tal auf. Cassianer Schichten, hier sehr verbreitet und in ausgezeichneter Entwicklung, treten außerdem mit den höheren Schichten noch in der Umgebung von Misurina auf. Schlerndolomit und besonders Dachsteindolomit beherrschen das Landschaftsbild. Die Raibler Schichten, im östlichen Gebietsteil vorwiegend dolomitisch und wenig mächtig, treten erst in der Umgebung der Drei Zinnen und weiter nördlich formenbildend auf, indem sie in breiten Terrassen die Dachsteindolomitgipfel umsäumen. Zugleich ist nach N eine rasche Zunahme der mergeligen Gesteine und Zurücktreten des Dolomits in den Raibler Schichten festzustellen, verbunden mit einer erheblichen Mächtigkeitszunahme (Tafel VII, Fig. 1).

Der Misurina-See liegt auf Cassianer Schichten. Unter den diluvialen Deckschichten treten sie an verschiedenen Stellen hervor, so am Col San Angelo und an einigen Punkten östlich des Sees. Sie sind verfaltet, doch überwiegt Einfallen nach NW, zum Bruch im Tal hin. Die Straße von Misurina zum Monte Piana liegt bis zum Steilanstieg in Cassianer Schichten, die westlich der Straße von zwei flachen Schlerndolomitkuppen, dem Colle della Selva und Colle delle Saline, überlagert werden. Von ihnen zeigt der erstere eine sehr flache muldenförmige Durchbiegung, während der Colle delle Saline eine ebenfalls sehr flache, kaum merkbare Aufwölbung bildet. Das herrschende Streichen ist hier N 65° O (Tafel VII, Fig. 2).

Zwischen der Forcella di mezzo und der Forcella alta bildet der Schlerndolomit eine zweite flache Mulde, deren Nordteil aber emporgehoben ist, eine Andeutung der nun einsetzenden scharfen Aufwölbung des Schlerndolomits am Südsporn des Monte Piana. Bis zum Gipfel hinauf herrscht sehr flaches S-Fallen. Die Gipfelregion folgt etwa der Kulminationsachse; gegen das Tal von Landro biegen die Schichten dann wieder rasch in die Tiefe. Wie schon erwähnt, ist auch gegen den Bruch im Valle Popena bassa ein Abbiegen der Schichten zu beobachten.

Die Aufwölbung des Monte Piana findet ihre Fortsetzung im O im oberen Teil des Val di Rimbon. Die Forcella di Toblin liegt in Raibler Schichten, die flach sattelförmigen Bau zeigen. Zwei W—O verlaufende

Brüche, an denen der jeweils südliche Gebietsteil etwas eingesunken ist, stören das klare Bild des flachen Sattels nicht. Das Massiv des Monte Paterno bildet eine flach schüsselförmige Mulde. Sie ist etwas unregelmäßig, indem ihr Nordflügel etwas gehoben ist. In ihr sehen wir die Fortsetzung der kleinen, gleich gebauten Mulde am Südsporn des Monte Piana. Das Verbindungsstück bildet die seichte Mulde der Drei Zinnen. Sie ist gegen das Paterno-Massiv etwas gehoben. Der trennende Bruch verläuft hart am Fuße der Croda del Passaporto über die Forcella di Lavaredo. Nach SO findet er seine Fortsetzung am Lago di Lavaredo vorbei an dem auffallend geradlinigen Steilabfall. Nach NW verläuft er, von Schuttmassen verdeckt, ins oberste Val Rimbon. Wahrscheinlich gabelt er sich und schließt in der Pian da Rin ein eingebrochenes Stück Schlerndolomit ein. Man sieht südlich der Linie Drei Zinnen—Paterno die generell flach S fallenden Schichten flach aufbiegen. Deutlicher wird diese Erscheinung am Monte Campedelle. Hier sieht man deutlich Raibler Schichten und auch Dachsteindolomit mit etwa 15—20° nach NW einfallen (Tafel VIII, Fig. 16 und 17).

Dies NW-Fallen am Zuge Monte Campedelle — Col delle Bisce hält auch weiterhin am Westrand der Cadin-Gruppe an. Schon aus der Ferne sind in der Tocci-Gruppe von der Forcella di Rimbianco an die etwa 30° zum Tal hin einfallenden Dachsteindolomitschichten deutlich wahrnehmbar. Auch die Raibler Schichten, die bei etwa 2100 m auftreten, und der unterlagernde Schlerndolomit zeigen die gleiche tektonische Lagerung. Wir erkennen nun, daß der ganze Talkessel von Rimbianco und die ihn im SW umrahmenden Hügel eine flache Mulde bilden, die Fortsetzung der Mulde Drei Zinnen—Paterno. Die ganze Platte ist so wenig gestört, daß sie als eine der ursprünglichen Mulden der Dolomiten betrachtet werden darf.

Innerhalb der Cadin-Gruppe bält allgemein das NW-Fallen an, doch wird das Einfallen bald flacher (ca. 15°). Im einzelnen bietet diese Dachsteindolomitplatte nichts Besonderes. Im Valle d'Onge treten Raibler Schichten und Schlerndolomit wieder auf, erstere jetzt ganz dolomitisch, während sie am Westrand der Cadin-Gruppe noch etwas mergelig sind. Das Tal selbst folgt einer Bruchlinie. Man sieht diese deutlich an der Forcella Maraia. Hier stehen Cassianer Schichten an, die die Unterlage der Dolomitserie der Cadin-Gruppe bilden. Auch sie fallen noch sehr flach nach NW und stoßen direkt an die Schlerndolomitwände des auffallend geraden Westabfalles des Monte Campoduro. Der Bruch bewirkt das Einsinken der Campoduro-Scholle. Ein zweiter, ungefähr parallel verlaufender Bruch durchzieht die Cassianer Schichten. Man erkennt ihn oberhalb „Maraia alta“ am Ostrand der aus Tuffen Cassianer Alters gebildeten Steilwände. Die Schichten sind hier am Bruch aufgebogen, der etwa geradlinig zur Forcella Maraia verläuft. Der zwischen beiden Brüchen eingeschlossene Streifen Cassianer Schichten ist also relativ gehoben.

Der Schlerndolomit der SW-Wände des Monte Campoduro, also in der Nähe des Bruches, zeigt flach sattelförmigen Bau, indem südlich des Gipfels — aber nur lokal — flaches S-Fallen zu beobachten ist. Sonst fällt der Schlerndolomit des Campoduro-Col di Vezza-Zuges eben-

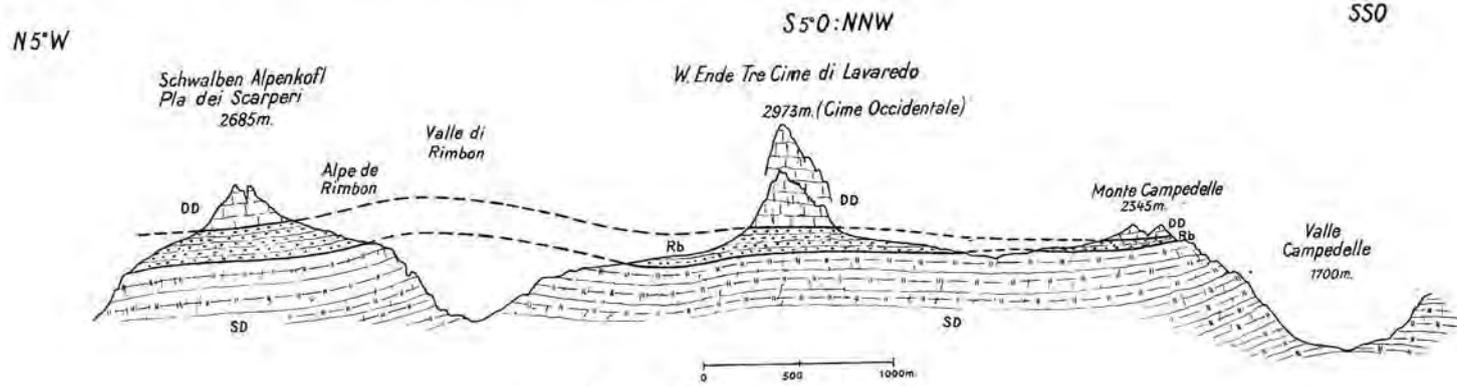


Fig. 16 (i. M. ca. 1 : 40.000).

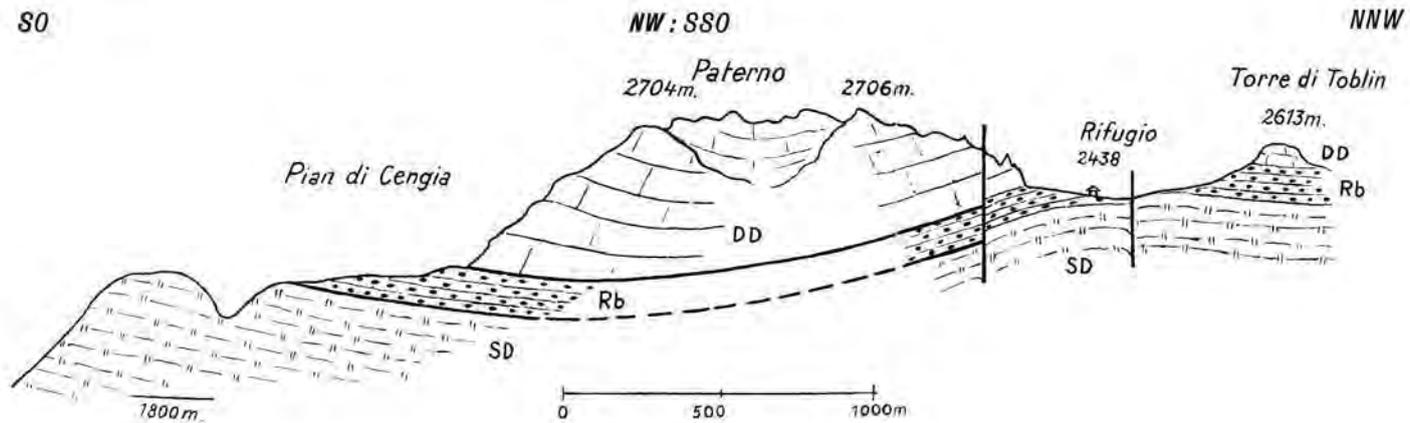


Fig. 17 (i. M. 1 : 25.000).

Fig. 16. Profil durch Schwalben Alpenkoff und Tre Cime: die Raibler Mergelschichten sind in diesen Bergen gut entwickelt, nehmen aber nach S zu rasch an Mächtigkeit ab und gehen in Dolomitfazies über.

Fig. 17. Profil durch M. Paterno mit flacher Synklinalbiegung.
DD = Dachsteindolomit. Rb = Raibler Schichten. SD = Schlerndolomit.

falls flach NW. Südöstlich des Col di Vezza ist starke vertikale Klüftung des Schlerndolomits zu beobachten, die Klüfte streichen etwa N 20° W. Auch fällt der Schlerndolomit jetzt etwas steiler, 35° NW.

Der Hang gegen das Ansiei-Tal zeigt tektonisch nichts Besonderes. Das Hauptstreichen der Schichten ist N 55—60° O, das Fallen etwa 30° N. In der Umgebung von Palús San Marco ist noch die ganze Schichtfolge von den Buchensteiner an bis zu den Cassianer Schichten entwickelt (S. 77—78). Östlich und südlich von Federavecchia ist infolge starker Bewachsung und Überdeckung nichts festzustellen. Nördlich davon ist nur die Schichtfolge von den unteren Cassianern an aufgeschlossen, die älteren Schichten sind bedeckt. Die oberen Cassianer Schichten stehen hier auf beiden Seiten des Ansiei-Tales an.

Die ganze Schichtgruppe Buchensteiner Schichten bis Dachsteindolomit der Cadin-Gruppe vertritt den Nordschenkel der Antiklinale von Tre Croci. Diesem Antiklinalzug gehört auch der tiefliegende Schlerndolomit von Sora Coláz beiderseits des Valbona-Tales an, der ausgezeichnet noch den alten Antiklinalbau erkennen läßt. Das Valbona-Tal folgt dem Sattelscheitel, südlich davon fällt der Schlerndolomit nach S, nördlich nach N ein. Der Nordschenkel dieser Antiklinale wird nördlich Sora Coláz unterhalb der Straße von einem Bruch getroffen. Der südlich von ihm gelegene Teil sinkt ein. Dieser Bruch ist die östliche Fortsetzung der Val Grande-Störung und somit der Rautal-Linie. Er zieht weiter gegen Federavecchia herunter, springt scharf nach S vor und schneidet nun die Antiklinale vollständig ab. Seine weitere Fortsetzung haben wir im Ansiei-Tal zu suchen, auf dessen südlicher Seite bis zum Val Pian di Sera Dachsteindolomit ansteht, während die Nordseite aus Buchensteiner und Wengener Schichten der eben beschriebenen Hänge besteht.

Das ganze Gebiet, Monte Piana, Drei Zinnen und Cadin-Gruppe mit dem tektonisch zugehörigen Campoduro-Vezza-Zug, bildet also als Ganzes betrachtet eine einheitliche, sehr flache und nur schwach verbogene Dolomitplatte. Das allgemeine Streichen ist N 60° O.

La Cesta und Sorapis.

(Vgl. Tafel XX, Profil I.)

Einleitende Bemerkungen.

Das Gebiet von Tondi di Falória und La Cesta (auch „Cedel“ genannt, 2767 m) liegt südlich von Tre Croci und bildet das südliche Nachbargebiet des Cristallo. Am Paß Tre Croci stehen Cassianer Schichten in der Antiklinalachse an. Darüber folgen nach S konkordant S fallender Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit. Der Schlerndolomit bildet hier keine auffallende Steilwand, sondern geringmäßige Felsstufen mitten im Wiesenland, wie auch die überlagernden Raibler Schichten. Auch ein Teil des aus Dachsteindolomit aufgebauten Nordhanges der Cesta zeigt diesen stufenartigen Charakter. Es sind die Tondi di Falória, über denen sich der Rücken des Monte Ciasa Dió (Crepedel,

2543 m) und die La Cesta-Kette erhebt. Diese bricht an ihrer Südseite zum Sorapis-Kar ab, das von der Kette Sorapis—Tre Sorelle—Corno Sorelle umrahmt wird. Alle diese Gipfel bestehen aus Dachsteindolomit, der aber hier flach N einfällt, gegenüber S-Fallen in der La Cesta-Kette. Er reicht noch bis zur Cime Scotter nach S. Diese mächtige Dachsteindolomitmasse beherrscht die Ostseite des Boite-Tales von Cortina bis San Vito. Das Wiesenland der Tondi di Falória wird im O von der fast senkrechten Dolomitwand des Cadin di Marcoira begrenzt, der die Hochalpe Cadin trägt.

Das ganze Gebiet La Cesta—Sorapis—Cime Scotter und Antelao hat Mojsisovics als ursprünglich einheitliche Rifffmasse aufgefaßt. Die beiden Hauptstörungen, die „Villnösser Linie“ am Passo Tre Croci und die Antelao-Linie an der Forcella Piccola, hatte er schon erkannt. In neuerer Zeit hat Schwinner (1915) das Gebiet untersucht. Sein Profil IVa zeigt den Antiklinalbau am Passo Tre Croci und die Synklinale zwischen La Cesta und Sorapis. Ferner zeigt das Profil eine Störung am La Cesta-Gipfel. Er sagt darüber: (1915, S. 197)

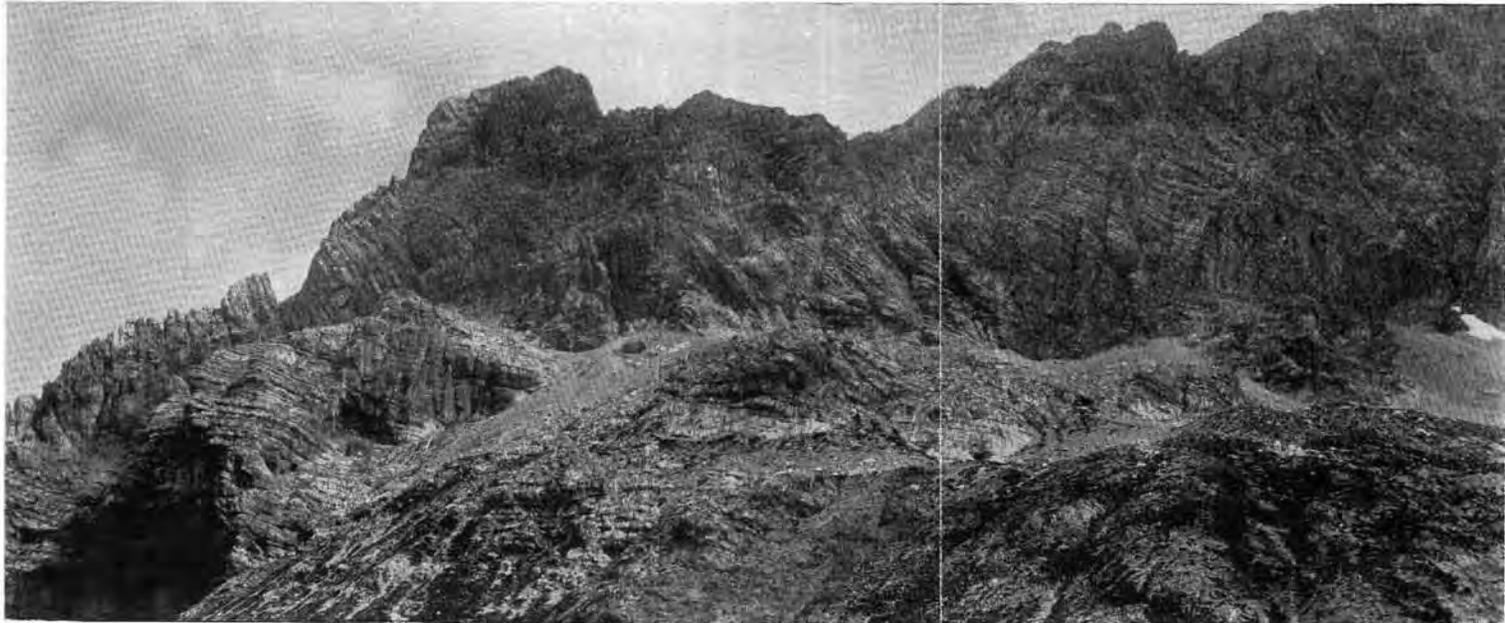
„Schon in der Randkette des Cadin di Malquoir (Marcoira) richten sich aber die Schichten immer mehr auf, und am La Cedel (La Cesta) stehen sie genau senkrecht (mit W-O-Streichen). Eine weitere Umbiegung zu inverser Lagerung findet jedoch nicht statt. Vom Sorapis-Kar (z. B. von der Pfalzgauhütte) sieht man sehr deutlich und vollkommen aufgeschlossen, wie die vom Sorapis flach herstreichenden Hauptdolomitbänke sich bei der Annäherung gegen die Randkette aufbiegen. Jedoch beträgt die Knickung stets nur ca. 90°, worauf die Schichtplatten wieder vollkommen geradlinig wie die Palissadenpfähle zum Grat emporstehen.“

Am einfachsten deutet man diese Verhältnisse als Schleppung, welche der Rand der Sorapis-Scholle durch die längs der „Villnösser“ Schubfläche heraufgewuchtete Cristallo-Masse erlitten hat. Und daraus würde, wie bereits oben erwähnt, folgen, daß diese Schubfläche nicht weit über dem Gipfel von La Cedel durchstreichen kann, somit ihr Fallen auf 30° zu schätzen ist.“

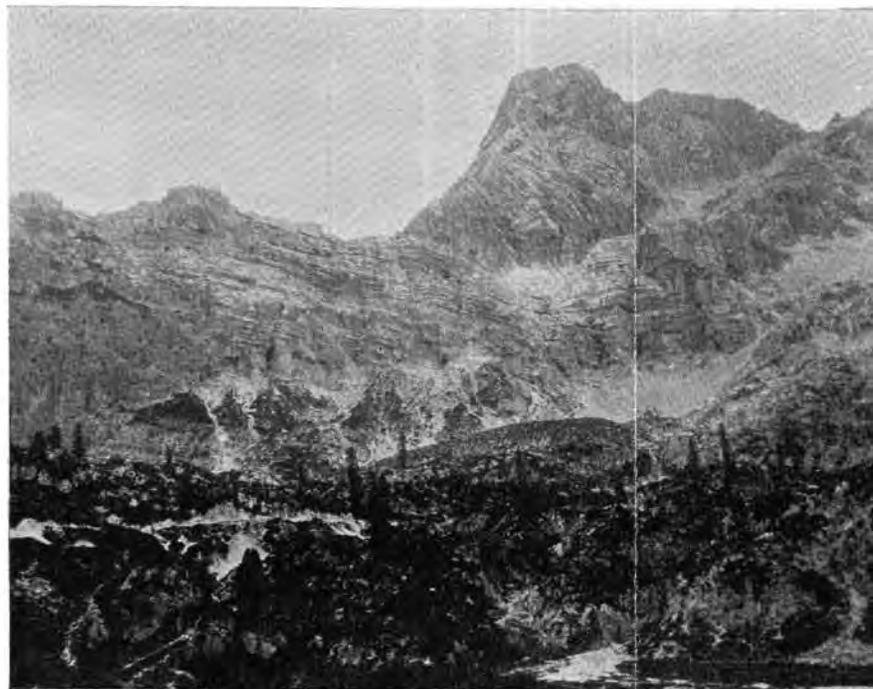
Ich möchte hier nur die Darstellung Schwinnners beachten und die Arbeiten früherer Autoren, wie Mojsisovics, Diener, Hoernes und Dal Piaz, nicht weiter berücksichtigen, da sich Schwinner schon mit ihnen auseinandergesetzt hat.

2. Der Nordhang von La Cesta. (Tafel IX.)

Regelmäßig und flach südlich fallend, ziehen Schlerndolomit und Raibler Schichten WSW—ONO streichend durch den flachen Hang von Piano della Bigontina südlich vom Paß Tre Croci. Sie weisen hier nur ganz schwache Verbiegungen auf, nur im Osten, in der Nähe der Steilwand des Cadin di Marcoira, kommt es zu einer bemerkenswerten Abbiegung mit SW—NO streichender Achse. Der Dachsteindolomit steht östlich dieser in 1750 m Höhe an, während sonst seine Basis in der Alpe Falória in 1900 m Höhe liegt. Auch der Dachsteindolomit der Tondi di Falória weist zunächst nur noch leichte Verbiegungen auf, sie werden



Phot. 1.



Phot. 2.

Phot. 1. Panorama-Ansicht der Störung am Nordhang der La Cesta-Kette; flaches Einfallen des Dachsteindolomits auf der Terrasse im Vordergrund; steil aufgebogene Platten in der Steilwand. (aut. phot.)

Phot. 2. Die senkrechten Dachsteindolomit-Platten des La Cesta-Gipfels und des nach N vorspringenden kleinen Rückens. (aut. phot.)

erst bedeutender in einer Linie, die etwa durch die Punkte 2208, 2109 und 2159 *m* der Karte bezeichnet ist. Vertikale Zerklüftung in etwa W-O-Richtung wurde hier häufiger beobachtet. Tatsächlich zeigt das Gehänge nicht die ruhige Lagerung, wie allgemein angenommen wird, sondern verrät deutlich die Biegsamkeit der Dolomitbänke.

3. Die Fels terrasse nördlich La Cesta.

(Tafel X, Fig. 18 *a, b, c.*)

Der gebräuchliche Aufstieg zur La Cesta ist der Weg, der vom Paß direkt nach S bis etwa an die Höhenkurve 2000 *m* verläuft und dort verzweigt. Nimmt man nun den östlichen Steig, so kommt man bei etwa 2275—2300 *m* Höhe auf die Hochterrasse unterhalb La Cesta und sieht über der Terrasse die aus teils vertikalen, teils steil aufgebogenen Platten von Dachsteindolomit aufgebaute Steilwand. Die Terrasse selbst liegt noch in den flach SSO fallenden Schichten des Nordhanges. Der Übergang von diesen zu den steilen Schichten des Gipfels liegt auf der Terrasse oder gleich darüber an der Basis der Felswand. Der Schuttbedeckung wegen ist sie aber nur an einigen Stellen gut aufgeschlossen. Die besten Aufschlüsse liegen unterhalb des Gipfels an der Basis einer weit nach N vorgeschobenen Felswand, deren unterster Teil aus vertikalen oder steil aufgebogenen und geschieferten Dolomitplatten besteht (vgl. Taf. IX, Phot. 1 und Fig. 18).

Die Photographie wurde aus Zweckmäßigkeitsgründen sehr nahe an La Cesta aufgenommen. Daher kommt der Gipfel nicht in seiner richtigen Höhe zur Geltung. Im Vordergrund der Gipfelwand steht die von tiefen Klüften geschnittene, westliche Nachbarwand (2667 *m*). Darin sieht man in mittlerer Bildhöhe die Terrasse mit flach fallenden Schichten und gleich darüber steil aufgebogene Schichtplatten, die entweder vertikal stehen oder etwas nach S konvex sind. Trotz der starken Schuttbedeckung auf der Terrasse ist stellenweise zu erkennen, daß diese Schichtgruppen an einer Scherungszone verschuppt sind. Man sieht stellenweise die flachen Schichten der Terrasse umbiegen und in Mylonit übergehen.

In der Bildmitte erkennt man oberhalb der Terrasse eine nach S überkippte Schichtgruppe; sie liegt neben einer im Streichen verlaufenden Spalte, die als Schleppungszone erscheint.

Nach W senkt sich diese Bruchfläche ins Niveau der Terrasse, wie das auf dem Bilde noch zu erkennen ist, und nimmt hier Anteil an der Mylonitfläche. Auch der Fuß der Steilwand senkt sich etwas nach W, so daß in kurzer Entfernung die Basis der aufgebogenen Schichten in etwa 2300 *m* Höhe liegt. Man findet dort hin und wieder Harnischflächen, flach einfallenden Dolomit der Terrasse und stark zerdrückte, steil S fallende gebogene Platten im Dolomit der Steilwand. Die tiefen Querklüfte zeigen horizontal geschliffene Flächen und stehen offenbar mit horizontalen Verschiebungen in Beziehung. Wie im östlichen Teil der Kette sind mehrere solche Bewegungsflächen bis zur Abscherungszone eingeschnitten.

In diesem Teil der Terrasse, westlich vom Gipfelgebiet, kommen Einlagerungen von rötlichem und orangegelbem Sand, blaßgrünem oder

cremefarbigem, sandigem Mergel und grauen gefleckten Kalkbänken vor. Der Sand liegt hin und wieder in kleinen Löchern mitten in den Schichten, und die Schichtung ist öfters fein gebändert. Sie bilden kleine Felsen unterhalb der Schuttmasse. Über den sandigen Schichten folgen einige graue Kalkbänke und weiter oben wieder der helle Dolomit. Das Liegende dieser Schichten wird von einigen dünnen Bänken von sandigem Kalk und feinen Breccien gebaut, die Brocken von rotem und grauem Kalk enthalten. Ich habe hier an die Möglichkeit von Lias gedacht, fand aber keine Fossilien. Möglicherweise vertreten die sandigen mergeligen Lagen lokale Einschwemmungen. Diese Gruppe liegt in etwa 2250 m Höhe.

Unterhalb des Passes La Selletta schneidet ein Querbruch die Wand, an dem die O-Seite nach N verschoben ist. Westlich vom Bruch streichen die flach fallenden Schichten der Terrasse fast W—O in einer Höhe von etwas über 2300 m durch, und darüber stehen diskordant die steilen Platten des Westendes des La Cesta-Rückens an. Nahe dem Bruch zeigen die Platten O nach W überkippte Flächen. Das Gebiet ist stark schuttbedeckt, immerhin lassen sich die Spuren der Umbiegungszone durch einen Mylonithorizont bis fast an den Paß bei Punkt 2304 verfolgen. Weiter westlich gegen Crepedel habe ich sie nicht mehr gesehen.

Dieser Mylonithorizont zieht aber weiter auf der Terrasse nach N in einen auffallenden Felsen mit drei schroffen Kuppen (Punkt 2262). Hier ist in den allgemein SSO fallenden Schichten starke vertikale Klüftung mit veränderlicher Richtung (N 30° O bis N 60° O) zu beobachten.

Aus den vorangegangenen Schilderungen und Photographien ist zu erkennen, daß am Nordhang des La Cesta-Rückens eine steile Umbiegung der Schichten stattgefunden hat, verbunden mit der Entwicklung einer gestörten, unregelmäßigen Schlepplugs- und Mylonitzone.

4. Die Steilwand der La Cesta-Kette.

Betrachten wir jetzt die Schichtfolge der Kette etwas näher. Ihre tektonischen Beziehungen sind östlich vom La Cesta-Gipfel in den halbmondförmigen Felswänden der Cadin-Alpe gut zu studieren. Der Dachsteindolomit der Alpe selbst ist die Fortsetzung der flach S fallenden Schichten des Nordhanges unterhalb La Cesta.

Ein ganz enger Paß verbindet das Cesta-Gehänge mit der Alpe Cadin. Hier ist wieder die Umbiegung der Schichten im Nordhang aufgeschlossen, genau so, wie an der schon beschriebenen Stelle unterhalb La Cesta. Gleich über der Paßhöhe schneidet die schon erwähnte Bruchfläche durch die aufgebogenen Schichten, und wir können hier nun, wie aus dem Profil Fig. 18 a hervorgeht, folgende Schichtgruppen unterscheiden:

1. die 30—35° S fallenden Dolomitschichten der Alpe Cadin,
2. darüber die steilgestellten bis vertikalen Schichten der Umbiegung.
3. die Hauptmasse der Steilwand, deren Dolomitplatten stark verbogen sind,
4. eine Gruppe eng zusammengedrückter, vertikaler Schichten, die die Fortsetzung der vertikalen Schichten am La Cesta-Gipfel bilden.

Geht man nun um diese Wände herum und kommt an deren Südseite, so sieht man dort die vertikal stehenden

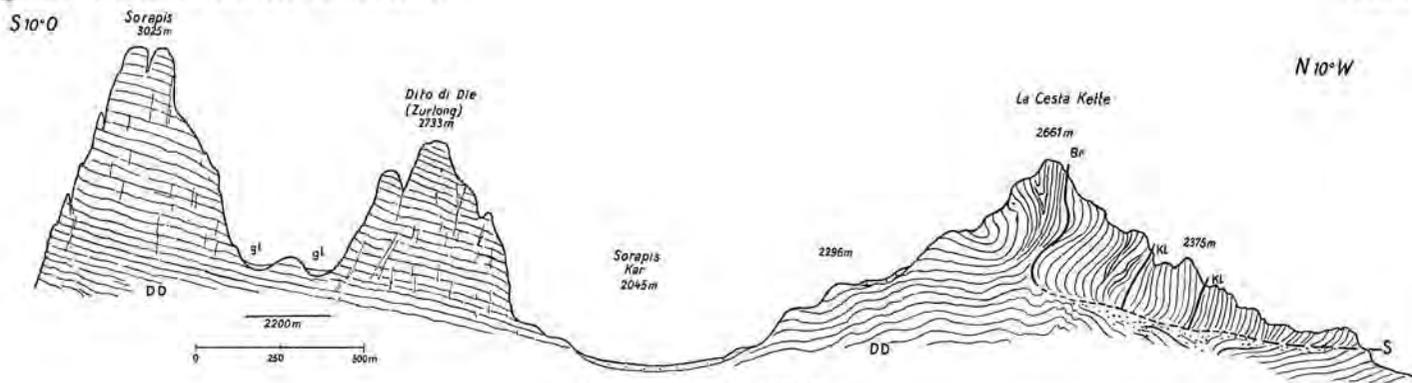


Fig. 18a (i. M. 1 : 22.500).

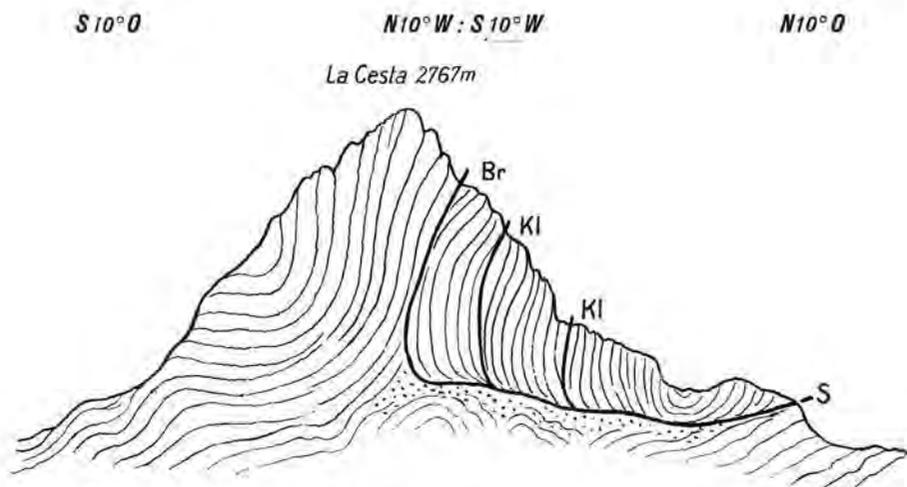


Fig. 18b (i. M. 1 : 12.500).

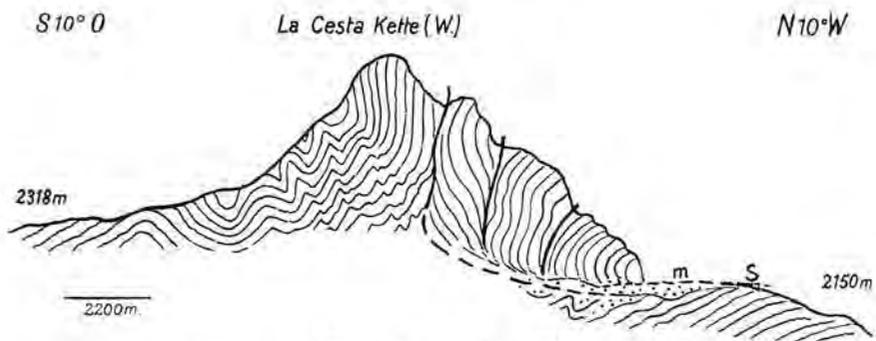


Fig. 18c (i. M. 1 : 12.500).

Fig. 18a. Querschnitt La Cesta—Sorapis; zeigt die Muldenform des Sorapis-Kars. Der Schnitt zieht durch La Cesta östlich des Gipfels. Fig. 18b und c. Querschnitte durch La Cesta-Gipfel (2767 m) und die Kette westlich des Gipfels. Die Felsen in allen drei bestehen aus Dachsteindolomit (DD); S = Schabfläche mit Mylonitbildung (m); Br = Brüche; Kl = Klüftungen.

Schichten in fast horizontale Lage umbiegen. Dann fallen die Schichten mit mehreren Verbiegungen flach zum großen Kar zwischen La Cesta und Sorapis hin. Dies ist die von Schwinner beschriebene rechtwinklige Umbiegung der Schichten am Südhang mit nach S offenem Winkel, die er als einseitige Falte aufgefaßt hat. Sie setzt sich in der



Fig. 19. Die La Cesta-Falte.

Ansicht des SO-Hanges der Gipfelwand vom Sorapis-See gegen NW aufgenommen.
Die vertikalen Schichten, rechts im Bilde, biegen gegen S horizontal um.

Südostecke und der Südwand des La Cesta-Gipfels fort und ist nach W durch den Südhang der ganzen Kette bis zum Selletta-Paß zu verfolgen. Die Form der Falte ändert sich aber mehrfach. Sie geht nach O stellenweise in eine C-förmige Falte mit ziemlich stumpfem Winkel über, nach W ist die Falte zusammengedrückt, spitzwinklig, und ihr Unterschenkel fällt nach N ein statt nach S wie im O.

Das nächste Profil (Fig. 18 b) quert den La Cesta-Gipfel. Es weist im Nordhang und Gipfel die gleichen vier Schichtgruppen auf wie das vorhergehende, aber die Schichten sind enger zusammengedrückt. Am Gipfel selbst kommt die vertikale Stellung der Schichten zwischen den verbogenen Dolomitplatten gut zum Ausdruck. Die Umbiegung am Südhang des Gipfels ist schön entwickelt mit rechtwinkliger Form. Eine Untersuchung des Osthanges zeigt in der SO-Ecke der Gipfelwand in einer kleinen Nische die nach S gerichtete Umbiegung als schöne, nach S überkippte, fast liegende Falte ausgebildet. Die Photographie (Fig. 19) zeigt die Umbiegung der Schichten aus vertikaler in horizontale Lage am SO-Hang.

In der Steilwand westlich des La Cesta-Gipfels besteht nur die Gipfelpartie mit dem höchsten Punkt 2667 m noch aus vertikal stehenden Schichten. Im Südhang weicht die Umbiegung von der rechtwinkligen Form ab und geht in eine C-förmige Falte über. Die Zusammenpressung zeigt sich im Hang nach unten in mehreren kleinen Fältelungen. Es sind auch Verschuppungen und Verzerrungen der einzelnen Schichtplatten sehr kräftig ausgebildet. Eine Mylonitisierungszone zieht gleich an der Basis der umgebogenen Schichten durch und weist eine deutliche Abscherung auf (Fig. 18 c).

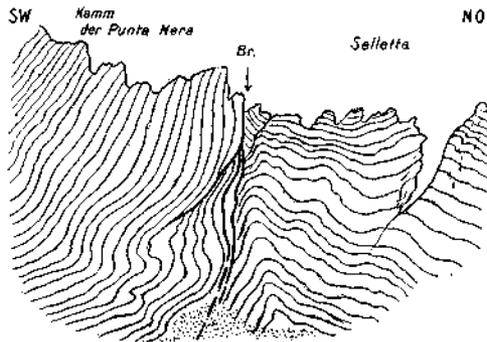


Fig. 20 a. Der „Selletta-Bruch“.

Vertikalbruch im Dachsteindolomit zwischen Punta Nera und Selletta-Paß an der SW-Ecke der La Cesta-Steilwand (schematisch).

Mit Annäherung an den Selletta-Querbruch zeigen die Schichten erhebliche Störung. Sie weisen am Nordhang Harnischflächen auf und sind in wechselnder Richtung verschoben und verdreht. In der Höhe fallen sie steil südlich, um am Südhang in eine breite Falten-Umbiegung mit Nordfallen überzugehen. Darunter folgen am Südhang einige scharfe Fältelungen mit starker Klüftung. Das N-Fallen überwiegt.

Südlich des Selletta-Passes streicht ein WNW-OSO-Bruch zwischen den flach N fallenden Schichten der La Cesta-Kette und den steil S fallenden Schichten der Punta Nera durch (Fig. 20 a). Er trifft den Querbruch und keilt nach W in einer tiefen Kluft aus. An der Punta Nera stehen die Schichten in den höheren Regionen steil, während sie weiter unten deutlich flacher S fallen. Dies Fallen herrscht dann auch in der südlich anschließenden Kette. In dieser eigentümlichen, wenn auch flacheren Aufbiegung können wir wahrscheinlich ein Analogon zur Umbiegung in der La Cesta-Südwand sehen. Es folgt daraus, daß die N—S

wirkenden Druckkräfte in ihrer Intensität vom La Cesta-Gipfel und dem Ostende zur Gegend des Sellefta-Passes und Punta Nera rasch abklagen.

Die Verhältnisse im W des Selletta-Bruches zeigt das Profil Fig. 20 b. Die Felsen sind hier stark zerklüftet und zusammengedrückt. Die Mylonitzone am Übergang zur Nordterrasse ist wieder stark entwickelt. Während sich die Hauptschichtgruppen noch identifizieren lassen, kommt jedoch keine Faltenumbiegung mehr vor. Es endet hier die für die La Cesta-Kette so charakteristische Tektonik.

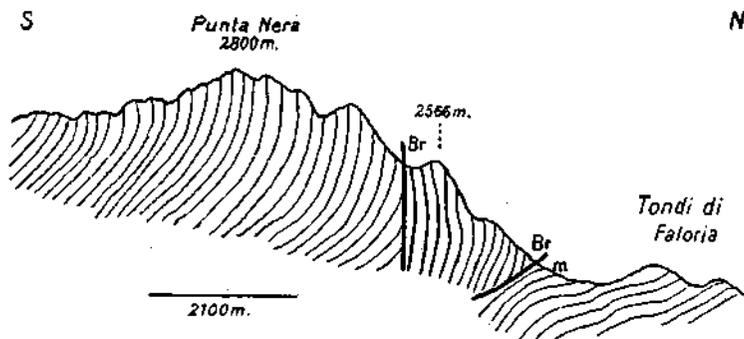


Fig. 20 b. Querschnitt Faloria—Punta Nera (i. M. 1 : 25.000).
Am Westende der La Cesta-Kette westlich des Selletta-Querbruches.
Br = Brüche. *M* = Mylonitzone der Terrasse.

5. Klüftung.

In der ganzen La Cesta-Kette spielen steil einfallende Klüftungssysteme eine große Rolle. Besonders schön sind sie östlich des Gipfels am Südhang aufgeschlossen, dort, wo die Dolomitplatten mit vollkommener Regelmäßigkeit die rechtwinklige Biegung machen. Dabei werden sie von Querspalten mit fast gleichen Abständen geschnitten.

Die Hauptrichtung der Klüftungssysteme ist W—O mit etwa 70° — 80° S-Fallen. Auch sie weisen auf N—S wirkende Druckkräfte hin, die ja im großen die Aufrichtung der La Cesta-Kette hervorriefen.

Daneben sind noch zwei andere Richtungen festzustellen, die eine etwa $N 10^{\circ} O$ verlaufend, die andere etwa $N 15^{\circ}$ — $20^{\circ} W$. Letztere ist in der ganzen Kette weit verbreitet und steht wohl mit dem Streichen $N 70^{\circ} O$ der Kette in Beziehung. Diese quer und schräg verlaufenden Klüftungen haben eine deutliche Zersplitterung der ganzen Kette hervorgerufen. Sie drehen aus der Längsrichtung in irgendeine der Querrichtungen.

Die Photographie (Taf. IX, Photo 1) läßt rechts und in der Bildmitte diese kreuzenden Klüftungen gut erkennen. Die steilen W-O-Klüfte schneiden in einem Winkel von etwa 30° schräg durch die Schichtplatten, während die vertikalen Klüfte hier NNW—SSO gerichtet sind, also fast senkrecht zum Streichen verlaufen. Man sieht auch, wie in der Nähe der Klüfte die Schichten verbogen und verdreht sind.

6. Entstehung und Bedeutung der La Cesta-Kette.

Untersuchen wir nun die tektonischen Beziehungen der La Cesta-Kette zum südlich vorliegenden Sorapis-Massiv. Von der Punta Sorapis springt ein Felsrücken gegen N vor, der die Dito di Dio- oder Zurlon-Spitze trägt. Das allgemeine Streichen des Dachsteindolomits in diesem Zuge ist N 80° W, das Fallen im Sorapis-Gipfel 30° N, am Zurlon etwas flacher. Im Boden des Kares unterhalb des Zurlon wird das Fallen flacher. Auf der anderen Seite des Kares in der Nähe des La Cesta-Südhanges, wo kleine, der Kette parallele Felsterrassen durchziehen, herrscht das Cesta-Streichen, nämlich N 65–70° O bei wechselndem S-Fallen. Dies Streichen setzt sich auch in der Punta Nera fort.

Der Sorapis-See liegt ungefähr an der Grenze dieser beiden Streichsysteme und damit auch im Muldentiefsten. Von seinem Westende zieht die Muldenachse etwa zum Punkt 2081 *m* und biegt dann zur Scharte am Südende des Punta Nera-Rückens nach SW ab. Es ist der Kern der großen Synklinale, die die alte Tre Croci-Antiklinale im S begleitete. Zum Südflügel gehört der ganze Sorapis-Sorelle-Zug. Bis Tre Sorelle bleibt das Streichen N 80° W, dann wird es W—O. Eine kleine Sattelaufbiegung liegt nördlich Tre Sorelle, etwa beim Punkt 2960 *m*, eine zweite am Corno Sorelle.

Gewisse Hinweise auf die Entstehung der La Cesta-Auffaltung bietet uns ein Vergleich mit dem Südflügel der Mulde. Der Nordflügel wie der Südflügel hat wahrscheinlich W—O-Streichen gehabt, wie es ja in der ersten Faltenanlage herrschend war. Bei weiter zunehmender Druckwirkung in einer zweiten Faltungsphase hat offenbar der Nordflügel der Synklinale mehr als der Südflügel gelitten.

Man sieht aus dem orographischen Streichen der La Cesta-Kette, daß sie schräg (ONO--WSW) zum Synkinalbecken des Sorapis-Kares verläuft. Im westlichen Teil beim Selletta-Paß, trifft das Streichen der Kette in einem Winkel von etwa 30° mit der W—O verlaufenden Synkinalachse vom Sorapis-See zusammen. Im östlichen Teile ist die Entfernung der Kette vom Sorapis-See in N-S-Richtung genommen etwa 1 *km*. Dies deutet auf eine Ablenkung des Streichens im Nordflügel.

Der Unterschied in der Tektonik des Nord- und Südhanges ist bereits oben erörtert worden. Noch einmal, kurz zusammengefaßt, steigt am Südhang eine Reihe kleiner Falten erst flach, dann steiler auf. Sie gehen oben in vertikale Stellung über und bauen somit die einseitige, nach S offene Falte auf. Im Nordhang der Kette sieht man dagegen an der Basis einen plötzlichen Übergang von den steil aufgebogenen Schichten in flach S fallende Dolomitplatten, die eine kleine Terrasse bilden. Zwischen den beiden Gruppen liegt hier eine Schlepplungszone, die von mylonitisierten und verdrehten Dolomitschichten gebildet wird.

Daraus schließe ich, daß der Horizontalschub von der Nordseite gewirkt hat, u. zw. hier von NW nach SO.

Betrachten wir den Verlauf der Kette von der Cadin-Alpe im O über Selletta und Punta Nera bis zur SW-Ecke an der Forcella, so sehen wir ein hakenförmiges Streichen NO—SW in N-S-Richtung übergehend. Dieses

Streichen paßt offenbar in das allgemeine System der Faloria-Alpe, Crepedel und Croda-Rotta hinein, deren Außenrand im W eine große Kurve gegen Tre Croci und Ampezzotal bildet. Daraus dürfte folgen, daß die La Cesta-Kette eine engbegrenzte Deformationserscheinung innerhalb dieses großen Systems darstellt. Das für sie bezeichnende Merkmal ist die lokale Intensität des Zusammenschubs, die nur von der Lage zu den Druckkräften während der Zeit ihrer Wirkung abhängig sein kann. Diese Druckkräfte müssen von etwa NW—SO gewirkt und auf das Sorapis-Massiv keinen Einfluß mehr gezeigt haben.

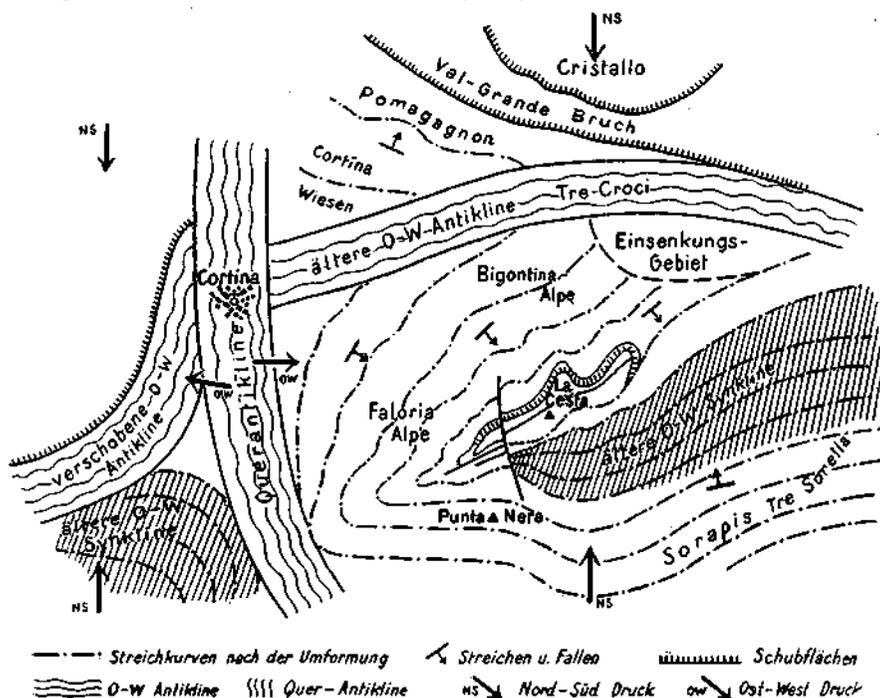


Fig. 21. Karte der Umformung des O W Streichens infolge von Querfaltung, schematisch dargestellt für das La Cesta-Gebiet

Wir haben ja gesehen, daß die starken Störungen in der Nordseite der La Cesta-Kette bereits an ihrer Südseite ausklingen.

