

Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo.

Von Maria M. Ogilvie Gordon.

(Mit 2 geologischen Karten, 2 Profiltafeln und 17 Textfiguren.)

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	357
I. Teil: Das Livinallongo- (Buchenstein-) Tal.	
A. Stratigraphische Übersicht	359
Perm	359
Bellerophon-schichten	359
Trias	360
Werfener Schichten	360
Unterer alpiner Muschelkalk	362
Oberer alpiner Muschelkalk	365
Kalkfazies und Dolomitzfazies (Mendolahorizont)	365
Plattenkalk und Mergel der Grenzzone	366
Ladinische Stufe	367
Knollenkalk und <i>Pietra verde</i> der unteren Buchensteiner Schichten	367
Plattenkalk und <i>Pietra verde</i> der oberen Buchensteiner Schichten	368
Tuffbreccien, Kalkeinlagerungen und Tuffe der oberen Buchensteiner Schichten	368
Tufffazies der Wengener Schichten	373
Cassianer Schichten	374
Tuffkonglomerate der Cassianer Schichten	374
Cipitkalk und Mergelfazies der Cassianer Schichten	375
Schlerndolomit am Sasso Beccie	376
Diluvium und Alluvium	377
B. Tektonische Übersicht	377
Der Südhang des Livinallongotales	377
Der Nordhang des Livinallongotales und die Hauptstörungslinien	385
Der Nordhang oberhalb Andraz	393
Das Gewölbe von Salesei	395
II. Teil: Sett Sass und Prälongia	397
III. Teil: Das Gebiet von Valparola, Lagazuoi und Falzaregotal	406
IV. Teil: Das Gebiet von Cortina d'Ampezzo	419

Vorwort.

Da ich bereits in der Einleitung einer vor zwei Jahren erschienenen Publikation¹⁾ einen kurzen Überblick über die geologische Erforschung der westlichen Dolomiten veröffentlicht habe, darf ich hier, um Platz zu ersparen, auf diese sowie auf die dort angegebene Literaturliste verweisen.

¹⁾ „Geologische Beschreibung von Gröden-Passa-Enneberg“ (Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bd. XXIV, Heft I und II). Wien, 1927, S. XIV und S. 370.

An erster Stelle kommen für das Gebiet des Livinallongo- (Buchenstein-) Tales die grundlegenden Werke von F. von Richthofen¹⁾ 1860 und Mojsisovics²⁾ 1879 in Betracht. Aus neuester Zeit liegt die 1926 veröffentlichte Arbeit von H. P. Cornelius und M. Furlani-Cornelius über die „Tektonik der Marmolatagruppe“ vor.

Die reiche ältere Literatur über die Gegenden von St. Cassian, Prolongei und Stuoresswiese, Sett Sass, Falzaregotal und Cortina d'Ampezzo wurde schon von Mojsisovics in „Dolomitriffe“ berücksichtigt. Außerdem enthalten für diese Gebiete die Arbeiten von Klipstein und Loretz manche wichtigen Detailuntersuchungen.

Unter den späteren Werken sind von besonderem Wert jene von E. Koken, und speziell seine 1913 veröffentlichten „Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz“. Im Jahre 1908 gab Professor Kober seine bekannte Arbeit über das „Dachsteingebirge zwischen Gader, Rienz und Boita“ heraus.

Die Publikationen dieser sowie anderer Geologen werden immer an den betreffenden Stellen im Text zitiert.

Mein eigener Wunsch bei der hier vorliegenden Arbeit war, nochmals das „Livinallongotal“ oder „obere Cordevoletal“ in größerer Genauigkeit zu untersuchen. Im Jahre 1899 hatte ich dort das Vorkommen von sich kreuzenden Längs- und Querfalten sowie von verzweigenden Längsbrüchen beschrieben, die teilweise mit einem Schub von N her verbunden waren. Die Hauptstörung setzte sich nach S im Cordevoletal fort. Deswegen habe ich auch Herrn Dr. Nöth vorgeschlagen, das südlich angrenzende Cordevolegebiet zu untersuchen.

Die zwei Karten des Cordevolegebiets, die jetzt in diesem Jahrbuch erscheinen, grenzen also direkt aneinander.³⁾

Herr Dr. Nöth hat mir mitgeteilt, daß die beiden Faltungen auch im mittleren Cordevolegebiet klar zum Ausdruck kommen. Weiter haben auch hier ausgesprochene N-S-Schubbewegungen sowie auch noch andere in schrägen und östlichen Richtungen stattgefunden.

Diese Resultate weisen darauf hin, daß im Livinallongo- und mittleren Cordevolegebiet ein ähnlicher Gebirgsbau wie im Fassa-Grödengebiet im W herrscht.

Das tektonisch sehr einfache nördliche Gebiet von Pralongia und Stuoress habe ich wegen der interessanten Cassianer Schichten in meine Karte aufgenommen.

Ich habe den Text dieser Arbeit in deutscher Sprache geschrieben, und möchte Herrn Oberbergrat Ampferer für seine freundliche Revision meinen Dank aussprechen.

1) F. v. Richthofen, „Geologische Beschreibung der Umgegend von Predazzo. St. Cassian und der Seiser Alpe in Süd-Tyrol“. Gotha, 1860.

2) E. v. Mojsisovics, „Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien“. Wien, 1879.

3) Die gleichen Farbensignaturen sind von Herrn Dr. Nöth und mir benützt worden um den Kartenvergleich zu erleichtern.

I. Teil. Das Livinallongo- (Buchenstein-) Tal.

A. Stratigraphische Übersicht.

Perm-Bellerophon-Schichten.

Das Vorkommen von Schichten permischen Alters im Livinallongotal war den früheren Autoren unbekannt. Erst im vorigen Jahre hat die Autorin zwei Aufschlüsse des Oberperms erwähnt,¹⁾ die früher nicht von der untern Trias getrennt worden sind.

Der kleinere davon kommt am Nordhange des Cordevolebachs, wenig oberhalb der Vallazzabrücke (1282 m) vor. Wir beschreiben ihn zuerst.

Der Bach fließt zwischen Ruaz und Vallazza durch Werfener Schichten, deren Faltungen fast parallel mit der Richtung des Baches verlaufen. Als Kern eines Sattels kommt an der Nordseite des Baches ein kurzer Streifen von Bellerophonkalk zutage, der aus der oberen Gruppe von Algenkalk, dunklen Ostrakodenkalken und Mergelkalk besteht. Es wurden darin folgende Fossilien gesammelt: *Pecten comelianus*, *P. Trinkereri*;

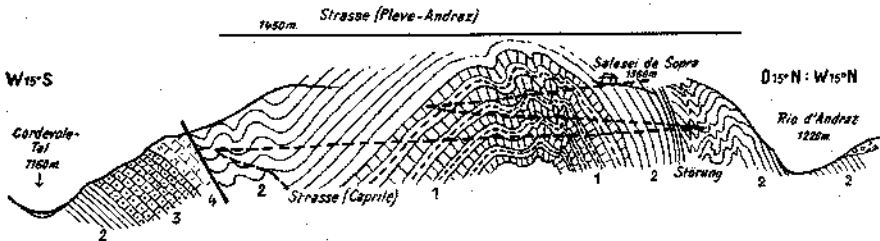


Fig. 1. Profil an der Talecke unterhalb von Salesei. Maßstab 1 : 12.500.

1 = Bellerophonkalk, 2 = Werfener Schichten, 3 = Unterer Muschelkalk, 4 = Mendoladolomit.

Avicula cingulata; *Natica comelicana*; *Catinella depressa* u. a.²⁾ Einige Lagen zeigen mancherlei Durchschnitte von Bellerophontypen; auch wurde ein *Nautilus*-Abdruck aufgefunden. Unter den Algenresten war das Leitfossil *Gymnocodium Bellerophontis* reichlich vorhanden.

Gegen O, talab, taucht dieser Aufschluß des Oberperms mit einer Quereinbiegung der gesamten Schichtenreihe wieder unter.

Ein viel größerer Aufschluß erstreckt sich tiefer unten, noch am Nordsteilhange des Taleinschnitts, von der Hauptstraße bei etwa 1300 m oberhalb Dorf Salesei in SSO-Richtung bis zur verschütteten Talecke von „Pian“ (1193 m). Die oberpermischen Schichten bilden hier einen hoch gewölbten Sattel, von der unteren Trias überlagert.

Es sind hier nicht nur die allerobersten dunklen Gymnokodien- und Ostrakodienkalk und Mergelkalk, sondern auch die mittleren Lagen von gelblichen Rauhacken und wechsellagerndem Dolomit und dolomitischem Kalk aufgeschlossen. Dagegen treten die tieferliegenden Tonschiefer, Gipse und Mergel des Oberperms und die Grödener Sandsteine des Perms am Talhange von Salesei nicht zutage.

¹⁾ Aut. „Wanderbuch der westlichen Dolomiten“ (Freitag u. Berndt) Wien, 1928, S. 66, 69.

²⁾ Vgl. Stache, „Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols“. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1877 und 1878.

Der Bau der Fahrstraße, die jetzt von der Piève-Andraz-Straße nach Alleghe im S abzweigt, hat sehr günstige Einschnitte in der Schichtenfolge geschaffen. Dort kann man in mehreren Einfaltungen der obersten Lagen typische Fossilarten auffinden. Die schwarzen Ostrakodenkalke und Algenkalke sind oft reichlich mit Kalzit geädert.

Die Rauhvaccken verwittern orange oder blaßgelb und sind feinsandig und löcherig. Es kommen hier wie im Fassa- und Grödener Gebiet einige Lagen vor, in welchen die Poren auffallend vertikal und regelmäßig angeordnet sind. Die zwischenlagernden, dickbankigen Kalke zeigen öfters auf den verwitterten Oberflächen kleine Bivalvenreste, die nicht gut bestimmbar sind.

Trias — Skytische Stufe. Werfener Schichten.

Verbreitung.

Der Talboden des Cordevolebaches besteht vom Dorf Ruaz (1334 m) talab auf eine Entfernung von etwa 4 km, also fast bis zur Talecke unterhalb Salesei, aus der unteren Trias. Die Talgehänge weisen auf beiden Seiten gleich unterhalb Ruaz auffallend große Aufschlüsse in dieser Schichtenfolge auf. Weiter unten, zwischen Vallazza und der Talecke, kommt auf beiden Seiten der untere Muschelkalk tiefer am Gehänge vor und erreicht südlich von Salesei den Talboden. Die Werfener Schichten sind am Nordhang wieder aufgeschlossen, u. zw. sind sie längs einer Störungszone aufgehoben und bilden nordseits der Hauptstraße und östlich von Salesei das Liegende der Mitteltrias.

Südlich des Tals erhebt sich das breite Eruptivgebiet von Belvedere, Sasso di Mezzodi und Monte Padon, in welchem außer den Aufschlüssen im unteren Talgehänge die Werfener Schichten noch in drei geringfügigen Aufbiegungen im Val Ornella und Val Pestort zutage kommen.

Reihenfolge.

Gute Profile sind in den Werfener Schichten an mehreren Stellen entblößt. Besonders lohnend sind die Aufschlüsse, die normal auf dem Sattel des Bellerophonkalks am Saleseiabhang liegen.

Die dunklen Algenbänke des Oberperms gehen nach oben in (1) plattige Kalke und Mergel über, die allmählich hellgrau werden. Sie werden von unreinem Kalk und glimmerigem Kalk gefolgt, von denen einige Lagen voll von *Anodontophora fassaensis* sind. Diese gehen nach oben in dick- oder dünngeschichtete hellgraue „Myazitenkalke“ über. Einige Lagen führen massenhaft *Anodontophora fassaensis* und typische *Pseudomonotis*-Arten der „Seiser“ oder unteren Werfener Schichten (*Pseudomonotis Clarai*, *P. aurita*). Mitten in der Kalkgruppe schiebt sich eine dünne Gruppe von dunkelgrauem, etwas glimmerigem Kalkmergel ein, die fossilreich ist.

Sie wird von (2) blaugrauen, uneben geschichteten sandigen Kalken und gelbbraunen, teils sandigen, teils bituminösen Mergeln gefolgt. Die verwitterten Oberflächen führen noch hauptsächlich *Pseudomonotis* und *Anodontophora*. Es kommen aber auch Lagen mit kleinen Gastropoden vor (*Pseudomonotis Clarai*, *P. intermedia*, *Natica* sp.).

Darüber folgen (3) feste, rötliche Kalke, die bald in grünliche oder blaugraue, unebenflächige Lagen übergehen. Die Oberflächen weisen öfters Wurmsspuren auf, während die gleichen *Pseudomonotis*-Arten wie in dem liegenden grauen Seiserkalk sowie *P. inaequicostata* vorkommen.

Die Kalke wechsellagern nach oben mit sandigen Mergeln und Mergelschiefern, die teils rotgefärbt, teils grau sind. Glimmer kommt reichlich auf den Oberflächen vor, und einige Lagen sind voll kleiner Gastropodenreste, *Naticiden* und *Holopella gracilior* Schaur. sp. Diese Gastropodenbänke stellen den Übergang in die „Campiler“ oder oberen Werfener Schichten vor.

Darüber finden sich (4) sandige, glimmerige, braunrote oder fleckige Kalke in Wechsellagerung mit roten und grünlichen Mergeln. Letztere weisen öfter Wellenspuren (Ripplemarks) auf den Oberflächen auf. Einige Bänke des braunroten Kalks führen die kleinen Pectiniden der Campiler Horizonte — *Pecten vajolettensis*, *P. sojalis*. Andere führen *Anodontophora fassaensis* sowie verwandte Arten, die größer wie in der unteren Gruppe sind.

In einem grauen Kalk wurde *Pseudomonotis inaequicostata* und auch *Pseudomonotis Clarai* gefunden, obwohl letztere für das leitende Fossil des „Seiser“ Horizonts gehalten wird. Die Autorin hat diese Art jedoch auch im Fassatal in diesem Horizonte festgestellt, z. B. am Steig nach Val Dona, wo er der Monte-Dona-Überschiebung nachgeht, und am Südhang des Udaitals gegenüber Mazzin.

Die nächsthöhere Gruppe ist längs der Andrazstraße über dem Saleseihang gut aufgeschlossen. Sie besteht aus (5) violettroten und grauen Schiefen und Mergeln, die oft mit Glimmerschuppen bedeckt sind. Diese wechsellagern nach oben mit dünn- und dickbankigem grauem Kalk. Es wurden im Kalk gefunden: *Naticella costata*, die typischen Pectiniden, *Tirolites Cassianus*, *Anodontophora fassaensis* u. a.

Außerdem kommen ganz harte Lumachellenkalke vor, die voll von kleinen Myophorien sind (*Myophoria ovata*, *M. laevigata*).

Nach oben schieben sich dünnschiefrige graue Kalke ein, die lokal von Gastropoden erfüllt sind.

Diese fossilreiche Gruppe bildet das Liegende des ziegelroten Mergels des unteren Muschelkalks. Eine gute Fundstelle für die Fossilien kommt westlich von Livine vor.

Am Andraz- und Saleseihänge wie auch sonst im Tal sind die Werfener Schichten so sehr gefaltet, daß es kaum möglich ist, ihre Mächtigkeit zu bestimmen. Sie dürfte auf etwa 150—200 m geschätzt werden.

Wie aus der obenbeschriebenen Schichtenfolge hervorgeht, gibt es keine scharfe Grenze, weder paläontologisch noch dem Gesteinscharakter nach, zwischen den Seiser (Untere Werfener) und Campiler (Obere Werfener) Schichtengruppen.

Die rötliche Färbung im Mergel und Kalk, die für die obere Werfener Gruppe bezeichnend ist, kommt auch in Einlagerungen in den Seiser Schichten unter den Gastropodenzonen vor.

Anisische Stufe.

I. Untere Gruppe = Unterer alpiner Muschelkalk oder Zone des *Ceratites binodosus* Hauer.

Schichtenfolge am Nordhang.

Die Hauptstraße Pieve—Andraz macht etwa 1 km oberhalb Andraz wegen zwei tiefer Erosionsrinnen im Nordhang eine längere Serpentine. An der Westseite der Serpentine verläuft ein N-S-Bruch, wodurch der untere Muschelkalk im W gegen die Werfener Schichten stößt. Dieser Muschelkalkzug folgt normal auf das soeben angegebene Profil der Werfener Schichten und wird als der lokale Typus angenommen.

Horizont (1): Mergel und Konglomerate.

Die untersten Lagen bestehen aus fossilereeren, ziegelroten Mergeln und Mergelkalken, in denen einige Einlagerungen von grünlichgrauem Myophorienkalk vorkommen. In dieser Gruppe sind „Ripplemarks“ auf den plattigen Mergeln sehr häufig.

Nach oben wechsellagern die Mergel mit rötlichen Konglomeraten und dunkelgrauen Schiefen mit Pflanzenresten. Die tieferen Konglomeratbänke sind geringmächtig und enthalten kleine, wohlgerundete Gerölle in ziegelrotem oder grünlichem Bindungsmittel. Die zwei höchsten Bänke sind etwa 1 bis 1.5 m mächtig und weisen eine grobe Zusammensetzung und Einschlüsse bis zu Faust- und Kopfgröße auf. Sie sind also typische „Richthofensche Konglomerate“, wenn auch in geringerer Entwicklung.

Nach W nehmen sie im Tal rasch zu. Sie sind unterhalb von den Dörfern Lasta und Corte sehr schön aufgeschlossen und gut entwickelt.

Horizont (2) Kalklagen.

Gleich darüber folgen dickbankige, graue, flimmernde Kalke und rötliche oder rotgefleckte Kalke voll Glimmerschüppchen auf den Schnittflächen. Die unteren Lagen sind noch stellenweise fein konglomeratisch; die höheren wechsellagern mit Mergelkalk und sind teils ebenflächig, teils wulstig und grob gebankt.

Nach oben wird der Kalk gelblich oder hellgrau und bildet eine Wandstufe, in welcher die mergeligen Lagen zurücktreten.

Dieser Horizont führt eine typische Fauna. Gefunden wurden hier: *Myophoria ovata* und *M. laevigata* (beide häufig), *Gervillia incurvata*, *Rhynchonella decurtata* sowie kleine Gastropoden.

Horizont (3) Mergel und Kalk mit Pflanzenresten.

Es folgt sodann eine 7 bis 8 m mächtige Wechsellagerung von weichem, dunklem Mergelschiefer mit verkohlten Pflanzenresten, sandigem glimmerigem Kalk und grauem Mergelkalk mit Bivalven und Pflanzenresten (*Myophorien*, *Pecten discites*, *Gervillia modiola*). Die Pflanzenreste weisen schlecht erhaltene Stengel und Blätter von *Voltzia*-Arten auf. Feine, cylindrische Fucoidreste kommen öfters vor.

Horizont (4) Dunkle Kalke.

Eine etwa 15 m hohe Kalkwand folgt auf die Pflanzenschiefer. Der Kalk ist in seiner Hauptmasse blaugrau, dick und dünn gebankt,

stark zerklüftet und mit Kalzit reichlich geädert, auch öfters bituminös. Nach oben treten knollige, sogar feibrecciöse Lagen und dünne Einlagerungen von bituminösen Mergelschiefern auf.

Die Verwitterungsfärbung ist oft merkwürdig hell, mit braungelbem oder gelbweißem Ton. Die zerbrochenen Platten verwittern gewöhnlich mit auffallend regelmäßigen, gelbbraunen Rändern.

Die Versteinerungen sind nicht leicht zu finden und lassen sich sehr schwer herausbringen. Das Leitfossil (*Terebratula vulgaris* Schl. sp.) wurde darin öfters gefunden, sowie andere schlecht erhaltene Brachiopoden und *Gervillia*-Arten. Auch Pflanzenreste wurden beobachtet.

Nach oben kommen hellgraue Bänke von Krinoidenkalk mit *Encrinurus liliiformis* sowie weißlichgrauer dolomitischer Kalk vor.

Horizont (5) Plattige Schichte mit Pflanzenresten.

Die nächstfolgenden Bänke bilden eine etwa 4 bis 5 m mächtige Gruppe von dunklem Plattenkalk und Kalkschiefer, in der nur Pflanzenreste gefunden wurden. Sie unterlagert einen massigen, hellgrauen, kristallinen Kalk, der wahrscheinlich schon dem alpinen oberen Muschelkalk angehört.