Schwinner hat 1915 den Gedanken ausgesprochen, daß diese auffallende einseitige Störung der La Cesta-Kette mit einem flachen Vorschub der Cristallo-Masse zusammenhängen könne. Die hier vorgelegte genauere Detailaufnahme der La Cesta-Kette hat weder dafür noch dagegen sprechende Beobachtungen zutage gebracht. Wenn man nun diese Erklärung nicht annimmt, so sucht man für den Bau der La Cesta-Kette eine eigene Tektonik.

In diesem Fall denke ich zunächst an eine flache Bewegung der La Cesta-Schichtmasse aus O-W-Streichen in NO-SW-Richtung. Ich nehme an, daß die ganze Dolomitplatte der Bigontina-Alpe und

Faloria-Alpe ihr ursprüngliches O-W- in NO-SW-Streichen mehr weniger umgewendet hat. Die Schichten haben sich fast bogenartig in dem Dreieck zwischen der älteren O-W-Antiklinale von Tre Croci und der jüngeren kreuzenden Queraufwölbung im Ampezzo-Tal angeordnet (Fig. 21). Dabei findet man auch mehrere leichte Faltungen in diesem Sinne entwickelt.

Nach meinen Beobachtungen werden solche Biegungen etwa von der 2100-m-Kote in der Faloria-Alpe an nach oben zu immer steiler. An der 2200-m-Kote sind sie sehr veränderlich und von starker Clivage, Klüftung und lokalen Mylonitbreccien begleitet. Noch höher, auf der Terrasse nördlich des Selletta-Passes, sieht man die oben beschriebene Scherungsplatte und darauf Reste von gebogenen und vertikalen Dolomitschichten. Noch ein wenig weiter südlich erhebt sich die Steilwand westlich des Selletta-Passes. Die Wand streicht ONO—WSW und ist mehr nach S gerückt, wie die La Cesta-Kette östlich des Passes. Diese Wand setzt sich in der Punta Nera nach S fort.

Demnach wird angedeutet, daß über dem ganzen Bigontina- und Faloria-Gebiet ein Druck von — allgemein gesprochen — NW nach SO eine gewisse Stauung der neuen Biegungen in SO-Richtung hervorgerufen hat, d. h. gegen den La Cesta Streifen zu. Man könnte als Folge dieses lokalen Schubes und der Zusammenpressung der Schichtmasse die Bildung einer Knickung nach S und die Abschürfung einer Dolomitscholle in eine geringmächtige Schubplatte wohl erklären.

Die Faltung in La Cesta wird oft als eines der Beispiele der sogenannten „Gipfelfaltungen“ in den Dolomiten herangezogen. Vielleicht findet sich in den hier mitgeteilten Einzelbeobachtungen der eine oder der andere Hinweis, der zur Klärung dieser Frage beitragen kann. Wichtig erscheint mir, zu betonen, daß wir es nicht mit einzelnen Störungslinien, sondern mit genetisch irgendwie zusammenhängenden Störungszonen zu tun haben. Die Auslösung der Zusammenschiebungen erfolgte manchmal an Instabilitätsflächen innerhalb eines sonst einheitlichen Gesteins, z. B. innerhalb des Dachsteindolomits. Dabei ging die Verlagerung der Schichtpakete nicht streng parallel zur Druckrichtung vor sich, sondern es ergaben sich lokal verschiedene Abweichungen davon, die Drehungen der ganzen verfrachteten Scholle hervorriefen. Es ist dies einer der Fälle, welche ich früher mehrfach aus den westlichen Dolomiten beschrieben und als Torsionen bezeichnet habe. Natürlich bilden sich die Torsionserscheinungen an den Grenzen von mechanisch verschiedenartigen Gesteinen noch deutlicher ab.

Die eigentlichen Deformationsvorgänge in der La Cesta-Kette zeichnen sich dadurch aus, daß eine steile Auffaltung bei weiterer Pressung an der Bugstelle von einer fast horizontalen Scherfläche vom Liegenden getrennt und als Schubscholle ein wenig verschoben wurde. Während der Bewegung wurden die Schichten stark verfaltete, zerklüftet und zerstückelt. Die Deformation zeigt also große Ähnlichkeit mit der Gipfelfaltung an der Boë-Spitze im Sella-Massiv, wie ich zuerst beschrieb (1899 und 1910), und mit den schönen Beispielen solcher Schubschollen, die in neuerer Zeit von Castiglioni am Monte Civetta entdeckt worden sind (1931).

Die Marmarole-Gruppe.

(Vgl. Taf. XX, Profil II.)

Der Dachsteindolomit dieser Gruppe vertritt die südlich der Rautal-Linie im Ansiei-Tal eingesunkene Südscholle. Das allgemeine Streichen des Gebirges ist WSW—ONO, lokal allerdings davon abweichend.

Einen mit der Marmarole-Gruppe in den Grundzügen übereinstimmenden Bau wies schon das Sorapis-Massiv auf. Wie gezeigt wurde, ist hier der Dachsteindolomit in W-O Richtung flach aufgefaltet u. zw. sind hier drei Muldenzüge zu beobachten. Sie setzen sich, wenigstens teilweise, auch in der Marmarole-Gruppe fort.

Ein deutlicher Muldenzug durchzieht in mittlerer Höhe den ganzen Nordhang der Marmarole-Gruppe, er entspricht wohl der nördlichen Mulde von Sorapis. In den tieferen Lagen des Hangs und südwestlich vom Monte Ciastellin (Marmarole-Ost) ist eine südliche Mulde zu erkennen, sie setzt sich wahrscheinlich nach W zur südlichen Mulde von Sorapis fort.

Als Ganzes betrachtet, ist die Marmarole eine Großmulde, die zwischen zwei alten, durch spätere Deformationen weitgehend veränderten und z. T. ganz unterdrückten Antiklinalzonen liegt. Dieser O-W Muldenbau wird durch jüngere Deformationen und Brüche etwas verwischt und auch lokale Änderung des alten Streichens hervorgerufen. Ich kann hier nur die auffallendsten Züge erwähnen, da ich in der Gruppe selbst keine Detailkartierung vornehmen konnte. Als ich im Ansiei-Tal kartierte, war ein Betreten des Nordhanges nicht gestattet, und später war ich in Cadore beschäftigt.

Ein Querbruch durchzieht die ganze Gruppe am Ostfuß der Croda del Mescolo. Er verläuft wohl östlich am Campanile San Marco vorbei ins Valle Vanel und hängt vielleicht noch mit dem Bruch westlich des Monte Ciaudierona zusammen. Ein zweiter, etwa paralleler Bruch streicht am Osthang des Monte Meduce-Massivs durch, überquert die Gipfelkette in der Cime Tiziano-Gruppe und zieht durchs Val Federa ins Oten-Tal. An diesen Brüchen hat auch eine horizontale Verschiebung der Schollen stattgefunden, so daß teilweise eine erhebliche Abweichung vom Hauptstreichen zu beobachten ist. So zieht eine solche schräge, NO—SW verlaufende Mulde zwischen Monte Meduce und Meduce di dentro durch. Die Steilwände der Croda Rotta zeigen Fallen von 30° SO, während am M. Meduce-Westhang das Fallen gegen NW gerichtet ist. Eine zweite NO—SW verlaufende Mulde durchzieht die Lastroni delle Marmarole. Östlich davon herrscht ein flaches, etwa 25° NW-Fallen. Dies Fallen setzt sich östlich im Col di Baion und Col Lantedesco fort. Östlich des letzteren quert abermals ein Bruch die Marmarole-Gruppe. Er überquert die Gipfelkette beim Campanile Ciastellin und verläuft westlich der Colle San Pietro. Die östliche Scholle zeigt schönen O-W-Muldenbau in der Cresta Ciastellin.

Monte Rusiana und das Gebiet um Auronzo.

(Vgl. Taf. XX, Profil V.)

I. Monte Rusiana.

Es wurde oben (S. 121) die Fortsetzung der Rauhtal-Linie (Val Grande-Störung) im Ansiei-Tal bis an die letzten Häuser von Cosderuoibe besprochen. Nach Mojsisovics (1879), dessen Darstellungen wir uns grundsätzlich anschließen können, schwenkt die Störungslinie nun aus SW-NO Richtung ab und verläuft durch das Val Pian di Sera zwischen Monte Rusiana und den Nordabhängen der Marmarole-Gruppe. Nach seiner Darstellung sollen hier an der Bruchspalte in der Taltiefe bei Pian di Sera in etwa 1260 m Höhe Wengener Schichten des Rusiana-Südhangs direkt gegen Dachsteindolomit des Marmarole-Nordhangs stoßen. Die Autorin hat jedoch nirgends den direkten Kontakt sehen können. Die Wengener Schichten sind im Tal nur auf einer kurzen Strecke bei 1280 m aufgeschlossen. Sonst sind sie im tieferen Teil des Hanges von Vegetation oder Schutt verhüllt. Auf der südlichen Talseite treten unter dem Dachsteindolomit noch Raibler Schichten zutage, doch stehen sie nirgends in Berührung mit den Wengener Schichten. Die letzteren zeigen im allgemeinen NNO-Fallen, während Raibler Schichten und Dachsteindolomit nach SW einfallen. Die Störungslinie folgt also auch hier wieder einer alten, ungleich gebauten Antiklinale.

Nach der Auffassung von Mojsisovics sollten die Wengener Schichten von Pian di Sera konkordant von Dolomit Wengener Alters überlagert werden und im Nordhang in den Dolomit als gleichaltrige Fazies übergehen (1879, S. 300). Dieser recht einfachen tektonischen Auffassung gegenüber hat nun Geyer (1900, S. 136) zwei Störungsflächen festgestellt. Er sagt darüber:

„Zwischen den nach N neigenden Dachsteinkalken der Marmaroli und den tektonisch schon zu den Sextener Dolomiten gehörigen Monte Rosiana streichen von O nach W mehrere Verwürfe durch und zerlegen diese den Sattel Pian di Sera 1294 m und den südlichen Vorberg des M. Rosiana in mehrere Schollen, in denen Werfener Schiefer, Muschelkalk, Buchensteiner und Wengener Schichten wiederholt an den Tag treten.“

Auf seiner Karte (Blatt Sillian—San Stefano) stoßen Werfener Schichten an zwei O-W Linien gegen Buchensteiner, bzw. Wengener Schichten. Ein Profil gibt Geyer nicht, auch keine nähere Beschreibung der Störungslinien.

Es wird nun hier gezeigt, daß Geyers Darstellungen zwar grundsätzlich zutreffen, im einzelnen aber doch noch eine Reihe von nicht unwichtigen Abweichungen festzustellen sind. Leider ist das ganze Gebiet nicht sehr gut aufgeschlossen und zudem noch sehr unwegsam, was die genaue Kartierung erheblich erschwert. Das beste Profil durch den Berg bietet der Weg von Casera da Rin über den Gipfel zur Ponte da Rin im Ansiei-Tal (Tafel XI, Fig. 22).

Der Aufstieg von Casera da Rin führt zunächst über Moräne. Nach etwa 75 m Steigung erreicht man Wengener Schichten, schlecht auf-

geschlossen, doch offenbar steilstehend. Weiter hangaufwärts treten dann Buchensteiner Schichten auf, die in zahlreichen losen Stücken herumliegen. Das Einfallen ist hier nicht festzustellen. Dort, wo der Weg den Bogen nach W macht, treten plötzlich stark verquetschte Werfener Schichten auf, die ein schmales eingeklemmtes Band bilden. Darüber stehen helle Kalke vom Typus des Col Vidal-Kalkes an, die die kleinen Felsen von „Tre Croci“ (Rusiana) bilden. Darüber liegen wenig, etwa 60° N fallende Buchensteiner Schichten und dann Wengener Tuffsandsteine und Mergel, die etwa bis zum Punkt 1881 reichen, ebenfalls N fallend.

Wir haben in diesem Abschnitt also eine Störungszone festgestellt, die durch die eingeklemmten Werfener Schichten gekennzeichnet ist und unterhalb von „Tre Croci“ (Rusiana) verläuft. Die Fortsetzung dieser Störungszone nach W und O stößt bald auf Schwierigkeiten. Im O verläuft im Tal des Giau di Segati ein Bruch, der abgenührenden Mendoladolomit, Muschelkalk und Werfener Schichten an die eben besprochene Schichtfolge bringt. Dieser Bruch hat offenbar die Störungszone nach S verschoben, und sie ist wohl unter der Schuttbedeckung des Hintergrundes des Val da Rin zu suchen.

Im W trifft man westlich des etwa N—S verlaufenden Höhenrückens ebenfalls auf einen Bruch, an dem auf seiner ganzen Länge Wengener Schichten gegen die beschriebene Schichtfolge stoßen. Sie bilden offenbar einen Sattel, denn weiter westlich tauchen sattelartig Buchensteiner Schichten unter ihnen auf. Dieser Sattel ist östlich des Col del Cucco durch einen zweiten, etwa N—S verlaufenden Bruch abgeschnitten. Die Hänge des Col del Cucco westlich dieses Bruches werden aufgebaut aus einer mittelsteil N fallenden normalen Reihe vom Mendoladolomit bis zu den Wengener Schichten, die tektonisch wohl der gleichsinnig fallenden Reihe nördlich der Störungszone von „Tre Croci“ oberhalb Pian di Sera entspricht. Die Fortsetzung dieser Störungszone ist also auch im W nach S verschoben und wohl in der Tiefe des Val Pian di Sera zu suchen.

Verfolgen wir nun unseren Weg weiter zum Gipfel des Monte Rusiana. Nördlich vom Punkt 1581 kommt man bald auf die Fortsetzung des eben beschriebenen Bruches im Val Giau di Segati. Kalke vom Col Vidal-Typus stehen am Wege an. Bei Foletto tritt nun ein zweiter eingequetschter Werfener Streifen am Wege auf, überlagert von Mendoladolomit. Wir sehen eine zweite Störungszone vor uns.

Diese läßt sich nach W im Val Lagoverde gut verfolgen. Hier stößt Mendoladolomit auf der Nordseite gegen Wengener Schichten auf der Südseite. Im O schneidet ein SO-NW-Querbruch die Störungszone ab und verschiebt sie bis ins Val da Rin.

Am Wege von Foletto zum Rusiana-Gipfel kommt man nun bald auf eine dritte Störungszone. Diese ist wieder charakterisiert durch eingeklemmte Werfener Schichten, diesmal noch begleitet von wenig Wengener Tuffsandsteinen. Ihre Fortsetzung nach W und O läßt sich nur vermuten. Nach W verläuft sie wahrscheinlich innerhalb des Mendoladolomits vom Rusiana-Westhang. Hier ist eine Störung wahrscheinlich, weil sonst der Mendoladolomit auffallend mächtig wäre. Nach O ver-

läuft sie ebenfalls im Mendoladolomit, ist aber hier durch eine kleine Terrasse charakterisiert, auf der hie und da rote Flecken Reste von eingequetschten Werfener Schichten andeuten. Ein Bruch im Val de Bancie verwirft auch diese Störungszone etwas. Der höhere Teil des Rusiana ist nun einfach gebaut. Es ist eine ruhig mittelsteil N fallende Folge von Mendoladolomit, oberem Muschelkalk und Schlerndolomit der normal in das Dolomitmassiv der Sextener Dolomiten überleitet.

Im südlichen Teil des Monte Rusiana sind also drei W-O Störungslinien entwickelt, außer der eingangs erwähnten in der Tiefe des Val Pian di Sera. Von diesen drei läßt sich die südlichste nicht weiter verfolgen und ist wohl nur ein Teil der eben erwähnten vom Val Pian di Sera, bzw. steht im engsten Zusammenhang mit ihr.

Der seit langem bekannte Blei-Zink Erzbergbau auf der W-Seite des Monte Rusiana verdankt seine Entstehung wohl auch tektonischen Verhältnissen. Geyer hat darauf hingewiesen, daß die Erzanreicherung in tektonischen Zerrüttungszonen angetroffen wird (Tafel XI, Fig. 22).

II. Die Umgebung von Anronzo.

Die drei Störungszonen im Monte Rusiana-Gebiet liegen ziemlich nahe beieinander. Im Hügelland zwischen Monte Rusiana und Auronzo wurden auch die drei Störungszonen festgestellt, die nach O etwas auseinanderstrahlen. Die mittlere, wichtigste behält die W-O Richtung bei. Verfolgen wir sie der Reihe nach von S nach N.

1. Die Störungslinie zwischen Raibler und Wengener Schichten von Pian di Sera ist zunächst vom breiten Schuttfächer des Selva Grande verdeckt. Bei Tabia da Rin kommt sie wieder zutage, immer noch mit Wengener Schichten auf der Nordseite. Auf der Südseite tritt unter den Raibler Schichten wenig mächtiger Schlerndolomit auf. Die Störungslinie biegt etwas nach SSO ab und bald treten Cassianer Schichten unter dem Schlerndolomit auf. Wieder W-O verlaufend durchschneidet sie nun die Wengener Tuffgruppe.

Südlich des Bruches breitet sich die Hochfläche des Col dei Buoi aus, aufgebaut aus Wengener und Cassianer Schichten, und der Dachsteindolomit der Marmarole-Ostseite. Der Dachsteindolomit der nördlichen Cresta Ciastellin zeigt breiten schönen Muldenbau mit etwa W-O streichender Achse. An diesem Muldenbau nehmen auch die ganzen tieferen Schichten des Marmarole-Osthanges teil. Der Nordflügel dieser Mulde wird von dem W-O Bruch abgeschnitten. Das Streichen nördlich des Bruches ist etwa WNW-OSO, das Einfallen auch vorwiegend südlich. Es stoßen daher bald die tieferen Schichten Buchensteiner-Werfener an die Bruchlinie an, wie das an der Südostseite des Col Brugiu zu erkennen ist.

Östlich des Val di Socosta (Rio di Valsalega) zersplittert die Störungslinie. Zwei Störungen umranden die Croda di Paterno; von der südlichen (Paterno-Bruch) zweigt wahrscheinlich noch der Col Vidal-Bruch nach SSW und der Bruch im Valle di Fae nach SO ab.

2. Die mittlere Störungslinie des Monte Rusiana erreicht im oberen Val da Rin das Tal. Sie setzt sich fort im Val di Lavaredo und südlich

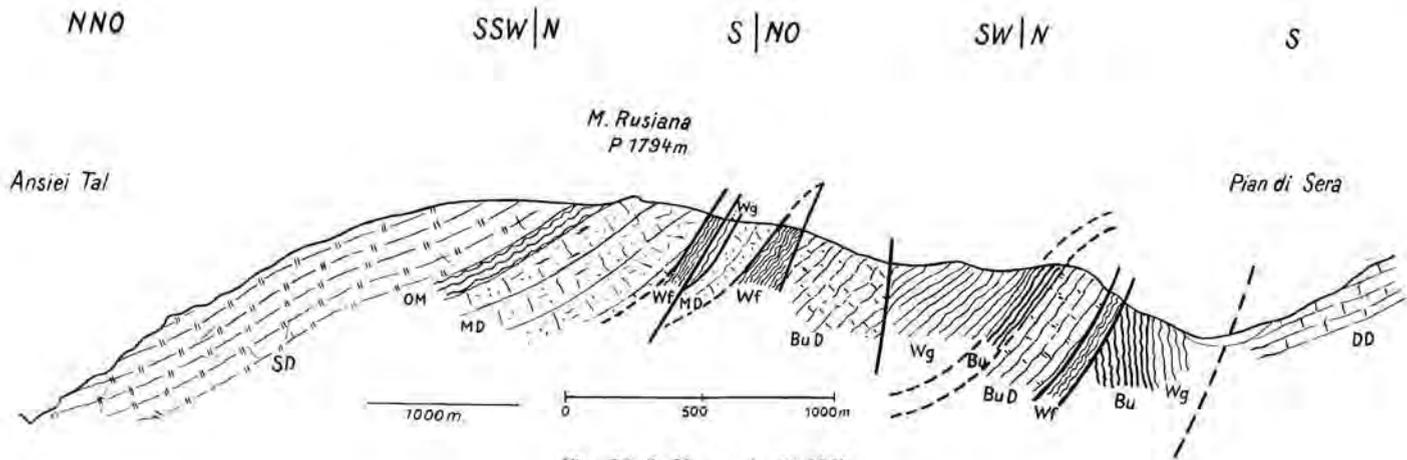


Fig. 22 (i. M. ca. 1 : 30.000).

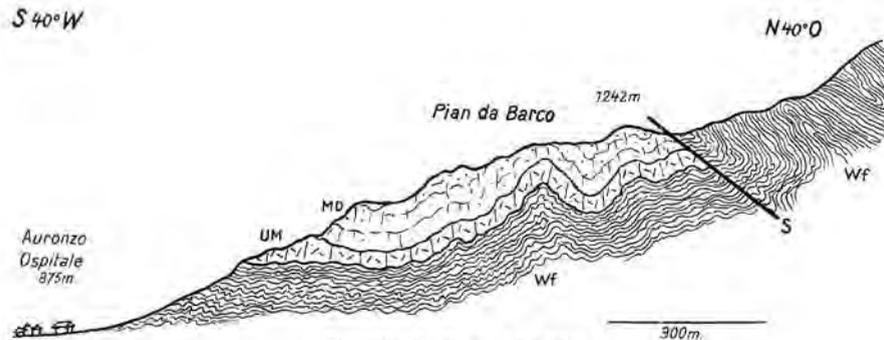


Fig. 23 (i. M. 1 : 12.500).

Fig. 22. Querschnitt des M. Rusiana. Dreifache Aufschuppung der Werfener Schichten.

DD = Dachsteindolomit. SD = Schlerndolomit. Wg = Wengener Schichten. Bu = Buchensteiner Kalk und Pietra verde. BuD = Buchensteiner Dolomit. OM = Oberer Muschelkalk. MD = Mendoladolomit. Wf = Werfener Schichten.

Fig. 23. Nördlicher Zweig der Rauhtal-(Villnösser)Störung, nördlich von Auronzo; Aufschub (S) der Werfener Schichten auf MD (Mendoladolomit) und UM (Unterer Muschelkalk).

des Col Agudo und verläuft nun fast W—O zum Ansei-Tal, das sie bei San Caterina erreicht. Jenseits verläuft sie geradlinig weiter und stößt bei den Hütten von Zamberlan mit der Bruchlinie am Westhang der Monte Tudaio zusammen. Auf ihrer Nordseite stehen Bellerophonkalk, bzw. Werfener Schichten an, W—O oder WSW—ONO streichend. Südlich streichen gegen die Störung fast nur Werfener Schichten; und im Lavaredo-Tal etwas Bellerophonkalk OSO—WNW streichend.

Nach der Autorin vertritt diese Linie den Hauptast der Val Grande-Linie (Rauhtal-Linie); sie sei darum etwas ausführlicher beschrieben.

Ihr Durchstreichen am Nordhang der Croda di Paterno wird S. 137 besprochen. Bei San Caterina ist der Ansei aufgestaut und liefert die Wasserkraft für ein Elektrizitätswerk. Ein tiefer schachtartiger Bau steht an der rechten Talseite mitten in Campiler Schichten gleich südlich der Störung. In kleinen Aufschlüssen gleich südlich findet man *Naticella costata* und darüber liegen die Konglomerate und roten Mergel der höchsten Campiler Horizonte. Das Fallen ist flach S, an der Störung aber steil und gelegentlich nach N überkippt. Dieser Campiler Komplex ist gegen dunkle, stark deformierte Kalke verworfen, sie streichen N 70° W und fallen 70° S. Der Bruch fällt noch etwas steiler S, folgt aber den Schichtenbiegungen. Der Komplex der dunklen Kalke und Mergelschiefer ist stark zerklüftet und auch wieder mit zirka 60° S Fallen in eine nach N überkippte Falte gelegt. Unter ihnen taucht konkordant Bellerophonkalk auf, der bachaufwärts weiterhin ansteht.

Auffallend und noch nicht einwandfrei geklärt ist das Auftreten höchster Campiler Schichten tief unten im Tal. Man könnte an Wiederholung durch Faltung denken, die ja im Werfener Gebiet etwas Gewöhnliches ist. Andererseits ist auch möglich, daß an Systemen von Graben-Brüchen jüngere Schichten in die Tiefe gebracht worden sind. Daß Brüche hier zahlreich vorhanden sind, ist sicher, ihre Verfolgung ist aber am dicht bewachsenen Hang unmöglich.

Der Bellerophonkalk überquert den Ansei und bildet die zerklüfteten Felsen der Kirche von Santa Caterina. Fossilfunde beweisen, daß hier die oberen Horizonte der Gruppe anstehen. Sie sind verfault und fallen steil südlich bei etwa WNW-OSO Streichen. Südlich des Bruches steht bei Santa Caterina noch etwas Seiser Kalk an, sonst herrschen überall Campiler Schichten. Ihr Streichen schwankt um W—O, das Fallen ist immer südlich, meist steil.

Bei den Hütten Zamberlan sieht man südlich der Störung noch Campiler Schichten, stark gestört, anstehen. Östlich der Hütten ist schuttbedecktes Gebiet und erst etwas westlicher des Monte Piedo ist wieder sicher Anstehendes. Hier stößt Grödner Sandstein im N mit Störung gegen etwas Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten im S, wohl die Fortsetzung unserer Störungslinie und damit der Rauhtal-Linie, die sich hier dem großen Einbruch des Monte Tudaio nähert.

3. Kehren wir nun zur nördlichen Störungslinie des Monte Rusiana zurück. Sie durchzieht das untere Val da Rin und setzt sich in den bewaldeten Nordhängen des Monte Agudo fort. In der Nordscholle stehen Dolomite wohl der Bellerophonschichten, südlich stark

gefaltete Werfener Schichten mit wechselndem Streichen an. Vermutlich in der Nähe des Dorfes Reane überquert die Störung das Ansei-Tal. Nordwest von Auronzo liegt sie dann westlich des Valle San Rocco, wahrscheinlich zwischen Bellerophonkalken und verdeckten Werfener Schichten. Das Tal selbst folgt einem Querbruch. Die weitere Fortsetzung ist ausgezeichnet an der Pian da Barco aufgeschlossen. Hier geht der Bruch in eine mittelsteil N einfallende Überschiebung roter Campiler Schichten auf Mendoladolomit über (Fig. 23). Dieser bildet an der Ostseite einen deutlichen, ziemlich steilen Sattel, der südlich von einer Mulde begleitet wird. Die Schubfläche hat hier etwa 50° N-Fallen, die überschobenen Campiler Schichten fallen stellenweise steiler, bis zu 90° (vgl. Tafel XI, Fig. 23).

Vom Ostrand der Mendoladolomiffelsen an verläuft nun die Störung wieder in Werfener Schichten. Sie hält etwa NNO Richtung ein. Bei den Hütten von Larietto ist an der Schubzone noch ein schmaler Streifen unterer Muschelkalk aufgeschlossen. Dann verläuft sie etwa SW—NO auf den Höhenrücken, etwa zum Punkt 1489 *m*. Hier wurde sie nicht weiter verfolgt.

Aus den vorangehenden Ausführungen geht deutlich hervor, daß die von der Rauhtal-Linie absplittrenden Störungen fächerartig divergieren. Am Monte Rusiana waren sie alle drei in etwa $1\frac{1}{4}$ *km* horizontaler Entfernung aufgeschlossen, im Profil Pian da Barco—Croda di Paterno beträgt der Horizontalabstand bereits über 3 *km*, um am Ostrand des untersuchten Gebietes auf fast 6 *km* zwischen Cima Cogna und dem Val Diebba anzuschwellen.

Der Hauptast der Rauhtal-Linie und die in unserm Gebiet bedeutendste Störung ist die mittlere Linie Monte Rusiana (Foletta)—San Caterina—Zamberlan. Es ist der Hauptrichtung nach dieselbe Linie, die bereits von Mojsisovics in unserm Gebiet erkannt worden ist, wenn auch die neuen Untersuchungen in einzelnen Stücken, besonders am Südhang des Monte Rusiana, einen etwas andern Verlauf nachwiesen.

Einen interessanten Einblick in den Faltenbau der Permschichten und der älteren Trias gewährt der Straßenbau im Wiesenland westlich des Valle Diebba. Von Cella im Ansei-Tal aufsteigend, quert man zunächst die höheren Schichten der Bellerophonkalkgruppe, deren schwarze Kalke mit Algen und Pectiniden und Dolomithäfen im allgemeinen NNO—SSW streichen und W fallen. Mit gleichem Fallen stehen die tieferen Gipse und Gipsmergel östlich im Bach in einer tiefen Schlucht bei etwa 1000 *m* Höhe an; darunter taucht noch etwas Grödner Sandstein auf.

Weiter aufwärts an der Straße bis etwa 1300 *m* sind Bellerophonkalk, Seiser und Campiler Schichten miteinander verfault, das Streichen schwankt zwischen NNO und ONO. In den Achsen der steileren Faltung ist oft Störung, kleine Verschuppung festzustellen. Im höheren Plateau über 1300 *m* zeigt die Schichtmasse wieder nur leichte Verbiegungen und ist weniger gestört. Die Bellerophonkalke in der Nähe der Wasserscheide sind jedoch hoch aufgefaltet und haben eine große Ausdehnung. Diese Auffaltung hängt mit der bedeutenden Hebung des Gebietes süd-östlich des Diebba-Baches zusammen, wo die Grödner Sandsteine und Konglomerate aufgeschlossen werden.

Der Felsrücken von Croda di Paterno und Col Vidal.

(Vgl. Tafel XX, Profil III.)

1. Croda di Paterno.

Gleich oberhalb der Ponte di Transacqua südlich von Auronzo steht auf der Südseite des Ansei-Tales Bellerophonkalk an, steil S fallend.

Der ganze Nordhang der Croda di Paterno ist stark bewaldet, die Aufschlüsse sind recht schlecht. Doch genügen die Beobachtungen an den wenigen gelegentlichen Aufschlüssen, um am Wege zur „Tabia Colle basso“ die Grenze von Bellerophonkalk gegen Werfener Schichten etwa in 1050 *m* Höhe festzulegen. Ob diese Grenze tektonischer oder stratigraphischer Natur ist, läßt sich hier jedoch nicht entscheiden. Dagegen gewähren einige steile Einschnitte östlich Laghetto di Socosta bessere Einblicke in den Bau dieses Teils des Hanges. Wir sehen hier in etwa 1070—1120 *m* Höhe stark verfalteten Bellerophonkalk anstehen. Das Einfallen der Schichten schwankt um 90° bei annähernd W-O Streichen. Häufige kleine Verwerfungen, Rutschstreifen usw. deuten auf tektonische Beanspruchung. Wenig weiter oberhalb, etwa in 1140 *m* Höhe stehen bereits dunkle, gelbbraun verwitternde Mergelkalke der Werfener Schichten an. Auch sie zeigen starke tektonische Beanspruchung und sind intensiv verfault. Man hat in dieser Grenzzone durchaus den Eindruck einer hier durchstreichenden, etwa W—O verlaufenden Störung. Dieser Eindruck wird bestärkt durch die Beobachtung, daß am Wege auf der Ostseite des Val di Socosta eine typische Seiser Serie über dem Bellerophonkalk eigentlich fehlt und Campiler Gesteinstypen stark überwiegen. Vermutlich haben wir es in der fraglichen Grenze mit einem Bruch zu tun, wohl der östlichen Fortsetzung des Bruches zwischen Col Agudo und Croda di Grazioso, d. h. des mittleren Astes der Rauhtallinie.

Der Weg auf der Ostseite des Val di Socosta bleibt nun bis zur Kote 1300 unterhalb der Casoni di Valsalega in Werfener Schichten. Wenige Meter nördlich eines kleinen Bachrisses nördlich der Casoni di Valsalega stoßen nun plötzlich Wengener Tuffe an rote Campiler Schichten. An der Grenze sind noch Fetzen von Muschelkalk eingeklemmt, ohne jedoch einen zusammenhängenden Zug zu bilden. Wir stehen hier an einem zweiten bedeutenderen Bruch, an dem der Südteil des Gebirges erheblich eingesunken ist. Er verläuft nach OSO etwa in der Richtung zum Gipfel der Croda di Paterno und sei kurz „Paterno-Bruch“ genannt.

Gipfel und Höhenzug dieses Bergrückens bestehen aus Mendoladolomit, der oft eigentümlich brüchig und löcherig ist. Besonders an der Südseite sind gute Algenbänke zu finden. Die Westabstürze des Gipfels werden von einem etwa N—S verlaufenden Bruch gebildet, der seinerseits den Paterno-Bruch verwirrt. Dieser findet seine östliche Fortsetzung, etwas nach S verschoben, in einer Linie am Südrand des Höhenzuges bis zum Colle di Villapiccola. Hier stoßen überall Wengener Tuffe an Mendoladolomit. Südlich des Gipfels Colle di Villapiccola

(1554 m) findet der Paterno-Bruch sein Ende. Er trifft hier zusammen mit einem etwa SW—NO verlaufenden Bruch am NW-Abfall des Col Vidal-Zuges.

Auch auf der Nordseite der Croda di Paterno finden wir gestörte Lagerung. Der vom Gipfel nach Norden zum Punkt 1643 m verlaufende schmale Rücken liegt in seinem nördlichen Teil in Campiler Schichten. Zwischen ihnen und dem Mendoladolomit des Gipfels fehlt der untere Muschelkalk; er ist tektonisch unterdrückt. Diese Verhältnisse lassen sich etwa 750 m weiter nach Osten verfolgen, erst hier tritt der untere Muschelkalk auf und umsäumt nun den NO-Bogen der Croda Alta-Gruppe.

Das Tuffgebiet des Val Ciampiviei und oberen Valsalega mit den darauf liegenden Cassianer Schichten von Pian dei Buoi ist also ein Einbruchsbecken. Als seine Nordgrenze haben wir

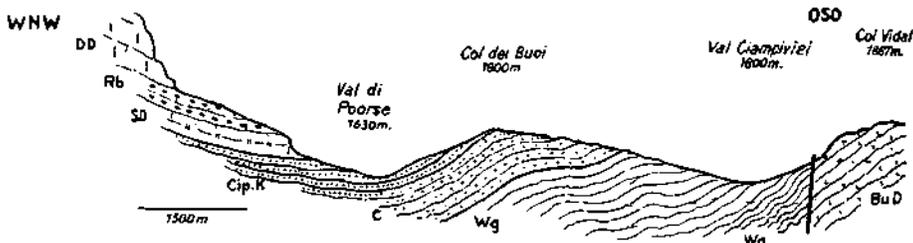


Fig. 24. Profil des Col dei Buoi. Im W Cresta Giastellin, im Osten Col Vidal. Einbruch der Schichtfolge Dachsteindolomit (DD)—Wengener Schichten (Wg), gegen den Buchensteiner Dolomit (BuD) von Col Vidal östlich des Bruchs. Rb = Raibler Schichten. SD = Schlerndolomit. Cip = obere Cassianer Gipfalkalke und Tuffe. C = Cassianer Schichten (i. M. 1 : 25.000).

eben den Paterno-Bruch kennengelernt. Seine SO-Begrenzung bildet der SW—NO verlaufende Vidal-Bruch. Wir sahen schon, daß er südlich der Colle di Villapiccola mit dem Paterno-Bruch zusammentrifft. Bis zum steil eingerissenen Val Ciampiviei (Valle di Fae) ist er im Wald noch gut zu verfolgen. Am Hang des Col Vidal macht seine Auffindung Schwierigkeiten. Starke Bewachsung und Schuttverdeckung erlauben nur annähernde Angaben. Doch ergibt sich aus der Geländegestaltung — hoher Steilabfall des Kalkes am Westhang des Col Vidal gegen tief liegende Wengener Tuffe — sein Verlauf mit ziemlicher Sicherheit. Westlich vom Gipfel des Col Vidal verläßt er den Rand des Kalkmassivs und verläuft nun in den Wengener Tuffen zum Bach eben oberhalb der Casera delle Armente, wo er als steiler Bruch sehr gut aufgeschossen ist. Weiter verläuft der Bruch wahrscheinlich über le Sepulture, verwirft in der großen Schleife der Col Vidal-Straße Buchensteiner Schichten und oberen Muschelkalk etwas und klingt dann bei den Tabia Verlafedera zwischen Mendoladolomit und oberem Muschelkalk aus.

2. Col Vidal — Croda dei Rondoi.

Wir kommen nun zur Betrachtung des Col Vidal-Zuges. Unter diesem Namen wollen wir den zwischen Valle Longiarin bei Lozzo und Valle di Fae bei Cima Gogna gelegenen Teil des Gebirges verstehen, der tektonisch mit der besprochenen Croda di Paterno-Gruppe eine Einheit bildet. Der Abhang dieses Gebirgsstückes gegen das Ansei-Tal wird in seinem südlichen Teil aus zwei tektonischen Einheiten aufgebaut, die durch eine in den unteren Hangpartien verlaufende Überschiebungslinie voneinander getrennt sind. Wir betrachten zunächst die höhere tektonische Einheit, die den weitaus größten Teil des Gebirgsstückes einnimmt. An ihrem Aufbau nehmen die Schichtglieder vom Bellerophonkalk bis zu den Cassianer Schichten teil. Von den tektonisch auch noch zu dieser Einheit gehörigen Osthängen der Marmarole mit der Schichtfolge Schlerndolomit — Raibler Schichten — Dachsteindolomit wollen wir einstweilen absehen.

Als Normalprofil können wir etwa ein Profil im Tal des Rio Boa (letztes großes Nebental des Valle Longiarin von N, oberhalb Lozzo einmündend) bis ins Quellgebiet des Val di Poorse betrachten (Fig. 25). Es zeigt die regelmäßige Schichtfolge ziemlich gleichmäßig mittelsteil N fallend. Die Bellerophonschichten reichen westlich des Tales bis etwa 1150—1175 *m* unterhalb der Straßenschleifen von Tamari. Hier stoßen sie mit der oben erwähnten Überschiebungslinie auf eine Schichtfolge Werfener Schichten bis Wengener Schichten der tieferen tektonischen Einheit. Im Rodolesco-Tal verschwinden die Bellerophonschichten, die Überschiebungslinie greift bis auf Werfener Schichten hinauf, die auf Cassianer Schichten der basalen Einheit liegen (Tafel XII, Fig. 25).

Auf der Ostseite des Tales, westlich der Croda dei Rondoi, werden die Überschiebungslinie und die Schichtfolge von einem nach W schwach konvexen N—S Bruch getroffen. Das westlich dieses Bruches gelegene Stück ist etwas gegen S vorgeschoben. Zugleich ist die Breite der Werfener Schichten, die bis zum Bruch sich ziemlich gleichmäßig verschmälerte, nun plötzlich scharf eingeeengt. Nur als schmales Band ziehen sie noch durch das Tal hindurch und verschwinden im westlichen Rio Rin in etwa 1400 *m* Höhe vollkommen. Hier stoßen dann mit sehr spitzem Winkel Muschelkalk und Mendoladolomit an die Überschiebungslinie. In einem kleinen Tal östlich des Höhenrückens Croda della Madonna — Colle San Pietro schneidet ein weiterer, etwa N—S verlaufender Bruch abermals Überschiebungslinie und Schichtfolge ab. Über die Verhältnisse westlich dieses Bruches wird später die Rede sein (S. 143).

Wenn auch, wie oben gesagt, westlich des Normalprofils die Werfener Schichten rasch auskeilen, so bleibt östlich ihr Verbreitungsgebiet nach anfänglicher Verbreiterung nahezu konstant. Sie bauen in scheinbar bedeutender Mächtigkeit den ganzen Abhang des Col Vidal-Zuges zwischen Tarlisse und Bagni di Cogna und den größten Teil des Hanges gegen Lozzo-Tre Ponti auf. Diese scheinbar bedeutende Mächtigkeit wird vorgetäuscht durch intensive Verfaltung, besonders der Campiler Schichten, die Wiederholung derselben Schicht-

gruppen hervorruft. Auch Schuppung wird hier wahrscheinlich eine Rolle spielen. Mangels geeigneter Leithorizonte ist ein sicherer Nachweis solcher Schuppung jedoch kaum möglich.

Die höheren Schichtfolgen bieten tektonisch wenig Interessantes. Durch eine Reihe von Querbrüchen ist der Col Vidal-Zug mehrfach verworfen. Sie haben jedoch keine größere Bedeutung.

3. Überschiebung im Talgehänge zwischen Tre Ponti und Lozzo (Nordseite).

Bei Tre Ponti mündet der Ansei in die Piave ein, die von dort bis Ponte Novo oberhalb Lozzo in engem bewaldetem Tal tief eingeschnitten ist. Die Steilwände auf der Westseite bestehen aus unterem Muschelkalk und Mendoladolomit. Sie reichen etwa bis zur Höhe 1060—1200 und werden unregelmäßig von Bellerophonkalk und Werfener Schichten der höheren tektonischen Einheit überlagert. Das Tal folgt dem NNO-SSW Streichen. Der Mendoladolomit bildet westlich des Tales eine flache Mulde, in der Taltiefe fallen die Schichten mittelsteil W, während sie weiter oben am Hang zunächst flacher O fallen, dann aber wieder zum W-Fallen umbiegen und unter der Überschiebung verschwinden. Dieser Muldenbau ist die Ursache, daß die Werfener Schichten an der Ostseite des Tales, d. h. dort, wo sie aufbiegen, auf der ganzen Strecke gut aufgeschlossen sind, während sie auf der Westseite nur im N und S zum Aufschluß kommen (vgl. Tafel XV, Fig. 38).

Oberhalb Tre Ponti (739 m) ist der Ansei tief in den Bellerophonkalk der höheren tektonischen Einheit eingeschnitten. Dort, wo Ansei und Piave zusammenfließen, direkt oberhalb der Brücke über den vereinigten Fluß quert eine Störungslinie das Tal. Sie trennt stark verfalteten Bellerophonkalk mit Gipsmergeln im N und steil SW fallende Campiler Schichten im S und fällt selber sehr steil nach NW ein. Folgt man dieser Störungslinie nach SW am Hang hinauf, so sieht man der Reihe nach den Bellerophonkalk zunächst noch an Campiler Schichten, dann an unteren Muschelkalk und Mendoladolomit anstoßen. Sie erreicht einen kleinen Bachriß etwas nördlich des Punktes 1062 m, und hier stoßen nun auch die Seiser Kalke der höheren Einheit noch auf ein kurzes Stück an den Mendoladolomit heran. Es ändert sich hier plötzlich die Richtung der Störungsfläche.

Mendoladolomit und unterer Muschelkalk bilden im unteren Teil des Hanges zwischen Tre Ponti und Lozzo eine charakteristische Steilstufe im Gelände. In ihrem Liegenden sind die Werfener Schichten mehrfach recht gut aufgeschlossen. An der großen ersten Serpentine der Straße Lozzo—Col Vidal stehen Seiser Kalke und Mergel an, die starke Kleinfaltung und Zerpressung zeigen. Klüftung in NNO-Richtung ist häufig, das Hauptstreichen ONO bei N-Fällen (vgl. Tafel XII, Fig. 25).

Campiler Schichten treten dort erstmalig auf, wo der kleine Fußsteig von S. Rocco die Straße trifft. Folgt man diesem Fußsteig weiter aufwärts, so quert man die vollständige Reihenfolge Campiler Schichten—unterer Muschelkalk—Mendoladolomit und sieht an dem Vorsprung östlich des Punktes 1258 m noch etwas oberen Muschelkalk am Wege aufge-

geschlossen. Darüber folgen unvermutet wieder Werfener Schichten, u. zw. zunächst Seiser Kalke mit eingefaltetem Bellerophonkalk, dann mächtige Campiler Schichten. Wir stehen hier wieder an der Störungsfläche, die sich vom Punkte 1062 *m* in SSW Richtung bis hierher verfolgen läßt und sich hier deutlich als mittelsteil N fallende Überschiebung von Werfener Schichten auf Mendoladolomit, bzw. oberen Muschelkalk zu erkennen gibt. Von hier ab nimmt sie nun fast O-W Richtung ein und verläuft — deutlich bezeichnet durch den Mendoladolomit im Liegenden — bis nahe an den Fußweg, der von den Heuhütten von Fontana nach S herunterführt. Hier schneidet ein SW-NO Bruch die gesamte Schichtfolge und auch die Überschiebung ab. Dieser Bruch begrenzt an der Straße auch noch einen eingeklemmten, nach O rasch auskeilenden Zwickel von Bellerophonkalk, der, allseitig tektonisch begrenzt, hier unter dem Mendoladolomit der tieferen tektonischen Einheit auftaucht und als eingefalteter und dann nach S etwas überschobener Sattel aufzufassen ist. Die weitere Fortsetzung der Überschiebung jenseits des Bruches ist in der Auflagerung von Bellerophonkalk auf Campiler Schichten im nördlichen Nebenast des Valle Longiarin zu suchen.¹⁾

Im Piave-Tal unterhalb Ponte Novo sind weiter die Werfener Schichten gut aufgeschlossen. An der Brücke selbst durchziehen sie mit SW-NO-Streichen den Fluß. Sie sind verfaltet, es überwiegt steiles N-Fallen. Das Talstück zwischen Tre Ponti und Ponte Novo quert also eine SW—NO streichende Längsmulde. Südlich Ponte Novo folgt dann auch in der Taltiefe bald Bellerophonkalk, der beiderseits des Flusses bis über die Einmündung des Valle Mauria hinaus ansteht. Die Terrassen um Lozzo sind mit Schotter bedeckt, es steht aber sicher darunter auch Bellerophonkalk an.

Das Cadore-Tal.

Das Hauptinteresse im Val di Cadore verdient die bedeutende Störungslinie, die das Tal in NO-SW Richtung durchzieht und die Obertrias des Ostflügels abgesenkt hat. Diese Störung wird als ein Teil der großen Val-Sugana-Störung angenommen. Es werden hier zuerst die tektonischen Merkmale der älteren Schichtmasse des Westflügels beschrieben, ehe die Hauptlinie in Betracht gezogen wird.

Die Cresta di Po Croda- und Monte Brente-Gruppe.

Der östlich von Lozzo noch recht unbedeutende Teil des basalen (tektonisch tieferen) Gebirges verbreitert sich zwischen Lozzo und Calalzo ganz erheblich und nimmt nun maßgebenden Anteil am Gebirgsaufbau. Ihn ist der ganze Höhenzug Cresta di Po Croda—Monte Brente bis zum Valle Longiarin zuzurechnen. Im Hintergrund des Valle Vedessana reicht er bis nahe an die Marmarole-Gruppe.

¹⁾ Der untere Mendoladolomit im Hange Lozzo—Tre Ponti ist bereits von Mojsisovics erkannt und auf seiner Karte eingetragen. Er hat ihn aber nur als durch Bruch abgesunkenen Teil aufgefaßt (Mojsisovics 1879, S. 310).

Am Eingang des Valle Longiarin, dort, wo sein Lauf sich deutlich gegen W wendet, steht auf beiden Talseiten eine Schichtfolge von den Werfener bis zu den Wengener Schichten an. Auf der nördlichen Talseite sind sie gegenüber der südlichen etwas gegen W vorgeschoben, die Taltiefe folgt hier einem kleinen etwa W—O verlaufenden Bruch. Die Schichtgruppe fällt 50—70° W, das Streichen ist etwa N 30° O. Die Aufschlüsse im Tal sind wie überhaupt in der ganzen Senkungszone nördlich des Monte Brente nicht gut. Starke Bewachsung und Verschüttung erschweren die Untersuchung. Auf der Südseite des Tales schwenken die Schichten bald in N 60° O-Richtung um, Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten bilden den Höhenrücken. Zwischen Colle Pra Pian und den Hütten von Valzalina werden die Schichten von drei parallelen, etwa NW—SO verlaufenden Brüchen betroffen. Die durch sie bewirkten Verschiebungen sind jedoch unwesentlich. Wahrscheinlich steht der westliche dieser Brüche mit der Verwerfung westlich der Croda dei Rondo in Zusammenhang. Bis zum Monte Brente übernehmen nun die Buchensteiner Schichten die Rolle der kamm bildenden Gesteine.

Sie nehmen nach W durch Einschaltung von Pietra verde und ähnlichen Tuffen allmählich an Mächtigkeit zu. Zwischen Monte Brente und Cresta di Po Croda ist ein von Brüchen begrenzter kleiner Zwickel der Schichtserie ein wenig eingesunken. Der Höhenweg tritt nun auf Mendoladolomit über, der die ganze Cresta di Po Croda aufbaut. Auch sie ist noch mehrfach verworfen. In ihrem südlichen Teil westlich der Hütten von Pian del Capo grenzt der Mendoladolomit direkt an rote Campiler Schichten. Der untere Muschelkalk, der sonst den ganzen Zug begleitet, ist hier tektonisch unterdrückt. Vermutlich ist der Mendoladolomit hier mit steiler Schubfläche auf die Campiler Schichten hinaufgeschoben, wobei der Muschelkalk zurückblieb. Einige kleine Aufschlüsse an der Grenze der Schichten zeigen jedenfalls starke tektonische Beanspruchung der Campiler Schichten und auch des Mendoladolomits, was auch besonders gut oberhalb Rizzios zu erkennen ist.

Der das Rückgrat der ganzen Gruppe bildende Höhenzug streicht etwa SW—NO, das gleiche Streichen ist das Hauptstreichen der Schichten. Diesem Streichen passen sich auch mit nur geringen Abweichungen die älteren und jüngeren Schichten heiderseits des Höhenrückens an.

Werfener Schichten und Bellerophonkalk bauen die tieferen Teile des Hanges auf. Sie gehören tektonisch zu den gleichen Schichten der unteren Hangpartien nördlich Lozzo, sind aber bei weitem nicht so gestört wie dort, was wahrscheinlich mit der größeren Entfernung von den Hauptstörungslinien des Gebietes zusammenhängt. Tektonisch ist das ganze Gebiet recht eintönig. Abgesehen von gelegentlich von Störungslinien begleitetem Faltenbau ist eigentlich nur das Gebiet um Domegge etwas komplizierter gehaut. Zu erwähnen wäre noch, daß oberhalb Lozzo im Val Longiarin Werfener Schichten in Bellerophonkalk eingebrochen sind.

Die Störungen bei Domegge.

Domegge steht auf Werfener Schichten, die im NW und NO mit Störung an den Bellerophonkalk anstoßen. Der Bruch im NW kann von

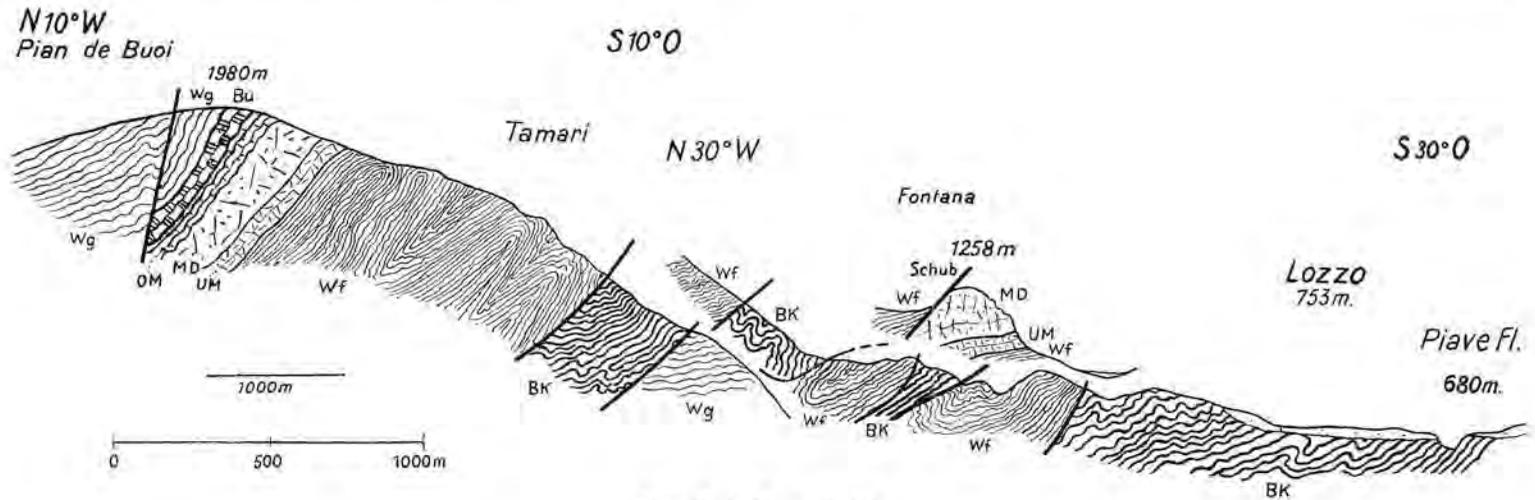


Fig. 25 (i. M. 1 : 25,000).

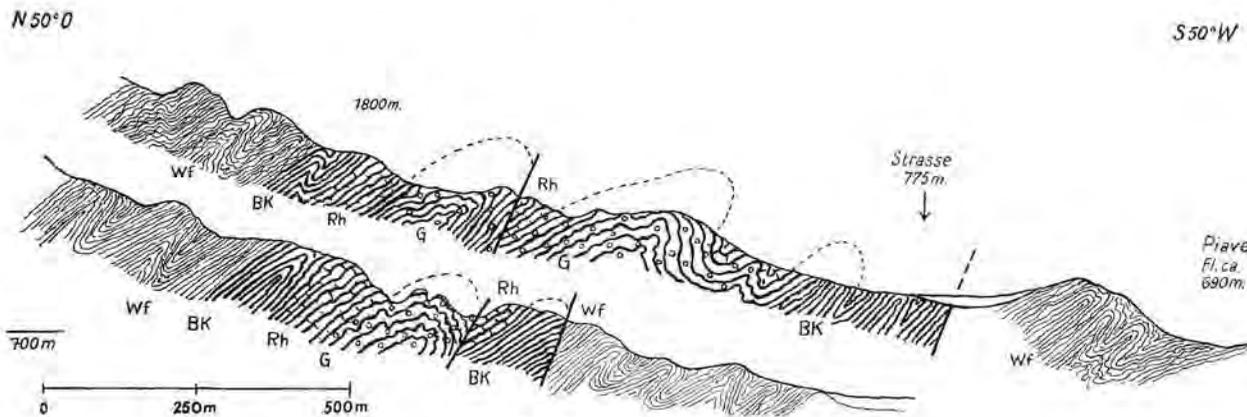


Fig. 26 (i. M. 1 : 12,500).

Fig. 25. Parallelprofile durch das Gehänge Pian de Buoi—Lozzo; die östliche Fortsetzung der Antelao-Überschiebung zieht im Rio Rin (Valle Longiarin) und dem „Fontana“-Wiesenland durch.

BK = Bellerophonkalk. *Wf* = Werfener Schichten. *UM* = Unterer Muschelkalk. *MD* = Mendoladolomit. *OM* = Oberer Muschelkalk.
Bu = Buchensteiner Schichten. *Wg* = Wengener Schichten.

Fig. 26. Parallelprofile am W-Hang oberhalb Domegge.

BK = Bellerophonkalk (obere Horizonte). *Rh* = Rauhacke. *G* = Gips. *Wf* = Werfener Schichten.

Deppo bis westlich Collesella verfolgt werden und verschwindet dann unter diluvialer Schuttbedeckung; der NO-Bruch ist bis ins Piavetal zu verfolgen und nur auf der Terrasse unterhalb Domegge von jüngerer Bedeckung verhüllt (vgl. Tafel XII, Fig. 26).

Die Hauptstörungszone liegt im Abhang oberhalb Deppo in einer Höhe von etwa 900 m und ist als Schuppungszone anzusprechen (Fig. 26). Gipsmergel und darüber liegende Rauhdecken und Dolomite der Bellerophonkalkgruppe sind als nach S überkippte Mulde einmal auf Werfener Schichten etwas hinaufgeschoben. Weiter wurden die Gipsmergel des nördlichen Muldenflügels abgeschert und als Schuppe auf die Rauhdecken geschoben. Die Störungslinie im O ist eine echte Verwerfung. Die Schichten des Bellerophonkalkes sind in ihrer Nähe stark verdreht und verfalltet, während die Werfener Schichten relativ wenig gestört an die Verwerfung heranstreichen. Sie ist auch unterhalb Domegge beiderseits der Piave mit gleicher Bewegungsrichtung der Schollen aufgeschlossen, nur sind die Werfener Schichten an der Störung mehr gestört, was aus starker Zerklüftung, wechselnder Streichrichtung (N 15° O bis N 15° W) und vorwiegend westlichem Einfallen zu erkennen ist.

Croda della Madonna und Colle San Pietro.

Die scheinbar so bedeutende Mächtigkeit des Bellerophonkalkes und der Werfener Schichten zwischen Lozzo und Calalzo ist wieder auf starke Verfalltung zurückzuführen. Das Hauptstreichen ist SW—NO. Lokale Verbiegungen, die bis zu 30° nach beiden Richtungen betragen können, sind nicht selten (vgl. S. 139).

Die Buchensteiner Schichten erreichen gegen das Val Vedessana eine beträchtliche Mächtigkeit, die wohl vorwiegend auf die grünen Tufflagen zurückzuführen ist. Sie sind, wie überall, auch hier wieder intensiv verfalltet. Die Cassianer Schichten sind besonders am Höhenrücken zwischen Croda della Madonna und Colle San Pietro verbreitet. Sie streichen hier ziemlich W—O und bestehen vorwiegend aus feingeschichteten fossilführenden Mergeln und tuffigen Mergeln. Die Felsen der Croda della Madonna sind dunkler Cipitkalk als Einlagerung in den Cassianer Schichten. Der Gipfel des Colle San Pietro wird aus Raibler Schichten aufgebaut. Sie reichen an seinem Südhang zirka 35° N fallend, bis etwa 1750 m. Unter ihnen tauchen Cassianer Schichten auf, unfern der Grenze mit typischen Cassianer Fossilien. Es ist nun die Frage, ob hier eine normale ungestörte Überlagerung von Cassianer durch Raibler Schichten vorliegt oder ob zwischen beiden Schichtgruppen eine Störung zu suchen ist. Es sind Unterschiede im Streichen der beiden Schichtserien festzustellen. Die Raibler Schichten des Colle San Pietro streichen W—O mit Abweichungen bis zu 10° von beiden Richtungen, das Fallen ist etwa 40° N. Die stark verfallteten Cassianer Schichten bevorzugen SW—NO- bis WSW—ONO-Streichen bei vorwiegend steilem Einfallen. Doch sind diese Beobachtungen bei einer so leicht faltbaren Schichtfolge wie die Cassianer Schichten nicht ohne weiteres beweiskräftig.

Die Beobachtungen an Ort und Stelle ergaben also noch kein klares Resultat. Es wird notwendig, um diese Frage richtig beurteilen zu können, etwas weiter auszuholen.

Am Ostrand der Marmarole-Gruppe treten unter dem Dachsteindolomit überall Raibler Schichten zutage. Sie werden an mehreren Stellen unterlagert von nicht sehr mächtigem Schlerndolomit. Er tritt z. B. noch oberhalb des Weges bei „i Confin“ unter der Schuttbedeckung auf. Den Schlerndolomit unterlagern wieder die Cassianer Schichten von Pian dei Buoi. Wir haben also hier eine normale ungestörte Reihenfolge von Cassianer bis Dachsteindolomit mit Einschaltung von Schlerndolomit zwischen Cassianer und Raibler Schichten. Wir wissen bereits, daß die Cassianer Schichten von Pian dei Buoi dem Col Vidal-Zuge, also der höheren tektonischen Einheit der Gegend von Lozzo—Calalzo, angehören. Es gehört also dazu auch der Osthang der Marmarole.

Die Raibler Schichten vom Osthang der Marmarole umsäumen mit vorübergehender bedeutender Mächtigkeits-Anschwellung ferner den ganzen Südhang der Marmarole und sind bis zur Forcella Piccola nördlich des Antelao zu verfolgen. Unter ihnen tritt überall Schlerndolomit auf, der also auch ein Charakteristikum der Marmarole-Gruppe ist. Somit ist es sehr auffallend, daß an einer schmalen Stelle, eben südlich Colle San Pietro, der Schlerndolomit fehlt. Es drängt sich die Vermutung einer hier durchstreichenden Störung auf.

Störung in der Gegend von Rifugio Chiggiato.

Betrachten wir zum besseren Verständnis der folgenden Beweisführung zunächst die Lagerungsverhältnisse im Winkel zwischen Valle Vedessana, Val d'Oten und dem Südhang der Marmarole.

Der mittlere Teil des Valle Vedessana ist größtenteils in Wengener Schichten eingeschnitten. Hier herrscht immer noch SW-NO Streichen, bei den verfalteten Schichten überwiegt mittelsteiles N-Fallen. Normal folgen darüber Cassianer Schichten, die allerdings weniger mächtig sind als an der Croda della Madonna. An dem Wege vom Valle Vedessana zum Rifugio Chiggiato kommt man dann bei zirka 1470 *m* auf Schlerndolomit, auf dem der Weg bis etwa 1650 *m* verläuft. Hier kommt man an einem kleinen Seitenbach auf Raibler Schichten, die sich sofort durch feuchten Boden und starke Bewachsung zu erkennen geben. Trotz der wenig günstigen Aufschlüsse fällt hier auf, daß die Auflagerungsfläche von Raibler Schichten auf Schlerndolomit mit zirka 60—70° erheblich steiler einfällt, als man es dem herrschenden allgemeinen Fallen (mittelsteil zirka 40° N) nach erwarten dürfte. Es erheben sich Zweifel an der normalen Überlagerung des Schlerndolomits durch Raibler Schichten an dieser Stelle. Weiter zeigen die Raibler Schichten hier starke Verfaltung und Quetschung. Auch im Streichen der Schichten ist ein Unterschied zu bemerken. Der Schlerndolomit hält mit N 55° O noch das allgemeine SW-NO Streichen inne. In den Raibler Schichten herrschen W-O Streichrichtungen vor.

So ergeben alle Beobachtungen, daß die Grenze zwischen Schlerndolomit und Raibler Schichten an dieser Stelle tektonisch ist. Es streicht eine SW—NO verlaufende Störungsfläche durch. Wir finden diese wieder zwischen Monte Pianezze und dem Gipfel 1844 *m* südöstlich davon. Der Schlerndolomit des Monte Pianezze bildet die normale stratigraphische Unterlage der Raibler Schichten des Marmarole-Südhanges. Einige unbedeutende kleine Brüche in der Umgebung des Rifugio Chiggiato können hier unberücksichtigt bleiben. Es entspricht also dem Schlerndolomit von „i Contin“, von welchem er sich nur durch bedeutendere Mächtigkeit unterscheidet. Dieser Schlerndolomit reicht bis an die Forcella di Po Ciaval. An dieser Scharte fällt schon aus einiger Entfernung eine Zerrüttung der Dolomitschichten auf. Der gleiche Unterschied im Streichen wie zwischen den vorher erwähnten Raibler Schichten und Schlerndolomit tritt nun in den Schlerndolomitmassen beiderseits der Scharte auf. Wir sehen hier also die Fortsetzung unserer Störung, die weiter in dem Kessel zwischen Cresta San Bianco und Cresta di Po Ciaval zum Val d'Oten verläuft.

Nach NO kann die Störungszone, die als ziemlich steil gegen NO einfallende Überschiebungsfläche anzusehen ist, noch bis in den Talkessel von Peroi verfolgt werden. Die letzten Aufschlüsse finden wir am Rio Bianco, wo ebenfalls Raibler Schichten auf Schlerndolomit geschoben sind. Von hier aus deutet die Fortsetzung der Überschiebungslinie direkt auf die Grenze zwischen Raibler Schichten und Cassianer Schichten südlich Colle San Pietro. Nun wissen wir, daß diese Grenze eine tektonische ist, und die Raibler auf Cassianer Schichten überschoben sind.

Wie schon erwähnt, schneidet östlich Colle San Pietro ein Bruch die gesamte Schichtfolge und auch die Überschiebungsfläche ab. Die Fortsetzung der Pianezze Überschiebung vom Val d'Oten bis Colle San Pietro ist also die bis zum westlichen Rio Rin festgestellte Überschiebung von Lozzo, die wir somit bis zum Val d'Oten verfolgt haben.

Oberes Val d'Oten: Die Antelao-Linie.

(Vgl. Tafel XX Profil I.)

Oberhalb der Einmündung des Rio di Antelao verbreitert sich das Val d'Oten erheblich und bildet bis zur Malga Pian d'Oten eine flache, schotterbedeckte Talsohle. Das ist ein auffälliger morphologischer Charakterzug, denn, obwohl fast Längstal, liegt dieser Teil des Otentales doch ganz in widerstandsfähigen Kalk- und Dolomitgesteinen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese bedeutende Ausräumung des Tals mit einer tektonischen Zertrümmerung der Gesteine zusammenhängt.

Im Val d'Oten zwischen Calalzo und dem Rio di Antelao verläuft, wie ein Blick auf die Karte zeigt, ein Querbruch, der die Schichten der sonst gleich gebauten Talseiten etwas gegeneinander verschoben hat. Oberhalb der Antelao-Einmündung ist diese Übereinstimmung der beiden Talseiten plötzlich verschwunden. Hier steht auf der

nördlichen Seite Schlerndolomit, auf der südlichen dagegen Dachsteindolomit und später Liaskalk an. Es herrschen also andere tektonische Verhältnisse als im unteren Talstück.

Beginnen wir mit der Betrachtung der Verhältnisse im Westen, an der Forcella Piccola. Hier sind die Aufschlüsse am besten und zugleich erreichen wir hier den Anschluß an die Kartenaufnahme Van Houten's, der von Westen her bis zu diesem Punkte kartiert hat. Nach seinen und Dal Piaž' Darstellungen besteht der Antelao-Gipfel aus gleichmäßig mittelsteil N einfallenden Liaskalken. Diese reichen bis an die Paßhöhe und stoßen hier, etwas aufgefaltet, gegen Schlerndolomit mit darüber liegenden normalen Raibler Schichten-Dachsteindolomit der Cime Scotter. Die Grenze ist eine steil N einfallende Störungslinie, die Antelao-Linie, eine der bedeutendsten tektonischen Linien im Bau der Dolomiten.

Östlich der Forcella Piccola bleiben die Verhältnisse zunächst noch die gleichen. Die Antelao-Linie schwenkt etwas nach N um. Bald verhüllt Schutt die Zusammenhänge. Von Süden stoßen Liaskalke des Antelao bis an den obersten Oten-Bach. Die Wände nördlich des Baches bestehen aus Dachsteindolomit. Auf der Nordseite des Baches ist die von Schutt verhüllte Fortsetzung der Antelao-Linie zu suchen. Westlich der verfallenen Hütte (Casera di Caccia, oder Vosoto) bei Punkt 1748 *m* ist wiederum der Kontakt zwischen Schlerndolomit und Liaskalk aufgeschlossen. Der Weg von der Forcella Piccola ins Oten-Tal berührt ihn mehrfach. Leider sind die Aufschlüsse infolge dichter Bewachsung und Überdeckung mit Schutt auf dieser Strecke wenig günstig, so daß das Einfallen der Überschiebungsfläche nur ganz allgemein als steiles N-Fallen angegeben werden kann. Etwas oberhalb Punkt 1397 *m* ist die Überschiebung nochmals aufgeschlossen, daun verdeckt Schutt alles.

Es kann jedoch kein Zweifel sein, daß die Antelao-Linie sich in der Talweitung des oberen Val Oten fortsetzt, Das beweist die geologische Beschaffenheit der beiden Talseiten, in denen Liaskalk und später Dachsteindolomit sich gegenüberstehen. Vermutlich wird die Antelao-Linie auch am Beginn des Steilanstieges ins obere Oten-Tal von einem hier durchstreichenden NNW—SSO Bruch getroffen und etwas verworfen. Dieser Bruch hängt durch das Tal des Antelao-Gletschers mit dem N—S Bruch direkt am Ostabfall des Antelao-Gipfels zusammen, an dem der westliche Teil des Gebirges offenbar etwas versenkt ist. Von N—S Brüchen begrenzt ist ferner das Massiv des Monte Claudierona. Alle diese Brüche setzen sich wahrscheinlich in die Marmarole-Gruppe fort und rufen kleine Verwerfungen der Antelao-Linie hervor.

Beim Punkt 1156 *m*, Casera Diassa, biegt das Oten-Tal in NW—SO Richtung um. Wir sahen schon, daß es einem Bruch folgt. Dieser Bruch ist aber wohl nicht, wie Dal Piaž meinte, die Fortsetzung der Antelao-Linie. In ihrem ganzen Verlauf vom Livinallongo und Cordevole-Gebiet bis hierher hat sich die Antelao-Linie immer als mehr oder weniger steil N-fallende Überschiebung herausgestellt. Es ist nicht wahrscheinlich, daß sie nun plötzlich in einen unbedeutenden Bruch übergeht. Wohl mag der Bruch des Oten-Tales die Antelao-Linie getroffen und verworfen haben, ihre Fortsetzung ist er aber nicht. Diese sehen

wir vielmehr in der schon mehrfach erwähnten Überschiebung von Lozzo, die wir bis ins Oten-Tal verfolgen konnten. Sie fügt sich ungezwungen dem Bewegungsbild der bisherigen Antelao-Linie ein und setzt die Tendenz zu gegen S gerichteten Überschiebungen fort. Wir können also die Antelao-Linie nunmehr im Osten bis zum Ansei-Tal verfolgen, das sie oberhalb Tre Ponti quert.

Der Westhang des Cadore-Tals zwischen Calalzo und Vinigo.

1. Cime Ciaupa und Monte Tranego.

Die konkordante Schichtfolge der SW-Seite des unteren Val d'Oten streicht ungestört zum Ru Longiaru oberhalb Pieve di Cadore herüber. Mächtig entwickelter Bellerophonkalk und Werfener Schichten nehmen den größten Teil des Hanges ein. Unterhalb Pozzale sind Werfener Schichten in einer mittelsteil nach S überkippten Mulde in Bellerophonkalk eingefaltet (vgl. Tafel XIII, Fig. 27).

Die nicht sehr gut aufgeschlossenen Werfener Schichten zeigen wieder das bekannte Bild verwickelter Kleinfaltung. Unterer Muschelkalk und Mendoladolomit folgen mit etwa 30° NW-Fallen konkordant darüber und bilden die Steilhänge der Cime Ciaupa.

Im Ru Longiaru ist diese Schichtfolge an einer NW—SO streichenden Verwerfung etwas eingesunken. Diese Verwerfung ist der Störung im Val d'Oten fast parallel und das von beiden eingeschlossene Stück ist in Hinsicht auf das Hauptstreichen ein wenig nach SO hin vorgeschoben. Die eingefalteten Werfener Schichten von Pozzale setzen sich westlich des Bruches noch etwas fort und zeigen deutlich Abbiegen der Schichten zum Bruch hin. Die Werfener Schichten der Pian di Quolio sind zunächst mittelsteil, weiter hangaufwärts dann steiler N fallende und in etwa 1250 m Höhe vertikal stehende Seiser Kalke und Mergel. In die darauf folgende, vertikal bis steil N fallende Campiler Serie sind in etwa 1400 m Höhe am Ostrücken der Pian di Quolio nochmals Seiser Kalke eingefaltet, die einen steil nach S überkippten Sattel bilden. Häufige Harnischbildung und stark zerquetschtes Gestein deuten auf starke tektonische Beanspruchung hin.

In einer muldenartigen Bodenvertiefung zwischen der Pian di Quolio und der Costa Nuda steht nun — an Campiler Schichten anstoßend — Bellerophonkalk an und setzt sich hangaufwärts fort. Es sind zuunterst Rauhdecken und Gipsmergel aufgeschlossen, höher oben folgen die dunkelblauen Kalke. Die ganze Schichtgruppe streicht etwa SW—NO und fällt 50—55° NW ein. Die darunter liegenden Campiler Schichten zeigen ähnliches Steigen und Fallen. Der Bellerophonkalkzug ist also als ursprüngliche Einsattelung im Werfener Schichtpaket aufzufassen, die später mit Unterdrückung der Seiser Schichten auf die Campiler Serie aufgeschoben worden ist. Dabei ist es weiter in der Nähe des Querbruches vom Ru Longiaru zu einer Drehung des Schichtpaketes in mehr N-S Richtung gekommen, wie sich

hier in etwa 1500—1600 *m* Höhe, wo Bellerophonkalk gegen Muschelkalk und Mendoladolomit absetzt, deutlich feststellen läßt.

Im W wird dieser Bellerophonkalkzug von einer weiteren Störungslinie begrenzt, die am Fuße des Monte Tranego-Steilhanges den Longiaru-Bruch trifft. Zwischen diesen beiden Störungen bildet der Bellerophonkalk den felsigen Hang der Costa Nuda.

Zwischen dem Mendoladolomit des Monte Tranego-Steilhanges und der eben erwähnten Störungslinie liegt ein Zwickel von Campiler Schichten und unterem Muschelkalk. Beide sind nur geringmächtig und außerordentlich stark tektonisch beansprucht (Fig. 28). Auch ein Teil

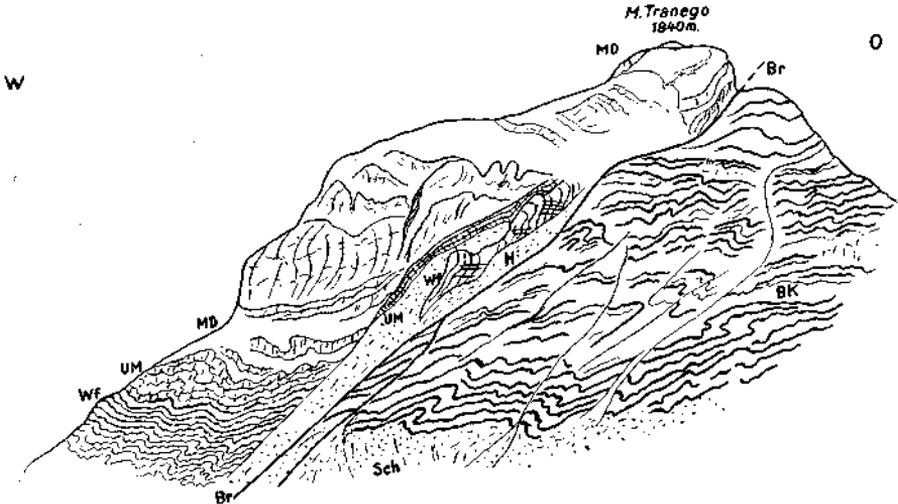


Fig. 28. Skizze der Bruchzone am M. Tranego.

Hohe Auffaltung des Bellerophonkalks (*BK*), gegen Werfener Schichten (*Wf*) und Mitteltrias aufgeschoben. Die Harnischfläche „*H*“ steht steil und zeigt horizontale Schrammen. *Br* = Bruchzone; westlich des Bruchs Mendoladolomit (*MD*), Unterer Muschelkalk (*UM*); Campiler Schichten (*Wf*); östlich des Bruchs Bellerophonkalk, Rauhwacke, Gips, *Sch* = Schutt.

des Mendoladolomits scheint hier tektonisch unterdrückt zu sein, was sich aus der plötzlichen Verringerung der Mächtigkeit unterhalb Monte Tranego schließen läßt. Dieser Mendoladolomitzug zieht sich dann, bald in normaler Mächtigkeit nach SW nach „in Col“ weiter, überall einen deutlichen Steilhang bildend.

2. Der Hang nördlich Nebbiu.

(Fig. 29.)

Nebbiu selbst (959 *m*) liegt zum größten Teil auf den oberen Schichten der Bellerophonkalkgruppe. Gleich oberhalb der kleinen Kirche am Nordausgang des Dorfes stehen nordfallende dickbankige Kalke der Seiser Schichten an, die in NW-SO Richtung stark zerklüftet sind. Weiter folgen bald typische Campiler, die ähnliche Druckwirkungen aufweisen.

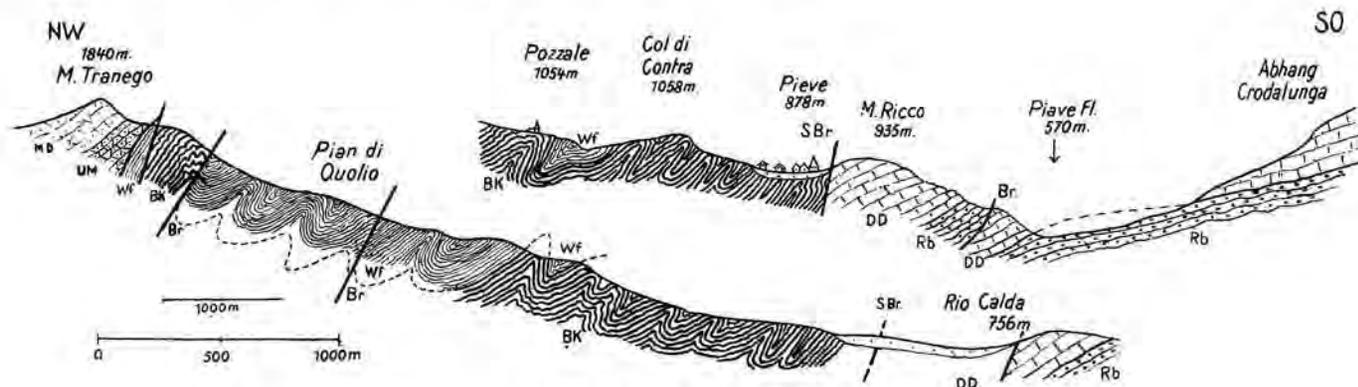


Fig. 27 (i. M. ca. 1 : 31.000).

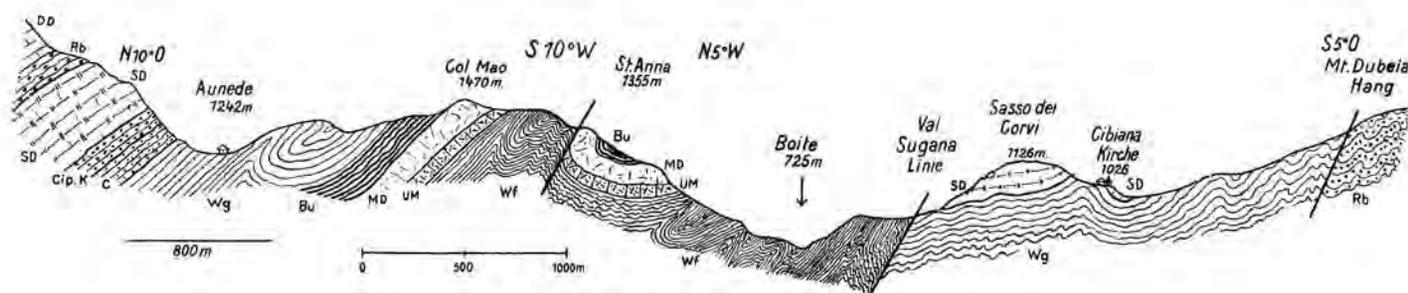


Fig. 31 (i. M. ca. 1 : 37.000).

Fig. 27. Stark gefaltete Störungszone oberhalb Pieve di Cadore und Aufschuppung von Bellerophonkalk und Gipsmergel am M. Tranego. *SBr* = Val Sugana-Linie zwischen Bellerophonkalk (*BK*) im W und versenktem Dachsteindolomit (*DD*) im O. *Rb* = Raibler Schichten. *MD* = Mendoladolomit. *UM* = Unterer Muschelkalk. *Wf* = Werfener Schichten. *Br* = Brüche.

Fig. 31. Überkippte Falten in der Störungszone nördlich des Boite-Tales bei Venas; Werfener Schichten auf Mendoladolomit und Unterer Muschelkalk am Col San Anna überschoben; Val Sugana-Linie südlich des Boite-Tales mit Überschiebung der Werfener Schichten auf Wengener Schichten (*Wg*).

Weiter nördlich erhebt sich eine schroffe Steilwand, die aus unterem Muschelkalk, Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten besteht. Der Ru Marilongo durchschneidet sie fast in der Mitte und schafft mit seinen Nebenbächen gute Aufschlüsse. Das allgemeine Streichen ist etwa SW—NO, das Fallen mittelsteil NW. Der westliche Zufluß des Ru Marilongo folgt in seinem unteren Teil einer auffallenden Störung. Auf dem nördlichen Bachufer sind Muschelkalk, Mendoladolomit und besonders Buchensteiner Schichten aufgeschlossen, die durch dickbankige Pietra verde-Tuffe hervortreten. Die Südseite des Baches liegt in Campiler

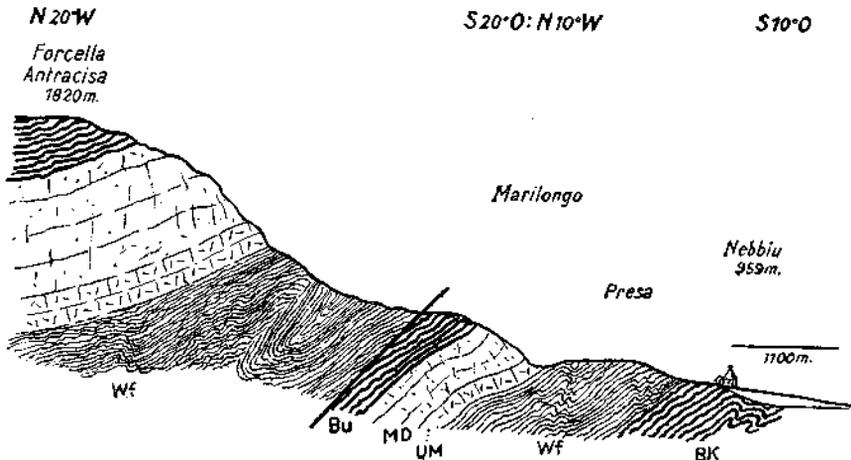


Fig. 29. Gefaltete Werfener Schichten gegen Buchensteiner Schichten aufgeschoben. *BK* = Bellerophonkalk. Wiederholung der Schichtfolge Werfener Schichten (*Wf*); Unterer Muschelkalk (*UM*); Mendoladolomit (*MD*); Buchensteiner Schichten (*Bu*); (i. M. 1 : 25.000).

Schichten des Col Mao-Hanges. Es besteht kein Zweifel, daß der Bachlauf einer echten Verwerfung folgt, an welcher der nördliche, bezw. nordöstliche Teil eingesunken ist.

Die Buchensteiner Schichten werden nun auf ihrer ganzen Erstreckung im N wieder von Campiler Schichten überlagert. Die Grenze ist eine mittelsteil nach NW einfallende Störungsfläche, an der die Campiler Schichten nach SO auf die Buchensteiner Schichten aufgeschoben sind. Der Grenzausstrich ist charakterisiert durch stark zerquetschte glimmerreiche Campiler Mergel. Die Buchensteiner Schichten im Liegenden zeigen die bekannte typische Kleinfaltung, fallen aber im allgemeinen nur flach ($20-30^{\circ}$) nach N ein. Nach meiner Ansicht hängt diese lokale Überschiebung mit der Störungslinie am Fuße des Monte Tranego zusammen. Beide lassen sich ungezwungen verbinden. Im Zwischenstück sind Werfener Schichten der höheren Einheit ebenfalls gegen Werfener der tieferen Einheit verschoben.

3. Col Mao bei Nebbiu.

(Fig. 30.)

Wir finden hier ähnliche Verhältnisse wie nördlich von Nebbiu. Der in steilen Serpentinien von Nebbiu zum Col Mao aufsteigende Fußweg gibt uns einen ausgezeichneten Einblick in die intensive Verfaltung der Werfener Schichten. Es handelt sich vorwiegend um Campiler Schichten, Seiser Schichten haben nur einen geringen Anteil. Im tieferen Teil des Hanges streichen die verfallten Campiler Schichten etwa SW—NO bei mittelsteilem NW-Fallen. In etwa 1800 m Höhe, unterhalb der ersten Heuhütte, scheint eine Schuppungszone durchzustreichen, da rote und gelbe Mergelkalke, von dunklerem Kalk abgelagert, sich wiederholen. Der höhere Teil des Hanges besteht wieder aus den glimmerreichen, dunkelroten und grauen Campiler Schichten. Das Hauptstreichen ist hier etwas verändert und deutlich mehr in SSW-NNO Richtung gedreht.

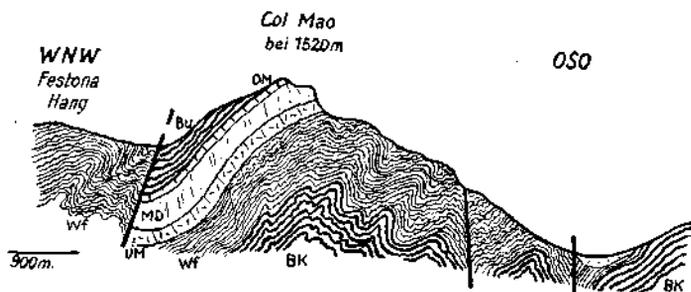


Fig. 30. Zerschnittene Falte im Westhang von Col Mao westlich von Nebbiu. Die Werfener Schichten (*wF*) des Festona Hanges sind gegen die jüngere Schichtfolge am Westhang von Col Mao aufgeschoben.

Buchensteiner Schichten (*Du*); Oberer Muschelkalk (*OM*); Mendoladolomit (*MD*); Unterer Muschelkalk (*UM*); Werfener Schichten (*wF*); Bellerophonkalk (*BK*)
(i. M. 1 : 25.000).

Oberhalb der letzten Hütten folgen über den Campiler Schichten normal unterer Muschelkalk und Mendoladolomit, den Gipfel des Col Mao (1504 m) bildend. Westlich des Gipfels erkennt man noch Buchensteiner Schichten über dem Mendoladolomit. Die ganze Schichtfolge streicht nun NNO—SSW ins Val Festona herunter, während sie nördlich des Col Mao an einem Bruch gegen Werfener Schichten absetzt.

Das Val Festona gibt nochmals ein gutes Querprofil durch die ganze Schichtgruppe, die eben südlich des Baches von einer Verwerfung gegen Werfener Schichten abgeschnitten wird. Die Buchensteiner Schichten, Hornsteinkalke, grüne Tuffbänke und Plattenkalke streichen N 15° O und fallen etwa 50° W. Darüber liegen auch hier, genau wie nördlich Nebbiu, wieder Werfener Schichten, die mit etwa 70° W geneigter Störungsfläche auf die Buchensteiner Schichten hinaufgeschoben worden sind. Wir erkennen hier die

südwestliche Fortsetzung der schon vom Monte Tranego und nördlich Nebbiu bekannten Störungsfläche. Auch hier liegt im Zwischenstück zwischen Val Marilongo und Col Mao die Störungsfläche wieder in Werfener Schichten. Im weiteren Verlauf nach SW, bezw. S fällt die Störungsfläche immer steiler NW, bezw. W ein und kommt endlich fast saiger stehend auf dem Bergvorsprung zwischen Valle di Cadore und Vallesina ins Tal herunter. Ihr weiterer Verlauf und der Zusammenhang mit der Störung im Boite-Tal ist unter junger Bedeckung verhält.

4. Das Bruchfeld von Costa Piana.

Die Straße von Valle di Cadore zur Forcella Antracisa zieht sich nordwestlich des Ortes in flachen Serpentine zu den Heuhütten von Costa Piana herauf. Zunächst liegt sie, abgesehen vom ersten Stück oberhalb Valle di Cadore ganz in Werfener Schichten mit einer kleinen Aufsattelung von Bellerophonkalk oberhalb der großen Serpentine im W (auf der Karte wegen zu geringer Ausdehnung nicht eingetragen).

Zwischen 1275 und 1560 *m* Höhe führt die Straße dann durch eine mannigfach gestörte Folge von Muschelkalk und Mendoladolomit. Die durch den Straßenbau geschaffenen Aufschlüsse erlauben hier eine genaue Untersuchung auch der kleinen Störungen, so daß die Tektonik dieses Gebietes auf den ersten Blick verwickelter erscheint, als sie in Wirklichkeit ist. Im NO begrenzt ein SO-NW Bruch die Schichtfolge und verwirft sie gegen Werfener Schichten. Er setzt sich mit geringer Sprunghöhe auch noch in den höheren Schichten westlich von „in Col“ fort. Ein zweiter, westlicher Bruch verwirft bei den Hütten von Costa Piana (1560 *m*) die Schichtfolge ebenfalls gegen Werfener Schichten und trifft in etwa 1600 *m* Höhe mit dem ersten zusammen. Das zwischen diesen beiden Brüchen eingeschlossene Gebiet ist ein eingebrochener und zerstückelter Teil der Muschelkalk-Mendoladolomit Platte. Unter der großen Zahl der kleinen, kartenmäßig kaum darstellbaren Brüche treten zwei, den beiden ersten etwa parallele besonders hervor. Das von ihnen eingeschlossene Stück ist am weitesten nach S vorgeschoben. Alle Brüche setzen sich nach S in den Werfener Schichten sehr wahrscheinlich noch fort, es ist jedoch nicht möglich, sie dort zu verfolgen. Das Streichen und Fallen der eingebrochenen Schollen schwankt, doch ist flaches bis mittelsteiles N-Fallen vorherrschend.

5. Die Hänge oberhalb Vallesina.

Dieser durch den tiefen Einschnitt des Ru Vallesina gut eingeschlossene Teil des Gebietes ist verhältnismäßig einfach gebaut. Im unteren Teil durchschneidet das Tal Bellerophonkalk und Seiser Schichten, letztere reichen in der Talsohle bis etwa 900 *m*. Auch Einfaltung von Bellerophonkalk in Seiser Schichten ist hier wieder zu beobachten. Zwischen 900 und 980 *m* Höhe liegt die Taltiefe in Campiler Schichten. Diese zeigen neben ihrer gewöhnlichen Verfaltung nun noch mehrfach Anzeichen einer Verschuppung innerhalb des Schichtkomplexes, So ist bei etwa 920 *m* in verfalteten Campilern tektonische Diskordanz

festzustellen. In etwa 950 *m* Höhe stehen etwa W—O streichende und 20—30° N fallende rote und hellgelb verwitternde Campiler Mergel an, die mit steil N fallender Störungsfläche an 65—75° NW fallende rote Campiler Schichten anstoßen. Ihr Einfallen wird weiter bachaufwärts etwas flacher und es folgen bei etwa 980 *m* konkordant mittelsteil N fallender unterer Muschelkalk und Mendoladolomit. Der Bach hat sie in enger Schlucht durchnagt. Bei etwa 1020 *m* Höhe folgen dann zunächst graue Plattenkalke und Mergelschiefer, dann grüne Tuffe der Buchensteiner Schichten und weiter hierüber normal die ganze höhere Triasserie des Antelao-Südhanges.

6. Col Vida—Col San Anna nördlich Venas.

(Vgl. Tafel XIII, Fig. 31.)

Die eben beschriebene Schichtfolge Bellerophonkalk—Buchensteiner Schichten zieht vom Vallesina-Bach zunächst noch mit SW—NO Streichen zum Col Vida, dann rasch in NNO-SSW Richtung abbiegend und absteigend über den Col San Anna ins Boite-Tal zwischen Venas und Vinigo herunter, quert das Boite-Tal und zieht gegen den Monte Rife auf der gegenüberliegenden Talseite. Westlich des Col San Anna schneidet ein bedeutender NNO-SSW Bruch die Schichtfolge ab und verwirft sie gegen Wengener bzw. Buchensteiner Schichten. Es ist hier also die westliche Scholle versenkt worden.

Bis etwas nördlich vom Col San Anna ist die Schichtfolge noch ungestört. Hier wird sie nun zwischen ihm und dem Col Vida an einem NW-SO Bruch abgeschnitten und etwas nach SO verschoben. Auf kurze Erstreckung stößt Mendoladolomit direkt an Werfener Schichten, der untere Muschelkalk ist tektonisch unterdrückt. Die Buchensteiner Schichten des Col San Anna bilden eine etwas nach S überkippte Mulde im Mendoladolomit (Fig. 31). Muschelkalk und Werfener Schichten des nördlichen Flügels sind an der erwähnten Störung tektonisch unterdrückt. Dieser Faltenbau — nach S überkippte Sättel und Mulden — wiederholt sich, wie das Profil zeigt, hangabwärts noch mehrfach. Das Profil 31 zieht im unteren Teil des Hangs NNO—SSW durch gefaltete Werfener Schichten. Westlich davon, gleich oberhalb der Straße Venas—Vinigo ist der aus unterem Muschelkalk bestehende Steilhang in eine fast W—O streichende Falte gelegt. Im S fallen die Schichten an der Straße ziemlich steil S und biegen dann hangaufwärts in flachem Bogen zu flachem N-Fallen um. Im W biegen sie zum Bruch hin außerdem lokal ab. Bei „Gei“ an der Straße Venas—Col San Anna sieht man deutlich, daß Werfener Schichten unter dem Muschelkalk wieder auftauchen und mit ihm nach S überfaltet sind. Eine kleinere ähnliche Einfaltung streicht dieser parallel etwas weiter nördlich durch und leitet dann über zur erwähnten nach S überkippten Mulde des Col San Anna.

Von größerer Bedeutung ist der erwähnte NNO-SSW Querbruch westlich des Col San Anna mit Absenkung der West-Scholle. Er quert das Boite-Tal bei der Brücke la Chiusa und sei der „Chiusa-Quer-

bruch“ genannt. Am Westende des Muschelkalk-Steilhanges etwas oberhalb der Straße Venas—Vinigo zweigt von ihm ein Bruch in NNW—SSO Richtung ab und verwirft den Muschelkalk gegen steil S fallende Buchensteiner Hornsteinkalke. Diese sind mit den darauf folgenden Pietra verde-Platten stark vertikal zerklüftet, die Klüfte haben vorwiegend NNO-SSW-Richtung.

Die Fortsetzung des Mendoladolomitzuges Monte Tranego—Col San Anna bildet auf der Südseite des Boite-Tales den Felsrücken Monte Roan—Monte Rite.

Man sieht also hier das am Westhang des Piave-Tales allgemein herrschende NO-SW Streichen beiderseits des Chiusa-Querbruches scharf in NNO-SSW Richtung, also parallel zum Bruch, umgebogen. Diese Umbiegung äußert sich in kleinen überkippten Falten, starker Zerklüftung und Schieferung, lokalen kleinen Brüchen und Einsenkungen usw. Auch die Hauptstörungslinie im Piave-Boite-Tal macht dies Umschwenken in fast N-S Richtung mit.

Infolge der Versenkung der Scholle östlich des Chiusa-Querbruches und der Verlagerung der Hauptstörungszonen nach S hat die Landschaft talaufwärts ganz andere Züge. Wengener Tuffe und gegen Cortina hin Cassianer Schichten breiten sich aus und bilden die wenig gestörte Basis der Dolomitberge von Ampezzo. Diese sind von der Erosion größtenteils verschont geblieben, weil sie in der breiten Quersyncline liegen, die sich gleichzeitig mit den NNO—SSW Auffaltungen der älteren Trias- und Permsschichten im Cadore-Gebiet ausgebildet hat.

7. Die Umformung des Faltenbaues.

Versucht man einen Überblick über die Reihe von Profilen und Deformationen im Westhang des Cadore-Tales zu gewinnen, so wird es klar, daß die scharfe Ablenkung der Schichtmasse am Chiusa-Bruch von Drehungen im gleichen Sinne wie die Störungen im ganzen Hang begleitet wird. Die Schichtmasse, die im Antelao-Gebiet ost-westlich verläuft, wurde im Cadore-Gebiet von einer steilen Querfaltung ergriffen.

Infolgedessen entstanden viele lokale Quer- und Diagonalbrüche und horizontale Verschleppungen, welche die gestörte Schichtmasse in die neue Achsenrichtung hineindrehten. Diese Drehungen wurden am stärksten im Col San Anna-Chiusa-Gebiet und verursachten dort enge Falten und Bruchrisse sowie einen größeren Bruch in NNO-SSW-Richtung, an dessen Westflügel die jüngeren Schichten eingesenkt wurden. Ostseits des Bruches trat eine starke Drehung der aufgewölbten Masse nach SSW ein. Zugleich wurden zwei Überschiebungen verstärkt, die nach SO auf die gesenkten Tuffe und Dolomite dieser Seite übergriffen.

Nach der Auffassung der Verfasserin ergibt dies ein Torsionsbild mit raschen lokalen Änderungen im Ausmaß der vertikalen und horizontalen Bewegungskomponenten. Die vertikale Sprunghöhe wurde am bedeutendsten im Tal zwischen Lozzo und Calalzo. Talabwärts haben die horizontalen Komponenten mehr gewirkt und zu flachgeneigten Überschiebungen und stärkeren Umdrehungen geführt.