Landschaftlich spielt im Tal der untere Muschelkalk eine Hauptrolle. Er bildet schroffe Felswände, wobei die gelblichen oder hellgrauen Verwitterungsfarben des Kalkes sich lebhaft von den bunten Mergeln der liegenden Schichten abheben.

Interessante Aufschlüsse des unteren Muschelkalks kommen westlich, bei den Dörfern Brenta (1468 m) und Livine (1475 m) gleich in der Nähe der Hauptstraße vor. Am Hang oberhalb der Straße neben Brenta sind in einem verlassenen Steinbruch die höheren, mit Kalzit geäderten, dunklen Kalke sowie dünnwulstige und brecciöse Einlagerungen aufgeschlossen.

Oberhalb des Dorfes Livine erhebt sich westlich von den Häusern fast die Gesamtmasse der Kalklagen. Im tieferen Niveau der Felswand ist der Kalk dünn geschichtet, z. T. mergelig, hellgrau oder blaßrosa gefleckt. Man findet hier Myophorienlagen. Im mittleren Teil ist der Kalk dick gebankt oder auch massig, im frischen Bruch dunkelblau; erst nach oben hin erscheint er reichlich mit Kalzit geädert. Die noch höheren Horizonte sind hier nicht aufgeschlossen.

Im Abhang unterhalb Brenta und Livine sowie bei Soraruaz treten im oberen Teil des Kalkes Krinoidenbänke und cremefarbiger dolomitischer Kalk auf. Ganz oben zeigt sich der Kalk noch dünnplattig und von Kalzit geädert, ist aber hellfarbig und nicht bituminös.

Diese reinere Fazies der oberen Schichten setzt sich über dem Cordevolebach am Südhang weiter fort und steht mit einem analogen Fazieswechsel im nächstfolgenden „Mendola“-horizont im Zusammenhang.

Schichtenfolge am Südhang.

Als Typus der Schichtenfolge des unteren Muschelkalks im Südhang des Tales wird das Vorkommen am Soura Sass, einer hervorragenden Felswand südlich von Arabba, beschrieben.

Am Westende der Steilwand kommt folgendes Profil in der normalliegenden Schichtengruppe unter dem Mendoladolomit zum Aufschluß:

Hangend: Mendoladolomit.

Vgl. Horizont (5)	}	<p>2 m gelbbrauner, harter Kalk und wulstiger Kalk mit Krinoidenresten; 1·5 m knolliger oder brecciöser, weißlicher Dolomit; 2·5 m dunkle Mergelschiefer und plattiger Kalk mit Kalzitadern (Reste von Pflanzenstengeln und unbest. Muscheln); 0·5 m geschichteter, heller Dolomit.</p>
Vgl. Horizont (4)	}	<p>4 m dunkelrote und gelbliche Mergel mit orange, rötlich oder grau verwitternden, feinen und groben Konglomeraten, respektive Breccien wechsellagernd; 3 bis 4 m unregelmäßig gebankter, weißlicher Dolomit und ganz dünne rötliche oder gelbliche, sandig-mergelige Einlagerungen; 12 bis 14 m geschichteter blaugrauer oder flimmernder, dolomitischer Kalk und gelb verwitternde Kalke mit Krinoidenresten; nach unten hellgrauer, knolliger, welliger Kalk mit dunklem, plattigem Mergelkalk wechsellagernd (spärliche Bivalvenreste).</p>
Vgl. Horizont (3)	}	<p>Mehrere Meter blauschwarzer und blaugrauer Kalk mit Bivalvenresten; wechsellagernde Mergelschiefer voll von Pflanzenstengeln (Fossilien: <i>Myophoria ovata</i>, <i>M. laevigata</i>, <i>M. Cardissoides</i>; <i>Gervillia</i> und <i>Myalina</i> sp. indet.)</p>

Diese Gruppe ist in der Quetschzone einer Kniefalte abgeschnitten. Darunter ist der Hang sehr verrutscht. Am festen Fels im W sieht man die Umbiegung der Schichten nach unten in umgekehrter Reihenfolge (S. 379, Fig. 5a).

Die Konglomeratbänke ändern sich in ihrer Beschaffenheit sehr rasch. Einige Lagen enthalten nur kleine Kiesel, andere viel größere. In den feineren Lagen gehören die wohlgerundeten, oft flach geriebenen Kiesel den Werfener Schichten an. Die Einschlüsse in den größeren Bänken sind kantiger und weisen in der Mehrzahl einen Durchmesser von 5 bis 8 cm auf. Es kommen auch öfters lange, kantige Fragmente von Kalkplatten aus dem unteren Muschelkalk vor, die offenbar in nächster Nähe der Ursprungstelle zu rascher Ablagerung gekommen sind.

Eine vollkommene Reihe des unteren Muschelkalkes kommt in der Felswand des Val de Pestorts, östlich von Soura Sass, vor.

Im Nordflügel einer steilen Kniebiegung folgen unter dem Mendoladolomit gutgeschichtete Kalk- und Dolomitbänke mit Einlagerungen von Pflanzenschiefern, dünnen Konglomeraten und Mergeln.

Die untere Gruppe von blauschwarzen Mergelschiefern und fossilführenden Kalken liegt hier normal auf dünngeschichtetem, rötlich und gelbgeflecktem Kalk, dessen Oberflächen mit reichlichen Glimmerschüppchen versehen sind.

Dieser Kalk geht nach unten in ziegelrote Mergel über, mit denen die rötlichen, groben Richthofen'schen Konglomerate wechsellagern. Das Liegende davon besteht aus einer Gruppe rötlicher und grüner Mergel, stellenweise mit „Ripplemarks“.

Die Ausbildung der Schichtfolge ist also derjenigen am Nordhang sehr ähnlich. Doch sind einige Faziesunterschiede eingetreten. Namentlich sind in den höheren Lagen dolomitische Bänke sowie Konglomerate und Breccien mehr entwickelt.

Diese Vorkommen erinnern, wenn auch in viel geringeren Massen, an das Vorkommen im Ostteile des Ennebergtals bei Romestlung und im St. Vigil-Tal (Aut. Gröden-, Fassa- und Enneberggebiet 1927, S. 22).

II. Obere Gruppe = oberer alpiner Muschelkalk oder Zone des *Ceratites nodosus* Mojs.

a) Mendolakalk und Dolomit.

Kalkfazies im Nordhang.

Das normale Profil des Nordhangs, das oberhalb der Straße Pieve—Andraz aufgeschlossen ist, weist im Hangenden des untern Muschelkalkes einen massigen, grauweißen, kristallinen Krinoidenkalk auf. Er ist etwa 3 m mächtig und wird von 2 bis 3 m eines wulstigen, dunkelgrauen Kalks mit Kalzitadern überlagert, der vom ähnlichen Kalk in der unteren Muschelkalkgruppe nicht zu unterscheiden ist. Der Kalk ist teilweise bituminös und dünngeschichtet.

Darüber folgen einige Meter eines hellen Plattenkalkes, dann wieder dickbankiger geädert Kalk. Im Plattenkalk wurden einige unbestimmbare Brachiopoden und Bivalvenreste gefunden.

Es stellte sich beim Verfolgen dieser Horizonte heraus, daß sie mehrfach ineinander übergehen und insbesondere, daß sich der massige Kalk in seiner Mächtigkeit rasch ändert. Er wird stellenweise porös und sieht wie der kristalline „Mendolakalk“ des östlichen Fassagesbietes aus.

Auf diese wechsellagernde Gruppe folgen etwa 8 bis 10 m zerklüfteter, unregelmäßig gebankter Kalk, der in einigen Bänken voll von Krinoidenresten ist. Stellenweise wird der Kalk knollig oder fein brecciös. Gesteinsproben aus den brecciösen Lagen weisen unter der Lupe eine Zusammensetzung aus kleinen, kantigen oder wenig gerundeten Kalkfragmenten auf.

Der massige Kalk wird von dem dunklen, bituminösen und teils gebänderten Kalk und von Kalkschiefern überlagert, die eine Grenzzone zwischen dem alpinen oberen Muschelkalk und den Buchensteiner Schichten bilden. Darin wurden hier mehrere Exemplare von *Daonella Sturi* gefunden.¹⁾

Es fehlt also im Nordhang zwischen Pieve und Andraz eine gleichmäßige Entwicklung von kristallinem, porösem Mendolakalk oder Dolomit, wie dieser im benachbarten Fassagesbiet überall vorkommt. Die Wechsellagerung weist hier an und für sich keinen deutlich bemerkbaren Unterschied von der unteren Muschelkalkgruppe auf.

Im Felde schließt man aus ihrer stratigraphischen Lage zwischen dem typischen Pflanzenschiefer und dem Myophorienkalk des untern Muschelkalks und dem bituminösen Plattenkalk im Hangenden, daß die Kalkgruppe etwa den Horizont des Mendoladolomits vertrete.

Mojsisovics hat zuerst auf diese krinoidenreiche Kalkfazies, oder Fazies mit durchwegs Muschelkalktypen im Livinallongotal aufmerksam gemacht.²⁾

Nach W zu nimmt der massige Kalk im Steilhang zu und bildet bei Sief einen vorragenden Felsen. Nach S zu, im unteren Hang des Cordevolebachs, wird er sehr schmal. Allerdings zeigt er sich hier ebenso stark zusammengedrückt wie alle die anderen Schichten unterhalb von Crepaz.

1) Aut. Gröden-, Fassa- und Enneberggebiet, 1927, S. 28.

2) Mojsisovics, „Dolomitriffe“, 1879, S. 47.

Dolomitfazies im Südhang.

Bei Soraruaz im Einschnitt des Cordevoletals ist das Gestein schon ein dolomitischer Kalk und wird gleich am Südhang bedeutend mächtiger. Die wechsellagernden Schichten gehen ganz in diese Fazies über. So erscheint im Val de Pestort eine schöne Entwicklung des typischen Mendolakalks, die entweder stark dolomitisch ist oder ganz in porösen Dolomit übergeht.

Weiter oben, am Osthang von Soura Sas und am Col Vescovo, fand ich öfters im Dolomit und dolomitischen Kalk Stücke mit der typischen Alge *Physoporella (Diplopora) pauciforata* Gumbel sp. erfüllt.