8. Der Nordhang des Boite-Tales nördlich Vinigo.

In der eingesunkenen Scholle westlich des Chiusa-Querbruches stehen von etwa 850 bis 1380 m am Antelao-Südhang Wengener Schiefer und Tuffe an. Unterhalb Vinigo, in der Nähe von Peaio kommt noch ein schmaler Streifen Buchensteiner Schichten vor, die an der Bahn östlich des Bahnhofes Peaio gut aufgeschlossen sind. Es sind die typischen hellgrünen Pietra verde-Tuffe und gebänderte Plattenkalke. Sie streichen an der Bahn N 35° O bei ziemlich steilem NW-Fallen, biegen aber in den höheren Lagen in WNW-OSO-Streichen um (Fig. 32; vgl. S. 81).

Die mächtig entwickelten Wengener Schichten sind im Profil des Ru Rignan gut aufgeschlossen. Sie sind vorwiegend in Eruptivfazies

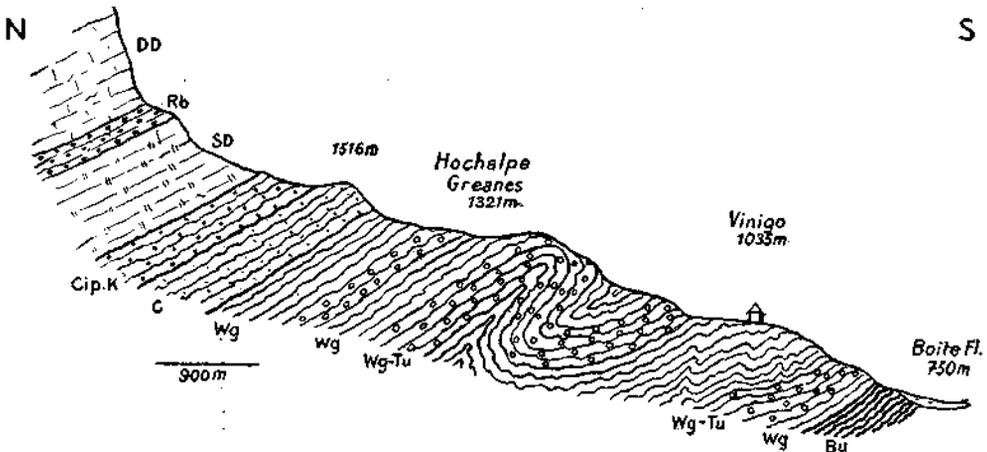


Fig. 32. Gefaltete Wengener Tuffe im Südhang des M. Antelao oberhalb Vinigo. DD = Dachsteindolomit. Rb = Raibler Schichten. SD = Schlerndolomit. CK = Oberer Cassianer Cipitkalk und Tuff. C = Cassianer Schichten. Wg = Wengener Tuffmergel- und Sandsteine. WgTu = Wengener Tuffe und Tuffkonglomerate. Bu = Buchensteiner Pietra verde und Plattenkalke (i. M. 1 : 25.000).

entwickelt. Tektonisch bietet hier der Südhang des Antelao, soweit er in dieser Arbeit behandelt wird, nichts besonderes. Zu erwähnen wäre lediglich, daß im O jenseits des Chiusa-Querbruches der Zug Wengener Schichten plötzlich verschmälert wird. Der Grund dafür liegt einerseits in einer Verarmung der Eruptivfazies, andererseits in dem Auftreten einer lebhaften Kleinfaltung. Auf der Westseite biegt wieder die ganze Schichtfolge in der Nähe einer vom Antelao nach S herunterziehenden Bruches scharf in die Tiefe; die westlich angrenzende Scholle ist wiederum die versenkte.

Diese Verhältnisse weisen deutlich auf die Wirksamkeit des O—W Druckes hin.

Das Gebiet südlich des Boite-Tales zwischen dem Valle Sottiera, Monte Dubiea und Monte Zucco.

(Vgl. Tafel XX, Profil I.)

1. Die Fortsetzung des Chiusa-Bruches.

Die Störungen zwischen Venas und Vinigo setzen sich auch südlich des Boite-Tales fort. Die Straße Venas—Cibiana überquert das Boite-Tal an der Brücke la Chiusa. Die Buchensteiner Schichten des kleinen Zwickels auf der nördlichen Talseite nordöstlich der Brücke durchziehen das Boite-Tal, das sie in tief eingekerbter Schlucht bis etwa 350 *m* unterhalb der Brücke durchschneidet. An der Straße, eben nördlich der Brücke grenzen die Buchensteiner Schichten mit NW fallender Störung an stark verquetschte rote Mergel — wohl Campiler Schichten — und unteren Muschelkalk. Die Störung kreuzt das Boite-Tal nur wenige Schritte unterhalb der Brücke; ein kurzes Stück stößt nun unterer Muschelkalk direkt an Buchensteiner Schichten.

Bachaufwärts wird der Muschelkalk-Mendoladolomit-Zug nach etwa 20 *m* von einer vertikal stehenden Verwerfung getroffen und stößt an oberem Muschelkalk. Dieser Bruch ist die Fortsetzung des Chiusa-Bruches. Von ihm zweigen nach S die beiden Brüche ab, die auf etwa 1 *km* Erstreckung die Buchensteiner Schichten begrenzen. Eine weitere Ahzweigung durchzieht das Valle Sottiera, oberen Muschelkalk gegen Buchensteiner Schichten verwerfend. Eine untergeordnete kleine Verwerfung ist noch an der Brücke über den Levinas-Bach aufgeschlossen. Muschelkalk ist gegen Werfener Schichten versenkt, die Schichten fallen steil vom Bruch fort.

Die Fortsetzung des Chiusa-Bruches (der Bruch zwischen oberem Muschelkalk und der kalkigen Fazies des Mendoladolomits) verliert nach SW immer mehr an Bedeutung und klingt nördlich des Croce di Monte Rite aus. Aufgeschlossen ist der Bruch noch in einem südlichen Zufluß des Levinas-Baches zwischen 1100 und 1150 *m* Höhe. Die Schichten sind hier stellenweise so miteinander verknetet, daß eine genaue kartennmäßige Darstellung nicht möglich ist. Das Fallen ist vorherrschend steil W. Daß diese Störungen auch noch auf die Werfener Schichten übergreifen, erkennt man deutlich wenig weiter östlich an einer großen Verrutschung. Die stark verfalteten Werfener Schichten zeigen hier lokal WSW-ONO Streichen, wie auch der Muschelkalk an der Störungszone, während sonst SW-NO, bzw. SSW-NNO Streichen herrscht.

Das Monte Rite-Gebiet ist ein einfach gebauter, weit gespannter Sattel mit langem flacherem N-Schenkel und kurzem, ziemlich steilem S-Schenkel. An einer durch die Forcella Deona ziehenden Störung ist der westliche Teil um einen geringen Betrag nach S vorgeschoben.

2. Die Schubzone im Valle Taru.

(Vgl. Tafel XIV, Fig. 33.)

Der Ostrand der Werfener Schichten verläuft grundsätzlich in SW-NO Richtung und stößt an verschiedene jüngere Triasglieder. Er erweist sich dadurch als wichtige tektonische Linie, die vom obersten

Valle Roan ins Boite-Tal hinabstreicht, hier auf Bellerophonkalk übergreifend. Sie bildet hier die südliche Fortsetzung der Hauptstörung im Val di Cadore, somit einen Teil der Val Sugana-Linie.

Das Dorf Cibiana steht auf Wengener Schichten, auf denen gleich oberhalb des Ortes Pianezze der Schlerndolomit des Colle dei Corvi folgt. Die verfalteten Wengener Schichten fallen im allgemeinen etwa 30° NW. Von Pianezze his zur Forcella Suncoste stößt der Schlerndolomit an rote Campiler Schichten an. Die Störungszone ist hier nicht gut aufgeschlossen, man bekommt jedoch den Eindruck einer steil einfallenden Störungslinie. Nach SW kommen die Werfener Schichten mit den Wengener Schichten von Cibiana in Berührung. Auch hier ist der Charakter der Störungslinie schwer festzustellen.

Verfolgen wir nun die Störungszone zwischen Wengener Schichten und Schlerndolomit, so biegt sie von der Forcella ab allmählich in NNO-Richtung um. Werfener Schichten liegen unregelmäßig mit steilem NW-Fallen auf verschiedenen Zonen des Dolomits. Man hat durchaus den Eindruck einer steil nach NW einfallenden Schubfläche. Auf Campiler Schichten sind in der Nähe der Störung einige eingefaltete Muschelkalkreste erhalten.

Weiter hangabwärts tritt der Dolomit bei etwa 920 m im Einschnitt des Taru-Baches von der Störungslinie zurück. Er streicht hier fast W—O bei mittelsteilem N-Fallen. Graue Werfener Schichten sind hier an etwa 65° NW fallender Störungsfläche auf Dolomit hinaufgeschoben. Sie streichen NNO—SSW, parallel der Schubfläche und fallen 60° NW.

Die Schubfläche greift nun auf Wengener Schichten über und verbleibt in ihnen hangabwärts bis 825 m Höhe. Ein kurzes Stück ist der Ausstrich bedeckt, dann tritt unter den Werfener Schichten Bellerophonkalk auf. Die Schubfläche liegt nun zwischen Bellerophonkalk und Wengener Schichten, kreuzt den Torr. Rite und erreicht das Boite-Tal etwa 280 m unterhalb der Einmündung desselben.

Einen guten Einblick in den Bau der Zone gibt die Schlucht des Torr. Rite. Im Bellerophonkalk fällt besonders eine Reihe von scharf V-förmigen Falten der Gipsmergel auf, die steil stehen oder schwach nach SO überkippt sind. Diese heftigen Verfaltungen beweisen die große Gewalt der Überschiebung. Auch die Werfener Schichten zeigen dieselbe Richtung und dasselbe Ausmaß der Faltung. Die Wengener Schichten biegen zur steil NW fallenden Störungsfläche hin jäh in die Tiefe.

In der Taltiefe des Boite sind nun vom Durchstrich der Störung ab Wengener Schichten überall das Anstehende. Ältere Schichten sind nicht aufgeschlossen, auch die Störungszone ist nicht zu erkennen. Fast 1 km weiter abwärts stehen am linken Ufer in der Taltiefe Wengener Schichten als schmaler Streifen an. Sie sind stark gefaltet und meistens mit Schotter bedeckt. An einigen Stellen aber liegen über ihnen Bellerophonkalke mit Gipsmergeln, die mit $55\text{--}60^\circ$ N fallender Schubfläche auf die Wengener Schichten überschoben sind. Diese Verhältnisse lassen sich hier und da bis zur Mündung des Vallesina-Baches in den Boite beobachten. Wir sehen hier wieder den Ausstrich unserer Schubfläche, die nunmehr dem Boite-Tal parallel, also fast W—O verläuft.

3. Der Hang zwischen Boite-Tal und Monte Dubiea—Col Duoghi.

(Vgl. Tafel XX, Profil I und Tafel XIV, Fig. 33, 34.)

Die Wengener Schichten südlich des Boite bauen den ganzen ziemlich steilen Wiesenhang nordöstlich Cibiana auf. Das Gelände ist schlecht aufgeschlossen. Von den stark verfalteten Schichten in der Nähe der Störung abgesehen, herrscht im ganzen Gebiet WSW-ONO Streichen mit mittelsteilem N Fallen und geringer Verfaltung. Südöstlich des Weges Cibiana—Ponte Pocroce nimmt die Kleinfaltung wieder zu und zugleich wird das Haupteinfallen steiler, bleibt aber immer gegen NW gerichtet.

Der Col Cucco besteht aus Cipitkalk in Cassianer Schichten. Der Kontakt dieser Gruppe gegen die Wengener Schichten ist nicht normal stratigraphisch. Die Wengener Schichten in seiner Nähe sind steil aufgerichtet, lassen aber immer noch N Fallen erkennen. Die ganze Cassianer Serie fällt aber, SW—NO streichend, nach SO und dies Fallen bleibt gleich bis hinauf zum Dachsteindolomit. Zwischen Wengener und Cassianer Schichten muß also eine Störung verlaufen, die stumpfwinklig um den Col Cucco herumzieht. Über ihren Charakter läßt sich hier noch nichts Genaueres feststellen.

Diese Störung zieht, etwa WSW—ONO verlaufend, zum Boite-Tal fort. Bald stoßen verfaltete gipsreiche Raibler Schichten an die Wengener an, im Boite-Tal grenzt Schlerndolomit an die Raibler Schichten der „Saline“. Nach SW verläuft sie offenbar zwischen Cassianer und Wengener Schichten weiter gegen das oberste Rite-Tal. Südlich Cibiana macht starke Schuttverdeckung genaue Feststellungen unmöglich.

Wir sehen diese zweite Störung, die wir wohl auch als nach S gerichtete steile Überschiebung auffassen müssen, der oben beschriebenen etwa parallel verlaufend im Gebiet von Cibiana durchziehen. Es besteht wohl kein Zweifel, daß sie mit der ersten sowohl ursächlich als auch bewegungsmechanisch zusammenhängt.

Die Tektonik der Wengener Schichten zwischen den beiden Störungen ist einfach. Bei Cibiana bildet der auflagernde Schlerndolomit einen nach S etwas überkippten Sattel, wodurch sich der Dolomit des Colle dei Corvi nochmals am tieferen Hang bei Masarie wiederholt (Fig. 33).

4. Die Störungszone südlich Valle di Cadore.

(Tafel XV, Fig. 35.)

Diese zwei Störungen setzen sich im Boite-Tal südlich Valle di Cadore fort. Unterhalb Valle fallen Wengener Tuffe sehr steil S. Das gleiche Fallen zeigt auch der Schlerndolomit bis fast zur Talsohle; dort biegen aber Tuffe und Dolomit wieder mit N-Fallen auf. Die Talsohle liegt in Wengener Schichten, die eine kleine sekundäre Sattel-

aufbiegung zeigen. Die Dolomite südlich des Tales zeigen mit den darunter liegenden Wengener Schichten wieder N-Fallen, so daß das Tal hier in eine Mulde eingeschnitten ist. (Tafel XIV, Fig. 34). Die Aufschlüsse im stark bewaldeten Hang sind schlecht, doch beweisen die Aufschlüsse in den Bachrissen sowie isolierte Felsen am Hang einen ununterbrochenen Zug von Schlerndolomit.

Die Wengener Scholle ist südlich Valle di Cadore in ihrer Breite schon erheblich reduziert und spitzt sich nach O immer mehr zu. Im Rualan-Bach sieht man deutlich, daß diese Scholle, jedenfalls infolge des sehr starken Druckes, von einer flachen Abscherungsfläche durchschnitten worden ist, längs welcher tiefere Porphyre und Tuffe auf jüngere Wengener Gesteine diskordant überschoben worden sind.

Die Felsen an der Brücke bei etwa 740 m sind dickgebankte, feste Augitporphyrtuffe, die unregelmäßig auf feinen Tuffen und dünn gebänderten Schiefeln liegen. Das herrschende Streichen der höheren Tuffserie ist NW—SO bis NNW—SSO, das Fallen steil NO. Sie entsprechen den dickgebankten Tuffen, die im tieferen und mittleren Teil der Wengener Gruppe, z. B. bei Vinigo, gewöhnlich mit groben Tuffkonglomeraten in Wechsellagerung auftreten. Letztere finden sich auch hier wieder. Die Tuffe darunter streichen N 55° W und stehen steil oder fallen mehr oder weniger steil NO. Sie enthalten einige Lagen auffallend rötlich oder grünlich gefärbter Tuffe, die im Boite-Tal im Liegenden der Dolomitwände mehrfach anstehend festgestellt wurden und der oberen Gruppe der Wengener Schichten zugehören. Sie stehen z. B. auch oberhalb der Brücke bei den Hütten von Tresaghe gleich unter dem Dolomitrest an. Die Grenze beider Tuffgruppen ist zweifellos tektonisch und durch eine Zone stärkster Beanspruchung, Mylonitisierung usw. gekennzeichnet.

Diese Störungslinie biegt am rechten Ufer des Rualan-Baches scharf nach W um und verschwindet bald unter der jungen Bedeckung unterhalb Valle. Es besteht aber wohl kein Zweifel, daß sie irgendwie mit der Überschiebung, die wir im Boite-Tal an der Vallesina-Einmündung feststellten, zusammenhängt. Sie wird aber nicht ihre unmittelbare Fortsetzung sein, die wir vielmehr im hedeckten Gelände südlich Valle zu suchen haben. Es handelt sich wohl eher um eine untergeordnete Detailüberschiebung, eine Abscherungsbewegung in der überfahrenen Einheit.

Nach SO bleiben die Lagerungsverhältnisse längs des Weges zunächst fast die gleichen. An der Wegbiegung vor dem großen Riß, der nordwestlich des Monte Zucco zum Boite herunterzieht, zieht die Störungszone hangaufwärts, zirka 100 m weiter am Wege stoßen Wengener Schichten gegen Raibler Schichten. Die eben beschriebene Überschiebungszone in den Wengener Schichten setzt sich auch jetzt noch weiter fort, und es sind nun die Wengener auf Raibler Schichten überschoben. Sie ist also ganz zweifellos jünger als die Störung zwischen Raibler und Wengener Schichten der tieferen Einheit. Die Störung ist aber die direkte Fortsetzung der S. 157 beschriebenen Störungslinie vom Col Cucco.

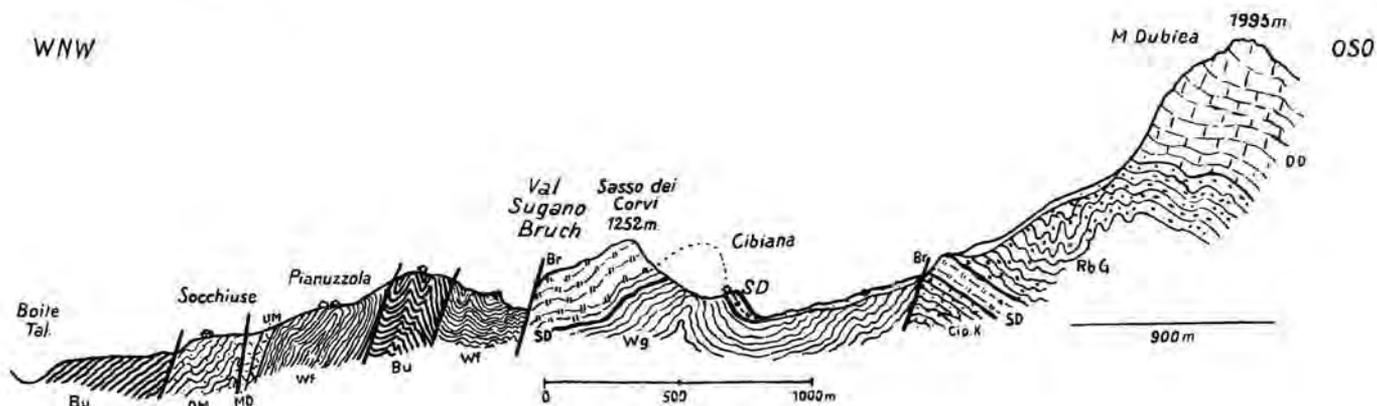


Fig. 33 (i. M. ca. 1 : 29.000).

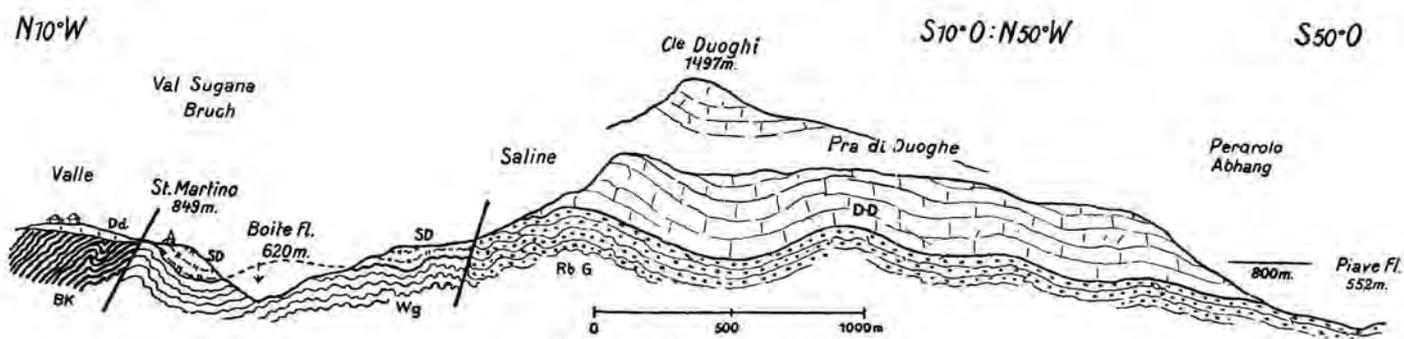


Fig. 34 (i. M. ca. 1 : 29.000).

Fig. 33. Cibiana-Profil. An der Val Sugana-Hauptlinie (*Br*), Werfener Schichten (*Wf*) gegen Schlerndolomit (*SD*) aufgeschoben; an einer benachbarten Linie (*Br*) östlich Cibiana, Wengener Schichten auf Cassianer Cipitkalk (*CK*) und Schlerndolomit überschoben. Zwischen der Hauptlinie und Pianuzzola eine Grabenbruchzone, wo Buchensteiner Kalk und Pietra verde (*Bu*) mitten in Werfener Schichten versenkt sind. Gipsablagerungen in Raibler Schichten (*RbG*).

Fig. 34. Querprofil zwischen Boite und Piave über M. Duoghi. Nördlich des Boite-Flusses die Val Sugana-Hauptstörung, südlich die Nebenstörung. *DD*=Dachsteindolomit. *RbG*=Raibler Schichten mit vielem Gyps. *SD*=Schlerndolomit. *Wg*=Wengener Schichten. *BK*=Bellerophonkalk.

Die Raibler Gipsmergel unter der Störungszone sind stark verfaltet und streichen hier N 10—15° O. Die überschobenen Wengener Tuffe sind sehr schlecht aufgeschlossen. Neben losen Blöcken von Wengener Tuff findet man mehrfach Stücke von Pietra verde und Hornsteinkalk, jedoch gelang es nicht, ihr Anstehendes festzustellen. Auf die Raibler Schichten folgt der Dachsteindolomit des Monte Zucco in etwa 900 m Höhe. Auch auf ihn greifen die überschobenen Wengener Schichten noch über und reichen im NW des Monte Zucco bis fast 80 m unterhalb des 1195 m hohen Gipfels. Der Ausstrich der Schubfläche verläuft dann fast S—N gegen den Col Vaccher und verliert sich hier in dem bewaldeten Gebiet unter junger Bedeckung. Die Anlagerung der dunklen Wengener Schichten mit ihren Tuffkonglomeraten an den hellen Dolomit des Monte Zucco ist schon von weitem, von Valle di Cadore aus, sehr gut zu sehen.

Die letzten sicheren Spuren von Wengener Schichten findet man östlich des vom Monte Zucco nach N vorspringenden Bergrückens in etwa 980 m Höhe. Hier ist eine als „Ruheplatz“ ausgebaute gute Quelle vorhanden und hier sind wenige Schritte östlich noch die Wengener Schichten aufgeschlossen. Sie sind nach NO schwer zu verfolgen, da nur hie und da kleine Steige Aufschlüsse schaffen. Stellenweise findet man auch typische Wengener Versteinerungen. Der erwähnte N—S verlaufende Bergrücken besteht zum größten Teil aus Wengener Gesteinen, vorwiegend Tuffen, die 25—30° WNW fallen. Weiter südlich bilden sie eine senkrechte Wand, nicht weit von dem Plateau des Dachsteindolomits und sind hier auf den Dachsteindolomit aufgeschoben. Man sieht den Kontakt Tuff—Dolomit an mehreren Stellen. Die Wengener Schichten, die sonst flaches Fallen zeigen, sind steil aufgebogen und verquetscht, Mylonitisierung wird oft bemerkt. Der Dachsteindolomit ist am Kontakt ziemlich dunkel, unrein, fein zerklüftet und von vielen Harnischen durchzogen. Er fällt steil N, sein Streichen wechselt von N—S bis NO—SW.

Diese Überschiebung der Wengener Schichten, die wir schon als Detailbewegung im Rahmen der beiden großen Hauptstörungslinien des unteren Boite-Tales kennengelernt haben, hat am Monte Zucco eine ziemlich Bedeutung. Leider ist es unmöglich, sie gegen Pieve zu verfolgen. Sie ist ein charakteristischer Zug in der Tektonik des ganzen Gebiets, der durch starke Zusammenpressung und Überschiebung nach SO gekennzeichnet ist. Von unserer westlichen Gebietsgrenze an haben wir die Störungszone an zwei etwa parallelen Linien bisher verfolgt, die sich im weiteren Verlauf nach NO etwas nähern und im Boite-Tal eine etwa 1200 m breite Scholle einschließen. Es sind einmal die Überschiebung Oberperm—ältere Trias auf der Linie Valle di Roan—Valle Taru—Boite-Tal—Valle di Cadore und dann die südliche Linie Wengener Schichten auf Cassianer Schichten—Dachsteindolomit auf der Linie oberes Val Rite—Col Cucco—Monte Zucco.

Das Piave-Tal zwischen Perarolo und Domegge.

1. Die Umgebung von Perarolo.

(Vgl. Tafel XV, Fig. 35.)

Die tektonischen Verhältnisse in diesem durch Verwerfungen etwas zersplitterten Dachsteindolomitgebirge sind verhältnismäßig einfach. Der Dachsteindolomit am Gipfel des Monte Zucco fällt mittelsteil NW, biegt aber südöstlich des Gipfels in flachem Bogen in SO-Fallen um. Im tieferen Teil des Hanges erkennt man, daß dies Umbiegen nur lokal durch eine kleine Einmuldung bedingt ist, die sich noch einmal wiederholt (Vgl. Tafel XV, Fig. 35). Im ganzen herrscht also am Monte Zucco Nordfallen. Die liegenden Raibler zeigen gleiches Einfallen, sind aber in sich noch mannigfach verfaltet. Bei Damos sind die Raibler Schichten an einem steil NW einfallenden Bruch gegen Dachsteindolomit verworfen. Der Dachsteindolomit dieser eingefallenen Scholle fällt steiler NW als in der oberen Scholle. Ein zweiter, ganz ähnlicher Parallelbruch verläuft zwischen Damos und Sacco, wiederum mit Einsinken der südöstlichen Scholle.

Der Dachsteindolomit von Sacco zieht sich in flachen Falten zur Piave herunter. Jenseits des Flusses, bei Cidolo streicht er wieder mittelsteil NW fallend, von Raibler Schichten unterlagert, den Hang hinauf. Das Piave-Tal liegt also hier in einer Mulde im Dachsteindolomit und so kommt es, daß die Raibler Schichten sowohl an den Hängen als auch in der Taltiefe aufgeschlossen sind.

Das unterste Boite-Tal bei Perarolo ist ein reines Erosionstal, der Bau seines Nordhanges setzt sich unverändert nach S fort. Der Bruch von Damos streicht etwas oberhalb Perarolo durch. Das Einfallen der Schichten ist weniger steil, was darauf schließen läßt, daß der Bruch bald ausklingt. Der Dachsteindolomit des Monte Zucco-Zuges verbreitert sich nach SW erheblich und sein Faltenbau wird flacher und unbedeutend.

2. Die Störungen bei Pieve di Cadore und Lagole.

Nach SO setzt sich der Dachsteindolomit-Zug des Monte Zucco mittelsteil NW fallend, im Plateau der Crepe Rossa, Ciaupa und Monte Zovo fort. Die Schuttmassen an den Nordwesthängen sowie diluviale Schuttbedeckung im flachen Tal zwischen Pieve und Valle di Cadore machen es unmöglich, hier tektonische Beobachtungen zu gewinnen. Wir können daher nur vermuten, daß die beiden bisher besprochenen Störungslinien in irgendeiner Form hier durchziehen.

Die ersten Aufschlüsse bietet erst wieder der Monte Zovo (Fig. 36). An seinem Nordhang stehen Raibler Schichten an, die im Calda-Bach und besonders bei der Station Pieve-Sottocastello der Dolomitenbahn gut aufgeschlossen sind. An der Bahnlinie beobachtet man rote Raibler Mergel und Dolomite etwa N 10° O streichend und mittelsteil W fallend. Auf ihnen liegt konkordant der Dachsteindolomit des Monte Ricco. Mit steiler Verwerfung grenzt an die Raibler der mittelsteil NW fallende

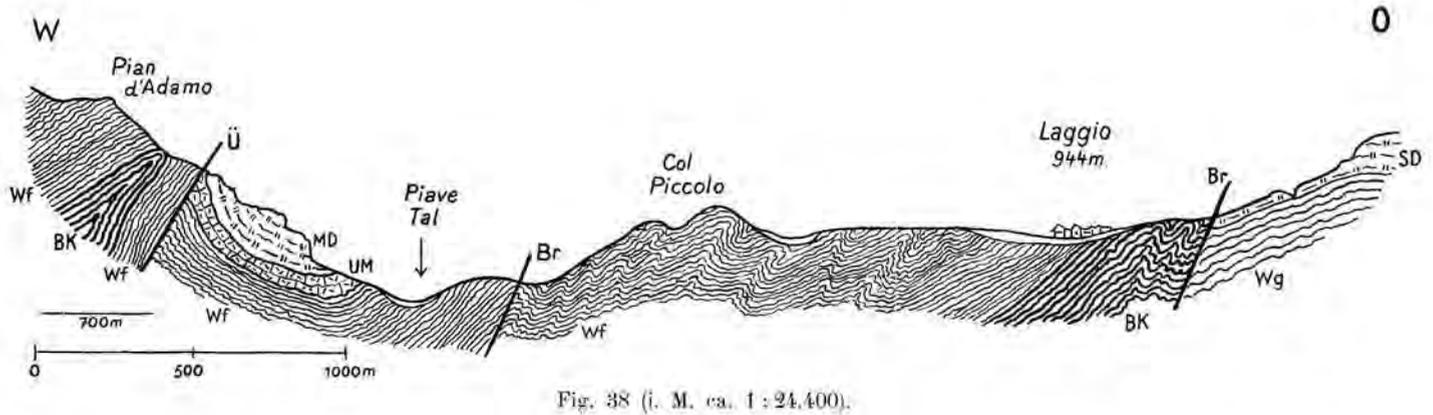
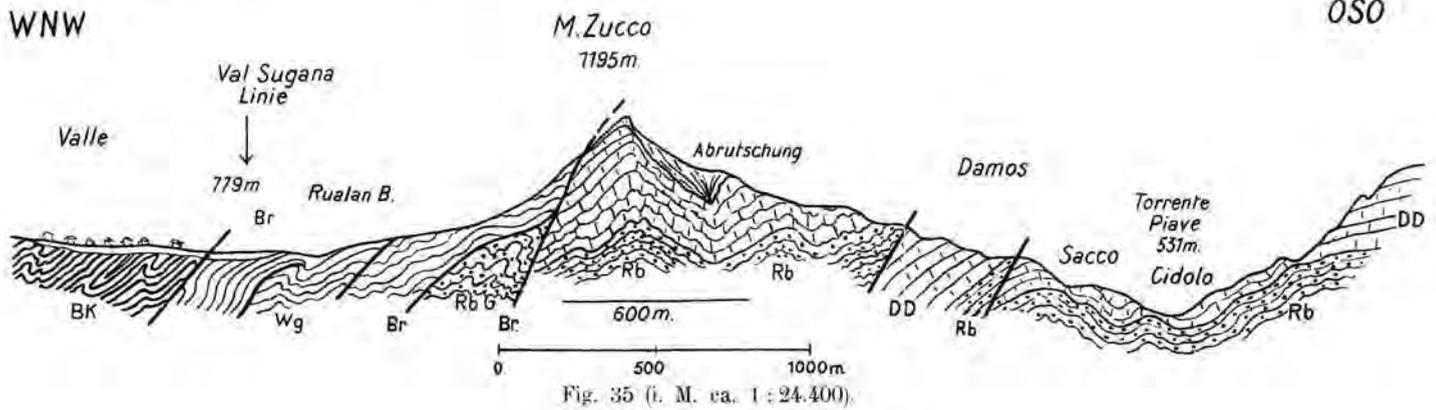


Fig. 35. Val Sugana-Störungszone SO von Valle di Cadore mit Ausbildung von zwei benachbarten Überschiebungen. Die Hauptlinie zwischen Bellerophonkalk und Wengener Schichten, und eine steile Überschiebung der Wengener Schichten auf Raibler Schichten und Dachsteindolomit des M. Zucco; gefaltete Raibler Schichten (Rb) und Dachsteindolomit (DD) der versenkten O-Scholle im Piavegebiet.

Fig. 38. OW Profil über das Piavetal unterhalb Tre Ponti gegen Laggio.

Ü = Antelao-Überschiebung. Br = Val Sugana-Störungszone. Br' = Lorenzago-Bruchlinie. Wg = Wengener Schichten. MD = Mendoladolomit. UM = Unterer Muschelkalk. Wf = Werfener Schichten. BK = Bellerophonkalk.

Dachsteindolomit des Monte Zovo. Er liegt im Piave-Einschnitt konkordant auf Raibler Schichten. Die Verwerfung läßt sich nach SO noch ein kurzes Stück verfolgen und verschwindet dann unter diluvialen Schottern. Die Störung hängt offenbar mit der Störung am Nordrand des Dachsteindolomits des Monte Zucco zusammen (Tafel XV, Fig. 35). Die Hauptstörung durchzieht nördlich des Monte Ricco etwa das Dorf Pieve di Cadore. Leider verhindern auch hier diluviale Schottermassen ihre un-

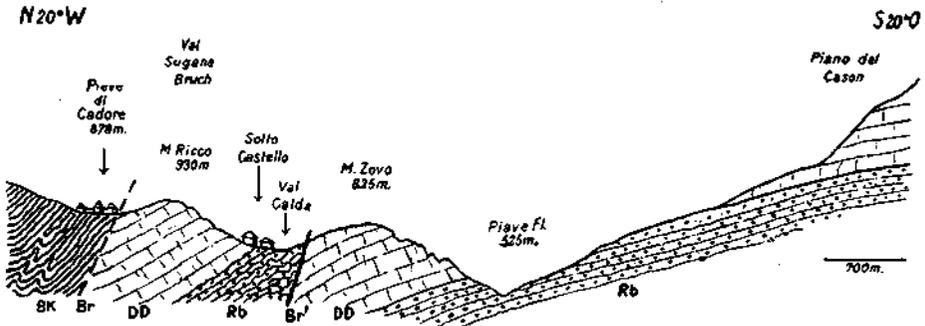


Fig. 36. Lage von Pieve di Cadore unmittelbar an der Val Sugana-Störungszone. *Br* = „Val Sugana-Linie“ zwischen dem Oberperm-Bellerophonkalk (*BK*) im W und dem gesenkten Dachsteindolomit (*DD*) im Osten. *Br'* = Nebenstörung zwischen Raibler Schichten (*Rb*) und Dachsteindolomit (i. M. 1 : 33.000).

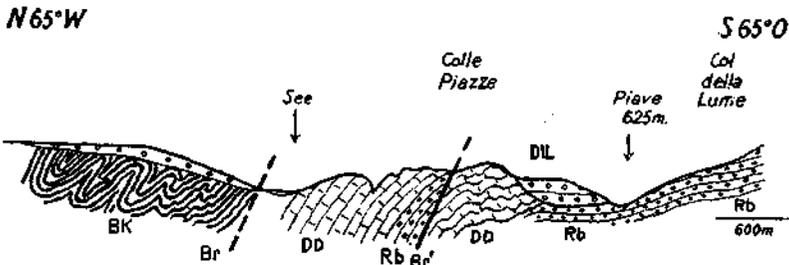


Fig. 37. Die Val Sugana-Störungszone im Piave-Tal unterhalb Calalzo. *Br* = Val Sugana-Linie. *Br'* = Nebenstörung. *DD* = Dachsteindolomit. *Rb* = Raibler Schichten. *BK* = Bellerophonkalk. *DIL* = Diluvialbreccien (i. M. 1 : 12.500).

mittelbare Beobachtung, doch treten hier Bellerophonkalk im W und Dachsteindolomit im O so nahe zusammen, daß an einer Störung zwischen beiden nicht zu zweifeln ist.

Bei Lagole unterhalb Pieve di Cadore treten die Gipsmergel und Rauhacken des Bellerophonkalks nochmals nahe an Raibler Schichten und Dachsteindolomit. Letzterer bildet hier einen langen steilen Rücken im Talboden unmittelbar an der Piave. Am Piave-Knie sind nun Raibler Schichten eingeklemmt. Hier zieht eine Störung durch, die den erwähnten Dachsteindolomit gegen den des Colle Le Piazza verwirft. Die Störung ist auch gegen NO noch von eingeklemmten Raiblern begleitet und

offenbar die Fortsetzung des Bruches am Monte Zovo. Die Bewegungsrichtung ist die gleiche, auch hier ist die Ostscholle eingesunken (Fig. 37).

Die Hauptstörungslinie ist auch hier wieder von diluvialen Schottern verhüllt. Sie kann aber nur wenig nördlich des Dachsteindolomituges verlaufen. Beide Störungslinien treten also jetzt sehr nahe zusammen und vereinigen sich wahrscheinlich nur wenig unterhalb Staz. Calalzo. Die Scholle Raibler Schichten—Dachsteindolomit findet hier ihr Ende.

Wir haben die große Störungszone bisher von Cibiana durch das Boite-Tal bis ins Piave-Tal zur Einmündung des Val Oten verfolgen können. Hier springt sie nun plötzlich auf das linke Piave-Ufer über. Sie ist an einem Querbruch, der wohl mit dem Bruch im Oten-Tal zusammenhängt, abgeschnitten und nach SO verschoben.

Am Colle della Lume gegenüber von Le Piazze steht Dachsteindolomit an, unterlagert von Raibler Schichten, die bis ins Piave-Tal reichen. Wenig weiter nordöstlich stoßen nun überall Werfener Schichten sowohl an Raibler Schichten als auch an Dachsteindolomit. Die Grenze selbst ist nicht aufgeschlossen, jedoch durch eine deutliche Eintiefung im Gelände gut markiert. Dieser Querbruch verschiebt den Dachsteindolomit des Colle della Lume um etwa 500 m nach SO und es stößt nun auf der ganzen Strecke von diesem Querbruch bis ins Val Mauria südlich von Lorenzago der Dachsteindolomit gegen Werfener Schichten. In dieser großen Störungslinie sehen wir die nordöstliche Fortsetzung der bisher bis zum Val Oten verfolgten großen Störungslinie zwischen Raibler Schichten—Dachsteindolomit im SO und den Perm- und älteren Triasschichten im NW. Sie ist hier durch eine deutliche Steilstufe im Gelände gut herausgearbeitet, gute Aufschlüsse sind aber infolge der dichten Vegetationsdecke kaum vorhanden. Es läßt sich daher der Charakter der Störungslinie auch nicht näher feststellen, doch hat es den Anschein, als ob es sich um eine ziemlich steil NW fallende Störungsfläche handelt.

Auf der linken Seite des Val Talagona (gegenüber Vallesella) ist in Campiler Schichten noch unterer Muschelkalk eingemuldet; an der Einmündung ins Piave-Tal stehen steilstehende, verfaltete Bellerophonkalke an. Auf der rechten Seite des Val Talagona wurde in der Nähe der Störungslinie gegen den Dachsteindolomit eine schmale rauhwackenartige Zone innerhalb roter Campiler Mergel festgestellt. Das Gestein erinnert auf den ersten Blick an Rauhwacken der Bellerophonschichten, ist aber rot gefärbt und intensiv mit zweifelsfreien Campiler Schichten verknütet. Es handelt sich sicher nicht um Bellerophonschichten, sondern um eine tektonische Bildung an einer der Hauptstörungen parallel verlaufenden Störungslinie innerhalb der Campiler Schichten. Oberhalb der Einmündung des Val Mauria ins Piave-Tal treten nun nochmals Bellerophonschichten auf das linke Piave-Ufer über und streichen gegen Lorenzago.

Das Gebiet um Lorenzago und Vigo.

(Vgl. Tafel XV, Fig. 38, und Tafel XX, Profil III.)

Das weite flache Gebiet ist eine auffallende, dem allgemeinen Bild des südöstlichen Piave-Hanges ganz fremde Erscheinung und läßt schon vermuten, daß hier ganz andere stratigraphische und tektonische Verhältnisse herrschen, als sonst südöstlich der Piave. Tatsächlich besteht das Gebiet — abgesehen von verbreitetem Diluvium — vorwiegend aus Werfener Schichten und Bellerophonkalk. Dazu treten noch Grödner Sandstein und ziemlich verbreitet als ältestes Gestein des ganzen Gebietes Quarzphyllit. In der Umrahmung des Beckens von Lorenzago treten dann noch Wengener Schichten und Schlerndolomit sowie Dachsteindolomit hinzu, die ins östlich anschließende Comelico überleiten. Tektonisch ist das Gebiet nicht einheitlich, zum großen Teil jedoch die Fortsetzung des mannigfach gestörten Sattels aus Perm und älterer Trias im Piave-Tal. Das Profil (Fig. 38) weist auf die Verhältnisse west- und ostseits des Piave-Tals gleich unterhalb des Zuflusses des Ansei-Bachs bei Tre Ponti hin.

Weiter unten im Tal stehen, wie wir sahen, oberhalb Domegge noch Werfener Schichten an. Sie sind in leichte Querbiegungen gelegt und bilden im Bach einen flachen, NW—SO streichenden Sattel, dessen NO Flügel unterhalb der Ponte Borchie verworfen und etwas eingesunken ist. Die oberhalb dieser Stelle anschließende Scholle besteht aus im allgemeinen flach NO fallenden Werfener Schichten. Unterhalb der Einmündung des Valle Mauria sind sie, steil aufbiegend, gegen Bellerophon-Schichten verworfen, die nun, intensiv verfaultet, die Piave aufwärts auf beiden Seiten bis etwas unterhalb Ponte Novo anstehen. Hier folgen, konkordant N fallend, Seiser Kalke, die dann von Campilern überlagert werden. Das herrschende Streichen ist ONO—WSW, das Einfallen saiger bis steil N; intensive Verfaultung ist auch hier wieder zu beobachten.

Auf der Nordseite des Piova-Tales (Nebenfluß der Piave von O) gleich neben den ersten Häusern von Pelos, sind die steil NW fallenden Bellerophonkalke gegen Werfener Schichten verworfen; die Störungsfläche fällt steil NW. Man kann sie am Col Pelos noch eine Strecke weit verfolgen, sie verläuft aber hier ganz zwischen Werfener Schichten. Nach S läßt sich diese Störung weniger gut verfolgen, da starke Bedeckung die Feststellungen erschwert. Sie ist jedoch westlich der Hütten von Pezze wiederzufinden.

In breiter Front zieht der Sattel aus Bellerophon-Schichten vom unteren Val Mauria nach Pelos—Lorenzago und sich verschmälernd, weiter gegen Laggio. Bemerkenswert ist, daß die hangenden Bellerophonkalke stark zurückgetreten und vorwiegend Rauhacken und Gipsschichten aufgeschlossen sind. (Erdfallgebiet nordöstlich Lorenzago!) Im Kern des Sattels treten noch ältere Schichten, Quarzphyllit und Grödner Sandstein auf, allerdings nicht als normale Aufsattelung, sondern als stark verquetschte schmale Einfaltungen.

Am besten aufgeschlossen sind sie auf der Straße nach Lorenzago an der Brücke über das Piova-Tal. Hier stehen festgebante Grödner Sandsteine an, im O begleitet von wenig stark verquetschtem Quarzphyllit. Auf

der nördlichen Seite des Piova-Tales ist die SW—NO streichende Schichtfolge nur ein kurzes Stück aufgeschlossen, verliert sich aber bald zwischen Bellerophon-Schichten. Im SW trifft wenig oberhalb der Brücke ein Bruch diese Einfaltung. Ihre Fortsetzung ist, etwas nach NW verschoben, im Piova-Tal selbst aufgeschlossen und streicht nach SW. Bald wird sie von diluvialem Schutt verdeckt. Genau in der Fortsetzung des Streichens stehen auf der Nordseite des Val Mauria, wenige Schritte oberhalb der Ponte Cridola wieder einige Meter eingefalteter Grödner Sandsteine an. Sie sind an einigen Stellen auch an dem Fußweg, der die Serpentinien der Straße von der Ponte Cridola nach Lorenzago abkürzt, zu sehen. Wir dürfen daraus schließen, daß die Störung mit den eingefalteten Schichten des Sattelkernes bis hierher reicht.

Dieser Sattel aus Bellerophon-Schichten wird im Lorenzago-Gebiet auf seiner ganzen Erstreckung von einer SW—NO verlaufenden Bruchlinie begleitet. An ihr stoßen verschiedene ältere und jüngere Schichten an die Bellerophon-Schichten. Im Val Mauria grenzen Raubwacken der Bellerophon-Schichten an höhere Horizonte der Werfener Schichten. Zwischen Ramaio-Tal und Piova-Tal stoßen Bellerophon-Schichten an Quarzphyllit. Auch hier ist Bruch zwischen beiden anzunehmen, denn es fehlt der Grödner Sandstein, der sonst immer den Quarzphyllit überlagert. Der intensiv verfaltete Quarzphyllit läßt ein Hauptstreichen in SW-NO Richtung erkennen, ähnlich wie die Bellerophon-Schichten. Nördlich des Piova-Tales verläuft der Bruch zwischen diesen und Grödner Sandstein, er ist hier weniger deutlich. Sehr klar tritt er dagegen östlich Laggio in Erscheinung. Hier stoßen die Bellerophon-Schichten, immer noch mit SW-NO Streichen, an Wengener Mergel und Schlerndolomit, die W—O, bzw. WSW—ONO streichen. Er findet dann seine Fortsetzung in der Südbegrenzung des auffallenden Zwickels von Werfener Schichten der Costa Adies.

Diese Bruchlinie ist von einiger Bedeutung. Sie begrenzt den hauptsächlich SW—NO gerichteten Faltenbau im Piave-Tal nach O. Östlich von ihr herrscht Faltenbau mit vorwiegender W-O Richtung und es treten Störungen in gleicher Richtung auf.

Die Bruchlinie setzt der Richtung nach die große Störungslinie im Piave-Tal fort, ob auch ihrer Bedeutung nach, ist eine andere Frage. Leider fehlt zur klaren Beurteilung dieser Frage eine neuere Beschreibung des östlichen Nachbargebietes. Wir können uns nur auf die Tektonik des schmalen untersuchten Streifens östlich unserer Bruchlinie und die Arbeiten von Taramelli und Harada stützen.

Die große Störungslinie des Piave-Tales hatten wir zwischen Bellerophonkalk — Werfener Schichten : Raibler Schichten — Dachsteindolomit verlaufend bis ans Val Mauria verfolgt. Diese Linie verläuft hier parallel mit der Bruchlinie von Lorenzago, doch etwas weiter östlich. Nun gehen die Werfener Schichten zwar auf die Nordseite des Val Mauria über und hiegen hier in W-O Streichen um. Der Dachsteindolomit bleibt bis zur Sega di Lorenzago auf der südlichen Talseite und streicht hier gegen eine O-W Bruchlinie im Tal. Sie ist wegen der jüngeren Schuttbedeckung der Taltiefe nicht direkt aufgeschlossen, doch aus den geologischen Verhältnissen der beiden Talseiten mit Sicherheit zu erschließen.

Die alte SW-NO Richtung wird nördlich des Val Mauria von einem Störungsbündel übernommen und zunächst noch fortgesetzt, das den schmalen Dolomitzug südöstlich von Lorenzago begleitet.

Eine von ihnen begleitet den Dolomitzug im O, spaltet auf und verläuft nun in einem Ast zwischen Werfener und Wengener Schichten nördlich der Costa Corone nach O weiter. An ihr ist noch etwas Quarzphyllit eingefaltet, der andere Ast begleitet noch den Dolomitzug und zieht zum Ru dei Toft. Hier verwirft er, in fast N-S Richtung umschwenkend, Wengener Schichten bzw. Schlerndolomit gegen Grödner Sandstein und schwenkt nun im Piova-Tal in W-O Richtung um, hier Schlerndolomit gegen Quarzphyllit verwerfend. Die dritte Störungslinie begleitet den Dolomitzug in N und trifft am Ru dei Toft mit der

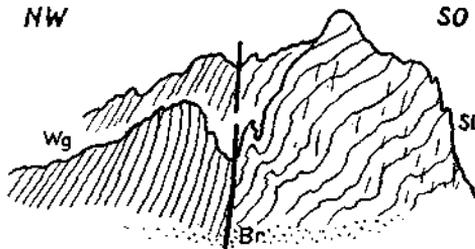


Fig. 39.

B = Ost-West Bruch zwischen gesenktem Schlerndolomit (*SD*) und dem Wengener Mergel (*Wg*) des „Roccolo“-Streifens; am Weg westlich des Colle Andoi.

zweiten zusammen. Ein Zwickel von Wengener Mergel ist hier im N gegen den Dolomitzug aufgeschlossen (Fig. 39). Man sieht hier das vertikale Eintauchen des Schlerndolomits.

Fassen wir nun zusammen, so ergeben sich folgende Hauptstörungszonen:

1. Der Bruch von Lorenzago, SW—NO verlaufend und sicher bis nordöstlich von Laggio zu verfolgen. Wahrscheinlich hängt mit ihm der große Bruch an der Westseite des Tudaio-Massivs zusammen, vielleicht verläuft er im Dachsteindolomit nach NO weiter.

2. Der Bruch im Val Mauria, etwa NW—SO verlaufend mit erheblicher Einsenkung der Dachsteindolomitplatte im S, dann nach O im Tal verlaufend.

4. Eine Gruppe von Brüchen zwischen beiden, zunächst von Val Mauria noch SW—NO verlaufend, dann in W-O Richtung und zickzackigen Verlauf gegen das Piova-Tal zu übergehend.

Diese Gruppe von Brüchen hat offenbar hier den Kern der O-W Antikline getroffen, die im Piova-Tal nach O verläuft. Die Aufhebung dieses Kernes von Quarzphyllit und Perm, und seine Zerstückelung hat nun dort stattgefunden, wo die Val Cadore-Störungzone mit Aufwölbung der Schichtmasse in SW-NO Richtung die ältere O-W Antikline überquert hat. Das würde darauf hinweisen, daß ein besonders starker Widerstand gegen die spätere Umgestaltung des Faltenbaues von den festen kristallinen und Unterperm-Gesteinen ausgeübt wurde. Infolge-

dessen kam es an dieser Stelle zur Ausbildung einer streng lokalisierten Gruppe von größeren und kleineren verästelten Brüchen in der neuen SW-NO Richtung.

Die Hauptscholle schwillt gegen W an, wo sie von der NO-SW Aufwölbungszone erhoben wird. Westlich davon wird sie von dem Lorenzago-NO-SW Bruch getroffen. Sie verschmälert sich rasch von der Aufwölbungsstelle gegen O hin, wo sie dann als ein enger Kern ihren W-O Verlauf ins Piova-Tal fortsetzt. Die Zone zwischen dem Anschwellen und der Verschmälerung vertritt den Mittelschenkel der Val di Cadore-Queraufwölbung. Die Senkungen im O vertreten die entsprechende Quersynklinale, die aber zu keiner zusammenhängenden Ausbildung kommen konnte. Die Quersynklinale hat hier eine O-W Antiklinale überquert. Die Schichten der Antikline sind längs der Einbiegung heruntergebogen und werden von mehreren schrägen Längsbrüchen geschnitten. Man sieht jedoch noch die frühere Antiklinale-Anordnung in den verenkten Streifen.

Das Anschwellen der Hauptscholle im W entspricht der von der Autorin früher als „Dom“ oder „Buckel“ bezeichneten Erscheinung, wo eine spätere Antiklinale eine ältere überquert hat. Das Gegenstück dazu, wo sich zwei Synklinalen kreuzen, hat sie als „Becken“ bezeichnet.

Die ältere O-W Antikline im Lorenzago- und Val Piova-Gebiet faßt die Autorin als die ursprüngliche Fortsetzung der Marmarole-Antikline auf, die hier im Haupttal von der Cadore-Störungszone unterbrochen wird. Die Antikline im Lorenzago-Piova-Gebiet liegt fast in O-W Linie mit dem Verlauf der Marmarole-Antikline im oberen Val d'Oten.

In bezug auf den Betrag der Einsenkungen ostseits der Störungszone soll bemerkt werden, daß im Lorenzago-Gebiet nicht Dachsteindolomit wie unten im Cadore-Tal, sondern die älteren Dolomite und Wengener Schichten anstehen. Immerhin kommen hier meistens Kristallin und Unteres Perm am Westflügel vor. Es dürfte also der Betrag der Senkungen ungefähr der gleiche sein wie im Cadore-Tal.

Wo der Dachsteindolomit gleich südlich des Mauria-Tales und im Ostflügel der Cadore-Störungszone wieder ansteht, gehört er zur O-W Synklinale südlich der Lorenzago-Piova-Antiklinale. Dieselbe entspricht der Synklinale, die im oberen Val d'Oten von der Marmarole-Scholle überschoben wurde. Wenn man also den Betrag der Verwerfung in Betracht ziehen will, muß die Lage der verschiedenen Schichten innerhalb der früher O—W verlaufenden Falten berücksichtigt werden.

Das breite Wiesenland von Vigo und Laggio liegt auf Werfener Schichten im langen Nordschenkel der ursprünglichen O-W Antiklinale. Bei Pramossè stoßen die Werfener Schichten längst eines O-W Bruches gegen die eingeseukte Dolomitscholle von der Pramossè Steilwand und des Monte Tudaio. Dieser Bruch folgt offenbar dem früher O—W gerichteten Mittelschenkel der alten Faltung. Demgemäß bildet die Pramossè und die Monte Tudaio-Scholle die östliche Fortsetzung des synklinalen Teiles der älteren Marmarole O-W Falte.

Die Verhältnisse der Gebiete von Lorenzago und Monte Tudaio geben einen sehr guten Einblick in die Tektonik eines deformierten alten O-W Faltenhaues.

Das Ansiei-Tal zwischen Cima Cogna und San Caterina.

Cima Cogna liegt auf einer breiten Talterrasse zwischen Ansiei und Piave. Der Dachsteindolomit und Liaskalk des Tudaio-Westhanges reicht bis nahe an das Tal, das jedoch in Werfener Schichten liegt. Die Grenze zwischen heiden ist am flachen Rücken östlich Cima Cogna aufgeschlossen. NO—SW streichende verfalltete rote Campiler Schichten

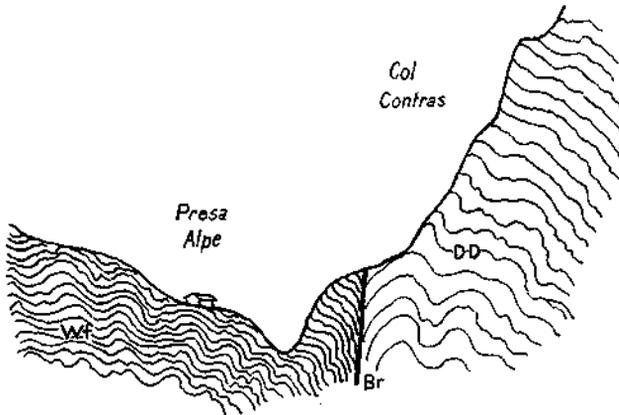


Fig. 40a. Querbruch im nördlichen Teil des Col Contras.
DD = Dachsteindolomit. *Wf* = Werfener Schichten. *Br* = Bruch.
 Der Bruch streicht NNW—SSO.

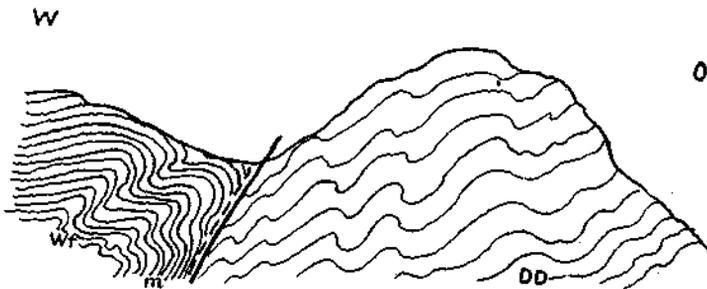


Fig. 40b. Hauptstörung im Piave-Tal bei Cantoniera, 839 m.
 Zwischen Werfener Schichten (*Wf*) an der Störung mylonitisiert (*m*) und Dachsteindolomit (*DD*). Die Werfener Schichten sind steil auf den gesenkten Dachsteindolomit geschoben.

sind vertikal gegen Dachsteindolomit verworfen, der steil W gegen die Störung einfällt. Auch er zeigt Faltenwurf mit SW—NO streichenden Achsen. Der Bruch setzt sich nördlich neben Col Contras weiter fort. Der Dolomit von Col Contras ist gut geschichtet, weißgrau und zeigt die feinen Schichtungen, die oft im Dachsteindolomit vorkommen.

Am Col Contras biegt die Störungszone in NO-Richtung um und wird von zwei Querbrüchen getroffen. Der südliche verschiebt die Störungszone nur wenig, ist aber gut aufgeschlossen (Fig. 40a). Der

nördliche versetzt die eingebrochenen Werfener Schichten etwa 200 m nach SO bis ins Piave-Tal, wo sie oberhalb des km 2 an der Straße Cima Cogna—San Stefano gut aufgeschlossen sind. Der Querbruch steht hier senkrecht und verläuft WNW—OSO. Hier sind im Piave-Tal als tiefste Schichten noch Bellerophonkalke aufgeschlossen, darüber Seiser und Campiler Schichten. Die ganze Serie ist wieder stark verfaltet und an der Cantoniera Carnica mit im First gebrochenem Sattel auf Dachsteindolomit steil aufgeschoben. Die Schubzone ist durch enge Faltung und Mylonitisierung charakterisiert. (Fig. 40b.)

Diese Zone steigt in NNO-Richtung am steilen Hang hinauf und biegt westlich des Col Piccolo wieder in NO-Richtung um. Längs der Dolomitscholle von Col Piccolo nach S hat die Autorin in mehreren Stellen kleine Megalodonten gefunden, auch reichliche Abdrücke davon gesehen. Die näheren Lagerungsverhältnisse sind S. 170 besprochen.

Wir sehen hier also ein bedeutendes Eintauchen des Dachsteindolomits, das gleich östlich der Hauptstörungslinie an einer Stelle stattfindet, wo diese Zone eine ältere Synklinalbiegung überquert. Nördlich davon zieht die henachbarte Antikline vom Val Ansei- und Auronzo-Gebiet nach O durch. Die Umbiegungsstelle im Col Piccolo und Monte Piedo ausgenommen, zeigt die versenkte Scholle wenig Anzeichen von der Störung.

Die versenkte Scholle des Monte Tudaio ist sehr einfach gebaut. Sie ist eine einheitlich nach W, bzw. WSW einfallende Platte aus Dachsteindolomit-Liaskalk-Neokom und von einigen N-S Brüchen verworfen. Das Piave-Tal zwischen Col Contras und Monte Tudaio folgt einer Störung, die eine Fortsetzung der oben erwähnten beim km 2 der Straße ist. An der Eimmündung des Valle Ciarie stehen in der Taltiefe noch Werfener Schichten an.

Einen Beweis intensivster Faltung liefern uns dagegen die Werfener Schichten im Ansei-Tal. Durch den Bau der Straße Auronzo—Lozzo wurde hier ein ausgezeichnetes Profil aufgeschlossen. Die Verfaltung ist so eng und verwickelt, daß dies Profil an ein Bild aus zentralalpinen Schiefergebieten erinnert. Am bedeutendsten ist die Faltung im nördlichen Abschnitt, wo die Schichten an den O-W San Caterina-Bruch (Rauhtal-Linie) stoßen.

An der Kirche von San Caterina (836 m) stehen noch fossilführende Gesteine der Bellerophonkalkgruppe an. Sie fallen etwa 70° S und sind fein zerklüftet. Darüber folgen untere Seiser Kalke und Kalkschiefer mit ähnlichem Streichen aber steilerem Fallen nach S. Zwischen beiden liegt eine Störung, die Fortsetzung der südlich von Auronzo festgestellten Rauhtal-Linie. Sie zieht zur Verwerfung des Grödner Sandsteins gegen Werfener Schichten westlich des Col Piccolo herauf.

Es folgen nun die höheren Seiser und auch die Campiler Schichten. Letztere sind außerordentlich steil verfaltet und von vielen kleinen Störungen durchsetzt. Diese Gruppe reicht etwa bis zu den Hütten von Tarlisse. Von hier bis Ponte Tomasel herrschen mittlere Campiler Gesteine mit breiterem Faltenbau, von spießeckigen, sich oft kreuzenden steilen Klüften durchzogen und zersplittert. Von Ponte Tomasel bis San Apollonia weisen die Schichten eine eigentümlich

feinwellige Druckstruktur auf, wodurch sie mannigfach verdreht, verfaltet und zerrissen worden sind. Sie erinnern nicht selten an Phyllite. Das Streichen schwankt infolgedessen zwischen NW—SO und NO—SW. Die Klüftung ist unregelmäßig, Versteinerungen stets deformiert. Diese Strecke liegt in der Richtung der Verwerfung und Verschiebung der Hauptstörung und ist wohl unter starke tektonische Spannungen gekommen. Zwischen San Apollonia und Cima Cogna herrscht regelmäßiges ONO-Streichen und steiles, bzw. steil nördliches Fallen. Man erkennt hier deutlich die Tendenz zu nach SO überkippten Falten. Bei Cima Cogna erreicht der Bruch des Val di Fae das Tal und beendet das Profil dieser Serie.

Allgemein betrachtet, deuten die Deformationen in den Werfener Schichten darauf hin, daß die Cadore-Störungszone auch bis hierher reichte. Die tektonischen Verhältnisse der zwei Hauptschollen, die gehobene untere Trias-Permscholle und die gesenkte Dachsteindolomitscholle, sprechen sehr dafür.

Die genaueren Beziehungen des M. Tudaio zu den Störungen im Lorenzago-Gebiet können südlich vom Colle Pramossej verfolgt werden.

An der SW-Ecke von Monte Tudaio trifft der Col Contras mit dem Piave-Tal Bruch zusammen. Dieser Bruch wird unter den Moränen- und Gehängeschutterrassen und in der Umgebung vom Dorfe Pinie verhüllt. Daß aber die Werfener Schichten hier den eigentlichen Untergrund gegen den Dolomit hin bilden, ist ziemlich sicher. Der Dolomit ist beim Dorf Pinie ein hellgraues oder weißes dichtes Gestein mit guter Schichtung, das mit einigen Biegungen mittelsteil nach WNW einfällt. Es weist also das gleiche Fallen mit dem Monte Tudaio auf. Der NS-Bruch müßte seinem Streichen nach gleich beim Dorfe vorbeilaufen, dann aber nach O umbiegen, wo die auffallende Bruchzone südlich vom Colle Pramossej zwischen Dolomit und Werfener Schichten durchzieht. Der Dolomit vom Col Pramossej ist im unteren Teil bei zirka 980—1000 m weiß und löcherig und etwas dickbankig. Bei etwa 1020 m wird das Gestein regelmäßig dünn geschichtet und teils dicht, teils porös in seiner Beschaffenheit. Versteinerungen wurden nicht gefunden. Hauptsächlich wegen seines Habitus und der engen Beziehungen zu dem Monte Tudaio habe ich diese Felsen als Dachsteindolomit kartiert.

Man kann nun die Bruchzone selbst gut verfolgen. Der Bruch steht vertikal und zeigt einen zickzackigen W-O Verlauf. Im tieferen Teil, gegen das Tal zu, stoßen an den Dolomit die rötlichen und hellgrünlichen glimmerreichen Glanzschiefer der Campiler Schichten. Die Platten stehen steil aufgebogen längs der Bruchzone. Ein wenig höher kommen helle orange-verwitternde und rotbraune Schiefer mit dunkelgrauen Kalkbänken in Wechsellagerung vor. Diese enthalten viele Versteinerungen und Abdrücke, am häufigsten Myophorien- und Pectiniden-Arten. Sie sind die gleichen Schichten, die in Vigo gut aufgeschlossen sind. In der Nähe von Tabià di Pramossej hiegen die Werfener Schichten in N-S Richtung um, aber der Dolomit nördlich des Bruchs setzt sich weiter nach O fort. Ich habe aber die Verhältnisse nach O nicht weiter verfolgt.

Nach S zu zweigt ein N-S Bruch ab, der zwischen Werfener Schichten und einem gebogenen Dolomitstreifen, welcher südlich gegen Laggio zu immer dicker wird, verläuft. Dieser Dolomit hat stellenweise rosa Flecken und weist die weiße, zuckerkörnige, löcherige Beschaffenheit und unregelmäßige Schichtung des Schlerndolomits auf. Wenn auch weitere Untersuchungen bei Tabià di Pramosei und im O zu wünschen wären, wird es doch klar, daß die Einsenkungen des Dolomits — Dachstein und Schlern — längs der ganzen Strecke im O der Hauptstörungszone des Cadore-Tales stattgefunden haben. Die tiefste Stelle in der

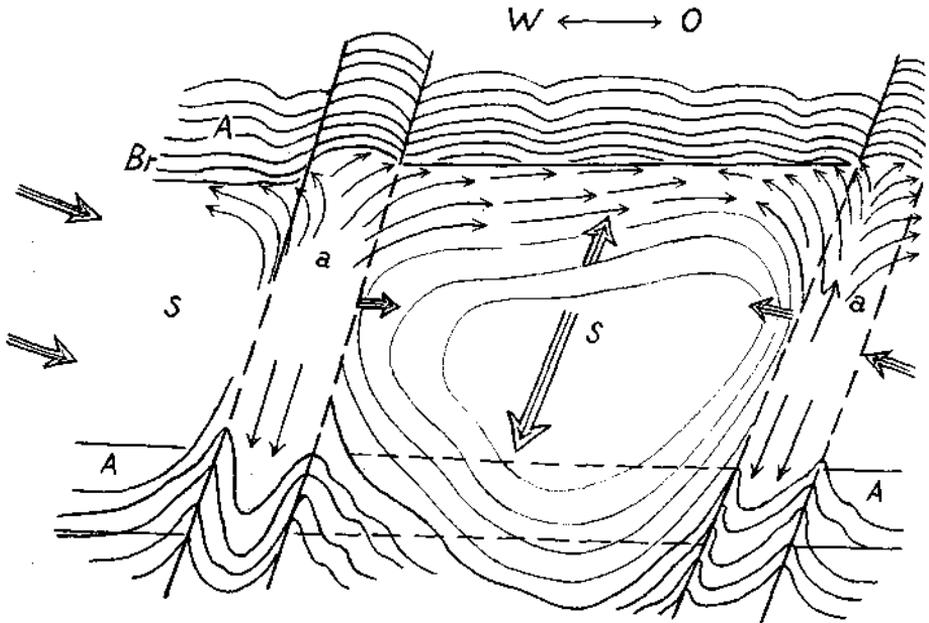


Fig. 41. Kartenschema der Umformung von älteren O-W Falten durch das Eingreifen jüngerer Querfallen.

Hier im N, Hemmung des Ausweichens; seitliche Ablenkung und Bildung einer Bruchzone (*Br*) an der starren Masse der Zentralalpen; im S, mehrfache Möglichkeit des Ausweichens an Schubflächen und schräg gerichteten Brüchen.

⇒ = Druckrichtungen während der Querfaltung. → = Ausweichrichtungen.
A = OW Antiklinen. a = Jüngere Querfallen. S = Senkungsgebiete der Umformung.

eingetauchten Tudaio-Scholle liegt im N, bei Col Piccolo und Monte Piedo, wo die Richtung des NS Bruches in NO und ONO umwendet. Dort scheint der Dachstein-Dolomit vertikal gegen das Unter- und Oberperm versenkt.

Hier verlaufen die O-W Antikline und Hauptstörung, die von Tre Croci, Ansei Tal, Mte. Rusiana und Auronzo (San Caterina) nach O durchziehen. Gleich östlich stößt der Dachsteindolomit an zerstückelte Kleinschollen von Unter- und Mitteltrias, die in der stark gepreßten Zone des Südschenkels der antiktinalen Kniebewegung großenteils tektonisch

unterdrückt sind. Diese Kleinschollen sind auf der beiliegenden Karte nur schematisch angedeutet, weil die Zeit für eine genaue Kartierung fehlte.

Die kristallinen Schiefer und Permischen Schichten stehen im Kern an, und haben starken Widerstand gegen den jüngeren Auffaltungen im NNO-SSW Sinne leisten können.

Wenn nun unter dem zunehmenden Querdruck die Schichtmasse in N-S Richtung zu falten versuchte, wurde in der N-Richtung die Auslösung der Spannungen verhindert. Dort neigten die Schichten in der Synklinale wegen des Widerstandes im N eher dazu, gegen O und W auszuweichen. Sie sind hier längs des W-O Bruches nach O zu verschoben. Infolgedessen wurde gegen diesen alten paläozoischen Kern eine ausweichende Bewegung der einsenkenden Schichtmasse nach O ausgeführt (Fig. 42).

Diese Richtung des Ausweichens aus SW-NO oder SSW-NNO in W-O Richtung ist für die ganze Störungszone längs des Cadore-Tales bezeichnend. Man kann sie auch im Lorenzago-Gebiet unter ähnlichen Bedingungen wahrnehmen, das heißt dort, wo die NO-SW Störungszone den widerstandsfähigen Schichtkern der dortigen O-W Antikline überquerte. Es wurde die einheitliche NO-SW Störungszone zersplittert und die einzelnen Schollen in W-O Richtungen längs W-O Brüchen abgelenkt.

Noch weiter südlich, wo diese Störungszone im Valle- und Cibiana-Gebiet die alte O-W Antikline des Antelao überquert hat, kam es zu mehreren Zerspaltungen und Überschiebungen nach O.

Diese Zone bezeichnet nun einen Teil der tektonischen Grenze zwischen den Dolomiten und den Karnischen Alpen. Sie trifft im Tudaio- und M. Piedo-Gebiet unter einem stumpfen Winkel das NW—SO streichenden Bogen von paläozoischen Schichten am Nordrand der Dolomiten. Zusammen bilden dieser Bogen und die Cadore- bzw. Val Sugana-Störungszone den östlichen Rahmen der Dolomiten und zugleich ihre Grenze gegen die Karnischen Alpen (vgl. Tafel XIX).

Tektonisches Gesamtbild.

(Vgl. Tafel XIX.)

Einleitende Bemerkungen.

Es soll nun versucht werden, zusammenfassend aus den tektonischen Einzelbildern die großen verbindenden Züge herauszulesen und damit zur Vorstellung der Entstehung und des Verlaufs der tektonischen Vorgänge zu kommen. Besonders sollen dabei die Andeutungen groß angelegter, alter Antiklinal- und Synklinalzüge und weitlaufenden Brüchen berücksichtigt werden, die als Grundlinien des Gebirgsbaues betrachtet werden dürfen.

Die tektonischen Linien und die Hauptschollen.

Bereits Mojsisovics hat in den Dolomiten eine Reihe von wichtigen, weitreichenden Störungslinien nachgewiesen (1879). Drei seiner Linien kommen auch für unser Gebiet in Betracht, u. zw.:

Die „Villnösser Linie“ (jetzt „Rauhtal-Linie“ bezeichnet) mit NW—SO in W—O übergehendem Verlauf;
 die „Antelao-Linie“ mit O-W Verlauf und
 die „Val Sugana-Linie“ mit NNO-SSW Verlauf.

In großen Zügen stimmt der von Mojsisovics angenommene Verlauf dieser Linien auch mit den Ergebnissen der vorhergehenden Aufnahmen überein. Abgesehen von lokalen, teilweise wichtigen Veränderungen, ergibt sich jedoch eine bedeutende Abweichung für das Ostende der Antelao-Linie (vgl. S. 146—147.)

Die „Rauhtal“ und „Antelao“-Hauptlinien bestimmen also die Einteilung des Gebietes in drei tektonische Einheiten. Wir bezeichnen sie im folgenden Text nach den hervorragendsten Gebirgsstöcken als Cristallo-Scholle, Marmarole-Scholle und Antelao-Scholle.

Mojsisovics hat mehrfach den asymmetrischen Bau der Falten betont, die sich sowohl in diesen wie in anderen Schollen im inneren Gebiete der Dolomiten entwickelt sind. Er beschrieb die steilen Südschenkel der Antiklinen und die breiten, flachen Synklinen in den Nordschenkeln. Die häufigen Kniebiegungen und Überkipnungen der Antiklinen nach S hat er auch beschrieben.

Wir dürfen annehmen, daß vom Anfang der Gebirgsbildung an die Entwicklung des Faltenbaues, wenn auch vorwiegend O-W gerichtet, wegen der ungleichen Zusammenpressung und Spannungen nicht gleichmäßig fortlaufend, sondern von verschieden gerichteten Verschiebungen der Bruchschollen begleitet wurden. Immerhin beziehen sich hier solche allgemeine Ausdrücke wie „alte O-W Antiklinen“ auf die früheren Phasen in der Ausbildung der Großschollen und Falten unter überwiegender N-S Druckwirkung.

Es erscheint zweckmäßig, zunächst kurz den Verlauf der tektonischen Hauptleitlinien sowohl im westlichen wie im östlichen Gebiet zu wiederholen.

Die Rauhtal-Linie zieht vom Cristallo aus in WNW-Richtung durch das Enneberger Hochgebirge nach St. Vigil. Sie ist in allen Einzelheiten von Mutschlechner (1932) beschrieben worden. (Vgl. unten, Zweiter Teil.)

Die Antelao-Linie wendet sich nördlich des Monte Pelmo ins Florentina-Tal und die Gegend von Caprile und zieht dann ins Buchensteiner Tal. Hier wendet sie sich wieder nach W und klingt aus. Einzelheiten über ihren Verlauf bringen die Arbeiten von Van Houten (1930), Nöth (1929) und Ogilvie-Gordon (1929) (vgl. unten, Zweiter Teil).

Die Val Sugana-Linie verläuft NO—SW in Val Cadore, wendet sich bei Venas im Boite-Tal nach SSW, dann durch das Zoldo-Tal nach W und SW, quert unterhalb Agordo den Cordevole und verläuft südlich der Cima d'Asta ins Val Sugana. (Der Verlauf im Zoldo-Tal und weiter südlich ist außer dem Bereich der vorliegenden Karte und von der Autorin nicht untersucht worden.)

1. Die Cristallo-Scholle.

a) Die Schubflächen von Tre Croci.

Die Cristallo-Gruppe wird im W tektonisch durch das Val Grande begrenzt, das die Rauhtal-Linie mit Absenkung der Westscholle fortsetzt. Der Pomagagnon-Kamm liegt außerhalb der Cristallo-Gruppe, gehört aber doch auch noch zum Nordschenkel der O-W Antiklinale von Tre Croci Paß. Diese Antiklinale ist für die Cortina-Gegend die leitende. Ihr langer Nordschenkel wird von dem gewaltigen Dachsteindolomit des Cristallo im O und der Tofana im W gebildet.

Der kurze steile Südschenkel der alten Antiklinale ist im Falzarego-Tal südlich der Tofana von einem steil nach S überkippten Bruch verworfen, der sich bis Crepa westlich Cortina verfolgen läßt, hier nach N umbiegt und verschwindet. Östlich von Cortina kommt der alte Antiklinalbau noch gut zum Ausdruck im entgegengesetzten Einfallen der Dolomitmassen im N und S.

Bei Tre Croci erreicht nun die Rauhtal-Linie aus dem Val Grande die Nordseite des Passes, gleich nördlich des Antiklinalkernes. Sie fällt hier ziemlich steil N, und an ihr ist Schlerndolomit nach S etwas auf Raibler Schichten hinaufgeschoben. Eine zweite Störungsfläche zieht höher am Hang durch, die Raibler Schichten gegen Dachsteindolomit verschiebend. Während diese höhere Störung östlich des Passes in W-O, dann SW-NO Richtung umbiegt und den Ostrand des Cristallo umrahmt, behält die Rauhtal-Linie ihre alte OSO Richtung bei. Die beiden Störungslinien laufen also fächerartig auseinander.

Im Valbona-Tal, etwa 3 km vom Paß Tre Croci entfernt, ist nochmals ein kleiner Teil der alten Antiklinale erschlossen, dann erreicht die Rauhtal-Linie den alten Antiklinal-Scheitel und schneidet ihn schräg ab. Die Südscholle mit Schlerndolomit ist gegen Cassianer Schichten des Scheitels eingesunken.

b) Oberes Ansiei-Tal und Monte Rusiana.

Die Rauhtal-Linie zieht nun mit etwas geschwungenem Verlauf ins Ansiei-Tal. Zwischen der Einmündung des Val Pian di Sera und San Caterina schneidet sie den N-Bogen des Ansiei-Tales fast geradlinig ab und verläuft also im ganzen fast genau W—O.

Im Ansiei-Tal in der Gegend von San Marco di Palus fallen die Schichten auf beiden Seiten des Tales von der Störungslinie weg, also nach N bzw. S. In der ganzen Cadin-Gruppe herrscht flaches N-Fallen, das wieder dem flachen Nordschenkel der alten Antiklinale entspricht. Da nun die Cadin-Gruppe mit dem Campoduro-Zug gewöhnlich den Sextener Dolomiten zugerechnet wird, bildet das Ansiei-Tal hier sowohl die tektonische als auch die orographische Grenze zwischen Sextener Dolomiten und der Marmarole-Gruppe. Die orographische Grenze folgt nun nach O dem Ansiei-Tal, während die tek-

tonische Grenzlinie das Tal verläßt und in dem Südabhang des Monte Rusiana weiterstreicht. Hier sind im Zuge des Val Pian di Sera Wengener Schichten im N gegen die eingebrochene Scholle Raibler Schichten-Dachsteindolomit im S verworfen. Diese Störung hat Mojsisovics als die Fortsetzung seiner Villnösser-Linie (Rauhtal-Linie) angesehen. Später haben dann Geyers Untersuchungen gezeigt, daß außer dieser Störung noch zwei weitere den Rusiana-Südhang queren, an denen Werfener Schichten an bzw. auf jüngere Triasglieder verlagert sind. Von diesen habe ich die mittlere Linie für die wichtigste, für die eigentliche Fortsetzung der Rauhtal-Linie erklärt, die hier NW—SO verläuft, sodann nach O umwendet und das Ansei-Tal bei San Caterina überquert.

Die anderen beiden Störungen entfernen sich nach N und S von ihr, strahlen wieder fächerartig aus. Es schieben sich zwischen ihnen Schollen ein, die bewegungsmechanisch ganz denen vom Paß Tre Croci entsprechen. Sie bilden sich auch wieder im Zusammenhang mit einer wichtigen tektonischen Grenze und dem Verlauf eines älteren Antiklinalkerns.

Im Südteil des Rusiana, wo die Werfener Schichten dreimal aufgeschoben sind, sehen wir wieder eine Andeutung der alten Antiklinale, die allerdings weitgehend deformiert ist. Weiter im O erkennt man sie wieder in der Aufwölbung von Bellerophonkalk im Val di Socosta. Diese Aufwölbung setzt sich, breiter werdend, nach O fort, wo im Val Diebba und dem östlich angrenzenden Gebiet unter dem Belleophonkalk noch Grödner Sandsteine auftauchen und bald darunter im Comelico-Gebiet der Kristallinschiefer zutage kommt.

Östlich vom Val da Rin wird die Störung von Pian di Sera durch eine aus der Marmarole herabkommende Querstörung verschoben. Tektonisch angelegt dürfte übrigens auch die große Tiefenlinie Val Baion—Val da Rin sein. Die Pian di Sera-Störung zieht nach O weiter und spaltet sich an Osthang der Marmarole in mehrere Äste auf (vgl. S. 134).

2. Die Marmarole-Scholle.

a) La Cesta und Sorapis.

Dies breite Dachsteindolomitgebirge zeigt allgemein W-O Streichen, ist aber mehrfach verfaltet. Südlich von Tre Croci, im Plateau Tondi di Faloria wendet sich das Streichen in SW-NO Richtung mit SO Fallen um. In den Steilwänden von der La Cesta-Kette und Punta Nera biegen die Schichten steil nach S um und sind in der La Cesta-Kette als eine einseitige Falte ausgebildet, deren Kern aus vertikal stehenden, tektonisch stark beanspruchten Schichten besteht (vgl. S. 125).

Im nördlichen Teil der Kette ist die steil gebogene Dolomitmasse als eine flache Schubscholle abgeschert und gegen den südlichen Teil stark angedrängt worden.

Südlich dieser Falte streichen am Hochplateau die Schichten wieder W—O und in den Steilwänden von Sorapis und Sorelle WNW—OSO. Sie zeigen nur sehr leichte Faltung parallel zum Streichen, fallen aber vorwiegend N.

b) Die Antelao-Überschiebung.

An der Forcella piccola südlich der Cima Scotter sind Dachsteindolomit, Raibler Schichten und Schlerndolomit der Marmarole-Scholle auf Dachsteindolomit und Lias der Antelao-Scholle überschoben. Der Kontakt der Antelao-Linie ist dort angeschlossen; weiter im O, im oberen Val d'Oten aber von mächtigem Schutt verhüllt. Die Lagerungsverhältnisse auf beiden Talseiten beweisen aber zur Genüge die hier durchstreichende Störung. Daß die weitere Fortsetzung der Antelao-Linie nicht durch das untere Val d'Oten wie bisher angenommen wurde, sondern nach O weiter verläuft, ist oben eingehend ausgeführt worden. Sie zieht durch die Forcella di Po Ciaval ins obere Val Vedessana, weiter an der Nordseite des Val Longiarin, oberhalb Lozzo nach Tre Ponti. Diese Linie ist kein einfacher Bruch, sondern, wie mehrere Profile erkennen ließen, eine mehr oder weniger steil einfallende Schubfläche. Die überschobenen Schichtgruppen neben der Schubfläche sind wellig gebogene, stark deformierte Schollen, öfters einander übergreifend. Sie biegen steil N gegen Tre Ponti zu (S. 140—147).

Die Einzel-Untersuchungen an der Störungsfläche zwischen Lozzo und Tre Ponti haben ergeben, daß hier noch der alte Charakter eines nach S überkippten Sattels, aus dem die Antelao-Linie hervorgegangen ist, gut zu erkennen ist (vgl. Fig. 25 und 38). Hier ist noch ein Teil der flach nach S überkippten eingefalteten Bellerophonkalke des Sattelkernes enthalten.

Bei Tre Ponti überquert die Antelao-Linie das Ansiei-Tal mit einer dünnen Gruppe von Bellerophonkalk an der Basis der überschobenen Masse. Vom oberen Val d'Oten bis zu Tre Ponti sehen wir wieder ein bogenartiges Umschwenken der Antelao-Schubfläche aus W-O in SW-NO Richtung. Die Schichten der Schollen beiderseits dieser Linie machen das Umschwenken mit. Im stark verschütteten Gebiet zwischen Tre Ponti und Cima Cogna genügen doch die Aufschlüsse im Piave- und Ansiei-Tal, um auch hier noch kleine Reste der Störung festzustellen. Sie scheint dann hier auszugehen.

c) Der Monte Tudaio.

Wenig weiter östlich nun steht der Liaskalk und Dachsteindolomit des Tudaio-Westhanges an, der gegen zwei NNO-SSW Brüche tief eingebrochen ist. Dieser bedeutende Einbruch wird im W von Werfener Schichten begrenzt, die bei S. Caterina gegen die Rauhtal-Bruchlinie anstoßen. Demnach sind sie mitsamt der Tudaio-Einsenkung als östliche tektonische Fortsetzung des Nordteils der Marmarole-Scholle anzunehmen. Die Werfener Schichten liegen hier in einem stark gedrückten Dreieck zwischen der O-W Rauhtal-Linie und der NO-SW Grenzlinie der Tudaio-Einsenkung und weisen intensive Verfaltung und Verschuppung auf (S. 166).

Die Tudaio-Einsenkung wird in ihrem Verhältnis zur Val Sugana-Linie gleich unten besprochen.

3. Die Antelao-Scholle und die Val Sugana-Linie.

a) Der Chiusa-Querbruch und die Störungszone.

Als Antelao-Scholle bezeichnen wir das Gebiet zwischen der Antelao-Linie und der Val Sugana-Linie. Diese Scholle wird im südwestlichen Teil von einem bedeutenden Querbruch, dem Chiusa-Bruch verworfen und verschoben. Dieser Bruch ist schon von Mojsisovics erkannt und als eine wichtige tektonische Linie kartiert worden.

In Hinsicht auf die tektonische Bedeutung des Bruches — Absenkung und Verschiebung der westlichen Scholle nach S — bestätigt diese Arbeit die Angaben von Mojsisovics. Der Bruch ist aber nicht einheitlich, sondern splittert im S in ein Bündel von Brüchen auseinander, wie das die Karte zeigt.

Am Col Mao (1477 m) östlich des Bruches ist die ganze Reihe von den Werfener bis zu den Buchensteiner Schichten noch normal entwickelt. Längs des Bruches sind sie in nach S überkippte und verdrehte Falten gelegt. Diese Erscheinung setzt sich in gleicher Art noch etwas über den Col San Anna hinaus fort. Dann schieben sich am Bruch entlang verzerrte und verquetschte Schollen von mitteltriassischen Gesteinen ein und begleiten ihn in seinem ganzen Verlauf gegen den Hang des Monte Rite. Hier schwenkt die Kalk- und Dolomitserie dann wieder nach W ab (vgl. unten II. Teil, „Das Gebiet von Zoppe“).

In der Scholle östlich des Bruches treten im Gehänge unterhalb Col Mao—Col San Anna noch Werfener Schichten und Bellerophonkalk auf. Sie sind in nach S überkippte Falten gelegt und südlich Venas auf dem rechten Boite-Tal nach SSO auf Wengener Tuffe hinaufgeschoben. Der Kontakt ist hier gut aufgeschlossen.

Diese Überschiebung ist ein Teil der Val Sugana-Linie, die im Cibiana-Gebiet mit Überschiebung der Werfener Schichten auf Wengener Schichten unser Gebiet erreicht.

Die ganze Schichtfolge des Boite-Tales bei Venas zeigt also eine bedeutende Aufbiegung der Schichten, die aber im Scheitel zerrissen und nach SO überschoben wurde. Diese Aufwölbung und Überschiebung entspricht hinsichtlich der mechanischen Vorgänge ganz derjenigen am Südhang der Marmarole-Scholle, nur wurde sie hier längs der NO-SW Val Sugana-Störung entwickelt.

Die Aufnahmen der Autorin im Cibiana-Gebiet ergaben hier eine zweite, der ersten fast parallel verlaufende Überschiebung von Wengener Tuffen auf Cassianer und Raibler Schichten und weiter nordöstlich auf Dachsteindolomit.

Sie nimmt nun an, daß während der späteren tektonischen Bewegungen, die das Vorrücken der Cristallo-, Marmarole- und Antelao-Schollen nach S hervorriefen, die südlichen und östlichen Streifen der Antelao-Schollen von der Val Sugana-Störungszone betroffen wurden und unter starken Querdruck kamen. Dieser löste sich in SW—NO streichende Falten und Störungen aus, und zwar infolge irgendeines Widerstandes im S, der eine freie W-O Entwicklung nicht zuließ. Die Schichten im W hatten einen solchen Widerstand nicht; hier konnte sich die Spannung nach S ungehindert

auslösen. Das hatte natürlich Spannungsdifferenzen zur Folge, die an der Grenze dieser beiden, tektonisch verschiedenen beweglichen Schollen zunächst Schleppung nach S hervorriefen und schließlich einen Bruch, den Chiusa-Querbruch auslösten. Nun konnten sie ihre Bewegung verschieden äußern. Tatsächlich sind sie ja auch, wie die Bewegungen am Chiusa-Querbruch zeigen, sowohl in horizontaler, wie auch in vertikaler Richtung verschieden. Zu berücksichtigen ist dabei ferner noch, daß durch die SW-NO Auffaltung der plastischen Schichten gewissermaßen in einem Rahmen sowie durch die Schleppung und schließlich Verschiebung nach S, eine gewisse Verlängerung der Längsachse gegenüber ihrer ersten W-O Anlage eingetreten ist.

Die ganze Störungszone setzt sich nach NO weiter fort. Die Hauptüberschiebung quert das Boite-Tal unterhalb Venas und streicht gegen den Ort Valle di Cadore. Die komplizierten tektonischen Verhältnisse hier wurden bereits eingehend geschildert (S. 155—159).

Die eigentliche Val Sugana-Linie, wie sie in der Literatur als Hauptbruchlinie aufgefaßt wird, verläuft im Tale von Valle di Cadore bis Calalzo zwischen Bellerophon-schichten und der mittleren und oberen Trias. Sie ist, wie oben (S. 161) gezeigt wurde, von einer Zweiglinie begleitet, die bei Calalzo ausläuft. Hier überquert die Schubzone den Piave-Fluß; sie ist vom Bruch des Val d'Oten betroffen und nach SO verschoben. Von hier verläuft sie nun nur mehr als eine Linie im Osthang zwischen Werfener Schichten und Dachsteindolomit bis ans Val Mauria.

Bei Domegge finden wir noch eine parallele Störungslinie im Bellerophonkalk der Westscholle. Diese Störungslinie zieht ebenfalls nach NO zum Val Mauria und setzt sich weiter als wichtiger Bruch im Gebiet von Lorenzago fort (hier „Lorenzago-Bruch“ bezeichnet). Diese zwei NO—SW verlaufenden Störungslinien begrenzen im Gebiet von Lorenzago den relativ stark gehobenen Sattel von Quarzphyllit und Grödner Sandstein, in dessen Bau sich noch eine O-W antikinale Anordnung erhalten hat.

Im Zusammenhang mit diesen beiden Störungslinien stehen nun bedeutende O-W Brüche, die teils nach O, wie die Schichten des Sattels ins Comelico weiter verlaufen, teils an der Bruchbegrenzung der Ostumrahmung des Gebietes von Lorenzago ihr Ende finden. Offenbar vertritt diese ganz stark gestörte Zone um Lorenzago die Val Sugana-Störungszone. Gegen Norden zu stoßen immer jüngere Schichtgruppen des Bellerophonkalkes an den „Lorenzago-Bruch“ und danach die Werfener Schichten bei Costa Adies. Nördlich sind diese Schichten gegen den versenkten Dolomit des Pramossi von einem O-W Bruch abgetrennt.

Das Gebiet südöstlich der Val Sugana-Störungszone zwischen Venas und Lorenzago im allgemeinen charakterisiert durch die Dachsteindolomitplatte ist einfach gebaut. Schon in geringerer Entfernung von der Störungszone herrscht ruhige Lagerung, Einige WO Störungen treten auf, es handelt sich um echte Verwerfungen; sehr oft verlaufen auch Brüche parallel zur Hauptstörung.

b) Die Gegend nördlich von Vigo.

Das Gebiet des Monte Tudaio nördlich vom Col Pramossesi entspricht nach dem vorliegenden O-W Streichen dem N Teil der Marmarole-Scholle, ist aber durch eine NNO-SSW verlaufende große Bruchlinie mit bedeutender Sprunghöhe abgetrennt, die um den Monte Piedo nach O umbiegt. Parallel mit dieser verlaufen innerhalb des Gebietes noch mehrere, an denen nach W fortschreitend staffelweises Einsinken festzustellen ist. Diese Grabenbrüche haben die gleiche NNO-SSW Richtung wie diejenigen des Val di Cadore und auch hier findet die gleiche bedeutende Absenkung des östlichen Gebietsteiles statt. Der Bruch am Westhang des Monte Tudaio hört am O-W Bruch von Pramossesi—Monte Schiavon auf. Da nun der Einbruch des Monte Tudaio offenbar mit den späteren Deformationen im Zusammenhange steht, ist es wahrscheinlich, daß dieser Bruch ein nach W vorgeschobener Teil der N-S Bruchzone von Lorenzago ist. In diesem Falle wäre er noch als ein fortsetzender Ast der Val Sugana-Linie zu betrachten, die dann sowohl die Antelao- als auch die Marmarole-Scholle überqueren würde.

Sicher ist es, daß die Störungslinien um den Monte Tudaio und Monte Piedo in derselben NNO Richtung verlaufen, wie die Störungen im Val di Cadore, die wir mit der Val Sugana-Linie in Zusammenhang bringen. Weiter, daß die Werfener Schichten westlich davon zwischen San Caterina und Cima Cogna eine sehr gestörte Zone in SSW-NNO Richtung darstellen. Die Zone ist hier aber bedeutend enger wie unten im Tal vor der Verästelung bei Lorenzago.

Der O-W „San Caterina“-Bruch (Rauhtal-Linie) ist am Col Piccolo von dem Senkungsbruch getroffen; nun sind leider die Aufschlüsse sehr verdeckt. Die SSW-NNO Linie biegt ONO um M. Piedo, dann östlich gegen San Stefano di Cadore um. Der San Caterina-Bruch scheint nur ein wenig nach N verschoben zu sein und dann wieder in W-O Richtung fortzusetzen. Die Autorin hat sie nicht weiter untersucht.

Jedenfalls bilden diese zwei Brüche und die dünnen Bänder von Triasschollen eine gestörte tektonische Grenze zwischen der versenkten Mulde des Dachsteindolomits im S und dem altkristallinen und permischen Comelico-Gebirge im N. Letzteres streicht SO—NW als Kern der aufgehobenen paläozoischen und unteren Trias-Schichten im Gebiet östlich der Sextener Dolomiten.

c) Die gesamte Störungszone an der Val Sugana-Linie im Val di Cadore.

Es hat also der ganze Westhang des Cadore-Tales die stärkste Deformation erfahren. Das ist ein Streifen von etwa 24 km Länge, der die Marmarole- und Antelao-Schollen überquert. Die Faltungen und Überschiebungen im Westgehänge des Cadore-Tales folgen in allgemeinen NO-SW Richtungen und sind von einer Anzahl von Querbrüchen getroffen worden.

Der Ostausläufer der Antelao-Linie schwenkt nach NO und ist im unteren Val d'Oten von einem NW-SO Bruch geschnitten. Im Hang nördlich davon liegt eine ganze Reihe von Störungen, die quer zum SW-NO Streichen verlaufen und kleine Verschiebungen hervorrufen. Ebenso ist es am Hang von Calalzo und Vinigo, zwischen dem Val d'Oten und dem fast N-S verlaufenden Chiusa-Bruch.

Die seitlichen Verschiebungen der Querschollen bedingen oft Zerreißungs- und Verdrehungserscheinungen, wie z. B. in den Schollen östlich und westlich des Bruches im Val Festona und am Querbruch des Monte Tranego.

Der ganze Hang ist ein ausgezeichnetes Beispiel einer diagonalen Störungszone. Es ist nicht nur die Val Sugana-Linie allein, wie sehr sie auch hervortreten mag, sondern eine ganze Reihe von Nebenstörungen, so daß man von einer Val Sugana-Störungszone reden müßte. Es ist im unteren Teile des Tales ein etwa 3 km breiter Streifen, der erhoben und intensiv gestört ist; sicher aber gibt es noch mehr Störungen, als in der Karte eingezeichnet werden können.

Nach den vorliegenden Ergebnissen möchte ich annehmen, daß bei Annäherung an den kristallinen Rahmen die Val Sugana-Linie südlich von Lorenzago aufsplittert und sich in eine Gruppe von Störungslinien auflöst. Wenn man nun eine dieser Linien als Val Sugana-Linie im engeren Sinne auffassen will, hat man die Wahl zwischen der O—W streichenden Störung im Val Mauria und dem SW—NO streichenden, später in W-O Richtung umbiegenden Störungssystem östlich Lorenzago. Die erste Möglichkeit, die Störung im Val Mauria, behält den Verwerfungshetrag Werfener Schichten gegen eine geschlossene Dachsteindolomitplatte bei, die Linie macht aber beim Eintreffen im Tal eine bedeutende Umbiegung aus der SO-NW in W-O Richtung.

Die zweite, das Störungssystem östlich Lorenzago, behält zunächst noch etwa die gleiche Richtung bei, um dann langsam in W-O Richtung umzuschwenken, bringt aber dafür auf kurze Entfernung die verschiedensten Gesteinstypen nebeneinander, was sonst an der Val Sugana-Linie nicht der Fall zu sein pflegt.

Der SW-NO „Lorenzago“-Bruch behält die Richtung bei, hat aber seinen Ursprung als ein Parallelbruch.

Endlich bestünde noch die Möglichkeit, die Störung um den Monte Tudaio und M. Piedo als Fortsetzung einer dieser Hauptlinien anzunehmen, am wahrscheinlichsten den Lorenzago-Bruch. Es ist keine Frage, daß sowohl der Verwerfungsbetrag wie die NNO-SSW Richtung damit übereinstimmen. Wenn auch die genaue Fortsetzung des Bruches zwischen Cima Cogna und Pramossi leider wegen des bedeckten Terrains nicht festgestellt werden kann, ist der weitere Verlauf nach Laggio zu verfolgen. Wenn nun, wie am wahrscheinlichsten anzunehmen ist, diese die Hauptlinie ist, so biegt sie am Monte Piedo in W-O Richtung um.