Es kommen hier im Gestein hautfeine Einlagerungen von blaßrötlichen oder gelblichen sandigen Mergeln vor. Wo die Schichten bergaus fallen, wittern diese auf den Schichtflächen aus und bilden die Ursache einer leichten Färbung in den Steilwänden.

Obwohl nun die Fazies dieses Horizonts selbst innerhalb des Talgebietes variiert, hat die Autorin für die Zwecke der geologischen Karte am besten gehalten, den Horizont mit einer einzigen Farbenbezeichnung zu versehen.

Sie hat ihn auch von der Grenzzone im Hangenden getrennt. Da diese Zone im Talgebiet der Fazies des Plattenkalks und der bituminösen Schiefer entwickelt ist, läßt sie sich für die Kartierung am besten mit den Buchensteiner Schichten gruppieren und ist also in der Bezeichnung der unteren Buchensteiner Schichten eingeschlossen.

Die Ausbildung der unteren und oberen Anisischen Stufen im Livinallongotal stellt nach diesen Beobachtungen eine engst zusammenhängende Schichtenserie dar, die auf nur langsam vor sich gehende Meeresschwankungen hindeutet.

Plattenkalke des oberen Muschelkalkes.

(= z. T. untere Buchensteiner Schichten, Mojs.)

(= Grenzzone des obern Muschelkalks,¹⁾ mit *Diplopora annulata*).

Überall auf beiden Gehängen des Livinallongotals wird das Hangende des oberen Kalks oder Dolomits des Muschelkalks von einer etwa 8 bis 10 m mächtigen Gruppe von dünnplattigem, dunklem Kalk und feingebändertem, schwarzem, bituminösem Mergelschiefer, der lokal „in Bänderdolomit“ übergeht, gebildet. Am Südabhang ist der Kalk und Schiefer weniger bituminös als am Nordhang und wechselt mit kalzitgeäderten Kalklagen ab.

Es sind zwei Versteinerungen, die in dieser Gruppe öfters im Nordhang gefunden wurden: *Daonella Sturi* Ben. und *Daonella parthanensis* Schaf. Auch Reste von Pflanzenblättern und Stengeln sind häufig. Die Oberflächen weisen öfters einen kohligen Glanz auf und Konkretionen von Brauneisen kommen mehrfach vor. Von Ammonitenresten wurden nur schlechte Bruchstücke gefunden.

¹⁾ Vgl. Aut. „Gröden-, Fassa- und Enneberggebiet“, 1927, S. 28ff.

Ladinische Stufe.

I. Buchensteiner Schichten. II. Obere Buchensteiner und Wengener Tuffazies.

a) Hornsteinknollenkalk und *Pietra verde* der unteren Buchensteiner Gruppe;

b) Bänderschiefer, Plattenkalk und *Pietra verde* der oberen Buchensteiner Gruppe;

c) Tuffbreccien und Tuffe mit Kalk- und Mergeleinlagerungen und Hauptmasse der Tuffe; diese Gruppe umfaßt die Tufffolge der oberen Buchensteiner Horizonte sowie die Tuffazies der Wengener Schichten.

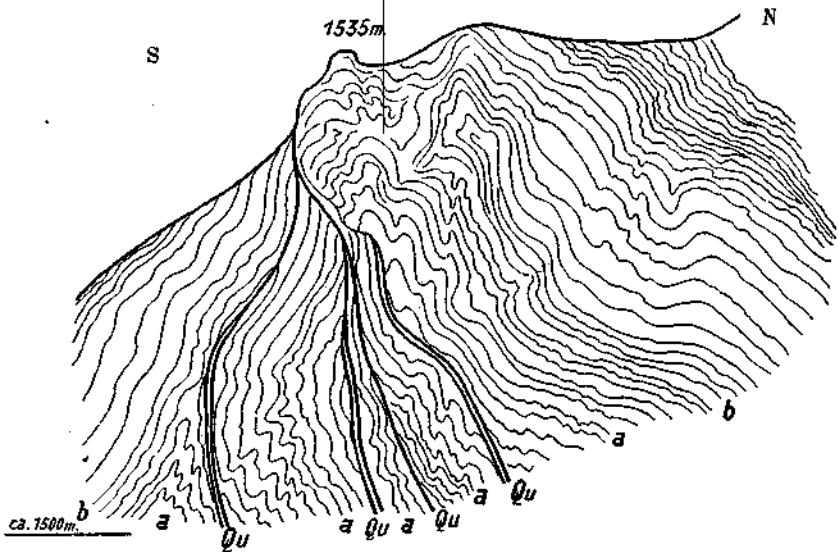


Fig. 2. Zerquetschte Falte rechts des Baches oberhalb Pieve (kleine verdeckte Stellen wurden in der Zeichnung ergänzt).

a = dunkle Bänderschiefer und Kalk der unteren Buchensteiner (Grenz-)Zone, b = Hornsteinkalke und *Pietra verde* der unteren Buchensteiner Schichten, Qu = Quetschzonen.

Das Profil oberhalb von Pieve.

Die klassische Beschreibung der Buchensteiner Schichten bezieht sich auf dieses Tal.¹⁾ Ein leicht zugängliches Profil kommt gleich nördlich von Pieve in einer Schlucht vor, die nach N bis zur Hochterrasse unterhalb Col di Lana hinaufreicht. Ein Steig führt an der Ostseite des Pievebaches bis zur Terrasse hinauf.

Hinter den Häusern des Dorfes wird der Bach bei etwa 1480 m von einer steilen Falte in dem Hornsteinknollenkalk überquert (Fig. 2).

Im zerquetschten Kern der Falte stehen die bituminösen Bänderschiefer der Grenzzone und darüber die Hornsteinkalke an. Es folgt sodann nach oben die normale Reihenfolge der Buchensteiner Schichten.

¹⁾ F. v. Richthofen: 1860 (vgl. oben, Vorwort).

Untere Buchensteiner Gruppe.

1. Die Hornsteinknollenkalke der unteren Gruppe sind dünn und dick geschichtet, durchschnittlich 5 bis 12 cm, auch öfters bedeutend dicker. Sie sind von gelben Hornsteinen reichlich durchzogen. Nach oben wechsellagern sie mit dunkleren, kalzitgeäderten Kalkbänken sowie mit dünnen Lagen von *Pietra verde*.

Ein wenig höher kommen größere Gruppen von dickbankigen, hellgrünen, groben *Pietra verde*-Schichten vor und darauf folgen graue Hornsteinkalke mit mergeligen Zwischenlagen. Neben dem Bach wurden Ammonitenreste gefunden, von denen *Arpadites trettensis*, *Protrachyceras F. Boeckhi* bestimmt werden konnten.

Die Hornsteinkalke weisen hier eine feinere Beschaffenheit wie unten auf. Sie sind teilweise kieselig und verwittern gelblichgrau, violett oder dunkelrot. Der Hornstein kommt auch netzförmig und in Knoten vor, nimmt aber der Menge nach bedeutend ab.

Diese werden von dünnbankigen, schwarzen Kalklagen mit reichlichen mergeligen Zwischenlagen gefolgt. Es kommen darin hellere gebänderte Kalk- und Dolomitbänke und öfters Konkretionen von Brauneisen vor.

Obere Buchensteiner Gruppe.

Bei etwa 1550 m stehen am Steig in einem verlassenen Steinbruch (2) ebenschichtige, dunkel- oder hellgraue Plattenkalke an, die zuweilen sandig sind, zuweilen tuffig und mit dünngeschichteten *Pietra verde* wechsellagern. Sie sind hier gefaltet und zeigen manche Oberflächen mit Rutschstreifen und von Kalzit überzogen. Gleich darunter folgen dunklere Plattenkalke, stellenweise bituminös und mit schwarzem Mergel in Wechsellagerung.

Es wurden in dieser Gruppe Lagen mit *Daonella Taramellii* beobachtet.

Tuffbreccien und Tuffe.

Darüber folgen (3) etwa 8 m eines knolligen Kalkes mit großen Knoten von gelbem Hornstein, Kalkkonglomerate und einige Lagen von *Pietra verde*; sodann etwa 4 m harter Kieselkalk, brauner Tuff und Tuffbreccien.

Diese Gruppe geht gleich in eine Quetschzone über, in welcher man noch höhere Bänke von Kieselkalk und „feiner *Pietra verde*“ sowie von dunklen Tuffen und Tuffbreccien unterscheiden kann. Diese Gruppe entspricht nur dem Anfang der Eruptivfolge. Sie wird bei etwa 1580 m Höhe von der Hauptstörung abgeschnitten.

Wenn man auch die Faltungen berücksichtigt, dürfte die Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten in diesem Profil mit etwas über 100 m geschätzt werden.

Die untere Trias ist hier überschoben und bildet die Basis der normalen Schichtfolge des Col di Lana. In dieser kommt wieder die ganze Reihenfolge der Buchensteiner Schichten zum Aufschluß und wird von der mächtigen Tufffolge überlagert.

Im unteren Teil des Nordhanges steht unterhalb Pieve die gleiche Reihenfolge in vielen Faltungen an und ist bei 1400 m nochmals verworfen und teilweise wiederholt.

Wir haben also oberhalb und unterhalb Pieve eine viermalige Wiederholung der Buchensteiner Kalke. Zugleich sind die Kalkschichten besonders mächtig entwickelt und wechsellagern in ausgedehntem Maße mit den *Pietra verde*-Tuffen.

Die Buchensteiner Schichten verdanken also ihre merkwürdige Ausdehnung in diesem Tal nicht allein der ursprünglichen reichen Ablagerung, sondern einer Reihe von nachträglichen tektonischen Störungen, die unten beschrieben werden.

Die Reihenfolge der Tuffe.

Die Reihenfolge der Tuffe am Col di Lana wird als Typus ihrer Entwicklung am Nordhang des Tales beschrieben.

Die Buchensteiner Hornsteinkalke der Hochterrasse unterhalb Col di Lana stehen dort bei etwa 1730 m an. Die Plattenkalke folgen und breiten sich auf der Hochterrasse weit aus. Sie unterlagern die Hochwiese. Einige Felskuppen, die herausragen, bestehen aus den höchsten Lagen. Sie liegen hier fast ungestört und weisen eine schöne Entwicklung von Kieselkalk, *Pietra verde*, braunen Tuffen und hellgrauen Mergelkalen auf.