Fassen wir nun die wichtigsten Ergebnisse dieser Betrachtungen über die Val Sugana-Störung zusammen, so kommen wir zu folgenden Schlüssen:

1. Die Aufwölbung und Überschiebung von Perm- und Alt-Trias im Val di Cadore längst der Val Sugana-Linie ist analog mit gleichen Bewegungen der Rauhtal- und Antelao-Linie.

2. Infolge stärkerer Druckwirkung kam es zur Ausbildung eines schräg (SW—NO) verlaufenden Faltenbaues und häufigen Brüchen, die sich in der Nähe der Val Sugana-Linie zu einer bedeutenden Störungszone anhäufen.

3. Es trat dabei infolge der Deformation der alten W-O Falten, eine gewisse Streckung und Verlängerung in SW-NO Richtung auf, die von gleitenden und drehenden Bewegungen der Schollen begleitet wurde. Wo diese Streckung die früheren Antiklinalkerne überquerte, zeigt sich eine bedeutende Tendenz zur Zersplitterung und Richtungsänderung der Brüche.

Das Gesamtbild des Faltenbaues im Val di Cadore wäre also das einer breiten asymmetrischen NO-SW-Aufwölbung, deren Scheitel mehrfach zerrissen und nach SO überkippt und überschoben ist. Der ganze rechte, westliche Hang des Piave-Tales bildet, in sich gestört, den Oberschenkel dieser Auffaltung; der wohl kurze und steile SO-Schenkel ist fast überall unterdrückt und am besten in den Gegenden von Lorenzago und Cibiana zu beobachten.

Tektonisch bildet die Val Sugana Störungszone im Val Cadore- und Lorenzago-Gebiet einen wesentlichen Teil der bogenförmigen Ostgrenze der östlichen Dolomiten (vgl. Tafel XIX). In ihrer Umwendung aus NO-SW in O-W Richtung im M. Rite- und Zoldo-Gebiet bilden ihre Auffaltungen einen Teil der Südgrenze der Cortina- und Cadore-Dolomiten. Sie scheint überhaupt mit den jüngeren Bewegungen in enger Verbindung zu stehen, welche die Schüsselform dieses Gebiets der Dolomiten geschaffen haben.

Die Reihenfolge der Deformationen.

Wenn wir nun die Reihenfolge der Deformationen überlegen, so finden wir beispielsweise gewisse Andeutungen am O-Ende der Antelao-Überschiebung (Fig. 42).

1. Ostalpine Bewegung (in späteren Phasen fortwirkend).

Wie oben erklärt, wäre in der ersten Anlage die Bildung einer ziemlich breiten O-W gefalteten Scholle in der heutigen Marmarole-Gruppe anzunehmen. Die Falten hatten asymmetrische Form mit steilem Südschenkel, was auf einseitigen starken Druck von N nach S hindeutet.

2. Dinarische Bewegung.

Während dieser Bewegung lag das ganze untersuchte Gebiet unter scharfem Querdruck. In Cadore wurde eine steile Aufwölbung in NNO-SSW-Richtung verursacht (= Val Sugana-Störungszone).

3. Fortschreitende Umformung des älteren Faltenbaues.

Unter andauerndem Einfluß der jetzt komplizierten Druckresultanten und Bewegungstendenzen kam es zu Schubbewegungen nach S in der Marmarole-Antiklinale und lokalem Eintauchen der Nachbarsynklinalen im Antelao.

Wo die Schubscholle auf den Widerstand der Queraufwölbung im Cadore (Val Sugana-Störung) traf, wurde die Fortsetzung der Bewegung im O gehemmt und die Schubscholle nach N (resp. NNO) abgelenkt. Indem sie aber die Aufwölbung nach O drängte, begann sich in letzterer ein steiler Aufschub in dieser Richtung auszubilden. In Beziehung damit tauchten vor der Stirne dieser Schubmasse die angrenzenden Schichten im O tief ein. Es entstanden auch viele Quersprünge und Klüftungen in den bewegten Massen.

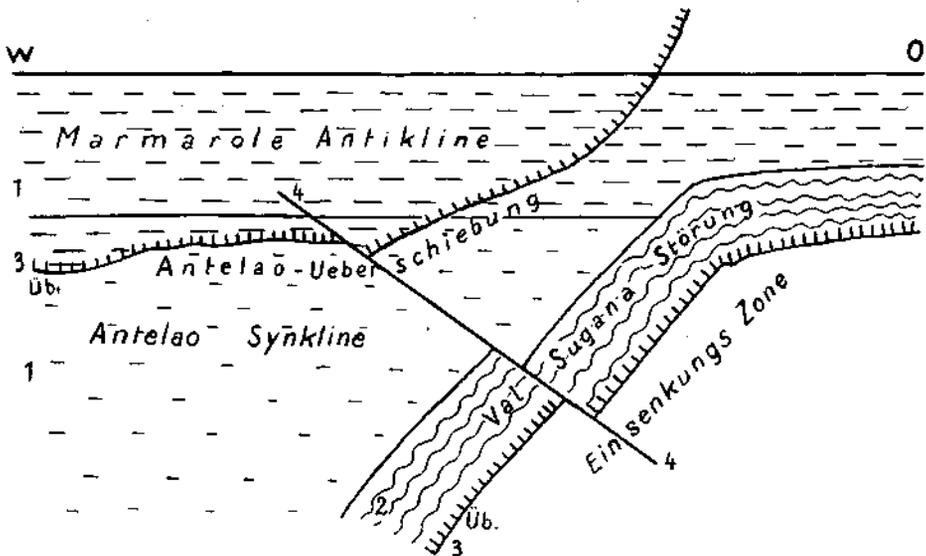


Fig. 42. Kartenschema eines Beispiels der tektonischen Vorgänge im Val Cadore. 1. Bildung der Haupt-Schollen mit O-W Faltenbau. 2. Aufwölbung der Val Sugana Störungszone. 3. Entwicklung einer S und SO Überschiebung (Üb.) am Südrand der Marmarole-Scholle und Vordringen derselben ins Gebiet der Antelao Syncline; Überschiebung in der Val Sugana Störungszone von W nach O gerichtet. Zugleich senkrechte Quersprünge und Klüftungen in den Schubmassen. 4. Mehrfache weitere Entwicklung von lokalen Falten, Senkungen und Quer- und Diagonalbrüchen. Wichtigste davon im Cadore-Tal der NW-SO Bruch im unteren Val d'Oten (in dem Schema eingetragen), der sowohl die Antelao wie die Val Sugana Störungszone nach SO verschiebt.

4. Weitere Entwicklung und Herausbildung der individuellen tektonischen Einheiten.

Diese Periode ist durch eine mannigfaltige Entwicklung von queren und schrägen Verschiebungen der älteren Deformationen gekennzeichnet. In dem hier als Beispiel gewählten Falle dürfte zu dieser Periode der Querbruch im unteren Val d'Oten gehören, welcher die Schubflächen vom Antelao und der Val Sugana-Störung nach O verschiebt. Der ganze Osthang vom Monte Antelao, soweit er an die Queraufwölbung grenzt oder an ihr teilnimmt, ist von einer Anzahl solcher jüngerer Sprünge und kleinen lokalen Schubflächen zerschnitten. Diese sind

größtenteils während der Schubbewegungen wegen Querspannungen entwickelt und setzen sich auch in der Zeit der Abnahme fort.

Danach kann man also vier deutliche Stadien in der Bildung dieses SO- und O-Teiles des Schlüsselrandes unterscheiden, wie hier in einem einfachen Schema (Fig. 42) angedeutet ist.

Es muß aber betont werden, daß die tektonischen Bewegungen, welche auf die verschiedenen Phasen aufgeteilt erscheinen, bezüglich der Bewegungsrichtung nicht als vollständig gegensätzlich zu betrachten sind. So wird vorausgesetzt, daß z. B. die „Dinarische Bewegung“ mit der Aufwölbung an der Val Sugana-Störung (NO-SW-Richtung) gleichzeitig von einer Fortentwicklung der Marmarole-Antiklinale, also eines vorwiegend O-W-orientierten Faltelements, begleitet war. In gleicher Weise erscheint die Entwicklung der Val Sugana-Störung (Schub von W nach O) gleichzeitig mit der Südüberschiebung an der Antelao-Schubfläche. Das gegen NO gerichtete Ausbiegen dieser Bewegungsfläche erscheint indessen durch das in der gleichen Richtung erfolgende Heranstreichen der Val Sugana-Überschiebung und des von ihr ausgehenden Einflusses bedingt. Es wird also die Koexistenz verschiedener Bewegungsrichtungen in ein und derselben Phase vorausgesetzt, wobei in bestimmten Fällen gewisse Richtungstendenzen vorherrschen, bzw. zu den vorhandenen Richtungen neue hinzutreten.

Dieses Prinzip gilt allgemein für den Bau des studierten Gebietes, wobei für jede einzelne tektonische Einheit die speziellen Verhältnisse gesondert zu beurteilen sind, da diese eben tektonische Individualitäten darstellen.

Zweiter Teil.

Das Gebiet westlich vom Ampezzo-Tal.

Dieser Teil soll eine tektonische Übersicht über das Gebiet westlich des Ampezzo-Tales mit Benützung der vorhandenen Literatur und mit eigenen Ergänzungen geben (cf. Vorwort, S. 62). Die zwischen den vorliegenden Karten nicht neu bearbeiteten Streifen hat die Autorin im Detail neu aufgenommen. Sie werden bei Besprechung der betreffenden Gebiete näher beschrieben. Es sind:

1. ein O-W Streifen im Tofana-Hochgebirge zwischen dem Groß-Fanes-Tal im N und dem Südhang des Gebirges gegen das Falzarego-Tal;
2. ein O-W Streifen südlich des Falzarego-Tales zwischen Nuvolao und Ampezzo-Tal;
3. ein O-W Streifen an der Südseite vom Monte Pelmo zwischen Monte Civetta und Monte Rite.

Das Tofana- und Fanes-Gebirge.

Unter diesem Haupttitel wird das breite Dolomitmassiv westlich vom Ampezzo-Tal und nördlich des Falzarego-Tales behandelt. Es ist ein bei Bergsteigern sehr beliebtes Gebiet mit mehreren über 3000 m hohen Gipfeln. Die Gesteinsformationen, die dieses Gebiet hauptsächlich aufbauen, sind Dachsteindolomit und Liaskalk. Darüber liegen am Hochplateau mehrere interessante Vorkommen von Jura-, Neokom- und Gosauschichten. Darunter sind im Gehänge und im nördlichen Teil des Gebirges noch die Raibler Schichten, Schlerndolomit und Cassianer Schichten in wechselnder Mächtigkeit aufgeschlossen.

I. Der Südhang gegen Falzarego.

Die älteren Schichtreihen sind im Südgehänge gegen das Falzarego-Tal sehr günstig aufgeschlossen. Sie wurden im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1929 von der Autorin beschrieben (Bd. 79, S. 406—419). Von stratigraphischer Bedeutung ist die Abnahme der Mächtigkeit des Schlerndolomits von Lagazuoi im westlichen Teile des Gehänges, über Col dei Bois- und Roces-Alpe nach Maiorera und Rumerlo im Osten, wo er ausgeht. An seiner Stelle finden wir zwischen den typischen Cassianer und Raibler Schichten eine Entwicklung von Übergangsschichten von braunen sandigen Oolithen, Kalkbreccien und Kalken mit der jetzt bekannten „Mischfauna“ von Cassianer und Raibler Typen. In der Karte sind diese mit dem oberen Cassianer Horizont zusammengezogen. Auch Faziesübergänge des Schlerndolomites in die Raibler Schichten sind im Osthang von Lagazuoi und Col Boccia gut aufgeschlossen. Bei Lagazuoi sind die liegenden sandig-mergeligen Raibler Horizonte mit dem Leitfossil *Myophoria Kefersteini* vorhanden. Nach Norden gehen diese in Dolomit über; gegen den Sare-Bach zu bilden die bunten Mergel der Raibler Schichten und die Dolomitbänke mit *Megalodus*-Resten eine deutliche Stufe zwischen dem Schlerndolomit und

den Felswänden des Dachsteindolomites. Vor allem lohnt eine Tour ins Travenanzes-Tal, wo die Raibler Schichten sehr reichlich entwickelt sind.

Die Schichtfolge im Südhang ist ganz konkordant, mit etwa N-80°-W Streichen und 30° N Fallen. Das Hauptinteresse in der Tektonik liegt in dem Auftreten einer O—W streichenden, steil N fallenden Überschiebung entlang des Falzarego-Tales. Südlich des Falzarego-Tales kommt in bedeutend tieferer Lage noch einmal die vollständige Folge von Cassianer Schichten bis Dachsteindolomit, auch mit N-Fallen, vor (Fig. 43).

Diese Störung nimmt im östlichen Teil zwischen der Pocol-Alpe und Cortina eine vertikale Stellung an und biegt nach NNO um. In der gesenkten Scholle steht etwas fremdartig eine auffallende Steilwand von Schlerndolomit, „Crepa“ genannt, an, während nördlich davon die Cassianer und Raibler Schichten ein steil aufsteigendes Wiesenland bilden.

Diese tektonischen Verhältnisse setzen sich aber nicht über das Ampezzo-Tal fort. Das Cortina-Wiesenland östlich des Tales weist die schon beschriebene O-W Antiklinale auf. Immerhin können die Spuren von dieser Antiklinale an der W Seite des Tales bei Lacedel gesehen

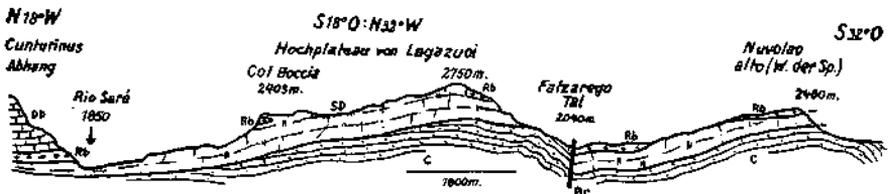


Fig. 43. Profil Lagazuoi—Nuvolao.

Diskordante Auflagerung des Schlerndolomits (*SD*) auf Cassianer Schichten (*C*), sowie der Raibler Schichten (*Rb*) auf Schlerndolomit. Letzterer wird nach N und S dünn und keilt im N aus. *DD*=Dachsteindolomit. *Br*=Falzarego Bruch (i. M. ca. 1:75.000).

werden, wo die Wengener noch unter den Cassianer Schichten zutage kommen. Man merkt auch, daß die Schichtgruppen westseits des Tales im Verhältnis zu jenen an der O Seite eingesenkt sind. Aus den ungleichen Verhältnissen zu beiden Seiten des Tales hat die Verfasserin den Schluß gezogen, daß ein NNO-SSW Bruch hier im Tale verläuft, der aber nur bis zum abgelenkten Falzarego-Bruch reicht.

Wenn man nun das W Ende des Falzarego-Bruches bei Lagazuoi untersucht, so wird man in den Störungen bei Lago di Valparola eine Umbiegung aus O-W in NW Richtung feststellen können. Diese klingen bald in Falten aus. Vom Ausklingen des Bruches im W bei Valparola bis zum Ausklingen im NO bei Lacedel könnte eine gerade O-W Verbindungslinie gezogen werden. Nach der Auffassung der Autorin würde diese ungefähr der ersten Anlage des Falzarego-Bruches entsprechen, und zwar als Zerreißen einer O-W Antiklinale, welche östlich des Ampezzo-Tales noch heute bis zum Tre-Croci-Paß ungestört erhalten blieb.

Wo aber der Bruch stattfand, kam es nun durch andauernden N-S Druck unter der Mitwirkung von Quer- oder Schrägdruckkomponenten

zu einer Pressung der ganzen Masse nach S und daher zu einer Überkipfung der Bruchfläche in dieser Richtung. Auf dieser geneigten Fläche wurde die nördliche Scholle auf die südliche aufgeschoben, während beide nach S gerückt wurden.

Daß dieser Vorgang nur ganz lokal zwischen Valparola und Cortina stattfand, war eine Folge der gleichzeitigen Aufbiegung von Querantiklinen in Enneberg im O und im Ampezzo-Tal im W. Dadurch wurde für die Überschiebung eine seitliche Begrenzung geschaffen.

Die höchste Spitze des ganzen Massivs „Tofana I“ wird in ihrem oberen Teil von Liaskalk erbaut. Man bekommt von diesem Gipfel bis zum Falzarego-Tal unterhalb der Roces-Alpe ein vollkommen ungestörtes Profil. Die Spannungen in der O-W Antiklinale haben sich hier von der einen Hauptverschiebung nach S ausgelöst. Vergleichen wir damit die analoge Schichtmasse ostseits des Ampezzo-Tales vom Pomagagnon und Cristallo im Nordhang derselben Antikline, so sehen wir komplizierte Verhältnisse und die Bildung mehrerer Schubflächen und Verschiebungen nach S.

Dieser Unterschied deutet auf eine in der Querrichtung vorhandene tektonische Selbständigkeit der zwei Gebiete zu einer Zeit, wo der N-S Druck noch starke Wirkungen ausgeübt hat.

II. Die Tofana-Gruppe.

Der anschließende Teil des Tofana-Massivs umfaßt das Hochgebirge von Punta di Fanes, Monte Cavallo, Monte Campestrin und Monte Casale im W bis zur Hauptkette mit den Gipfeln von Tofana I (Tofana di Roces), 3225 m, Tofana II (Tofana di Mezzo), 3243 m, und Tofana III (Tofana di fuori), 3237 m. Er nimmt somit den Nordteil dieser Kette gegen den Einschnitt des Fanes-Tales ein (Tafel XVI, Phot. 1).

Seit der Veröffentlichung der „Dolomitriffe“ durch Mojsisovics (1879) ist dieses Gebiet in einer gutbekannten Arbeit von Kober im Jahre 1908 behandelt worden. Seine Beschreibungen sowohl der liegenden Falte bei der Tofana di fuori als auch der liegenden Falten am Vallon Bianco im Südhang des Fanes-Tales sind wohl klassisch geworden. Wenn auch wenig hinzuzufügen ist, obwohl die Verfasserin dieses Gebiet neuerdings sorgfältig untersucht hat, wird hier eine kurze Beschreibung gegeben.

Schon im Jahre 1928 hat sie bei einem Übergang nach Fanes auf der Monte Cavallo-Kette das Vorkommen von Liaskalk in einem Gebiet beobachtet, wo den früheren Autoren nur Dachsteindolomit bekannt war. Sie hat dies bei Gelegenheit der Veröffentlichung ihrer Arbeit über das südliche Gebiet erwähnt und die Grenze zwischen Dachsteindolomit und dem Liaskalk mit Terebrateln in folgender Weise festgestellt:

„Der Dachsteindolomit an der Basis geht nach oben in blaßgrünlichen Dolomit über. Mit ihm wechsellagernd sind grobe Breccien von Dachsteinblöcken mit tiefgelben oder grünlichen, dolomitischen Bindemitteln zusammengekittet. Diese Breccien gehen nach oben in feine Breccien über, die tiefgelb verwittern. Diese sind sodann von grauem, weißlichem und rotem Kalk gefolgt, in denen nach oben ziegelrote Mergel als dünne Einlagerungen vorkommen. Der Kalk ist manchmal kristallinisch, aber nicht knollig. Von Versteinerungen wurden nur schlechte Stücke von Terebrateln (*Terebratula duhiosa*) gefunden.“ (Jahrb., Wien, 1929, S. 414.)

Schon im Jahre 1927 hat Klebelsberg über eine solche Trias-Lias-Grenze weiter nördlich eine Mitteilung ausgegeben (Zeitschrift d. D. G. G. 1927). Im Jahre 1932 haben nun Mutschlechner und Maibauer die Verbreitung derselben im nördlichen Teil des Fanes-Gebirges beschrieben und damit das Vorkommen des Liaskalks auf einer breiten Strecke nördlich des Fanes-Tales und in La Varella in viel tieferer Lage, als bisher angenommen wurde, nachgewiesen.

Die Verfasserin hat jetzt die Verbreitung der Liaskalke südlich des Fanes-Tales kartiert. Sie sind nur im höheren Teile der Kette, an Punta di Fanes, Monte Cavallo und Monte Casale vorhanden und erstrecken sich von da in N und NO Richtungen ins Fanes-Tal hinab. Sie gehören tektonisch mit dem Vorkommen des Liaskalkes im W auf der Cunturinusspitze und im Gebiet der Groß Fanes-Alpe zusammen. Das Streichen ist NW—SO bis WNW—OSO mit flachem NO-Fallen.



Fig. 44. Passo Tedega — eine alte Quertalfurche.

Diluvium: 1 = Gehängebreccie. 2 = Grundmoräne mit Blöcken von „Acanthicuskalk“. 3 = Bergsturzmasse. L = Liaskalk. DD = Dachsteindolomit.

Infolge des flachen Einfallens nehmen die Liaskalke hier großen Raum ein. Der Lias ist dabei hauptsächlich in der Ausbildung von hellgrauen, dickbankigen, vielfach oolithischen Kalken vorhanden, von deren Steilwänden riesige Blöcke abgestürzt sind. Die Oberfläche der Kalke ist von tiefen Löchern (Dolinen) und Karren zerfressen. Vielfach sind aber auch sehr schöne Gletscherschliffe erhalten, deren Schrammen in ostwestlicher Richtung verlaufen. Versteinerungsspuren sind reichlich vorhanden, aber die Schalen sind mit dem umgebenden Gestein fast untrennbar verbunden.

Beim Aufstieg vom W nach der Groß Fanes-Alpe erreicht man den Piano Grande und Passo Tedega durch eine große alte Quertalfurche im Dachsteindolomit und Liaskalk. Am Boden an der Westseite stehen geschichtete Gehängebreccien von unterglazialen Alter an. Darauf liegen Reste von Grundmoränen mit vielen Blöcken von Oberjura „Acanthicuskalk“. Die Eisbewegung ist hier von N nach S gewesen. An der Ostseite liegen Bergsturzmassen, die sich vom Monte Campestrin abgelöst haben (Fig. 44).

Ganz in die Liaskalke eingeschritten ist das mächtige Kar „Grava Vallon Bianco“. Dasselbe besitzt einen breiten vom Eise ausgeschliffenen

Felsboden, auf dem im Hintergrunde ober 2600 m Moränenwälle liegen. Darunter, im mittleren Teil dieses Kares, finden sich große ausgedehnte Dolinen. Im Val Campestrin liegen sehr mächtige Moränen, und zwar eine untere Gruppe von 2200 m bis über 2500 m und eine obere Gruppe bei 2600 m. In dem Kar an der NW-Seite der Cima di Fanes finden sich drei Moränenstufen, ebenso an der O-Seite, von denen die unterste bis zur Malga di Travenanzes herunterreicht.

Die Cima di Fanes-Cavallo-Kette setzt sich in NO-Richtung nach Cima di Furcia Rossa fort. Sie ist von mehreren NW—SO Brüchen geschnitten. Zwischen Furcia Rossa und der nächsten Spitze Monte del Vallon Bianco (2688 m) verläuft eine vertikale NS-Bruchzone. Ostwärts erhebt sich der sehr steile Grat von Monte del Vallon Bianco.

Eine sehr genaue Beschreibung des Faltenbaues in diesem Berg liegt schon von Koher vor (1903, S. 222—223, Fig. 1). Er beschreibt

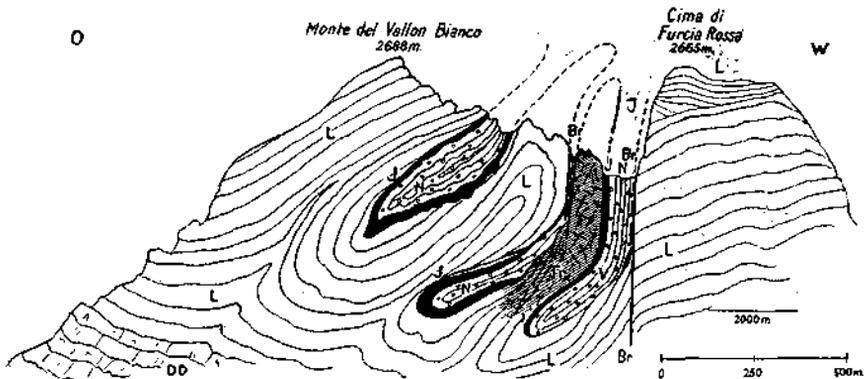


Fig. 45. Profil von Monte del Vallon Bianco.

N = Neokom. *J* = Ausgewalzter Oberjurakalk. *L* = Liaskalk. Oben eine liegende Mulde mit lokalen Zerquetschungen und Diskordanzen; tiefer eine zweite, deren unterer Teil gut geformt ist, während sie nach oben in eine Zerquetschungszone (*Br*) übergeht. Der folgende Sattel ist ganz zertrümmert (*Tr*). Die dritte Mulde steht vertikal (*V*) und wird von Störungen (*Br*) begrenzt (i. M. 1 : 20.000).

am Gipfelgrat eine nach S oder SW überkippte Falte, auf deren Oberschenkel die Liaskalke des Gipfels diskordant auf „Jura-Acanthicus-Kalk“ und Neokomschichten südlich überschoben worden sind. Im West- und Nordhang im tieferen Teil der Nordwand hat er noch eine zweite liegende Falte konstatiert, deren Unterschenkel an der Bruchfläche von Furcia Rossa wieder in der Höhe angetroffen wurde. Er ist auch auf die verschiedene Wirkung des Druckes auf die einzelnen Schichtengruppen Neokom, Jura, Lias näher eingegangen.

Um diesen Faltenbau weiter zu erläutern, müssen noch einige Andeutungen hier eingefügt werden. Als besondere Eigentümlichkeit sei bemerkt, daß die Unterschiede in der Richtung und Stärke dieser Deformation außerordentlich rasch wechseln. Schon nach ein paar Schritten sind die Beziehungen anders. Die Gipfel Falte verläuft in ihrem Südteil in O-W Richtung mit dem offenen Winkel nach S gerichtet.

Sie macht dann eine scharfe Ablenkung über West in SSW-NNO-Richtung mit offenem Winkel nach NW. Ober- und Unterschenkel sind von mächtigen Massen von Liaskalk gebildet. Beide sind diskordant an dem Kontakt mit den dünn ausgewalzten Jura- und Neokomschichten im Faltenkern. Diese weicheeren Schichten sind viel stärker deformiert als die Liaskalke. (Es ist zu bemerken, daß die typischen Acanthiuskalken in den beiden oberen Falten von Monte del Vallon Bianco fehlen. An ihrer Stelle treten dünn gewalzte Oberjurakalke auf, die den Aptychenkalken ähnlich sehen.) (Vgl. Tafel XVI, Phot. 2.)

An der Ablenkungsstelle sind diese eingefalteten Schichten in einer schmalen Kluft steil und mit verworrenen Fältelungen, Mylonitbildung und Verknetungen abgesunken. Indem die ursprüngliche Achse der Falte scheinbar nach S und SW gerichtet war, so wäre die Ablenkung nach NNO mit einer Zunahme des Querdruckes in Beziehung zu bringen.

Unter der höchsten liegenden Kreidemulde bildet der Liaskalk einen liegenden Sattel, welcher diskordant auf der tieferen Kreidemulde ruht. Diese tiefere überkippte Mulde ist mit ihrem offenen Winkel nach NW gerichtet. Der Liaskalk ihres Oberschenkels ist hier sehr dünn und unter der Schubfläche vielfach deformiert, ja sogar teilweise ausgequetscht. Der mittlere Sattel weist also eine aufgeschobene diskordante Lage gegenüber der tieferen Kreidemulde auf.

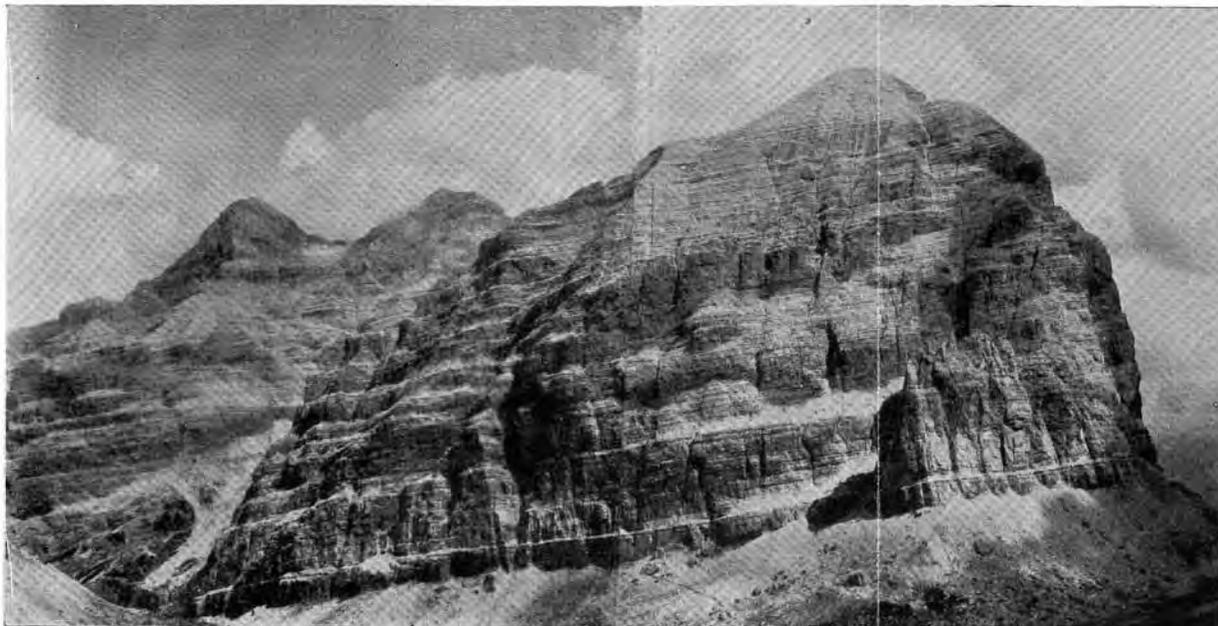
Der Aufschluß der tieferen Mulde folgt nun einem Bogen gegen NW. Im Norden sieht man stellenweise die vollkommene Umbiegung der Oberjurakalke und der Neokomschichten in der Mulde. Sie zeigen allerlei Druckerscheinungen und sind öfters in Linsen oder unregelmäßige isolierte Schollen zerrissen. In der Nähe der tiefen Schlucht und Bruchzone von Furcia Rossa wird die Mulde steil aufgerichtet und zerquetscht.

Der dazugehörige dritte Sattel ist ganz schmal und vollständig zertrümmert. Die dritte Mulde, in welche die Furcia Rossa eingeschnitten ist, besteht aus steil stehenden, scharf ausgewalzten Oberjurakalken und einem Neokomkern.

Diese Neokomschichten bilden hier einen Grat, der wegen der roten Färbung und der wechsellagernden grünlichen Kieselkalke sehr auffällig ist. Sie sind im Westen gegen die vertikale Bruchwand der Cima di Furcia Rossa angepreßt. Die Wand ist von horizontalen Schrammen fein geschliffen. Weiter unten, gegen N, biegt diese steile Kreidemulde in NO-Richtung um, während der im O angrenzende Liaskalk bald in flacher Lagerung daneben liegt.

Nach Süden setzt sich die mittlere Mulde fort. Die dünnen Fäden der jüngeren Schichten verschwinden an der Ablenkungsstelle des Streichens. Die Schubfläche läßt sich aber im Liaskalk gegen SO weiter verfolgen. Die vertikale Bruchzone von Furcia Rossa weist auch im Südhang eine SO-Richtung auf.

Nach diesen Beobachtungen ist die Autorin der Meinung, daß diese ganze Faltenbruchzone, wenn auch sehr kompliziert, in ihrer Uranlage mit den NW-SO Brüchen in der Kette Fanes—Cavallo—Monte di Vallon Bianco übereinstimmt. Es hat offenbar im östlichsten Teile eine Zone von starkem Querdruck mit der Annäherung an die Ampezzo-Quer-



Phot. 1.



Phot. 2.

Phot. 1. Rechts im Bild Tofana di Rocas (Tofana I, 3225 *m*); links die Tofana di Mezzo (Tofana II, 3243 *m*) und Tofana di Fuori (Tofana III, 3237 *m*). Die Gipfel aus Liaskalk, mit eingefaltetem Jurakalk und Neokom auf Tofana III; weiter unten Dachsteindolomit. (aut. phot. von W.)

Phot. 2. Der N-Abfall des M. Vallon Bianco (links); die gefalteten Schichten sind gegen den Liaskalk der Cime di Furcia Rossa (rechts) von einem senkrechten Bruch abgeschnitten. (aut. phot. von NW.)

antikline gegeben. Als Folge davon bildeten sich die Falten. Die gelockerten Schichtenplatten wurden teils steil zusammengedrückt, teils fast horizontal aufeinandergeschoben. Die horizontalen Verschiebungen waren deutlich von O nach W, bzw. NW gerichtet.

Die zwei Brüche ziehen im Südhang des Monte di Vallon Bianco in den von Schutt erfüllten Boden des Travenanzes-Tales herunter. Der westliche Bruch streicht nach S im langen Travenanzes-Tal weiter. Es ist höchst wahrscheinlich, daß das Tal hier einer Klüftung folgt, die mit der von Furcia Rossa ursprünglich identisch war. Der andere Bruch geht augenscheinlich nach S in einer tiefen Schlucht von Dachsteindolomit weiter, die höher oben vom Gletscher erfüllt wird. Sie schneidet dann hoch oben zwischen dem Dachsteindolomit und dem Liaskalk an der Tofana di fuori durch. Die Westscholle erscheint hier ein wenig gesenkt. Die Ostscholle wird in der Form einer liegenden Falte nach W überschlagen.

Die Falte wurde auch von Kober eingehend beschrieben und mit einem Profil erläutert. Nach der jetzt angenommenen Grenze des Lias wäre diese tiefer als in der Darstellung von Kober gelegen. Kober beschreibt überkippte Falten mit vollkommener Umbiegung von Liaskalk, Acanthicus-, rote Knollenkalke und Hornsteinkalke, Neokom-Kiesalkalk mit Hornsteinlinsen und grauen und roten Mergeln in seinen eigenen Worten: „Diese Falte ist aber in der Achsenebene gerissen und es wurde der Hangend- über den Liegendflügel ein wenig hinweggeschoben.“

Die Spitzen von Tofana II und III werden von Rifugio Cantore besucht. Der Aufstieg geht über eine Schutthalde nördlich der Hütte. Beiderseits ist nur Dachsteindolomit, stellenweise etwas brecciös. Der Dachsteindolomit reicht bis zum kleinen Paß Forcella del Vallon. Ein wenig nördlich der Scharte sieht man eine deutliche Überschiebung im Dachsteindolomit gegen W gerichtet, die mit etwa 40° — 45° O einfällt. Diese Störung setzt sich nach Süden wahrscheinlich unter der Schutthalde östlich von Rifugio Cantore fort (vgl. Tafel XVI, Phot. 1).

Am kleinen Fußpfad der nach Osten zum Gletscher zwischen Tofana II und III führt, ist zunächst alles Dachsteindolomit, gut und regelmäßig geschichtet und flach östlich einfallend. Die Liaskalke treten hier erst nahe am Gletscherende auf. An der Grenze finden sich stellenweise etwas brecciöse Kalke mit Brocken von dunklen Gesteinen. Der Lias besteht aus den hellgrauen, eben geschichteten Kalken. Die Schichtfolge in der liegenden Falte der Tofana III ist oben erwähnt worden. Von der Tofana II gesehen, hat man einen guten Blick auf die Falten im Südabfall der Tofana III (Fig. 46 a). Hier sind nur die Juraschichten innerhalb der Falte. Das Neokom, das am Westabfall und auch im NW der Tofana III gut entwickelt ist, fehlt an der Südflanke. Es ist hier ausgequetscht. Selbst der Oberjura ist intensiv verquetscht.

Am steilen Ostabfall von Tofana II und III steht der Liaskalk bis zirka 100 m weiter abwärts steil. Am Aufstieg von der Scharte zwischen beiden Tofanen zur Tofana II fallen die Liaskalke etwa 60° — 70° Ost ein, mit etwa N 20° W-Streichen.

Der Gipfel von Tofana II zeigt einen Aufbau, der wieder die Andeutung einer nach W etwas überfalteten Mulde gibt (Fig. 46 *b*). Die Faltenzone geht dann in einer N-S Schlucht gegen Rifugio Cantore zu aus.

Wie schon Kober betont, nimmt der Dachsteindolomit keinen Anteil an dieser Faltung, welche auf die obersten, etwa 200 m mächtigen

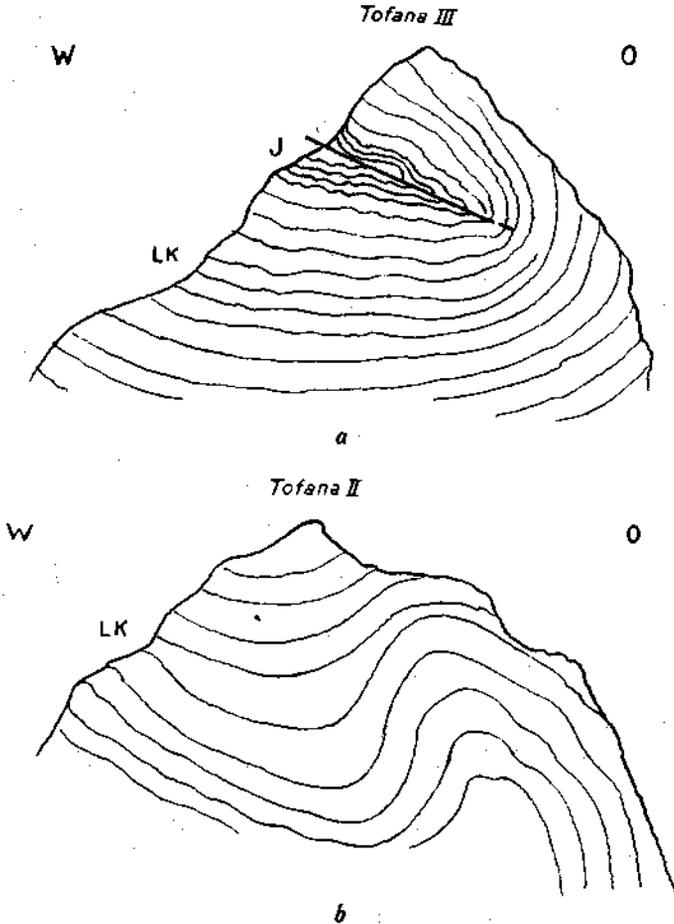


Fig. 46. Gipfelfaltungen in Tofana II und Tofana III.

(*a*) Bild der überkippten Falte der Tofana III wie im Südabfall aufgeschlossen. Die Neokomschichten sind hier ausgewalzt. *J* = Oberjura. *LK* = Liaskalk. (Von Tofana II gezeichnet.)

(*b*) Faltung im Liaskalk des Gipfels von Tofana II.

Schichten beschränkt ist. Der Dachsteindolomit des Osthanges fällt in stufenartigen Steilwänden und Terrassen ab. Das Fallen ist etwa 35° ONO gegen das Ampezzo-Tal zu. Der Col Druscie vertritt wahrscheinlich eine junge Einsenkung gegen das Tal zu, die in einer älteren Schwächungszone westlich der Cortina-Antikline stattgefunden hat.

III. Das Fanes Gebirge.

Die oben angegebene Beschreibung reicht im N bis ins Fanestal und in das Hochgebirge, welches im Jahre 1932 in einer Spezialarbeit von Mutschlechner und einer geologischen Karte von ihm und Maibauer behandelt wurde. Diese Karte wird hier, soweit sie in den Rahmen der beiliegenden Cortina-Karte fällt, mit einigen kleinen Änderungen nach den eigenen Begehungen reproduziert. Wegen der Vollständigkeit der Einsicht in die tektonischen Verhältnisse der Tofana-Gruppe war es für die Verfasserin notwendig, auch die im N angrenzenden Gebiete zu begehen.

Am Westende der Cavallo-M. Valkon Bianco Kette setzt sich die Schichtfolge über den Sare-Bach zur Cunturines-Spitze (3077 m) weiter fort. Sie biegt aus der SO-NW in die O-W Richtung um und zieht als steile Überschiebung dann in O-W Richtung im Südhang der Cunturines Spitze weiter. Die Bewegung ist nach Süden gerichtet.

Zwei weitere kleinere steile Schubflächen in O-W Richtung kommen tiefer unten in den Felsen westlich vom Col Loggia vor. Es sei bemerkt, daß Maibauer in der 1932 erschienenen Karte hier keine Brüche annimmt. Der Dachsteindolomit am Col streicht N 75—80° W mit etwa 30° N Fallen. Die Schichtung ist von fast paralleler Cleavage mit 50—70° S Fallen zerschnitten.

Die Raibler-Schichten im Liegenden des Dolomits der Cunturines-Spitze werden im Sare-Bach-Einschnitt gut aufgeschlossen. Sie sind etwa 80 m mächtig und bestehen von oben nach unten aus (1) bunten Mergeln, (2) wechsellagernden Kalken und Mergeln mit spärlichen Versteinerungsresten, (3) Dolomitbänken mit Mergeln in Wechsellagerung, (4) grauen und violetten Mergeln. Diese ruhen auf Schlerndolomit, der nach N rasch auskeilt. Die Schichten im Sare-Bach-Einschnitt bilden die N-Fortsetzung des Lagazuoi-Gebietes.

Nördlich der Cunturines-Spitze zieht sich der Kamm zum La Varella-Gipfel (3034 m) und von dort über die Stiga-Spitze nach Monte Varella im O. Man sieht an diesem Grat unter der Steilwand vom Monte Stiga den Liaskalk auf Neokommerngel nach S überschoben. Es folgen unter dem Neokom konkordant Acanthicus- und Lias-Kalke (Fig. 47). Westlich von der Stiga-Spitze keilen die jüngeren Schichten aus. Die Störung wird gegen La Varella kaum steiler und schneidet durch Liaskalk im N und Dachstein-Dolomit im S durch. Hin und wieder sieht man eine starke Mylonitzone an der Bruchgrenze. Nach O setzt die Überschiebung über eine nach S gerichtete liegende Falte fort, worin Liaskalk, Acanthicus-Knollenkalk und Neokommerngel in enger Schlinge zusammengedrückt und verhogen liegen. Diese Schlinge bildet eine vom hangenden und liegenden Liaskalk abgescherte Scholle. Mit dieser Scholle hören die guten Aufschlüsse auf, da gerade in der Richtung der Störung eine Masse von Moränenschutt liegt.

Maibauer hat in der 1932 erschienenen Karte einen geradlinigen O-W Bruch westlich von La Stiga bis zum Kamm von La Varella, aber keine Fortsetzung nach O eingetragen. Die jüngeren Schichten im östlichen Teil hat er offenbar als eine ungestörte Auflagerung auf Lias

aufgefaßt. Immerhin sieht man die diskordanten Verhältnisse zwischen dem Hangenden und dem Liaskalk von La Stiga. Kober hat diese Diskordanz deutlich unterhalb von Monte Varella fortgesetzt. In der Tat setzt sich nördlich und südlich der Moränenwälle der Unterschied im Streichen fort und läßt sich bis zum Tal oberhalb Groß Fanes verfolgen. Von der Südseite des Fanes-Tales hat man einen guten Überblick auf das Gebiet dieser Wasserscheide oberhalb der Groß Fanes-Alpe. Bei ihrer Arbeit auf der Südseite ist es der Autorin schon früher aufgefallen, daß eine ähnliche Störung mit eingefalteten Jura- und Neokomschichten auf beiden Seiten vom Groß Fanes-Gebiet vorhanden ist. Auf der Ostseite ist die Störung, die vom Limo-See nach Croda di Antruilles im O verläuft, in der Literatur schon längst bekannt (s. Fig. 48 a).

Bei näherer Untersuchung hat die Autorin sich überzeugen können, daß diese Störung nur durch einen Diagonalbruch in NW-SO Richtung von der Monte Varella- und Stiga-Überschiebung getrennt ist. Die „Varella“ oder Westscholle ist etwas gesenkt und nach S verschoben. Der Diagonalbruch selbst bildet eine bedeutende Störungszone. Die Liaskalke der Ostscholle biegen gegen den steil ostgeneigten Bruch vertikal nach unten um, dann wieder zurück, somit eine stark gefaltete Stirne bildend. Diese wurde nach WSW auf einfallenden Lias der Westscholle aufgeschoben. An dem Limo-See sind mit der Stirne der Ostscholle einige Jura- und Neokomschichten nach unten umgebogen und gegen den Bruch gedrückt.

Mutschlechner hat in der 1932 erschienenen Karte das ganze Gebiet der Ostscholle und den nördlichen und nordwestlichen Teil des Massivs untersucht. Er hat auch den Diagonalbruch östlich des Limo-Sees eingetragen. Allerdings zieht er den Bruch östlich von den Neokomschichten durch, statt diese, wie hier beschrieben, zur Stirne zu rechnen. Nach S hat Mutschlechner den Bruch bis zu der Talecke oberhalb Groß-Fanes angegeben. Dies ist aber nach der Verfasserin die Stelle, wo die verschobene O-W Linie diesen Bruch trifft und wo diese Linie in der hier beiliegenden Karte auch eingetragen wurde.

Nimmt man diese Erklärung an, so ergibt sich ein ursprünglich zusammenhängender O-W Bruch von erster Ordnung, welcher das breite Gebirge vom Grat der „la Varella“ im Westen bis zu „Son Pausas“ im Boite-Tale im O durchschneidet. Im östlichsten Teil vom Limo-See, nach Son Pausas, wurde er von Mojsisovics, Kober, Mutschlechner beschrieben, von Kober ohne Diagonalbruch nach NW abgelenkt und von Mutschlechner an Diagonalbruch beendet.¹⁾ Daß der O-W Bruch dagegen hier nach SW und S abgelenkt wurde, stimmt mit der Fächerstruktur gegen W überein. Wir sehen jedoch, daß der benachbarte O-W Bruch im N vom Limo-See von dem gleichen Diagonalbruch bei

1) Mutschlechner hat diesen O-W-Bruch „Croda del Becco“-Störung genannt, aber dieser Name kommt in der beiliegenden Cortina-Karte überhaupt nicht vor. An dieser Stelle sind die Namen „Col Becchei di sotto“ und „di sopra“ angegeben. Wo diese zwei Namen in der älteren Karte gebraucht wurden, steht jetzt „Tae“. Die Autorin sieht sich daher gezwungen, statt „Croda del Becco“ die Störung anders zu benennen, und wird sie kurzweg als „Antruilles“ oder genauer als „Antruilles-Limo See-Monte Varella“-Störung bezeichnen.

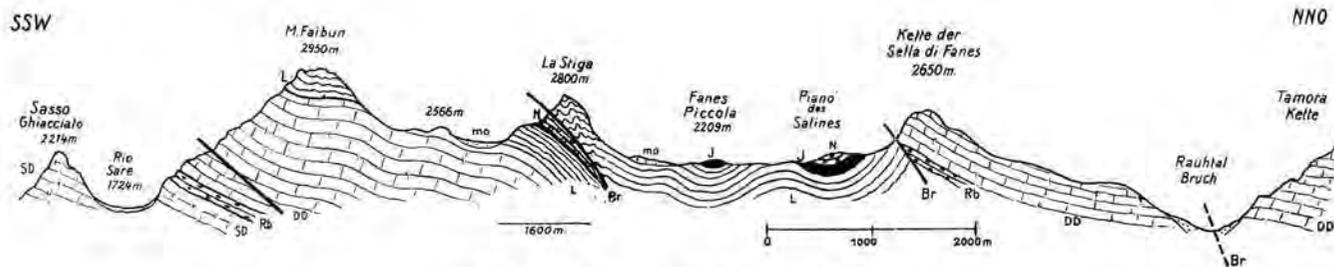


Fig. 47. Fanes-Gebirge (i. M. 1 : 71.500).

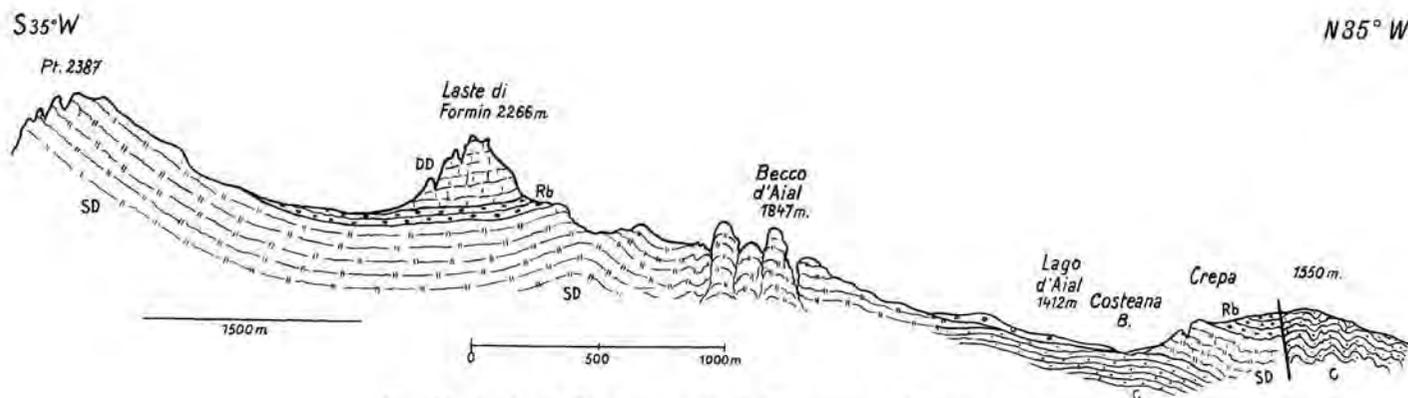


Fig. 49. Laste di Formin—Crepa di Belvedere (i. M. 1 : 30.000).

Fig. 47. Profil im Fanes-Gebirge. Von den vier Störungslinien sind die drei südlichen deutlich aufgeschlossene Überschiebungen. *N* = Neocom-Schichten. *J* = Oberjura. *L* = Liaskalk. *DD* = Dachsteindolomit. *Rb* = Raibler Schichten. *SD* = Schlerndolomit. *MO* = Moräne. *Br* = Brüche und Schubflächen. Die Schubfläche von La Stiga (Lias auf Neocom) wird in dem Text als die S-verschobene Fortsetzung der OW Störung Limo See—Antruilles erklärt.

Fig. 49. Profil südlich des Falzarego-Tales. Weite, flache Faltungen gegen N zum S-überkippten Falzarego-Bruch bei Crepa einfallend. *DD* = Dachsteindolomit. *Rb* = Raibler Schichten. *SD* = Schlerndolomit. *C* = Cassianer Schichten.

„Malga Fanes piccola“ geschnitten wird, mit Ablenkung seiner Richtung aus OW in SO—NW. Es hat also die Ablenkung der beiden O-W Brüche im fächerförmigen Sinn — der nördlichere nach NW, der südlichere nach SW — stattgefunden und die große Verbreiterung der dazwischenliegenden Scholle bei der Klein Fanes-Alpe bedingt. Die Scholle ist nach dem Enneberg-Tal im W mit Aufbiegung der älteren Schichten bogenförmig verschoben worden. Gleich westlich des Bereichs der hier vorliegenden Karte heben sich die Dachsteindolomite und Liaskalke im mächtigen Heilig Kreuz Kofl-Gebirge auf (Taf. XIX).

Für die vorliegende Arbeit gibt die Annahme einer ursprünglichen Fortsetzung der O-W Störung von der Croda d'Antruilles nach dem Limo-See und zwischen den Gebieten von Klein- und Groß-Fanes sofort neue Anhaltspunkte für die tektonischen Zusammenhänge des Tofana-Gebirges. Es erklärt sich danach das ganze Tofana-Gebiet zwischen dieser O-W Störung im Fanes- und der etwa parallelen Störung längs des Falzarego-Tales als eine tektonische Einheit. Beide Brüche haben eine Senkung der Südscholle hervorgerufen. Die Deformationen im Fanes-Gebirge sind unter viel stärkerem Druck wie im Falzarego-Tal ausgebildet und besonders im östlichen Teil daher viel deutlicher geworden.

In seiner eingehenden Beschreibung des Fanes-Gebirges ist Mutschlechner auf die praktische Idee gekommen, die Reihenfolge der tektonischen Einheiten mit Buchstaben zu bezeichnen (1932, S. 233 ff.). Er hat als die südlichste Einheit in seiner Reihe einen Streifen mit Taé- und Fanes-Tal südlich der Antruilles-Limo-See-Störung bestimmt und „F“ genannt. Nach S hatte er diese Einheit offengelassen. Die Verfasserin möchte also die „F“-Einheit im S mit der Falzarego-Linie begrenzen. Diese Einheit kann auch als „Tofana-Einheit“ nach dem höchsten Gipfel benannt werden. Im Fanes-Gebiet, westlich von der Valle di Fanes, schließt diese Einheit die Groß-Fanes-Alpe, Cunturines-Spitze, die La Varella-Spitze und ihre Grate ein. Letztere liegen westlich von La Stiga und Monte Varella, gleich außer dem Bereich der Cortina-Karte.

Nach der Ansicht der Autorin entspricht diese ganze Einheit einer der O-W Antiklinen in der ersten Faltung des Gebirges — derselben, die östlich im Cristallo-Gebirge ihre Fortsetzung hat. Im Tofana-Gebirge sieht man heutzutage das N-Fallen der Schichten in dem langen N-Schenkel dieser Antikline. Das Fallen wird gegen das Fanes-Tal und Groß Fanes zu flacher, da es schon der entsprechenden Mulde im N zugehört. In der Klein Fanes-Alpe fängt wieder die Auffaltung der Synklinale gegen das Nord Fanes-Gebiet an.

Weiterer Verlauf des Diagonalbruches.

Einige Beobachtungen im Gebiet des Fanes-Tales in bezug auf den Diagonalbruch werden kurz angegeben. Oberhalb Malga Fanes Grande streichen die Liaskalke N 80° O mit 20° N-Fallen. Dieses Streichen stimmt im allgemeinen mit dem der unterschobenen Scholle vom Monte Varella überein und setzt sich südlich des Fanes-Tales bis fast an den Lago di Fanes fort. Im Steilhang gleich östlich von Groß Fanes sind die Liaskalke von kleinen Biegungen und Faltungen gestört, die offen-

bar mit der lokalen Stirnumbiegung östlich des Diagonalbruches in Beziehung stehen. Daraus ergibt sich, daß der Bruch talab von Groß Fanes weiterstreicht. Wenn auch wegen Schutt der Bruch im Tal selbst nicht nachgewiesen werden kann, setzen sich doch die gleichen Unterschiede in den Steilwänden auf beiden Seiten bis fast an den Lago di Fanes fort. Im Nordhang ist das Streichen höchst variabel, meist ONO bis NO mit Bergeinfallen. An der Südseite gibt es ein ruhiges ungestörtes Streichen N 70° W mit flachem NNO-Fallen.

Beim Lago di Fanes wird das Terrain von den großartigen Schutthalden vom Monte del Vallon Bianco erfüllt. Durch diesen Berg schneidet der NNW-SSO Bruch durch, der, wie oben beschrieben, nach W überkippt wird. Der Bruch setzt sich zu den Spitzen von Tofana III und II fort, wo wieder ein Aufschub des Lias nach W über jüngerer Gestein stattfindet. Daher kann es als höchst wahrscheinlich angenommen werden, daß der Diagonalbruch sich über das Fanestal, den Monte del Vallon Bianco und das Travenanzestal in die Tofana-Gipfelkette fortsetzt. Obwohl die Aufschlüsse im Tal teilweise verschüttet sind, spricht doch die Wiederholung der gleichen Aufschubung nach W an vier Stellen für den engeren Zusammenhang. Drei davon, beim Limo-See, Monte del Vallon Bianco, Tofana III und II, sind schon beschrieben worden. Die vierte liegt NNW vom Limo-See bei der Malga Fanes Piccola, wie auf der Karte zu sehen ist. Hier findet die oben erwähnte Ablenkung der OW Störung im N des Klein Fanes-Gebietes nach NW statt.

Nach dieser Auffassung wäre der Diagonalbruch in den Einheiten „E“ und „F“ (nämlich in der Klein Fanes Scholle) entwickelt worden. Wie oben schon angedeutet, entsprechen diese wahrscheinlich einer ursprünglichen O-W Synklinalität („E“) und Antiklinalität („F“) in der ersten Faltung.

Die Nordgrenze der „E“-Einheit ist in ähnlicher Weise wie die Südgrenze von einem steil überkippten O-W Bruch mit Aufschub der Nordscholle nach S gebildet. Der Monte Sella di Fanes ist eine bekannte Spitze in der aufgeschobenen Scholle. Der Dachsteindolomit und stellenweise die liegenden Raibler Schichten und der Schlerndolomit sind von N her gegen den Liaskalk in der Südscholle aufgeschoben worden. Die ganze Scholle ist aber nach W, resp. nach WNW gegen die älteren Schichten des Ennebergtales am Pares-Berg vorgeschoben. Der Pares-Berg liegt gleich westlich des Bereiches der hier beiliegenden Cortina-Karte. Diese Scholle wird als die „C“-Einheit von Mutschlechner bezeichnet. Die Schichtung streicht im allgemeinen WNW—OSO mit flachem und sehr regelmäßigem N-Fallen. Die Ablenkung dieser Einheit nach NW stimmt mit der fächerförmigen Anordnung der Schollen im westlichen Teil des Massivs überein.

Die Nordgrenze gegen die Nachbareinheit „B“ wird von einem diagonalen NW—SO gerichteten Bruch im Rautal gebildet, an dem der Dachsteindolomit die gleichen tektonischen Verhältnisse wie an der „Sella di Fanes“-Scholle westlich des Bruches aufweist. Der Dolomit wird längs eines steilen S überkippten Bruches auf jüngere Schichten aufgeschoben. Gegen Osten zu, wo der Druck am stärksten war, geht diese Störung in eine Überschiebung über. Auch die Südscholle, näm-

lich der Streifen der Croda d'Antruilles, ist enger zusammengefaßt. Hier bildet der Dachsteindolomit mit auflagerndem Liaskalk ein O—W streichendes Gewölbe, das im Süden gegen einfallende Liaskalke der Talwände abgeschnitten wird. Der Kern dieses Gewölbes stößt im O mit flachliegendem Dachsteindolomit unmittelbar an den großen Kreiderücken bei der Antruilles-Alpe (Fig. 48 a). Dieser Rücken besteht im

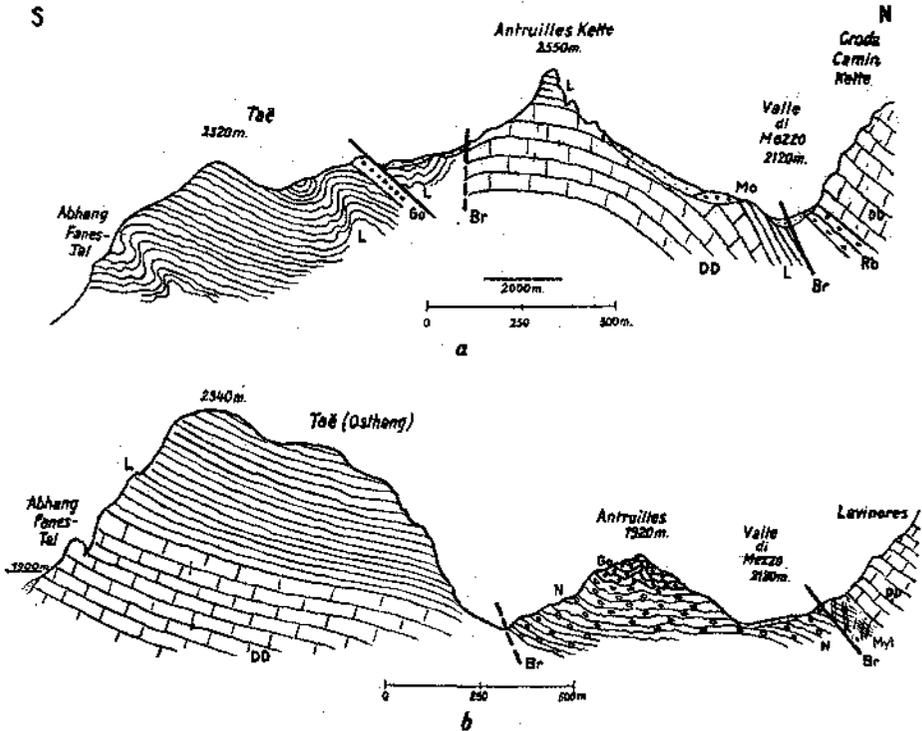


Fig. 48. Zwei parallele Querprofile durch die Antruilles Kette.

Go = Gosaukreide. N = Neokomschichten. L = Liaskalk. DD = Dachsteindolomit. Rb = Raibler Schichten. Br = Brüche und Schubflächen. Myl = Mylonitbildung. Mo = Moräne (i. M. 1 : 20.000).

Fig. 48 a zeigt (1) den Aufschub von Liaskalk auf Gosaukonglomerate, (2) den Aufschub von Raibler Schichten und Dachsteindolomit der Croda Camin und Lavinoresekte. Fig. 48 b zeigt (1) die Einsenkung der Kreideschichten in der Antruilles Kette, (2) den Aufschub des Dachsteindolomits mit Mylonitbildung auf die Kreide (hier fehlen die Raibler Schichten).

unteren Teil aus flachliegenden mächtigen Neokommern, auf denen etwa 100 m mächtige Gosauschichten liegen. Die Gosaukreide bildet ein flaches O-W Gewölbe. An der Zusammenstoßstelle der Antiklinale des Dachsteindolomits und der Antiklinale der Gosaukreide ist die letztere quer abgebogen. Diese Querbiegung ist auf einen Schub von O gegen W zurückzuführen, der also jünger als die Gosaukreide ist.

Die Gosauschichten bestehen aus dunkelgrünlichen Sandsteinen, gelbgrauen Kalksandsteinen mit Rudistenschalen, Breccien und Konglomeraten. Sie liegen auf Neokomschichten, die von milden, weißen und roten, schalig brechenden Kalkmergeln aufgebaut werden. Die Mergel enthalten viele Knollen von buntem Feuerstein.

Diese Schichten tauchen im N wieder im Valle di Mezzo auf, wo die Störung zwischen ihnen und den aufgeschobenen Raibler Mergeln und Dachsteindolomit durchschneidet. Ein wenig östlich davon kommt der Diagonal NW-SO Bruch vom Rauhtal ins Valle di Mezzo herüber, wo die Raibler Schichten im W im Liegenden des Dachsteindolomits anstehen. Östlich davon fehlen sie; der Dachsteindolomit ist gesenkt.

Oben im Rauhtal zieht der Bruch auf einer langen Strecke im Dachsteindolomit durch, der westlich davon überwiegend N oder NNW Fallen, östlich davon NO Fallen aufweist. Eine seitliche Verschiebung des Dachsteindolomits in der NW-SO Richtung gegen die O-W Scholle des Monte Sella di Fanes wird dadurch angedeutet. Diese ist stellenweise von Mylonitbildung begleitet.

An der Basis von „Lavinores“ im Valle di Mezzo sieht man die Überschiebung dieses Dachsteindolomites und des liegenden Mylonits an einer mittelsteil N geneigten Schubfläche auf Neokommergel (Profil Fig. 48 b). Letztere sind rote und weiße Mergel mit Hornsteinen, die vom liegenden Neokom des Antruilles-Rückens über die Valle di Mezzo streichen. Infolgedessen wird es klar, daß die Kreide des Antruilles-Rückens in bezug auf die Lavinores-Scholle einer unterschobenen Masse angehört.

Also ist die Kreidescholle der Antruilles-Alpe gegen N und W versenkt worden. Gegen S wird sie von der O-W Störungszone zwischen Antruilles und Taé begrenzt. Nach O wird die Scholle immer tiefer versenkt und spitzt gegen Son Pausas zu, zwischen der Rauhtal-Linie im N und der O-W Antruilles-Taé-Linie im S aus. An ihrer Stelle kommt zwischen diesen Linien bei Son Pausas ein schmaler Streifen von Liaskalk vor. Das ganze Synklinalgebiet des mittleren Fanes-Gebirges wird hier sehr eng zusammengedrückt.

Die Struktur des Fanes-Gebietes mit ihren nach W ausstrahlenden Brüchen endet bei Son Pausas. Gleich östlich davon hebt sich die Schichtmasse wieder auf, und zugleich tritt im O die Tendenz zum Ausbreiten der Brüche in der entgegengesetzten Richtung auf.

Von Son Pausas setzt sich nun eine der Störungszonen des Fanes-Gebirges nach dem Cristallo-Gebiet in NW-SO Richtung weiter fort.

Die „Villnösser Störngslinie“.

Die „Villnösser Störngslinie“, die Mojsisovics als eine der Hauptstörngslinien in den Dolomiten anerkannt hatte, wurde von ihm im Fanes-Gebirge zwischen dem Pares-Berg und der Klein Fanes-Scholle bis zu der Klein Fanes-Alpe und von dort SO zum Limo-See und dann östlich als Südgrenze der Antruilles-Scholle weitergezogen. Es wurde nun besonders von Kober die Ansicht ausgesprochen, daß im

Fanes-Gebirge die direkte Fortsetzung der Pares-Berg Linie doch wichtiger als der Limo-See-Bruch wäre und die Villnösser Linie nördlich von Croda d'Antruilles talaus führen sollte.

Jetzt hat Mutschlechner den Anschluß der Villnösser Linie an die Rauhtal-Linie im Enneberg-Tal bei Wengen nachgewiesen. Der Verlauf der Rauhtal-Linie im Fanes-Gebirge ist nun NW—SO, und Mutschlechner nimmt an, daß diese Linie und keine der O-W-Linien im Klein Fanes-Gebiet ihre Fortsetzung nach Val Grande, Tre Croci und weiter nach O hat. Demgemäß wird in der hier vorliegenden Arbeit die Bezeichnung „Rauhtal“-Störungslinie anstatt „Villnösser“ Störungslinie angewendet.

Wirkung des Querdrucks.

Aus der oben angeführten Beschreibung kann geschlossen werden, daß die Hauptzüge in der Tektonik des besprochenen Teiles des Fanes-Gebirges O—W oder NW—SO verlaufen und daß hier ein starker Druck von N nach S gewirkt hat. Die langen O-W Falten werden nordwärts bei der Annäherung an das kristalline Gebirge der Zentralalpen enger, dagegen in der Entfernung davon bald breiter, wie das bei der Tofana-Antikline deutlich sichtbar ist. Nördlich und südlich von dieser Antikline haben O-W Brüche eingegriffen, die nach S überschlagen wurden und in geringem Grade als lokale Schubflächen gedient haben. Im nördlicheren Fanes-Gebirge wurden mehrere O-W Falten und sie durchschneidende Brüche entwickelt. Das Fallen ist im Fanes-Gebiet in den verschiedenen Längsschollen, besonders wo sie sich gegen W verbreitern, gegen O resp. gegen ONO oder OSO nach dem Bogenstreichen gerichtet.

Die Faltungen entlang der Diagonalbrüche sind ebenfalls nach W überschlagen. Diese Erscheinungen weisen darauf hin, daß sie die Folge einer von O gegen W gerichteten Druckwirkung sind, welche die älteren O-W Strukturen umgeformt hat. Dieser Schluß stimmt mit den früheren Untersuchungen der Autorin auf der Westseite dieses Gebirges im Ennebergtal überein.

Bei der Umgestaltung hat es im südlichen Tofana-Gebiet nur einen schwachen Schub der ganzen Masse nach S mit randlichem Bogenstreichen nach SO und SW gegeben. Ganz anders war es im nördlichen Fanes-Gebiet. Dort wurde offenbar unter dem Querdruck die Verlängerung der Masse nach N analog mit der Achsenverlängerung nach S vom starken Widerstand längs des Kristallingebirges der Zentralalpen verhindert. Infolgedessen kam es zu fächerförmigem Ausweichen der Schollen gegen W entlang von großen in NW Richtung verlaufenden Spalten.

Eiszeitliche Ablagerungen.

Die interessanteste eiszeitliche Ablagerung liegt in der alten Talfurche, die vom Col Loggia über Passo Tadega, Groß Fanes über den Passo di Limo ins Gebiet der Klein Fanes-Alpe zieht. In dieser Talfurche befinden sich vom Passo Tadega bis in die Nähe des Limo-Sees fest ver-

kalkte, gut geschichtete, ziemlich mächtige Lagen von gerundetem und kantigem lokalem Schutt. Mutschlechner-Maibauer haben auf ihrer Karte diese Vorkommnisse als konglomerierte Schotter ausgeschieden.

Wie man am Passo Tadege (Fig. 44) deutlich erkennen kann, handelt es sich aber um eine von der Westseite des Passes herabziehende Schuttmasse, also um eine Gehängeschuttbreccie. Die Bänke dieser Breccien sind vom Eise abgeschliffen und werden am Passo Tadege von einer Moräne überlagert, die viele Blöcke von roten Acanthiskalken enthält. Da diese Kalke nur weiter im Norden vorkommen, beweisen die Blöcke eine Bewegung des Eises von N gegen S. Auf diese Moränen ist am Passo Tadege von den Wänden des „Campestrin“ ein großer Bergsturz niedergelagert.

Am Passo di Limo (2177 m) endet die erwähnte alte Talfurche als breite Öffnung über einer Steilwand gegen die Klein Fanes-Alpe. An dieser Steilwand begegnet man gegen Lago Verde ausgedehnten Gletscherschliffen mit aufgelagerter Grundmoräne. Die Schriffe verlaufen in der Richtung von SW gegen NO. Oberhalb der Klein Fanes-Alpe trifft man mächtige jüngere Blockmoränen, besonders schön entwickelt an der Nordseite von Monte Varella und Monte Stiga.

Ausgezeichnete und ausgedehnte Gletscherschliffe findet man auch südlich der Groß Fanes-Alpe. Dieselben zeigen eine Richtung von W gegen O. Noch größere Schliffe sind an der Südseite vom Monte Stiga vorhanden. Sie überziehen hier den ganzen Felsrücken gegen Vallon di Lavares und sind auch von W nach O gerichtet.

Die Dolomitketten südlich des Falzarego-Tales.

Es wurde oben auf die O-W Falzarego-Bruchlinie und die beträchtliche Absenkung der Schichtenmasse südlich davon aufmerksam gemacht. Diese Erscheinung wurde im Profil Lagazuoi—Nuvolao anschaulich gemacht (Fig. 43). Die Bruchfläche ist nirgends gut aufgeschlossen. Es gibt eine Stelle in Sasso di Stria im W und noch eine an der Crepa nördlich vom Pocol im O, wo nach den Beobachtungen der Autorin Cassianer Schichten der Nordscholle an steil einfallenden Schlerndolomiten der Südscholle anstoßen. Dort treten auch Mylonitbildungen und Gesteinsverbiegung auf. An beiden Stellen sind die Cassianer Schichten leider etwas verrutscht, so daß sie keinen sicheren Nachweis über die Bewegungsfläche liefern. Am Sasso di Stria spricht das Einfallen des Dolomits für eine Neigung der Störungsfläche von etwa 70° gegen N, also eine steil S überkippte Fläche. In den Profilen aber hat die Autorin die Störung einfach vertikal eingetragen.

Ein fazieller Unterschied zwischen den N und S Schollen des Falzarego-Tales besteht darin, daß die oberen Cassianer Schichten mit einer Mischfauna und Sphaerocodien-reichen Bänken in der Nordscholle eine schöne und eigenartige Entwicklung aufweisen, während südlich des Bruches dieser Horizont in fossilere Tuffe oder Schlerndolomit übergeht. Die Schichtmasse im S fällt mit N, NNO oder NNW Richtung dem Bruch zu. Dadurch kommen die höheren Horizonte von Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit in der Nähe des Bruches zum

Aufschluß, während die Cassianer Schichten erst 3—4 *km* weiter am Südbang des Gebirges auftreten. Aus diesem Grund ist hier der fazielle Übergang der Cassianer Schichten in Tuffe oder Dolomit nicht aufgeschlossen.

Die höchsten Spitzen in der Dolomit-Kette südlich des Tales sind im westlichen Teil Sasso di Stria, Col Gallina, Monte Averau, Nuvolao, Monte Gusella, alle aus Schlerndolomit gebildet (Fig. 43). Am Nordhang des Monte Nuvolao kommen nicht nur die Raibler Schichten, sondern auch Dachsteindolomit vor; hier befinden sich auch die berühmten Felstürme der „Cinque Torri“.

Die Nuvolao-Gruppe ist von dem breiten Sattel des Passo di Giau von dem hohen Rücken der Croda da Lago und Laste di Formin getrennt, deren Gipfelkette aus Dachsteindolomit besteht. Von Croda da Lago östlich herrscht bis zum Ampezzo-Tal wieder der Schlerndolomit (Tafel XVII, Fig. 49).

Indem nun der Untergrund des Taleinschnittes zwischen dem Tra i Sassi-Paß im W und dem Ampezzo-Tal unterhalb Cortina von fast 2200 *m* Höhe auf weniger als 1200 *m* fällt, entspricht dieses niedrige Vorkommen des Schlerndolomits einem allgemeinen Fallen der Schichtmasse gegen O. Diese Strecke Tra i Sassi—Ampezzo entspricht in der Tat einer breiten Antikline und Syncline in der Quersaltung. In einer früheren Arbeit wurde die Antikline von der Autorin im W über das Andraz-Tal und Sasso di Stria nach Lagazuoi im N verfolgt, während die entsprechende Syncline im Cinque Torri-Gebiet sich gegen Ampezzo erstreckt. (1929, S. 393 und 422). Diese Neigung gegen O tritt in ähnlicher Weise in der Tofana Gruppe und weiter im N im Gebiet von Antrülles auf. Es besteht aber ein wesentlicher Unterschied zwischen der Tofana-Gruppe und dem Gebiet südlich des Falzarego-Tals, indem Tofana in einer O-W Antikline und das Gebiet südlich des Falzarego-Tals in einer O-W Syncline liegt. Infolgedessen ist die Abdachung des Croda da Lago und Becco d'Aial ein gesenktes Gebiet in beiden Faltungen. Wie im Profil (Fig. 49) gezeigt, bildet sie einen breiten und leicht verbogenen Synclinal-Flügel mit flachem NNO-Fallen.

Von Interesse ist die Aufbiegung im S und das Auftauchen einer tuffreichen Fazies der Cassianer und Wengener Schichten im Passo di Giau-Gebiet und im SW-Hang von der Felswand Laste di Formin. Die Cassianer Schichten weisen in ihren höheren Lagen eine starke Entwicklung von Cipit-Kalkklingen und -Blöcken und Pachycardien-tuffen auf. Die tieferen Lagen schließen die typischen fossilreichen Kalke und Tuffe ein. Die Wengener Schichten bilden einen auffallenden Grat von dunklen, meist dickbankigen Tuffen und stellenweise Tuffkonglomeraten.

Es ist wahrscheinlich eine Folge des breiten Hanges mit N-Fallen, daß vom Hochgelände des Passo di Giau und des Formin-Grates nördlich der Croda da Lago die weicheren Schichten abgerutscht sind. Sie sind überhaupt kaum unverrutscht zu finden. Auch hat sich dieser Zustand nach Aussage älterer Bewohner schon innerhalb ihrer Lebenszeit verschlimmert.

Vom Costeana-Bach nach Passo di Giau hinauf geht man meist auf einem tuffreichen Boden, doch sind die Schichten kaum anstehend zu beobachten. Erst geht man in dem tiefen Gehänge durch Wald, wo viele lose Blöcke von Schlerndolomit verstreut oder angehäuft liegen. Bei etwa 1800—1900 *m* Höhe treten oberflächlich viele Cipitkalkblöcke und fossilführende Tuffmergel und Kalke auf. Beigemischt sind grobe Tuffe und Konglomerate von dem hoch oben befindlichen Wengener Grat. Etwas höher bilden die Cipitkalke eine Hochterrasse unterhalb von „Capanna Gino Ravà“ und dürften dort anstehend oder nur unbedeutend verrutscht sein.

Da gerade eine neue Fahrstraße über den Paß gebaut wird, gab es bei einem Besuch Gelegenheit, zahlreiche frischgemachte Einschnitte von 3—5 *m* Tiefe zu beobachten.

Die Gesteine stammen hauptsächlich aus den Cassianer und Wengener-Schichten. Sie waren zusammengekittet und wiesen eine unregelmäßige Schichtung auf. Besonders spielen die dicken plattigen Tuffgesteine aus den Wengener Schichten eine große Rolle; daneben auch die dünnplattigen fossilführenden Kalke und bröckelige Mergelkalke der Cassianer Schichten. Wahrscheinlich stellen die tieferen Anteile schon eine diluviale Bildung vor.

Von der Westseite des Aufstieges unterhalb 1800 *m* kommen von dem Cinque Torri-Gehänge abgerutschte Stücke von Raibler Schichten und Schlerndolomit herab.

In ähnlicher Weise sind die Gehänge nördlich der Formin-Alpe und Becco d'Aial aus lauter beweglichen Cassianer Schollen und vielen Dolomitblöcken zusammengesetzt. Wo früher im Einschnitt des Costeana-Baches an der Brücke bei 1520 *m* geschichtete Cassianer Mergel und Kalke anstehend waren, sind jetzt nur lockere, vermischte Cassianer Gesteine zu finden, die häufig gut ausgewitterte Fossilien enthalten.

In der breiten Vertiefung von „Giamherta“ zwischen Becco d'Aial und Lago d'Aial sind die Rutschmassen zu Terrassen und Wällen angeordnet.

Bei Annäherung an das Ampezzo-Tal werden die Gesteine fester und gute Aufschlüsse sind dort öfter zu finden.

Dieser Zug von Cassianer Schichten bildet also das Liegende des Dolomitgebirges südlich des Falzarego-Tales. Ihre Ausbildung weist einen Übergang zwischen der Fazies im Falzarego-Tal mit dem oberen Cassianer Horizont und der Fazies südlich von Nuvolao und Croda da Lago auf, wo die Cassianer vorherrschend aus Tuffmergeln und Tuffkonglomeraten bestehen. Zugleich wird im Nordabhang des Falzarego-Tales der Schlerndolomit nach O sehr dünn, während südlich davon seine Steilwände im ganzen Terrain durchziehen.

Das mittlere Cordevole-Gebiet und Monte Pelmo.

Unter dem Schlerndolomit des Zuges Col Gallina—Nuvolau—Monte Gusella tauchen überall die tuffigen Gesteine der Cassianer und Wengener Zeit auf, die im ganzen südwestlichen Kartengebiet weit

verbreitet sind. Sie bilden, teilweise von diluvialen Ablagerungen verdeckt, das breite Wiesengelände von Valliate—Malghe di Andraz und reichen bis zum Zonia-Paß. Südlich von Monte Poré werden sie unterlagert von Buchensteiner Schichten, geringmächtigem Mendoladolomit sowie Muschelkalk und Werfener Schichten. Diese älteren Triasglieder streichen herunter ins Andraz-Tal, das sie etwas oberhalb von Andraz erreichen. Überall fallen sie flach zum Berg hinein, so daß also das Gebiet der Malghe di Andraz eine große flache Schüssel bildet.

Die westliche Fortsetzung der „Antelao“-Überschiebung.

Die Werfener Schichten zeigen, obwohl in sich verfaultet, doch noch vorwiegend das flache bis mittelsteile N-Fallen der ganzen Schichtfolge des Monte Poré. Nach S zu nimmt die steile Auffaltung zu, und zwischen l'Agosta und Costalta sowie bei Fossal und beim P. 1801 westlich Larzonei finden sich eingefaltet und verschuppt Streifen von Bellerophonkalk.

Diese oder die Werfener Schichten stoßen nun an der ganzen Linie zwischen dem Codalunga-Bach und dem Rio di Pignazza bei Larzonei mit steil N fallender Überschiebungsfläche an Wengener Tuffsandsteine. Diese Überschiebung, die bei Costalta-Fossal am weitesten nach S vorspringt (Costalta-Überschiebung Nöth 1929, Cernera-Überschiebung van Houten 1930), überquert bei Bacalin den Codalunga-Bach und setzt sich nun, wie van Houtens Untersuchungen ergeben haben, nach O bis ins Boite-Tal fort. Hier hängt sie zweifellos mit der Antelao-Linie zusammen, als deren westlicher Teil sie anzusehen ist, und wird dadurch zu einer wichtigen Linie im Bau des Gebietes.

Beiderseits des Codalunga-Baches ist die Cernera-Überschiebung auf etwa $3\frac{1}{2}$ km Länge in zwei etwa parallele Äste aufgespalten, die eine N fallende Schuppe von Werfener Schichten und zum Teil auch Muschelkalk einschließen. Im Tal des Pignazza-Baches östlich Larzonei klingt die Überschiebungslinie in einem steil stehenden Sattel von Bellerophonkalk aus. Dieser Sattel streicht SO—NW. Genau in der Fortsetzung im Streichen liegt der Sattelkern der mehrfach verfaulteten Sattelzone von Larzonei, die sich, durch Querbruch verworfen, noch bis auf den Westhang des Andraz-Baches fortsetzt und hier im SO-Hang des Col di Lana untertaucht (vgl. Tafel XVIII, Fig. 50).

Nach O setzt sich die Cernera-Überschiebung, an Bedeutung zunehmend, fast in W-O Richtung fort. Bis zum Rio Cordon verläuft sie noch zwischen Werfener Schichten und Wengener bzw. Cassianer Tuffgesteinen. Von hier bis zum Boite-Tal liegt sie ausschließlich zwischen Tuffgesteinen verschiedenen Alters und ist in dem teils dicht bewachsenen Gelände nur schwer aufzufinden. Van Houtens Untersuchungen ergaben ihren Nachweis bis gegen San Vito im Boite-Tal und damit ihren Zusammenhang mit der Antelao-Linie.

Die Bewegungsrichtung ist im ganzen Gebiet die gleiche und eindeutig gegen S gerichtet. Solange noch der mächtige, flach N fallende Schlerndolomit des Cernera-Riffes schützend und versteifend

wirkt, ist auch das Einfallen der basalen Schichten der Schubmasse ruhig und flach N. Es steht hier in deutlichem Gegensatz zu den steil N fallenden und auch verfalteten Tuffgesteinen der überfahrenen tektonisch tieferen Schichten. Die Schubfläche selbst fällt etwa 30—40° N. Mit dem Ausklingen des Cernera-Riffes ändert sich jedoch dies klare Verhältnis. Der versteifende Dolomit fällt fort, leichter faltbare Gesteine stoßen an der Überschiebung aneinander und der Unterschied im Fallen wird verwischt. Deutlich ist jedoch ein Unterschied im Streichen festzustellen, die Schichten der höheren Einheit (Cernera-Rocchetta-Schubmasse van Houtens) streichen WNW—OSO, die der tieferen Einheit W—O. Noch weiter östlich gleicht sich auch das Streichen beider Einheiten an und verläuft etwa W—O, die Überschiebung ist aber immer noch am stratigraphischen Charakter beider Tuffgruppen zu verfolgen. Die älteren, härteren Tuffe der höheren Einheit stehen in deutlichem Gegensatz zu den jüngeren, weichen Tuffgesteinen der tektonisch tieferen Scholle.

Mit dem Ausklingen des Cernera-Riffes stehen auch weitere, schräg NW—SO verlaufende tektonische Differenzialbewegungen im Zusammenhang. Sie äußern sich in einem gegen SW gerichteten, mit einer Drehbewegung verbundenen Heranschuh stark verfalteter Buchensteiner Schichten gegen den Ost-Ausläufer des Cernera-Riffes sowie in einer NW—SO verlaufenden Störungslinie zwischen Monte Mondeval und La Rocchetta. Beide Störungen klingen im NW aus.

Zwischen dem Boite-Tal und der Linie Forcella Staulanza—Col di Vallon ist das Gebiet der tieferen tektonischen Einheit recht einfach gebaut. Am Aufbau nehmen wiederum Tuffgesteine Wengener und Cassianer Alters — unter letzteren auch Pachycardientuffe — sowie Schlierndolomit, Raibler Schichten, Dachsteindolomit und Liaskalk teil. Kleine Brüche und Verschiebungen finden sich im Bereich der Tuffgesteine zwar mehrfach, im Bereich der mächtigen Dolomitplatten herrscht jedoch einfache, flache Lagerung. Als Ganzes gesehen, stellt das Gebiet eine große, flache Synklinale dar, die etwa WSW—ONO streicht. In ihrem Kern liegt der aus Dachsteindolomit und Liaskalk aufgebaute Monte Pelmo. Die nördlich anschließende Antiklinale ist mehrfach in sattelförmigem Umbiegen in den Tuffgesteinen nördlich des Schlierndolomituzuges des Colle Corotto angedeutet, die südliche Antiklinale äußert sich im Auftauchen älterer Triasglieder im oberen Zoldo-Tal.

Querfaltungen.

Von Interesse ist, daß sich nach van Houtens Untersuchungen neben diesen WSW—ONO streichenden Bau-Elementen deutlich zwei transversale Antiklinalzüge erkennen lassen, die sich in zwei langgestreckten, flachen N—S verlaufenden Kulminationen äußern. Die westliche verläuft etwa in der Linie Monte Crot—Monte Mondeval, sie greift auch auf das Gebiet der höheren tektonischen Einheit nördlich der Cernera-Überschiebung über. Die östliche Kulmination liegt auf der Linie Colle Giallinai—La Ciauta—Valle della Fontanelle. Ursache dieser

beiden Querantiklinalen sind jüngere, O—W wirkende Druckkräfte, für die wir also auch in diesem Gebiet wieder Beweise finden.

In der Mitte zwischen diesen beiden N-S Antiklinalen liegt im Kern der alten WSW-ONO-Synklinale der Monte Pelmo. Auf allen Seiten fallen die Schichten flach schüsselförmig gegen das Berginnere ein. Die Wände des Monte Pelmo wie auch des Pelmetto sind von zahlreichen Störungen durchsetzt. Ein Querbruch verläuft durch die Scharte zwischen Pelmo und Pelmetto, mehrere S fallende kleine Verschiebungen und Gleitflächen durchsetzen die Nordwände von Pelmo und besonders Pelmetto. Die bedeutendste Verschiebung verläuft durch das Val d'Arcia zur Scharte gleichen Namens. An ihr ist die Hauptmasse des Pelmo deutlich gegen N vorgeschoben. Diese Linie ist auch in der Topographie des Gebietes deutlich ausgeprägt und sowohl vom Boite-Tal als auch von Selva di Cadore aus ausgezeichnet zu erkennen (Tafel XVIII, Fig. 51).

Die Fernazza-Überschiebung.

Wir kehren zurück zur Betrachtung der Lagerungsverhältnisse südlich des Fiorentina-Tales. Oben wurde gezeigt, daß die Cernera-Schubmasse auf Tuffgesteine Wengener, bzw. Cassianer Alters hinaufgeschoben worden ist. Diese setzen über das Fiorentina-Tal nach S hinüber und bauen, flach bis mittelsteil N, bzw. NO fallend, die flachen, meist bewaldeten N Hänge von Col della Montagna—Monte Fernazza auf. Sie werden in der Umgebung von Pescul von tuffig-mergeligen Cassianer Schichten und an der Costa del Conte von Cipitkalk überlagert.

Der größte Teil der südlichen Steilabstürze des Monte Fernazza besteht aus festen, gut gebankten Tuffen Wengener Alters. Im unteren Drittel der Wände, südöstlich vom Gipfel, taucht unter den dunklen Tuffen ein helleres Band auf. Es sind die ziemlich vollständig entwickelten Buchensteiner Schichten, Knollenkalke und auch Plattenkalke. Sie werden unterlagert von einer etwa 2 m mächtigen Breccie mit Stücken von Buchensteiner Schichten und Tuff in gelblicher, lehmiger Grundmasse.

Unter dieser taucht wiederum fester Tuff Wengener Alters auf. Die Breccie ist zweifellos tektonischer Entstehung und bezeichnet den Austrich einer durch die Hänge streichenden Überschiebungsfläche. Sie fällt ziemlich flach nach N ein, und an ihr ist die Hauptmasse des Monte Fernazza nach S auf die vorliegenden Tuffe hinaufgeschoben. Deutlich ist der Unterschied im Streichen; im basalen Teil NW—SO bis WNW—OSO bei vorwiegend steilerem N Fallen, im überschobenen Teil W—O bei flachem N Fallen. Verfolgt man die Überschiebung nach O, so stellt sich bald Mendoladolomit unter den Buchensteiner Schichten ein, die Überschiebung greift auf die Basis des Mendoladolomits über. Mehrfach wird sie von Querstörungen getroffen.

Diese Fernazza-Überschiebung (Nöth 1929) ist deutlich bis an die östlichen Felsen des Steilhanges zu verfolgen. Von hier ab ist ihre weitere Fortsetzung zunächst bis zum Rio Canedo in der Grenzlinie zwischen Tuffen und Tuffkonglomeraten zu sehen. Erstere

streichen fast W—O bei flachem N-Fallen, letztere NW—SO bis W—O bei söhlicher Lagerung oder S Fallen. Ihren weiteren Verlauf konnte van Houten um die Süd- und Osthänge des Monte Crot zur Forcella Staulanza und dem oberen Fiorentina-Tal feststellen. Höchstwahrscheinlich hängt sie hier mit der SW—NO verlaufenden Störung von der Mündung des Valle d'Entremont zur Forcella della Puina zusammen und ist ein Zweig der schon bekannten Cernera-Überschiebung, d. h. also der Antelao-Linie.

Wir erkennen eine zweite wichtige tektonische Linie dieses Gebietes und verfolgen nun ihren Verlauf nach W. Am Südhang des Col di Davagnin tauchen unter dem Mendoladolomit stark verfalltetete Werfener Schichten auf. Beide gehören noch zur überschobenen Masse, die hier auf W—O streichenden Mendoladolomit der basalen Einheit hinaufgeschoben ist. Die bisher fast W—O verlaufende Fernazza-Überschiebung schwenkt nun in NW-SO Richtung um und verläuft bis zum Ru de Col de Sopernai ganz in Werfener Schichten. Leicht kenntlich ist sie hier durch den auffallenden Unterschied im Streichen der Schichten: SO—NW mit NO Fallen in der überschobenen Einheit, SW—NO mit vorwiegendem SO Fallen in der basalen Masse. An gelegentlich nach SW verschleppten und umgebogenen Werfener Schichten der basalen Einheit in der Nähe der Überschiebungsläche wird klar, daß hier die Bewegungsrichtung gegen SW gerichtet war.

Im Tal des Ru de Col de Sopernai trifft ein bedeutenderer Querbruch die Überschiebung und verschiebt sie etwa 700 m nach SW. Ihr weiterer Verlauf am Hange oberhalb Tos ist klar zu erkennen: SO—NW streichende Werfener Schichten der höheren Hangpartien sind auf SW—NO streichende verschiedene Triasglieder hinaufgeschoben.

Etwa 400 m oberhalb Caprile quert die Überschiebung das Fiorentina-Tal, hier mit eingeklemmtem Bellerophonkalk an der Basis. Im weiteren Verlauf behält sie nach Nöths Untersuchungen grundsätzlich die SO-NW Richtung bei, nur westlich des Col di Roccia springt sie etwa 1 km gegen SW vor. Immer sind Werfener Schichten oder Bellerophonkalk auf verschiedene jüngere Triasglieder hinaufgeschoben. Das Einfallen der Überschiebungsläche wechselt sehr, es ist jedoch vorwiegend etwas steiler als am Monte Fernazza. Bei Digonera tritt sie auf die Nordseite des Cordevole-Tales und somit ins Gebiet von Buchenstein (Pieve di Livinallongo) über. Die Autorin hat dort verzweigende Überschiebungen in ihren früheren Arbeiten nachgewiesen, von welchen die Hauptstörung von Digonera über Salesei und Pieve (Buchenstein) verläuft und nach W gegen Arabha in Falten ausgeht. Sie hat diese die „Buchensteiner Überschiebung“ benannt (cf. auch Ogilvie Gordon 1929; Mutschlechner 1933).

Die Fernazza-Überschiebung ist zweifellos ein Ast der Antelao-Linie. Er springt am weitesten nach S vor und setzt die Tendenz der grundsätzlich nach S gerichteten Überschiebung am weitesten nach W fort. Es liegt darin eine gewisse Berechtigung, mit Nöth die Fernazza-Überschiebung als die bedeutendere, also als den Hauptast der Antelao-Linie anzusehen und nicht die Costalta-Cernera-Überschiebung, wie es van Houten wollte.

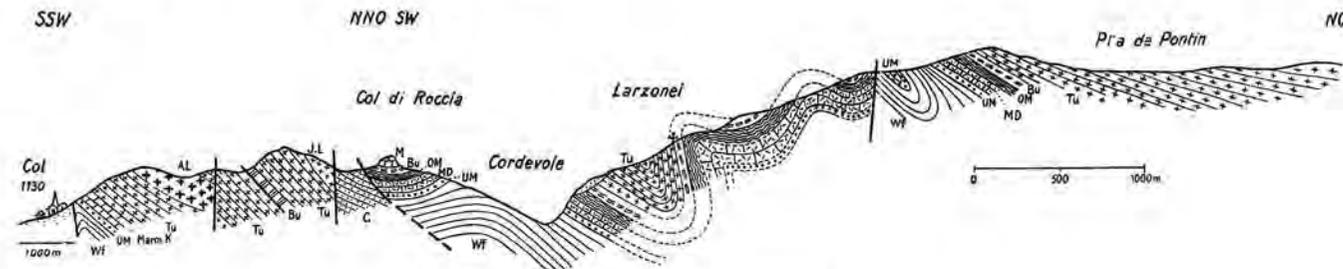


Fig. 50 (i. M. ca. 1 : 44.000).

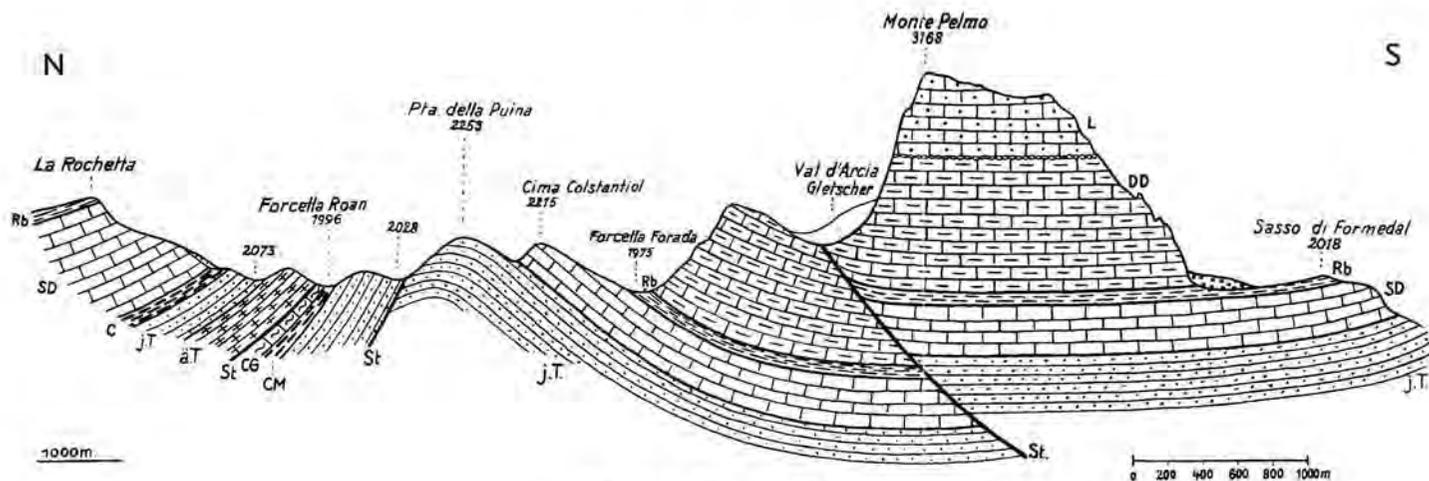


Fig. 51 (i. M. ca. 1 : 43.000).

Fig. 50. Profil durch das Cordevole-Gebiet. Südlich des Tales die Fernazza-Überschiebung am Col di Roccia; nördlich des Tales die süd-überkippten Falten von Larzonei.

Wf = Werfener Schichten. *UM* = Unterer Muschelkalk. *MD* = Mendoladolomit. *OM* = Oberer Muschelkalk und untere und mittlere Buchensteiner Schichten. *Bu* = Oberer Buchensteiner Plattenkalk und Pietra verde. *M* = Marmolatakalk. *C* = Cassianer Schichten. *AL* = Ältere Laven. *JL* = Jüngere Laven. *Tu* = Tuff und Tuffsandsteine. (Nach Nöth.)

Fig. 51. NS Profil La Rochetta—Mt. Pelmo. Die Antelao-Schubfläche (*St*) bei Forcella Roan; Punkt 2028 m (Forcella della Puina) die Schubfläche (*St*), die nach Mt. Fernazza fortsetzt; lokale Störung (*St*) durch Mt. Pelmo.