Darüber folgen bei etwa 1860 m (A) gut geschichtete, dunkle, körnige Tuffe.

Sie bilden den untersten Teil von Abrutschungen, die ausschließlich aus Eruptivgesteinen bestehen. Es kommen nach oben in Wechsellagerung mit ihnen feste sandige Tuffe und Tuffsandsteine sowie unregelmäßig gebankte Tuffbreccien vor, in denen die Einschlüsse hauptsächlich verschiedenen Typen von Augitporphyr und Tuff, in geringerem Grade Kalk angehören. Die Tuffbreccien gehen lokal in Tuffkonglomerate über, in welchen die Mehrzahl der Einschlüsse schon abgerollt sind. Es kommen ab und zu auch größere Einschlüsse von Buchensteiner Kalk vor.

Das Bindemittel ist ein olivgrüner, fester Tuff und die Gesteinsmasse ist stark eisenschüssig. Die Verwitterungsfarbe der Schuttmassen ist deswegen rostbraun oder fast rötlich. Es fehlen hier die sehr groben „Buchensteiner Agglomerate“, die im westlichen Teil des Hanges gegen Chertz und Varda zu vorkommen. Es gibt auch keine Gänge.

Die weitere Aufeinanderfolge der Tuffe von hier bis zum Gipfel von Col di Lana läßt sich in folgende Hauptgruppen einteilen:

(B) Zwischen etwa 1950 bis 2070 m Steilwände aus sphäroidisch verwitternden, sogenannten „Kugeltuffen“ mit ganz ähnlichen festen Tuffen wie unten in Wechsellagerung. Nach oben kommen Einlagerungen von Tuffimergeln mit verkohlten Pflanzenresten und schlecht erhaltenen Stücken von *Daonella Pichleri* vor.

(C) Zwischen 2070 bis 2220 m weiche, dick- und dünngeschichtete Tuffe und Tuffschiefer mit reichlichen Pflanzenresten. In einer mit Gras bedeckten Böschung bilden diese die westliche Fortsetzung der Hochwiese von Pian della Gisca.

(D) Zwischen 2220 bis 2462 m, die Gipfelpartie, aus mehreren Tuffwänden und Böschungen aufgebaut.

Dieser Südhang von Col di Lana ist nicht für den Aufstieg zu empfehlen. Den besten Aufstieg und außerdem einige vorteilhafte Aufschlüsse bietet der Osthang des Berges.

Folgende nähere Beobachtungen in diesen Haupteinteilungen wurde an der Ostseite gemacht:

(A) Von etwa 1640 m aufwärts befindet sich ein Wiesenland, wo stellenweise die liegenden Tuffe und Tuffbreccien aufgeschlossen sind.

(B) In den Felswänden südlich unterhalb von Pian della Gisca, wo in der geologischen Karte ein Fallzeichen eingetragen ist, ist ein gutes Profil dieser Gruppe zu sehen.

Hangend: Weiche Tuffe der Pian della Gisca.

30 m Sphäroidisch verwitternde Kugeltuffe und feste, dunkelgrüne Tuffe.

12 m Tuffsandsteine und Tuffschiefer mit *Daonella Pichleri* und reichlichen Pflanzenresten.

2 m feine Tuffkalkbreccien.

18 bis 20 m dickgebantke grobe Tuffe und Kugeltuffe.

5 m Biotitführender Tuffschiefer mit Pflanzenresten; einige Lagen Aschentuffe, weißlich verwitternd.

2 m Blauschwarze, gebänderte Mergelschiefer und Tuffe mit Pflanzenresten und *Daonellen* (vgl. *D. Pichleri*).

7 bis 8 m Dickgebantke, feste, sphäroidisch verwitternde Tuffe.

15 m Dichte, olivgrüne und rotbraune Tuffe.

8 m Grobgeschichtete Tuffe mit *Scoriae*.

1 m Tuffkalkbreccie ohne Schichtung.

15 m Rostfarbige Tuffe und gebänderte Tuffschiefer.

Liegend: Im Wiesensland grobe Tuffkonglomerate und Tuffe des Horizonts (A).

Diese Gruppe weist eine auffallende Ähnlichkeit mit den Tuffen und Konglomeraten der Aschler Alpe im Grödengebiet auf. Das Vorkommen von *Daonella Pichleri* weist ein oberes Buchensteiner Alter nach.¹⁾

(C) Pian della Gisca (2054 m).

Die nächste Gruppe bildet die Hochwiese von Pian della Gisca. Sie besteht aus festen, sandigen Tuffen, die sphäroidische Verwitterung aufweisen. Es treten mit ihnen in Wechsellagerung nach oben feine Tuffkalkbreccien und weiche Palagonittuffe auf, in denen Augit- und Feldspatkristalle sowie Magnetite besonders reichlich enthalten sind. Sie sind grobkörnig und weisen infolge der Verwitterung der Kristalle hell- und dunkel gesprenkelte Schichtoberflächen auf. Diese Schichten zerfallen sehr leicht.

(D) Über 2200 m, gegen den Gipfel zu, treten weißlich verwitternde Aschentuffe und gebänderte Tuffschiefer mit reichlichen Pflanzenresten zutage. Bei etwa 2280 m folgen feste, dickgebantke Tuffe, die von merkwürdig starker Clivage (60° bis 70° Neigung nach SW) zerschnitten sind. Sie bilden eine Felswand, über welcher die weicheren Tuffe des Gipfels folgen. Sie sind dunkel, grobkörnig und führen verkohlte Pflanzenblätter und Stengel. Man trifft öfters kleine Vorkommnisse von autochtonem Kalk unter den Tuffen.

Diese Gipfelgruppe ist gefaltet und wird gleich am Nordhang von zwei Brüchen geschnitten.

An der Nordböschung gegen die Castellowiese hin folgen auf die Tuffe dunkle Schiefer mit *Posidonia Wengensis* und *Daonella Lommeli*; also Schiefer von bestimmtem Wengener Alter. Diese wechseln noch immer mit Tuffen voll von Pflanzenresten, die den liegenden Tuffen ganz ähnlich sehen.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Schichtenfolge von Tuffen, Tuffschiefem und Tuffbreccien am Col di Lana dürfte mit etwas über 500 m gerechnet werden.

Vergleicht man diese Tuffserie mit der Eruptivfolge im Fassatal, so fällt sofort die Abwesenheit von Laven und Gängen auf. Hier wurden keine Deckenlaven ausgebreitet.

Weiter östlich, am Abhang gegen das Campolungojoch zu, kommen Mandelsteinlaven von Augitporphyrit über dem Palagonittuffe und Tuffbreccien vor und über diesen wieder tuffreiche Mergel und Schiefer mit Pflanzenresten, die nach N in „Lommeli“-schiefer teils übergehen, teils von ihm überlagert sind.

In bezug auf das Zeitalter der Tuffe kann aus den Beobachtungen am Col di Lana und weiter westlich im Hang der Schluß gezogen werden, daß hier die Tuffolgen der oberen Buchensteiner und Wengener Periode zugehören. Es läßt sich keine genaue Grenze zwischen diesen Perioden feststellen.

¹⁾ Aut.: „Gröden-, Fassa-, und Enneberggebiet“, 1927, S. 47.

Die Einlagerungen mit *Daonella Pichleri* wären dem Alter nach den oberen Buchensteiner zuzurechnen. Die Palagonituffgruppe ist offenbar schon an der Grenze, während die Gipfelgruppe ganz zur Wengener Zeit gehört.

Die große Mächtigkeit der Tuffe am Col di Lana ist bemerkenswert. Nach N, O und W vermindern sich die Tuffe sehr rasch. Dieser Berg stellt einen nördlichen Sporn der großen Verbreitung der Tuffe im S, im langen Rücken von Belvedere und Monte Padon im mittleren Cordevolegebiet dar.

Westlich vom Col di Lana werden die Tuffbreccien der tieferen Stufen dicker und gröber. Zwei Hauptgruppen davon lassen sich unterscheiden. Sie schließen westlich von Mäsarei größere Schollen von Buchensteiner Kalk ein. Gegen Varda und Campolungojoch zu sind sodann ganze Schichtenmassen aus dem unteren Muschelkalk sowie einige Schollen von Werfener Schichten in die Agglomerate eingemengt. Diese sind von Tuffbreccien, Gängen, seltener von dünnen Porphyritgängen durchbrochen.

So sieht man, daß hier die Tuffbreccien an Ort und Stelle am Meeresboden herausgeschleudert wurden. Solche Ausbruchsstellen kommen im Fassa-Gröden-Gebiet öfters im Verlauf der Haupteruptivspalten vor.

Die Reihenfolge der Tuffe am Südhang des Livinallongotales.

Die gutgeschichteten, dichten und festen Tuffe der tieferen Horizonte sind in der Gegend von Arabba mehrfach aufgeschlossen. Sie liegen hier auf dickgebankten groben Tuffbreccien. Letztere kommen noch mit den Tuffen in Wechsellagerung vor. Diese Tuffe werden für Bauzwecke benutzt und hier im Tale bei etwa 1540 m in einem Steinbruch abgebaut.

Südlich des Cordevolebaches haben die Tuffbreccien und Tuffe im langen Rücken von Pizzaz eine große Ausdehnung. Sie verlaufen hier in NO-SW-Richtung (vgl. Taf. VIII, Prof. 1).

Der Bach südlich von Arabba hat in der Höhe von etwa 1800 m am Portaudosrücken einen schönen Aufschluß erodiert. Dort stehen etwa 40 m feste Tuffe, darüber zirka 8 m Tuffbreccien und feine Tuffkonglomerate, dann wieder Tuffe am Grat an.

Im Bache, im Liegenden der Tuffe, sind dünnegebankte Tuff-Kalk-Konglomerate mit reichlichen Kalkeinschlüssen aufgeschlossen. Sie liegen mit flacher Diskordanz auf einer dünnen Gruppe von oberem Buchensteiner Plattenkalk, unter welchem eine grobe Tuffkalkbreccie zutage kommt.

Diese Breccie besteht der Hauptsache nach aus eckigen oder halbrundeten Bruchstücken von Buchensteiner Hornsteinknollenkalk. Sie liegt bei etwa 1825 m in unmittelbarer Nähe des Baches mit flacher Sedimentärdiskordanz auf einer autochthonen Einlagerung des Hornsteinknollenkalks (Fig. 3).

Das Liegende des Knollenkalks besteht aus groben Tuffkalkbreccien mit undeutlicher Schichtung, die eine große Beimengung von Augitporphyritblöcken sowie kleinen Bruchstücken zeigen. Sie haben den Charakter der sogenannten „Buchensteiner Agglomerate“ dieser Gegend.

Sehr interessant ist die Beobachtung, daß in diesen Breccien die mitgerissenen Kalkeinschlüsse aus den Buchensteiner Schichten öfters Daonellen und Ammoniten enthalten.

Die groben Breccien umgeben größere und kleinere Schollen von zusammenhängenden Schichtengruppen der Buchensteiner Knollenkalke und des Plattenkalks. Mehrere sind längs des Steiges zwischen 1830 und 1900 m in der Nähe des Baches aufgeschlossen.

Östlich von diesem Bach sind in der mittleren Talsohle nun noch tiefere Horizonte der Tuffbreccien aufgeschlossen. Dem Steig folgend, trifft man diese Lagen beim Übergang zwischen Portaudos und Pizzaz. Sie sind massige Tuffagglomerate mit großen und kleinen Blöcken von Augitporphyriten und Tuffgesteinen, von mancherlei Fragmenten des blaugrauen Muschelkalks sowie der Buchensteiner Kalke. Sie sind lokal zerspalten und von kleinen serpentinisierten Gängen durchdrungen.

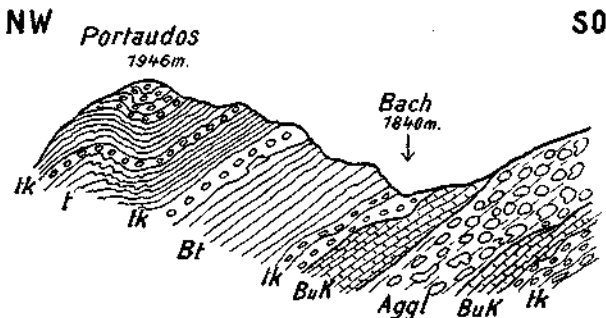


Fig. 3. Profil durch den Nordhang des Portaudos. Maßstab ca. 1 : 6250.

BuK = obere Buchensteiner Hornsteinknollenkalke und Bänderkalke als Einlagerungen, *Aggl* = grobes Tuffkalk und Porphytagglomerat, *ik* und *t* = Tuffkonglomerate und Tuffe, *Bt* = Bautuffe.

Diese Lagen haben sich offenbar in unmittelbarer Nähe einer Eruptionsstelle angesammelt. Im Hang zwischen Pizzaz und Pescol sind in den groben Tuffagglomeraten dünne Eindringlinge von „Blockporphyrit“ und feldspatreichem Augitporphyrit (Andesit).

Ein typisches Stück aus dem dunklen Augitporphyrit hier zeigt im Dünnschliff zahlreiche tafelige Einsprenglinge eines glasigen Feldspats bis zu 1 cm Länge und viel weniger reichlich Einsprenglinge eines lichtgrünen Augits.

Mikro einsprenglinge von Magnetit und Pseudomorphosen nach Olivin. Die Grundmasse ist äußerst feinkörnig und besteht aus Feldspatmikrolithen und Magnetitkörnern in einer farblosen, isotropen Basis. Die Feldspateinsprenglinge sind ausgeprägt zonar und wahrscheinlich durchschnittlich Andesin, nahe Ab_{60} .¹⁾

Das Gestein ähnelt also den älteren feldspatreichen Augitporphyriten in der typischen Eruptivfolge des Fassagesbietes, wie diese von der Autorin früher dargestellt worden ist.²⁾

1) Die Untersuchungen der angeführten Dünnschliffe verdanke ich Herrn Campbell Smith, Britisches Museum, S. Kensington.

2) Aut.: „Gröden-, Fassa-, und Enneberggebiet“, 1927, S. 38—39. „Zone II. Gruppe der sogenannten typischen Augitporphyrite“.

Die Tuffagglomerate selbst greifen mehr oder weniger in die angrenzenden Kalkgesteine ein. Man sieht eine unregelmäßige Grenze, an welcher der Kalk marmorartig metamorphosiert ist.

In den tieferen Lagen ist der Buchensteiner Plattenkalk am Osthange von Pescol größtenteils in Streifen und Schollen zerrissen und mit den Tuffen und Tuffagglomeraten eingebettet. Es kommen auch Einschlüsse vor, die wie Marmolatakalk aussehen.

Die unteren Buchensteiner Knollenkalke sind in diesem Hang in ziemlicher Vollständigkeit erhalten.

Diese Beziehungen deuten also auf eine lokale „Eruptions“- oder „Explosions“-stelle im Gebiete von Pescol und Pizzaz hin.

Die Gesamtmächtigkeit der Gruppe der groben Tuffagglomerate, Tuffbreccien und dichten festen Tuffe in diesem Hang dürfte auf mehr als 200 m geschätzt werden.

Die höhere Gruppe der Kugeltuffe, feineren Tuffkalkbreccien und Palagonittuffe ist am Westhange von Portaudos aufgeschlossen. Weiter westlich gegen Saleres ist alles verschüttet.

Der Rücken von Belvedere.

An dem hohen Grate zwischen Sasso di Mezzodi, Belvedere und Sasso di Capello erhält man ein ergänzendes Profil. Die Tuffe liegen hier am Südflügel des ursprünglichen O—W gerichteten Sattels von „Belvedere“. Am Grat sind die tieferen Horizonte, die Tuffe und Tuffbreccien, sehr verschüttet, während die höheren deutlich hervorragen.

Die Tuffbreccien sind an der Basis des Grates viel weniger mächtig als bei Pizzaz. Wo man sie stellenweise im Hangenden der Buchensteiner Schichten gut erhalten sieht, zeigen sie dieselben Beziehungen zum Kalk wie jene unterhalb des Hanges von Portaudos.

Es kommen mitten in den Tuffen autochtone Kalkbildungen vor, die kristallinisch sind und wie Marmolatakalk aussehen. Die Tuffbreccien enthalten zerrissene Schollen und Bänder von Plattenkalk und Hornsteinkalk. Die tiefsten Lagen enthalten viele Augitporphyritblöcke und Bruchstücke, sind aber im Vergleich mit den Bildungen im Pizzaz viel geringer in ihrer Entwicklung.

Erst über den Breccien folgen die eigentlichen Steilwände des Grates, die gänzlich aus den höheren Tuffen aufgebaut sind. Die Mächtigkeit beträgt hier über 350 m. Sie liegen in sehr ähnlicher Reihenfolge wie am Col di Lana.

Während nun hier wie dort in den weicheren Tuffen und Tuffschiefeln Pflanzenreste auftreten, sind bis jetzt keine Schichten mit *Daonella Lommeli* in den Tuffen des Grates entdeckt worden. Der einzige Anhaltspunkt für das Vorhandensein der Wengener Stufe ist das Vorkommen von feinen Tuffkonglomeraten im Hangenden der Tuffe, die nach W in versteinерungsführenden Cassianer Kalk und Mergel übergehen.

Diese Tatsache bedeutet den Nachweis, daß die Wengener Stufe in den Tuffen des Grates vertreten ist, allerdings kann nur die obere Grenze bestimmt werden. Es gibt hier keine nachweisbare Grenze zwischen oberen Buchensteiner und Wengener Horizonten. Man kann also die Tuffe des Grates als oberladinisch ansprechen, da diese Bezeichnung für die obere Buchensteiner Zone sowie für die Wengener Stufe passend ist.

Die Untersuchung der Tuffreihe im Südhang des oberen Cordevoletales leitet das Hauptinteresse auf die Verbreitung und Beschaffenheit der Tuffagglomerate und Breccien. Diese geben hier Zeugnis von den ersten Phasen der vulkanischen Tätigkeit, während welcher von Zeit zu Zeit die Eruptionskräfte zu heftigen Krustenerschütterungen, Explosionen und Tuffausbrüchen geführt haben. Die Ausbruchsstellen wurden von den großen Blöcken und Schichtenfragmenten umgeben, wie diese noch in der Eintiefung unterhalb von Pizzaz erhalten sind.

Die außergewöhnliche Häufigkeit von Pflanzenresten in der Tuffolge über den groben Breccien im ganzen Talgebiete weist die unmittelbare Nähe von Land nach. Es sind offenbar während der vulkanischen Perioden von Zeit zu Zeit Tuffinseln in diesem und den benachbarten Gebiete im S entstanden.

Karnische Stufe.

Die Cassianer Schichten.

Zone des *Trachyceras Aon.* Wissm. Cassianer Tuffkonglomerate und Kalkfazies.

Die Cassianer Schichten sind im obersten Teil des Livinallongotales gegen das Pordoijoch hin in ihrer typischen Entwicklung von fossilreichem Mergel und Kalk vorhanden. Dieser geht aber bald nach O, am Grat des Südhanges gänzlich in fossileere Tuffkonglomerate über.

Das in dieser Arbeit kartierte Gebiet umfaßt den Südhang des Tales nur in diesem oberen Teil, und zwar die Fortsetzung des Gebietes von Belvedere und Sasso del Capello gegen Cima de Rossi und Pordoijoch.

Der Gipfel des Sasso del Capello besteht aus Tuffen mit Pflanzenresten. Sie werden am Südhang gleich unterhalb der Gipfelswand von schwarzen, gut geschichteten fossileeren Tuffkonglomeraten überlagert. Diese bestehen aus kleinen Geröllen von verschiedenartigen Tuffen, Augitporphyrit, Tuffkalkbreccien sowie aus Kalkstücken in einem tuffösen Bindemittel. Es kommen in Wechsellagerung einige dünne Lagen von grobem, braunem Tuff vor.

Die Tuffkonglomerate ziehen entlang dem Rücken zwischen Sasso del Capello und Col del Cuc und bilden den Grat. Sie keilen dort am Nordhang mit flacher Diskordanz in dünne Mergel und Kalkeinlagerungen hinein. Letztere sind auf die gleichen Tuffe wie die Tuffkonglomerate aufgelagert (Fig. 4).

In den Mergel- und Kalkschichten hat die Autorin mehrere Cassianer Versteinerungen gefunden. Daraus erkennt man, daß die einkeilenden Tuffkonglomerate dem Cassianer Zeitalter zugehören und eine Tufffazies darstellen.