L = Lias. *DD* = Dachsteinkalk. *Rb* = Raibler Schichten. *SD* = Cassianer Dolomit. *CG* = Cassianer Girvanella-Fazies. *CM* = Cassianer Mergel-Fazies. *j. T.* = jüngere Tuffe und Tuffsandsteine (Wengener-Cassianer Tuffe). *ä. T.* = ältere Tuffe. (Nach van Houten.)

Die Civetta-Schubmasse.

Dort, wo die Antelao-Linie am weitesten nach S vorspringt, östlich von Alleghe, tritt zu einem kleinen Teil noch ein anderes tektonisches Element auf unser Gebiet über: die Civetta-Schubmasse (Nöth 1929, van Houten 1930, Castiglioni 1931). Stratigraphisch ist sie gekennzeichnet durch völliges Fehlen der ladinischen Tuffbildungen, vom Mendoladolomit bis zu den Raibler Schichten herrscht einheitliche, teils kalkige Riff-Fazies. Über dem Dachsteindolomit ist noch Liaskalk der Civetta-Gipfelkette erhalten.

Tektonisch ist das Civetta-Gebiet eine gegen N bzw. NW gerichtete Schubmasse, deren horizontaler Vorschub jedoch allem Anschein nach nicht allzu bedeutend gewesen ist. Die Überschiebung selber ist, soweit sie unser Kartengebiet betrifft, am Fuße der Schlerndolomitwände des Bec di Mezzodi—Monte Coldai-Zuges bis zur Forcella d' Alleghe zu verfolgen. Sie verläuft vorwiegend zwischen Werfener Schichten bzw. Mendoladolomit der überschobenen Masse und Tuffkonglomeraten der basalen Einheit. Im O ist das Civetta-Massiv durch einen Bruch gegen Schlerndolomit und Cassianer Schichten des obersten Zoldo-Tales verworfen.

Zwischen der Antelao-Linie am Monte Fernazza und der Civetta-Überschiebung an der Forcella d' Alleghe ist das im O sehr breite Gebiet der Pelmo-Synklinale auf etwa $1\frac{1}{2}$ km Breite eingeeengt. Trotzdem herrscht hier verhältnismäßig ruhige Lagerung, nur die verworrene Lagerung der Dolomitreste der Roa Bianca deutet auf tektonische Beanspruchung hin (van Houten). Grundsätzlich handelt es sich bei diesem Gebiet (es stehen Tuffkonglomerate der höheren Cassianer Schichten an) um die Fortsetzung der Pelmo-Synklinale, die, in O-W Richtung unbiegend, über Alleghe nach W ins Marmolata-Gebiet zieht. Die begleitende nördliche Antiklinale ist etwa im Pettorina-Tal oberhalb Rocca Pietore zu suchen, die tektonisch stark zerstückelte südliche Antiklinale ist im sehr gestörten Monte Forca westlich Alleghe zu erkennen. Zwischen diesen beiden Antiklinalen herrscht ruhige, kaum gestörte synklinale Lagerung.

Von SW her erreicht der Ausläufer einer bedeutenden alten Antiklinale bei San Tommaso gerade noch unser Kartengebiet, um hier endgültig unterzutauchen.

Das Gebiet von Zoppe zwischen Ampezzo-Tal und M. Civetta.

Die vorangehende kurze Beschreibung des Monte Pelmo-Gebiets hat nun klargestellt, daß die hier in weitem gegen S gerichtetem Bogen angeordneten Falten derselben tektonischen Einheit wie das Antelao-Gebiet im O angehören. Die Schichtmasse stößt im N gegen die Antelao-Schubfläche und wird davon steil nach S überschoben. Die Schichten streichen vom Antelao in SW-Richtung über das Ampezzo-Tal ohne irgendwelche Störung. Also sieht man im Monte Pelmo einen echten „Zwillingsgipfel“ des Antelao und in dem Terrain südlich davon die unmittelbare Fort-

setzung des Südhanges des Antelao. Dieses Streichen ist parallel mit dem Verlauf der Hauptstörungslinie des Pieve-Tales, welche das Boite-Tal unterhalb Venas kreuzt. Dieses Streichen setzt sich südlich des Boite-Tales im Monte Rite fort und biegt dann nach W um.

Wir finden also die älteren Trias- und Permschichten, die einen so großen Anteil an Südhang des Monte Antelao besitzen, erst viel weiter südlich im Südhang des Monte Pelmo. Sie fallen deswegen aus dem Bereich der Cortina-Karte. Das Zoppe-Gebiet besteht in diesem südlichen Teil der Karte aus Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten, welche nur einen geringen Anteil der ganzen Antelao-Pelmo-Scholle ausmachen. Sie streichen im allgemeinen W—O, gehen aber gegen Monte Rite in SW-NO Richtung über.

Das Gelände zwischen Valle dell'Oglio und dem Monte Rite.

Die Buchensteiner Schichten sind in ihrer kalkigen Entwicklung vorhanden und schließen in den höheren Lagen dicke Bänke von Pietra verde ein (S. 75). In ihrem Liegenden stellen sich die plattigen Kalke und Mergel des oberen Muschelkalkes ein, darunter der Mendoladolomit und der untere Muschelkalk. Diese Schichtfolge ist im O in der Kette von Monte Roan und Monte Rite hoch aufgebogen. Diese Felsenkette bildet geradezu eine der auffallendsten Gestalten des ganzen Gebietes. Sie ragt an der Ecke des Boite-Tales zwischen den Tal-Landschaften von Ampezzo und Cadore über breiten Wäldern auf und zieht in einem schönen Bogen südwärts. An der konkaven Seite dieses Bogens gegen W gewinnen die Buchensteiner Schichten eine große Ausdehnung. Sie fallen nach W und sind leicht gefaltet, so daß an einer Stelle die oberen Muschelkalkschichten mitten darin noch einmal auftauchen.

Indem diese Schichtgruppe einen festen Grund bietet, sind die größeren Malgen darauf erbaut. Die Wengener Schichten, die nach W folgen, sind vorwiegend in der Eruptivfazies entwickelt und tragen vielfach sumpfige Böden.

Dies ist besonders im Pian della Pera der Fall.

Die Auflagerung der Wengener Gruppe auf Buchensteiner Schichten ist gegenüber Peaio im Einschnitt des Boite-Flusses bis etwa 800 m gut aufgeschlossen. An der Peaio-Brücke, an der linken Seite, stehen dickgebaukte, gefaltete Augitporphyrtuffe mit N 50°—55° O Streichen an. Sie überqueren hier den Fluß, lagern aber wenige Schritte talab im Flußeinschnitt konkordant auf mittelsteiler NW fallender, grüner Pietra verde. Man kann auch die Auflagerung in einem Nebenbach nach SW weiter verfolgen.

Diese Porphyrituffe wechseln etwas höher im Boite-Einschnitt bei etwa 820 m mit mergeligen Schichten, die Pflanzenreste und Abdrücke von Daonella-Typen enthalten. Dieses Vorkommen entspricht genau nach seiner Lage dem fossilführenden Horizonte in Wechsellagerung mit Tuffen unterhalb Vimigo nordseits des Boite-Tales. Es kommen darüber dickbankige, harte Tuffe und stark zerklüfteter, dunkelgrün verwitternder Augitporphyr vor. Noch höher stehen Bombentuffe und Tuffkonglomerate öfters mit blasigen Einschlüssen an.

Diese untere Gruppe der Wengener Schichten bildet an der rechten Seite des Boite-Flusses ein sehr unruhiges Gehänge mit schroffen Felswänden, in welche der Rusella-Bach des Valle dell'Oglio und mehrere seitliche Wildbäche tief eingeschnitten sind. Diese felsige Landschaft setzt sich bis zu etwa 1020 m im Valle dell'Oglio hinauf fort. Es folgen dann etwa 50—60 m feste Tuffsandsteine und Bausteintuffe, die ein kleines Gewölbe bilden. Weiter oben kommen feine Palagonittuffe und grünliche und dunkle Tuffe mit dünnplattigen Mergeln in Wechsellagerung vor, in welchen Pflanzenreste häufig sind.

In dieser weicheren Tuffgruppe entspringen mehrere gute Quellen und kleine Bäche. Sie gehen in etwa 1300 m Höhe bei der Chiadolada-Wiese in Tuffkalkkonglomerate und Tuffmergel über, die vielleicht schon Cassianer Alter besitzen. Die Cassianer Schichten bilden zwischen dem Boite-Bach und der Chiadolada-Wiese den steilen Osthang der Becco di Cuzze und sind vorwiegend in der Eruptivfazies entwickelt. Sie sind von van Houten untersucht worden, nach dem diese Fazies ganz in den O und NO Hang des Becco sich fortsetzt. Ober der Chiadolada-Wiese aber folgen auf die Konglomerate die typischen Cipitkalke und Pachycardientuffe der Cassianer Schichten. Die oberen fossilreichen Cassianer Horizonte ziehen sich unterhalb der Steilwände aus Schlern-dolomit gleichmäßig über die verschiedenen Eruptivfazies durch.

An der Forcella Chiadolada findet nun die Ablenkung des Streichens der Schichtmasse in O-W Richtung statt. Der Winkel des Einfallens ist im allgemeinen von 30—50° N, resp. NNO oder NNW.

Die Ausbildung der oben beschriebenen Schichten behält ungefähr den gleichen Charakter, aber die Mächtigkeit von allen drei Gruppen, Buchensteiner, Wengener und Cassianer nimmt gegen O rasch zu.

I. Der Obere Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten.

Die Buchensteiner Kalke sind in der Talfurche des Rutorto-Baches unterhalb Zoppe und am Südhang von Col di Pian fast in geschlossenen Profilen zu finden. Das rührt von den frischen Entblößungen her, die teils durch Rutschungen in den tieferen Teilen des Gehänges neben dem Bach, teils infolge der Anschnitte durch die beiden Straßen entstanden sind, welche in verschiedenen Höhen dieses steile Gebirge durchziehen.

Der Rutorto-Bach fließt über:

1. die höchsten Pietra-verde-Ablagerungen der Buchensteiner Schichten an der Ecke westlich von Zoppe, wo mehrere Bäche zusammentreffen. Die grünen Tuffe sind dick und dünn geschichtet und etwa 80 m mächtig. Talab folgt:

2. eine Wechsellagerung von Pietra verde, plattigen Kalken und Tuffmergeln und Schiefer. Die Schichtung der Pietra verde wird hier öfters sehr dick, bis zu 5 m starken Lagen. Die Mergel und Schiefer sind feingebändert und buntfarbig. Diese plattige Gruppe liegt auf:

3. typischem, hellgrauem Knollenkalk mit gelbbraunen Hornsteinknollen und -adern. Es kommen darin dicke Bänke von Pietra verde sowie dünn geschichtete dunkle Tuffmergel und in den tieferen Lagen wechsellagernde, braun und gelb verwitternde Plattenkalke vor. Diese Lagen bilden einen Übergang nach unten in:

4. eine schmale Gruppe von dunkelgrauen plattigen Kalken, die hellgelb verwittern und viel Calcit enthalten. Sie treten nach unten mit dunkelblauen Plattenkalken und

Schiefern in Wechsellagerung, die dann in eine auffallende Gruppe von schwarzen Glanzschiefern übergehen. Es folgen darunter der Reihe nach dunkle Mergelschiefer, feine Breccien und dickgebankter Kalk mit knolligen wulstigen Oberflächen und Calcitadern. Nach unten wird er dolomitisch und liegt auf:

5. sehr weichen rostbraunen und ziegelroten Mergeln. Die tieferen Lagen wechseln mit feinen Konglomeraten oder Breccien, deren Einschlüsse aus Bruchstücken von harten Mergeln und gelbgranem Kalk bestehen. Das Verwitterungsmaterial wird von den tonigen grauen und roten Mergeln gebildet.

In diesen wechselreichen Lagen (4) und (5) sehen wir also das Vorkommen der Stufe des oberen Muschelkalkes. Ihre Ausbildung ähnelt hier derjenigen am Col Vidal im Osthang des Antelao und des Monte Rite. Es kommen auch hier wie dort in den dunklen Plattenkalken verkohlte Pflanzenreste und Abdrücke von Bivalven und kleinen Gastropoden vor.

Wenn auch der darunterliegende Horizont nicht mehr im Bereich der Cortina-Karte liegt, so soll doch gesagt werden, daß er aus Mendoladolomit besteht, welchem die bunten Mergel auflagern, die vielfach von Schutt bedeckt sind.

NNW

M. Penna
2193m.

SSO

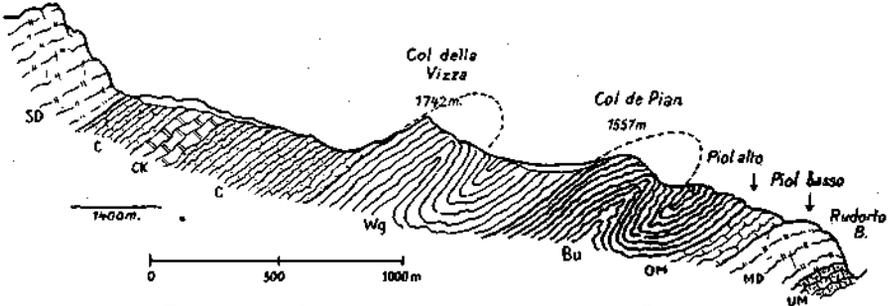


Fig. 52. Profil durch den Südhang des Zoppe Gebietes.

SD = Schlerndolomit. C = Cassianer Schichten. CK = Cipitkalk. Wg = Wengener Tuffe, Tuffschiefer- und Sandsteine. Bu = Buchensteiner Kalke und Pietra verde. OM = Oberer Muschelkalk. MD = Mendoladolomit. UM = Unterer Muschelkalk (i. M. 1 : 30.000).

Dieses Profil ist am leichtesten längs der Militärstraße zugänglich, die den steilen Hang südlich vom Col di Pian und zwischen den Rutorto- und Rissolotto-Bächen in vielen Serpentinien nach Zoppe hinaufzieht. Während nun das allgemeine Streichen etwa O—W erfolgt, ist diese ganze Reihenfolge etwas schräg dazu in N 15° gefaltet, so daß im Col di Pian und wieder im Col Alto im Süden zwei Längssättel durchziehen (Fig. 52). Außerdem ist diese Schichtmasse in eine Reihe von kleinen Querfalten gelegt. Man sieht auch eine gut entwickelte Clivage in NS bis N 10° O Richtung. Die Falten sind vorwiegend in der Form mittelsteiler Antiklinen ausgebildet. Nur gegen den Rissolotto-Bach werden sie steiler und etwas verdrückt und verzerrt. Als Folge der stärkeren Zusammenpressung sind offenbar die vielen Klüfte und Abrutschungen in den Wengener und Buchensteiner Schichten entlang der rechten Bachseite zu erklären.

II. Die Wengener Schichten des Zoppe-Gebietes.

Diese bilden hier das breite Wiesenland dieses Hochgebirgstales, dessen Dörfer Villa, Bortolot und Sagui sich in Höhen von 1450—1475 *m* befinden. Das Hügelland aus Wengener Schichten erstreckt sich von Col Botei (1578 *m*) im O über Passo Tamai (1770 *m*) nach W. Sie sind vielfach im Talgehänge von Wiesen und am Paß von Wäldern bedeckt.

Die Schichten nehmen nach W durch Einschaltung von Eruptivmaterial auffallend rasch an Mächtigkeit zu. Immerhin erkennt man die gleiche Reihenfolge, wie schon oben vom Boite-Tal bis zur Chiandolada beschrieben worden ist. An mehreren Stellen erhält man einen guten Einblick in die Buchensteiner Wengener-Übergangsschichten, beispielsweise an der Straße unterhalb „Villa“ und im Nordhang von Col di Pian beim tieferen Weg gegen Sacroda. An solchen Stellen sieht man, daß auf den typischen plattigen Pietra verde-Tuffen einige Meter von dunklen, weichen Tuffmergeln folgen, in welchen zuweilen noch das grüne Tuffmaterial eingemischt liegt. Diese gehen nach oben in dünngebänderte, schwarze und noch grüne Mergelschiefer und teilweise Glanzschiefer über; in einigen Bänken kommen Pflanzenreste und *Posidonia Wengenerensis*-Fossilien vor. Erst über dieser wenig mächtigen Gruppe fangen hier die großen Tuffmassen mit groben Tuffen und Tuffkalkkonglomeraten an.

Mehrere dünne Lager von Augitporphyritlaven sind in den Steilwänden vom „Col di Fies“, „della Vizza“ und „di Sagui“ mitten in den unteren Tuffen zu sehen.

Folgt man dem Weg über Chiuse zwischen Forcella Chiandolada und Zoppe, so sieht man unterhalb Col della Vizza ein interessantes Vorkommen eines kleinen Tuffganges. Gleich am Wege unterhalb des großen „Christus“ bei 1575 *m* lagern Wengener Schiefer und Tuffmergel diskordant auf einer kleinen Anschwellung dieses Ganges. Das Gestein ist hellgrau mit schwärzlichen oder schwarzgrünen unregelmäßigen Flecken von verschiedener Größe.

Eine nachträgliche mikroskopische Untersuchung, die Dr. H. P. Cornelius für die Autorin gemacht hat, hat folgendes ergeben:

Das Gestein ist als ein Tuff von ungefähr andesitischen Charakter zu bezeichnen. Es ist ein Haufwerk von meist unregelmäßig gestalteten, eckigen Gesteinstrümmern sehr verschiedener Beschaffenheit sowie von Kristallen, bzw. Bruchstücken von solchen. Unter den ersten befinden sich:

1. solche, die ganz aus kleinen Plagioklasplättchen bestehen,
2. farblose oder bräunlich-mikrofelsitische Aggregate,
3. ebensolche mit grünem, blättrigem Zersetzungsprodukt durchzogen,
4. bräunliches Glas,
5. Aggregate von Quarzkörnern (spärlich, wohl fremder Einschluß).

Unter den Kristallen überwiegt Plagioklas (nahe Andesin, doch Bestimmung nicht ganz eindeutig); Pyroxen? gänzlich zu dem genannten grünen Mineral zersetzt, ebenfalls reichlich: Biotit und Muskovit nur selten, ebenso Quarz (gesteinsfremd?). Sehr reichlich sind sekundäre Mineralien, besonders Kalzit, ferner Analcin und wahrscheinlich auch andere Zeolithe.

Der Gang wird an der Westseite von einem Bruch von den Wengener Schichten getrennt. Er wird bald dünn und keilt gegen O aus. Seine Länge beträgt etwa 15—16 m. Stellenweise sind die hangenden Schichten im Kontakt in ein marmorartiges hellrosa und weißes Gestein umgewandelt, das von den dunklen Augitporphyrittuffen überlagert wird. Die Schichten unterhalb des Tuffganges gehören zu der unteren Wengener Gruppe mit groben Tuffen und Tuffkonglomeraten.

Passo Tamai.

Man bekommt den besten Einblick in die Ausbildung und die tektonischen Verhältnisse der Wengener Schichten am Passo Tamai und im Tal westlich davon.

Der Aufstieg führt vom Rutorto-Bach unterhalb Dorf Sagui zum Passo Tamai. Die dünn geschichtete untere Gruppe mit gebänderten Schiefen und Tuffen ist bei etwa 1400 m am Zusammentreffen des Sagui-Baches und Rutorto-Baches gut aufgeschlossen.

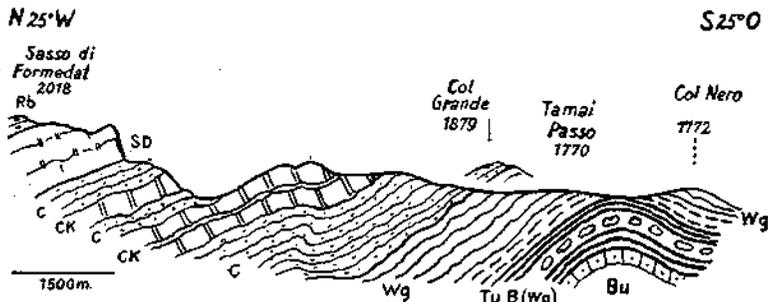


Fig. 53. Querschnitt Passo Tamai—Sasso di Formedal.

Rb = Raibler Schichten. SD = Schlerndolomit. CK = wechsellagernde Tuffe, Cipitkalke und Mergel der oberen Cassianer Gruppe. C = Cassianer Tuffe und Mergel. Wg = Tuffreiche Wengener Schichten, nach unten in Tuffkalkbreccien (TuB) übergehend. Bu = Buchensteiner Agglomerate (i. M. 1 : 25.000).

Am Beginn des Aufstieges sieht man meist ausgewitterte Blöcke von Tuffsteinkonglomeraten und groben Tuffen. Anstehende, dick gehauene Tuffe mit Tuffsandsteinen folgen erst bei etwa 1520 m. Indem das Streichen O—W erfolgt und der Weg direkt nach W aufsteigt, bleibt man fast bis oben darin. Sie nehmen auch den größten Anteil an den Felsen nördlich des Weges. Oben an der Paßhöhe, bei 1770 m, kommt dem Streichen nach wieder die ältere Gruppe zum Vorschein. Hier ist sie anstehend zu sehen. Die untersten Lagen sind graue Tuffkalkagglomerate mit größeren und kleineren Bruchstücken von Hornsteinkalk und verhältnismäßig wenig Pietra verde. Sie treten mit dunklem Mergelkalk und Tuffmergel in Wechsellagerung auf und bilden eine flache Antiklinalfalte (Fig. 53).

Auf diese folgen etwa 16—17 m hellgraue Tuffe mit schwärzlichen Flecken; das Gestein ist dasselbe, wie im oben beschriebenen Tuffgang unterhalb des Col della Vizza.

Darauf stellt sich eine dünne Wechsellagerung von Tuffen und geschichteten Tuffkalkkonglomeraten ein. Dann kommen etwa 40 m mächtige hellgrüne Tuffe mit schwärzlichen Flecken vor. Diese Gruppe breitet sich auf der Paßhöhe aus und streicht OSO gegen den Col Nero (gleich südlich des Kartenrandes).

Nördlich an der Paßhöhe und beim Westabstieg nach Brusadaz wird sie von den jüngeren Tuffen und Tuffsandsteinen überdeckt. Die Autorin hat nun das Tal südlich von Brusadaz bis Fusine untersucht und hat dabei feststellen können, daß die Tuffe vom Passo Tamai und vom angrenzenden Col Nero durch dieses Tal mit allgemeinen N-80° O Streichen fortsetzen. Sie sind hier in drei etwa mittelsteile Falten gelegt, so daß die älteren Gruppen öfters entblößt werden. Das Gewölbe am Passo Tamai entspricht der nördlichsten dieser Falten.

III. Die Cassianer-Schichten des Zoppe-Gebietes.

Die Cassianer Schichten, die die Hochterrasse südlich von Becco di Cuzze und Monte Penna bilden, sind schon in der Karte von van Houten eingetragen. Die Verfasserin behandelt hier nur den Anschluß von Sasso di Formedal nach Pecol im W. Die Cassianer Schichten schmiegen sich eng an die Wengener Schichten an und nehmen an ihren O-W Falten Anteil.

Vom Passo Tamai führt ein kleiner Weg nördlich gegen die Schlern-Dolomit-Felsen des Sasso di Formedal hin (Fig. 53). Er leitet auf einer kurzen Strecke unterhalb des Col Grande-Gipfels (1879 m) über dunkle feste Tuffe und zu einer vorspringenden Felsecke über grünlich-graue feine Tuffe mit dicker Bankung und vertikaler Klüftung. Diese bedeuten den Übergang in die Cassianer Tuff-Fazies. Gleich darauf kommen weiche, bellgrünliche oder braune und auch schwarze Tuffe vor, die einen schönen Wiesenboden tragen. Die Tuffe werden teilweise sehr grobkörnig und führen blasige und brecciöse Gesteine und Tuffkonkretionen. Sie gehen nach oben in feste sandige Tuffe, tuflige Kalke und Tuffkalkkonglomerate und Breccien über, in welchen einige Bivalven der Pachycardien-Fauna zu finden sind. Diese Gruppe bildet die Hauptmasse der Einsattelung zwischen Col Grande und Sasso di Formedal. Die Schichten streichen O—W mit 30° N Einfallen und sind leicht gefaltet.

In ihren höheren Lagen kommen erst vereinzelte Cipitkalkblöcke, dann größere Einlagerungen von unterbrochenen Cipitkalkbänken vor. Die Tuffe sind hier öfters erdig und schwarz oder rostbraun und rötlich entwickelt. In dem westlichen Teil des Abhanges von Sasso di Formedal, oberhalb Brusadaz bilden diese unregelmäßigen Bänder von Cipitkalk in den Tuffen vorspringende Steilwände, die an die Roßzähne des Schlerns erinnern.

Hin und wieder kommen in Wechsellagerung mit den Cipitkalcken und höher oben im Liegenden des Schlerndolomits dünngeschichtete Mergel und Mergelkalke vor, die Fossilien der oberen Cassianer Horizonte aufweisen.

Diese Fazies der Cassianer Schichten setzt sich auch westlich von Brusadaz in der Hochterrasse oberhalb Coi fort. Dort wird die ganze

Schichtmasse von großen Diluvial- und Bergsturzmassen überdeckt, die von der Monte Pelmo-Steilwand nach Mareson und Pianaz ins Tal herunter ziehen. Diese Unterbrechung liegt direkt in der Linie eines N-S Vertikalbruches, der zwischen den Steilwänden des Monte Pelmo und Monte Pelmetto durchschneidet. Es mag wohl sein, daß der Bruch seine Fortsetzung im Südhang des Monte Pelmo hatte und deshalb die Erosion später leicht längs dieser Linie angreifen konnte. An den Rändern der Diluvialmassen sieht man in tieferen Lagen verrutschte Schollen von zusammenhängenden Cassianer Tuffen. Der Hauptstrom besteht jedoch aus großen von oben herabgestürzten Dolomitblöcken und Diluvialbreccien.

M. Civetta.

Die Cassianer Schichten setzen sich nordwestlich im hoch gelegenen Tal von Rio Canedo zwischen Monte Pelmo und Monte Civetta fort. In ihrem Liegenden tauchen zwischen Col di Vallon und Monte Civetta dunkle Tuffe und Augitporphyrite der Wengener Tuff-Fazies wieder auf. Diese Tuff-Fazies von Wengener und Cassianer Alter ist teilweise durch einen O geneigten Bruch vom Schlerndolomit am NO Hang des Monte Civetta getrennt und nach W gegen den Dolomit aufgeschoben. Stellenweise sieht man den Schlerndolomit mit ihnen eingefaltet und eine breitere Scholle nach W gegen den Dolomit aufgeschoben. Die Profile von Castiglioni weisen auf eine gestörte Randzone hin (1931, Tafel III, Prof. II). Während diese Störungen am Osthang des M. Civetta liegen, zeigt die Karte von Castiglioni eine bedeutende Störungszone mitten im Dachsteindolomit und dem Liaskalk des Monte Civetta, an welcher die Ostscholle nach W überschoben wurde. Nur der nördlichste Teil des Gebirges liegt im Bereich der Cortina-Karte und in ihm verläuft diese Störungszone meist in dem Ostrand des Dachsteindolomits. Die genaue Beschreibung findet man in der Originalarbeit von Castiglioni.

Am NW Rand des Civetta-Gebirges findet sich noch eine O-W Überschiebung, an welcher die Werfener Schichten im O auf Tuffe überschoben sind.

Diese Schubflächen in dem Dolomitgebirge westlich des Zoppe-Gebietes haben dieselbe tektonische Bedeutung wie die Querfaltungen in den biegsamen Tuffen des Zoppe-Gebietes. Sie sind unter die jüngeren Deformationserscheinungen zu rechnen, die als Folge eines O-W Druckes zustande gekommen sind. Sie haben lokal die älteren ost-westlichen Strukturen zur Seite geschoben und überwältigt.

Die große Mächtigkeit des Schlerndolomites im westlichen Teil des Monte Civetta hängt damit zusammen, daß dort die Buchensteiner Kalke sowie die Wengener und Cassianer Tuff- und Mergelfazies vollkommen in eine Dolomitfazies übergeht, so daß diese Kette im unteren Teil als ein Riffbau während der mittleren Triaszeit angesehen wird. Der Schlerndolomit setzt sich dort vom Anfang der Buchensteiner Zeit bis zur Raibler Zeit ohne Unterbrechung fort.

Der oben beschriebene Streifen des Zoppe-Gebietes südlich des Monte Pelmo ist für die Erkenntnis einer Eruptivfazies sehr lehrreich, die von den Eruptionen spät im Buchensteiner Alter bis zum Ende der Cassianer

Periode andauerte. Die Profile sind noch viel reichhaltiger, als hier in dieser Übersicht beschrieben werden konnte. Es handelt sich hier nur um die stratigraphischen und tektonischen Beziehungen dieses Streifens von etwa 7 km Länge mit den umgebenden, in neuerer Zeit untersuchten Gebieten der Cortina-Karte. Die stratigraphischen Beziehungen sowohl zur Monte Pelmo-Kette wie zum Monte Rite sind hier erläutert worden. Die Beziehungen zur Monte Civetta-Kette sind schon oben behandelt.

Tektonische Beziehungen.

Die tektonischen Beziehungen des Zoppe-Gebietes können nicht vollständig klargelegt werden, ohne daß das im S an die Cortina-Karte angrenzende Gebiet genau kartiert wird: Aus der Karte von Mojsisovics und seiner Beschreibung ist zu entnehmen, daß hier die liegende Mittel- und Untertrias von steilen S überkippten Falten und Brüchen betroffen wird.

Diese komplizierte Zone verläuft O-W und wird als Fortsetzung der Val Sugana-Störung betrachtet.

Eine weitere Frage ist die Beziehung des Zoppe-Gebietes zu der Monte Civetta-Scholle im W. Für die Aufklärung dieser Frage ist vielleicht ein Vergleich mit den östlicheren Verhältnissen des Zoppe hilfreich.

Es wurde im ersten Teil dieser Arbeit nachgewiesen, daß an der NO-SW Val Sugana-Störung im Cadore-Tal die Oberperm- und Trias-schichten nach S und SO gegen den Dachsteindolomit aufgeschoben wurden. An gewissen Stellen konnten kurze Überschiebungen beobachtet werden. Es wurde auch gezeigt, daß diese Störung infolge von N-S Brüchen in der Cibiana- und Monte Rite-Gegend in NNO-SSW Richtung abgelenkt wurde, daß sie jedoch südlich vom Monte Rite wieder in der OW Richtung fortsetzt.

Etwas weiter westlich aber macht diese Störung eine Ablenkung, die das Gegenstück zu derjenigen am Monte Rite darstellt. Die Ablenkung der Cassianer und Wengener Schichten bei der Ortschaft Pecol neben dem Monte Civetta findet nämlich nach NNW statt. Diese Scholle biegt um die Nordecke des Civetta-Gebirges und ist nach W gegen den Dolomit aufgeschoben. Das Zoppe-Gebiet liegt nun mit O-W Streichen im mittleren Teil zwischen den zwei Umbiegungen des Streichens.

In der NNW Umbiegung bei Pecol spielt die eingesunkene Scholle des Monte Civetta eine ähnliche Rolle wie das gesenkte Dachsteindolomitgebirge an der SO Ecke des Cadore-Tales zwischen Monte Zucco und Monte Dubeia. Ein Unterschied liegt darin, daß dort der Aufschub der älteren Schichten gegen den versenkten Dolomit nach SO, bzw. O stattfindet.

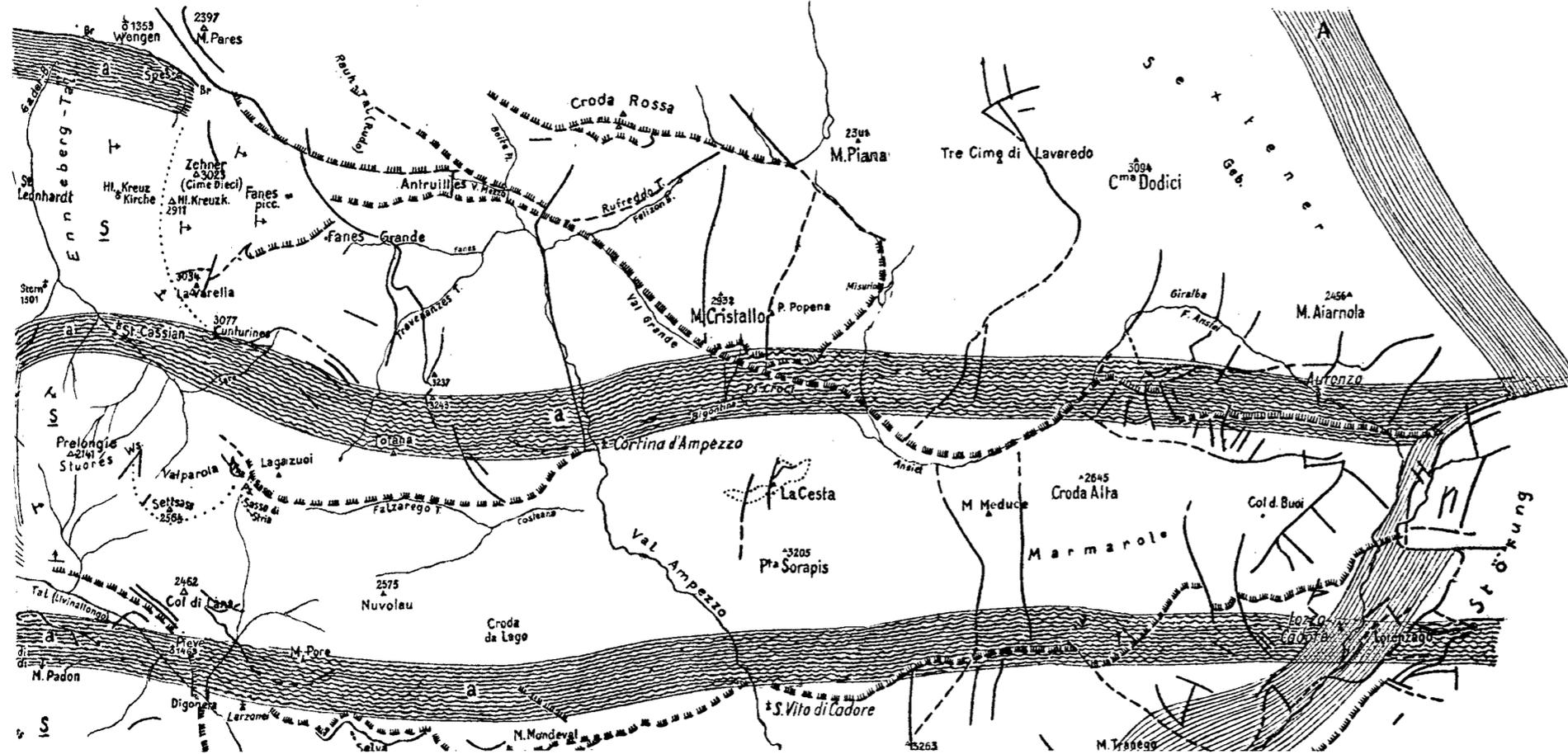
Nach der Meinung der Verfasserin kann man tektonisch den Aufschub der Wengener Tuffe nach SO auf den Monte Zucco (südlich Valle di Cadore) mit dem Aufschub der Wengener und Cassianer Tuffe am O und NO Rand des Monte Civetta als analog ansehen. Diese beiden Stellen liegen miteinander fast in direkter O-W Linie. Dazwischen aber, im Zoldo-Gebiet, ist die ganze Schichtmasse samt beiden Schollen etwas nach S verschoben. Der Streifen gehört also dem südlichen Teil der Schüsselform des Gebietes an.

Verzeichnis der benützten Literatur.

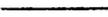
1. Bittner A., Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Bd. XIV, Wien 1890.
2. Bittner A., Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Bd. XVIII, Wien 1895.
3. Böhm J., Die Gastropoden des Marmolatakalkes. Paleontographica, Bd. XLII, Stuttgart 1895.
4. Broili F., Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alm (mit Ausschluß der Scaphopoden und Gastropoden). Paleontographica, Bd. L, Stuttgart 1903—1904.
5. Broili F., Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe. Scaphopoden und Gastropoden. Paleontographica, Bd. LIV, Stuttgart 1907—1908.
6. Castiglioni B., Il gruppo della Civetta (Alpi dolomitiche), Padova. Società Cooperativa tipografica 1931.
7. Cornelius-Furlani M., Zur Kenntnis der Villnösser Linie. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1924.
8. Cushman and Key, Foraminifera, Their Classification and Economic Use. Sharon, Massachusetts, USA, 1933.
9. Dal Piaz G., Geologia dell'Antelao. Boll. R. Com. geol. d'Italia, Vol. XLII, fasc. 3, Roma 1911.
10. Geyer G., Zur Kenntnis der Triasbildungen von Sappada, San Stefano und Auronzo in Cadore. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1900.
11. Geyer G., Erläuterungen zur geologischen Karte der österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt Sillian—San Stefano di Comelico. Wien 1902.
12. Haas H., Beiträge zur Kenntnis der liasischen Brachiopodenfauna von Südtirol und Venetien. Kiel 1884.
13. Harada T., Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und der westlichen Carnia. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien, Bd. XXXIII, 1883.
14. Hoernes R., Aufnahmen in Sexten, Cadore und Comelico. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1875; Vorlage von Petrefakten des Bellerophonkalkes aus Südost-Tirol. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1876.
15. Horn M., Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau. 1914.
16. Houten, L. van, Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Bd. LXXX, Wien 1930.
17. Hummel K., Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten. Geologische Bundeschau, Bd. XIX, Berlin 1928.
18. Hummel K., Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpinen Mitteltrias. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Bd. LXVIII, Abt. B, Stuttgart 1932.
19. Kittl E., Geologie der Umgebung von Sarajewo; die Fauna der Bellerophon-schichten. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. LIII, Wien 1903, S. 682.
20. Klebelsberg R. v., Die Trias-Jura-Grenze im Dachsteinkalk-Gebirge zwischen Gader und Boite. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin, Bd. XXVII, 1927.
21. Klebelsberg, R. v., Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. Verlag Bornträger, Berlin 1928.
22. Klebelsberg, R. v., Grundzüge der Geologie Tirols. Sonderdruck aus dem Werk „Tirol“ des Deutschen und österreichischen Alpenvereins. München 1933.
23. Kober L., Der Dachsteinkalk zwischen Gader, Rienz und Boite. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien, Bd. I, 1908.
24. Kossmat und Diner, Die Bellerophonkalke von Oberkrain und ihre Brachiopodenfauna. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1910.
25. Laube G., Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Teil 1—5. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. Bd. XXIV—XXX, Wien 1865—1869.
26. Loretz H., Geologische Mitteilungen über Cadore, Fiorentinata, Caprile und Zoldatal, Südtirol. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Stuttgart 1873.
27. Loretz H., Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. XXVI, 1874.
28. Loretz H., Einige Petrefakten der alpinen Trias aus den Südalpen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin 1875.
29. Mojsisovics E. v., Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.

30. Mojsisovics E. v., Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien, Bd. X, 1882.
31. Mutschlechner G., Geologie der St. Vigiler Dolomiten. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Bd. LXXXII, Wien, 1932.
32. Mutschlechner G., Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien, Bd. LXXXIII, 1933.
33. Nöth L., Geologie des mittleren Cordevole-Gebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Bd. LXXXIX, Wien 1929.
34. Ogilvie Gordon, M. M., Das Grödnertal, Fassa- und Enneberg-Gebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien, Bd. XXIV, 1927.
35. Ogilvie Gordon M. M., Die Überschiebung am Gipfel des Sellamassiv in Südtirol, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1908.
36. Ogilvie Gordon M. M., Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Bd. LXXXIX, Wien 1929.
37. Pia J. v., Neue Studien über die triadischen *Siphoneae Verticillatae*. Beiträge zur Geologie und Paläontologie Österreich-Ungarns, Bd. XXV, Wien 1912.
38. Pia J. v., Die *Siphoneae Verticillatae* vom Karbon bis zur Kreide. Abhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft, Wien, Bd. XI, Heft 2, 1920.
39. Richthofen F. v., Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo St. Cassian und der Seiser Alpe. Gotha 1860.
40. Rothpletz A., Ein Querschnitt durch die Ostalpen, Stuttgart 1894.
41. Schwinner R., Zur Tektonik der Ampezzaner Dolomiten. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien, Bd. VIII, 1915.
42. Stache G., Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. XXVII, 1877 und Bd. XXVIII, 1878, Wien.
43. Suess E., Das Antlitz der Erde. Bd. I, S. 338, Bd. III, Abt. I, S. 425 und 432—445, Wien.
44. Taramelli T., Geologia della provincia Veneta. Atti Real. Acc. dei Lincei, III. Ser., Vol. XIII, Roma 1882.
45. Uhlig V., Über neokome Fossilien von Gardenzazza in Südtirol. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. XXXVII, Wien 1887.
46. Vardabasso S., La struttura geologica delle Alpi Venete. Annuario d. r. Scuola d'Ing. di Padova, A. II, Nr. 2, Padova 1926.
47. Wittenburg, P. v., Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geologische und paläontologische Abhandlungen, neue Folge, Bd. VIII, Jena 1908.
48. Wittenburg, P. v., Einige neue Fossilien aus den Werfener Schichten Südtirols. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Stuttgart 1908.
49. Wöhrmann, S. v. und Koken E., Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. XLIV, Berlin 1892.
50. Zittel K. v., Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie), I. Invertebrata. München und Berlin 1924.

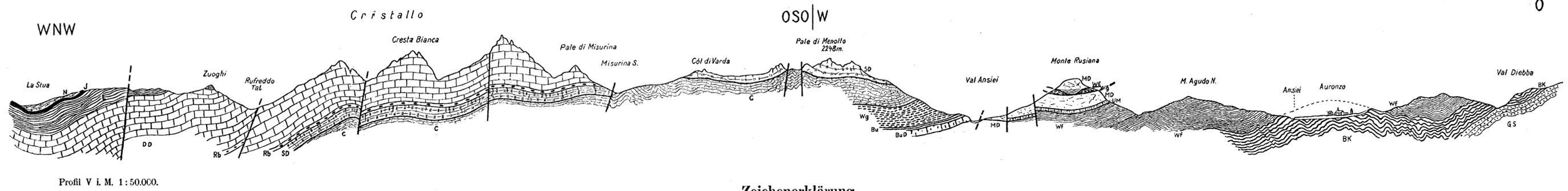
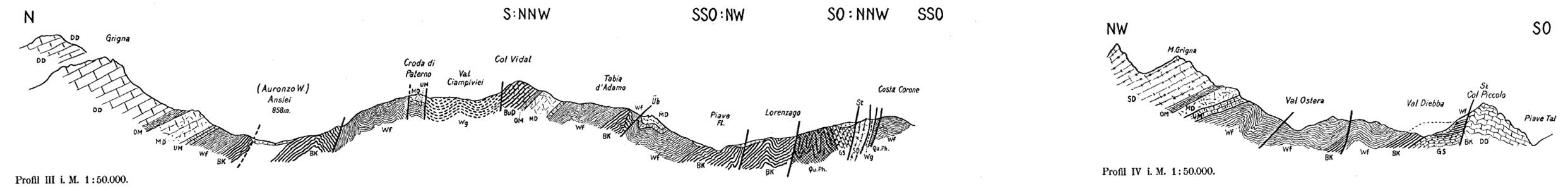
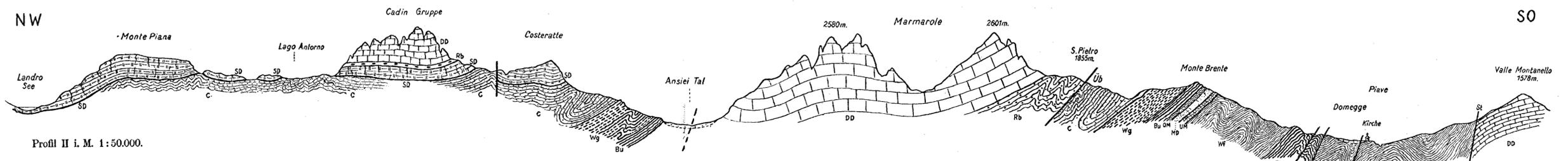
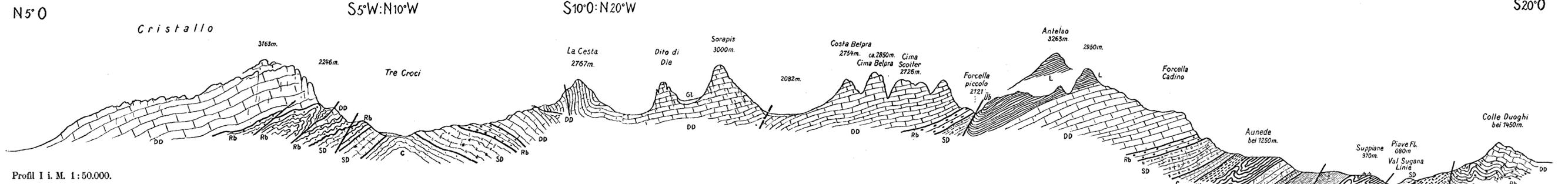
Kartenskizze der Tektonischen Hauptlinien
(Cortina-Cadore Gebiet).



Kartenskizze der Tektonischen Hauptlinien
im Cortina-Cadore Gebiet.

-  Vermuteter ursprünglicher Verlauf der Haupt-Ostwest-Antiklinen (*a*); Ostwest-Synklinen (*S*) im Bild weiß geblieben (ältere Faltung).
-  Queraufwölbungen an der Val Sugana-Störungszone und am Ostrand des Sextener Gebirges (*A*).
-  Wichtige Störungslinien, die lokal als Überschiebungen entwickelt und meist enge an die Steilseiten der Antiklinen gebunden sind.
-  Brüche und Verschiebungen.

Erklärung zu Tafel XIX



Zeichenerklärung.

- | | | | | | |
|----------------------------|-------------------|--|--|---|--|
| Alluvium und Gehängeschutt | Lias | Schlerndolomit | Buchensteiner Kalk und Pietra verde, Dolomitfazies | Unter-Muschelkalk, samt Richthofen-Konglomeratgruppe | Gröden Sandsteine und Konglomerate (Unterperm) |
| Neokomschichten | Dachsteindolomit | Cassianer Schichten, in Dolomitfazies übergehend | Ober-Muschelkalk, in Dolomitfazies übergehend | Werfener Schichten = obere (Campiler) und untere (Seiser) Schichten | Beobachtete } Vermutete } Störungen |
| Oberjura | Raibler Schichten | Wengener Schichten, in Dolomitfazies übergehend | Mendoladolomit | Bellerophonkalk, -gips und -dolomit (Oberperm) | Qu. Ph. Quarzphyllit |
- Ub = „Antelao“-Überschiebung.
St = „Val Sugana“-Störung*.

GEOLOGISCHE KARTE DER DOLOMITEN VON CORTINA D'AMPEZZO UND CADORE

von Dr. Maria M. Ogilvie Gordon.
CORTINA D'AMPEZZO E LE DOLOMITI CADORINE

TOURING CLUB ITALIANO
CARTA DELLE ZONE TURISTICHE D'ITALIA

Tafel XXI



Farbenerklärung:

- Talalluvium und Seen
- Gehängeschutt und Verhüllungen
- Bergsturzmassen
- Moränen und Gehänge-Breccien
- Schotter, Sand u. Lehm
- Konglomerierte Schotter
- Gosau-Schichten
- Neokom
- Oberjura
- Lias
- Dachsteindolomit
- Raibler Schichten in Dolomit übergehend
- Schlierdolomit



- Cassianer-Cipitkalk bzw. Marmoritkalk
- Obere Cassianer
- Untere Cassianer (nur teilweise ausgeschieden)
- Wengener-Cassianer reiche Tuff-Fazies
- Wengener Schichten
- Wengener ältere Tuffe und Augitporphyr (fast in S.W. unterdrückt)
- Buchensteiner Schichten, Kalk- u. Dolomitfazies
- Oberer Muschelkalk
- Mendola Dolomit
- Unterer Muschelkalk
- Werfener Schichten
- Bellerophonkalk
- Grödner Sandstein
- Quarzphyllit

Störungen: Beobachtete Vermutete

Streichen u. Fallen: bis 30°, 30-60°, über 60°, salzer, horizontal

Diagnostik e incisa nell'UFF Cartografico del T.C.I. Dopo cartografia P. Carbellin. Lungitudine Over de M. Mario

Scala di 1:50.000

1 centimetro = 500 metri

Quota topografica: Quota topografica

Quota altimetrica: Quota altimetrica

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

Quota ellipsoide: Quota ellipsoide

Quota geoidale: Quota geoidale

Quota ortometrica: Quota ortometrica

Quota sferica: Quota sferica