Gleich westlich von Col del Cuc wird die Wand am Grat von einer geringen Querstörung geschnitten, welche den Westflügel ein wenig senkt. Die Cassianer Mergel bilden jetzt in diesem Flügel den Grat und liegen südlich des Grates auf den Tuffkonglomeraten. Am Nordhang liegen sie noch immer auf Tuffen.

Es kommen hier als Einlagerungen in den Cassianer Schichten grobe Tuffkalkbreccien ohne deutliche Schichtung vor. Gegen W enthalten

diese bald weniger Tuff und schließen viele Blöcke mit Korallen und *Cidaris*-Stacheln ein. So sehen sie wie „Cipitkalkbreccien“ aus, die unregelmäßig in die Tuffe und Mergel eingebettet sind.

Die Kalkbreccien ziehen sich längs des Grates gegen W und gehen in typische Cipitkalkbänke und -blöcke über. Diese setzen sich im unteren Teile des Sasso Beccie fort, wo sie vom Schlerndolomit überlagert sind.

Die Tuffkonglomerate südlich des Grates werden gegen W rasch dünner und feiner. Sie wechsellagern mit gelblichen Kalkbänken und groben Tuffen, in welchen dickschalige Muscheln der „Pachycardientuff“-fauna sowie typische Stuares-Cassianer Fossilien vorkommen. Westlich von Col del Rossi keilen die Tuffkonglomerate in diesen Schichten ganz aus. (Fossilien: *Pecten subalternans*, *Mysidioptera Emiliae*, *Cassianella decussata*, *Oonia similis*, *Cidaris*-Stacheln u. a.)

Es gibt also längs dieses Teiles des Grates eine alte Faziesgrenze, die wahrscheinlich durch eine steile Böschung zwischen Land und Meer bedingt war.

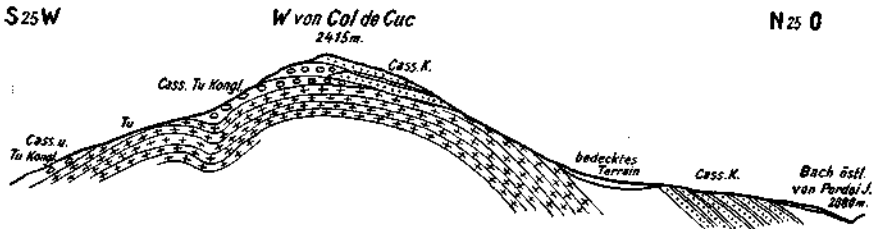


Fig. 4. Profil durch die westliche Fortsetzung des „Belvedere-Sattels“. Maßstab 1:10.000. Faziesgrenze in Cassianer Schichten am Grat.

Die Tuffkonglomerate (Tu Kongl.) keilen nach N in die fossilführende Kalk- und Mergelfazies (Cass. K.) ein.

Von S her wurden von einer vulkanischen Landoberfläche abgerollte Bruchstücke über eine steile Böschung hergeführt und in sich rasch sammelnden Tuffen eingebettet und abgelagert. Ähnliche Beobachtungen über Tuffkonglomerate von Cassianer Alter hat die Autorin schon aus der Roßzähne- und Mahlknechtgegend aufgeführt und auf Erhebungen des Eruptivgebietes im S hingewiesen („Gröden, Fassa und Enneberg“, 1927, S. 136—138).

Gegen N zu war damals ein flaches Meergebiet. Auf dieser Seite waren manche günstige Ansiedlungsplätze sowie die nötigen Seichtwasserbedingungen für das Gedeihen der Korallen, Echinodermen und der mannigfaltigen Zwergfauna des Cassianer Zeitalters vorhanden.

Diese Faziesgrenze stellt einen Teil einer weit nach WNW und OSO durchstreichenden Grenze für die Entwicklung der Cassianer Schichten in den westlichen Dolomiten vor. Die berühmten Fundstellen der Cassianer und Pachycardien-Tuff-Faunen, wie Seiser Alpe, Sellajoch, Cislesalpe, Stuareswiese usw., sind nördlich davon gelegen.

Da nun das Zusammentreffen der typischen Cassianer Fazies mit der Tuffkonglomeratfazies eine weitere Bedeutung hat, werden die Aufschlüsse der Faziesgrenze am Col del Cuc näher beschrieben. Bei etwa 2415 m Höhe, gleich westlich des Cols, bekommt man einen guten Einblick.

Die Faziesgrenze am Col del Cuc.

Der Übergang von Tuffkonglomeraten mit Ummengen von abgerolltem Eruptivmaterial und wenigen Kalkeinschlüssen in Tuffkalkbreccien, in denen kantige oder etwas gerundete Kalkfragmente überwiegen, läßt sich hier Schritt für Schritt verfolgen. Die Tuff- und Porphyriteinschlüsse in der Tuffkalkbreccie sind fast immer stark abgerollte Gerölle, die hier wahrscheinlich in sekundärer Lagerung auftreten. Das Verkittungsmaterial ist Tuff oder ein feiner tufföser Mergel.

Diese Übergangsgruppe liegt am Grat westlich von Col del Cuc im Gebiet zwischen den typischen Cassianer Mergeln des Nordhanges und den Tuffkonglomeraten.

Bei 2415 m ragt ein auffallender Felsen hervor, der aus den Übergangsbreccien besteht. Sie sind undeutlich geschichtet und kommen als massige Einlagerungen in dünngebankten Tuffen und rauhen, grünlichen Tuffen vor, die schon den Habitus der „Pachycardientuffe“ aufweisen.

Die Tuffkalkbreccien sind von steiler Clivage zerklüftet und die Oberflächen der Klüfte sind mit horizontalen Rutschstreifen bedeckt. Es kommen auch unregelmäßig verlaufende Klüfte mit schrägen oder horizontalen Rutschstreifen vor. Ein feiner Mylonitgrus ist öfters lokal im Gestein entwickelt.

Unter den Kalkblöcken sind einige, die teilweise metamorphisiert sind. Diese sind offenbar an der Böschungsfäche in weiche, noch heiße Tuffe eingesunken, wurden eingebettet und eingebacken. Es kommen sogar öfters kleine Tuffgänge in den Kalkstücken vor.

Die Beobachtungen deuten auf die Alternierung von Tuffablagerungen mit gewissen Anhäufungen von Kalkmassen hin, die sich leicht zerbrechen ließen. Diese wurden von den vulkanischen Gasausbrüchen durchdrungen und zerschmettert und fast an Ort und Stelle zu Breccienlagen umgewandelt.

Die Rutschstreifen in diesen Breccien weisen auf nachträgliche starke Bewegungen in einer Störungszone hin. Aus der großen Entwicklung des Schlerndolomits im N läßt sich wohl ableiten, daß schon in mitteltriassischer Zeit andauernde, zwar von gewissen Pausen unterbrochene Bewegungen eine Senkung entlang dem Nordrande des alten Eruptivgebietes verursachten. In diesem Fall wären die Breccien gleich nach ihrem Absatze von den lokalen Verschiebungen mitbetroffen worden.

Außerdem ist es klar, daß diese Gruppe im Sasso del Capello und Col del Cuc während der tertiären Faltungen im Kern einer Längsantikline aufgerichtet und nachträglich während des Querdrucks zerrissen wurde.

Von den Übergangsbreccien führt der Steig zum Pordojoch über eine Wechsellagerung der Cassianer Tuffe, Mergel und Cipitkalke. Letztere kommen wie die Übergangsbreccien als unregelmäßige Einlagerungen oder große Blöcke unter den weichen Schichten vor. Sie werden gegen die aufragenden Felsen von Sasso Beccie südlich des Jochs mächtiger und bilden sodann den unteren Teil dieses Felsens. Der obere Teil besteht aus Schlerndolomit. Es gibt aber keine durchlaufende Schichtengrenze zwischen den beiden. Die Cipitkalke keilen nach oben in Schlerndolomit unregelmäßig aus.

Der Schlerndolomit bildet nördlich vom Pordoijoch die Steilwände des Sellagebirges und wird dort von Raibler Schichten überlagert. Dieses Gebiet ist neulich von Reithofer¹⁾ untersucht worden.

Die jüngeren triassischen Stufen, von den Cassianer Schichten aufwärts, werden unten beschrieben werden, wo ihr Vorkommen in Prelongei, Sett Sass, Falzaregotal und in der Cortinagegend behandelt werden wird.

Die Tuffkonglomerate kommen in diesem nördlichen Gebiet nicht wieder vor. Wie aus der geologischen Karte zu ersehen ist, verlaufen sie von Col Rossi östlich längs des Grates bis zum Bruche des Sasso del Capello. Am Grate von Belvedere und Sasso di Mezzodi sind sie nicht vorhanden. Sie sind dann weiter nach O am Monte Mesola und Monte Padon erhalten geblieben.

Diluvium und Alluvium.

Moränenschutt hat am Südhang des Livinallongo- (Buchenstein-) Tales in ausgewaschenem Zustand eine ziemliche Verbreitung. In den Seitentälern ist er öfters mit Bergsturzmaterial vermischt. Hoch oben an der Basis des Grates, der sich von Les Forfes und Belvedere nach Monte Padon erstreckt, lassen sich die Reste von Moränenwällen erkennen.

Klebelsberg²⁾ hat schon auf das Vorkommen von Endmoränen kleiner Gletscher unterhalb des Grates gegen Pordoi im O aufmerksam gemacht. Dieser Autor hat auf Schuttströme des weichen Tuff- und Mergelkomplexes am Nordhang dieses obersten Zweiges des Cordevoletales hingewiesen sowie u. a. eine Beschreibung des großen Schuttkegels mit Moränenschutt gegeben, der am Zusammenfluß des Andrazer Tales mit dem Haupttal vorkommt.

Es wird hier auf diese Arbeit hingewiesen.

B. Tektonische Übersicht.

Der Südhang des Livinallongotales.

Soura Sass — westlicher Teil.

Diese Felswand aus Kalk und Dolomit liegt mitten im Eruptivgebirg, südlich von Arabba. Ein Steig führt von Arabba (1600 m) in dem Tälchen zwischen Portaudos und Pizzaz fast ausschließlich über Tuffe und Tuffbreccien empor. Er erreicht die Terrasse unterhalb des Felsens bei etwa 2000 m.

Die Tuffe und die groben Tuffkalkagglomerate stoßen diskordant gegen den Fels an. Die Störung kann am besten am Südhang des Portaudosrückens untersucht werden, wo längs eines Überganges nach W zu die Reihenfolge der Tuffe gegen die Kalkausläufer von Soura Sass abgeschnitten wird.

1) Otto Reithofer, „Geologie der Sellagruppe“. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. Wien, 1928.

2) R. v. Klebelsberg, „Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten“. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 79, 1927, Abhandlungen Nr. 3, S. 333—335.

Auf der Terrasse unterhalb des Felsens stehen die groben Tuffbreccien an. In einem verschütteten Kessel und im Bacheinschnitt sind Kieselknollenkalk und Plattenkalk der oberen Buchensteiner Schichten sowohl als Schollen in den Tuffagglomeraten wie im Liegenden davon aufgeschlossen.

Der anstoßende unterste Teil der Steilwand besteht aus kristallinem, porösem Mendoladolomit, der steil nach NNO einfällt. Etwa 80 m den Fels hinauf, gleich oberhalb eines Hirtensteiges, ziehen dunklere und weichere Gesteine durch.

Diese bestehen aus Krinoidenkalk, plattigem Kalk mit *Myophoria ovata*, *laevigata* u. a. und Mergeln mit Pflanzenresten, die dem unteren Muschelkalk angehören. Sie fallen gleichfalls nach NNO ein, sind aber mitsamt dem Mendoladolomit ein wenig höher in einer scharfen Kniefalte umgebogen und fallen dann flach nach SSW ein. Die unteren Muschelkalkschichten sind in der Kniebiegung mit mehreren Fältelungen und Verzerrungen nach N auf dem Mendoladolomit vorgeschoben.

Die Schleppungszone ist in einer vorspringenden Felskuppe am Westende der Steilwand sehr auffällig (Fig. 5a).

Die Horizonte des unteren Muschelkalks kommen nun oberhalb der Schleppungszone in ihrer normalen Reihenfolge hervor und werden nach S zu von Mendoladolomit in einem höheren Felsen überlagert. Man kommt an Ort und Stelle nicht hinauf. Wenn man aber von der Seite oder von rückwärts die Untersuchung fortsetzt, so kann man oben die weitere Folge von Plattenkalk und Buchensteiner Knollenkalk normal auf dem Mendoladolomit konstatieren.

Die Buchensteiner Schichten bilden sodann das Liegende der Tuffbreccien und Tuffe des hohen Grates von Belvedere.

Die allgemeine Form eines Sattels als Grundlage des Belvedererückens ist schon längst bekannt (cf. Fig. 4). Die Detailuntersuchung zeigt nun das Vorkommen einer starken Verbiegung der älteren Schichten im Sattelnern sowie eines O-W-Bruches, der diese Falte von den abgesenkten Tuffen und Tuffagglomeraten des Nordflügels des ursprünglichen Sattels abschneidet.¹⁾

Gegen W wird der ganze Komplex von einer steilen Querverbiegung betroffen, die die obere Wand des Mendoladolomits mitsamt den hangenden Bänderschiefern und Buchensteiner Knollenkalken nach W tief absenkt. Dabei ändert sich das Streichen mehr in NW-SO-Richtung. Die abgesenkten Schichten sind senkrecht oder steil zerklüftet und stoßen an dem eben erwähnten O-W-Bruch gegen die NO—SW streichenden Tuffe und Tuffbreccien an.

Ein kleiner See liegt hier in unmittelbarer Nähe des Bruches.

Man kann nun über 1 km weit gegen W hin einen gefalteten und von kleinen Brüchen zerschnittenen Zug von Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten verfolgen, der das Liegende der Tuffe des „Les-Forfes“-Grates bildet. Das Gehänge wird in dieser Richtung immer mehr verschüttet.

¹⁾ H. P. Cornelius und M. Furlani-Cornelius haben die gefalteten Schichten dieser Felswand als Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk mit normaler Folge der Tuffe im N beschrieben. („Über die Tektonik der Marmolotagruppe [Südtirol]; Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., 1926, S. 36—37.)

Man sieht nur oberhalb des „Salere“felsens das Zusammentreffen dieses Streifens von Kalk und Dolomit mit den Tuffbreccien und Tuffen des unteren Hanges. Der Mendoladolomit stößt hier an einem vertikalen O-W-Bruch gegen die Tuffbreccien ab. Dies dürfte wahrscheinlich die Fortsetzung des O-W-Bruches unterhalb Sass Soura sein.

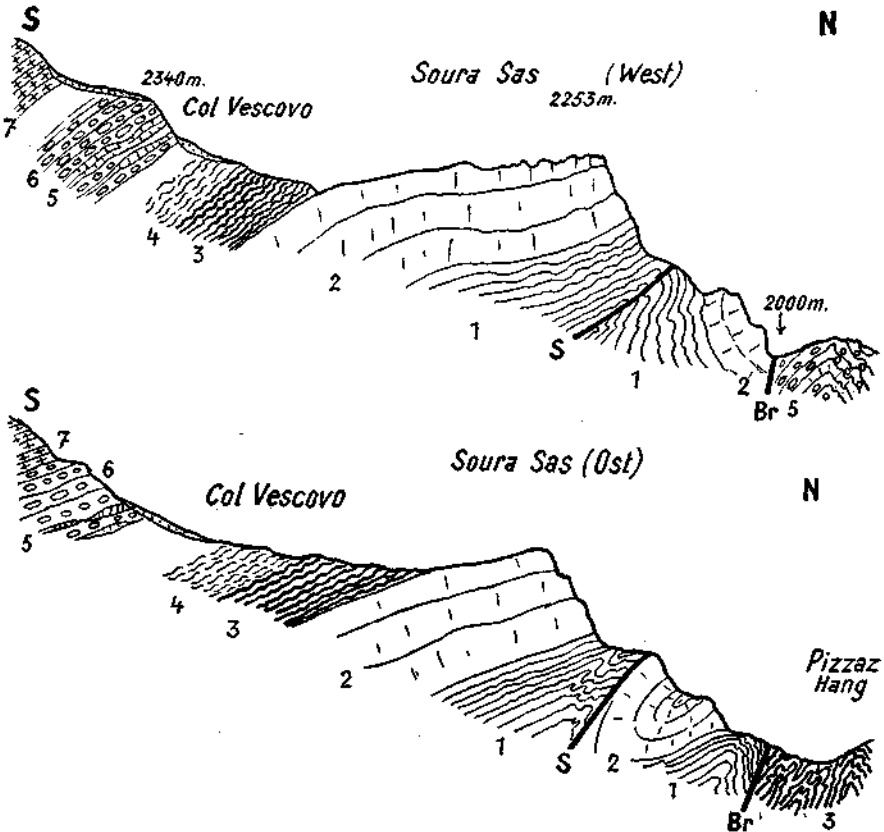


Fig. 5a u. 5b. Profile am West- und Osthang von Soura Sas. Maßstab ca. 1:10.000. 1 = Unterer Muschelkalk, 2 = Mendoladolomit, 3 = Unterer Buchensteiner Knollenkalk, 4 = Oberer Buchensteiner Plattenkalk, 5 = Grobes Tuffagglomerat mit Kalk, 6 = Tuffkonglomerate und Tuffe, 7 = Tuffgruppe. Br = Bruch. S = Schleppungszone.

Eine breite, stark verschüttete Rinne folgt gleich westlich von Salere, wo alle Spuren von anstehenden Felsen verlorengehen. Die Westseite dieser Rinne besteht ausschließlich aus Tuffen des Hanges von Sasso del Capello. Am Grat oben sieht man eine schöne Sattelform gleich unterhalb des Gipfels, die im O gegen die südlich einfallenden Tuffe von Les Forges anstößt.

Es verläuft hier ein NNO-SSW-Bruch mit Absenkung der Sasso-del-Capello-Scholle.

Zugleich tritt eine seitliche Verschiebung des Sattelkerns nach S ein.

Offenbar stehen die Brüche und die Verschmälerung in dem Kalk- und Dolomitzug mit dieser Senkung im Zusammenhang.

Soura Sass — östlicher Teil.

Folgt man nun der Soura-Sass-Felswand nach O, so wird sie rasch mächtiger. Die Kniebiegung geht in eine nach N liegende Falte über und die unteren Muschelkalkschichten werden darin stark geschleppt und zerquetscht. Es kommen ab und zu Spuren von den rötlichen und grünen Mergeln des unteren Muschelkalkes vor.

Nahe am Ostende der Wand stürzt ein Bach in kleinen Wasserfällen von Col Vescovo herunter. Bei etwa 2030 m ist in diesem Bach im untersten Teil der Steilwand der O-W-Bruch gut aufgeschlossen (Fig. 5b).

Die Kalzit führenden dunklen Kalke des unteren Muschelkalkes stehen mit mittelsteilem Südeinfallen an der Südgrenze des Bruches an. Es gibt hier keinen scharfen Harnisch, sondern die Muschelkalklagen werden in einer mehrere Meter breiten Zone stark mylonitisiert.

Nördlich der Störung stehen mit 70—80° Südeinfallen die plattigen Buchensteiner Knollenkalke an. In ihrer Nähe erweist sich der Mylonit als eine Mischbreccie von den beiderseitigen Schichten.

Die Wiese an der Nordbasis der Steilwand ist sehr sumpfig. Hier biegen die Plattenkalke mit Nordeinfallen um und werden von den oberen Buchensteiner Bänderschiefern, Tuffen und Tuffbreccien normal gefolgt.

Am Ostende der Steilwand erscheint der O-W-Bruch um zirka 250 m gegen S verschoben. An dem Querbruch stößt Mendoladolomit unmittelbar gegen Tuffe und Tuffkalkbreccien.

Diese Grenze verläuft zwischen Soura Sass und Pescol. Die Tuffe an der Pescolseite umschließen manche Schollen von geschichtetem Plattenkalk sowie von weißlichen Kalkschollen, die wie Marmolatakalk aussehen.

Der Mendoladolomit wird an der Störung mylonitisch.

An dieser Ostseite ist die ganze Faltform des unteren Muschelkalkes aufgeschlossen. Sie ist hier weniger überkippt als im W und wird niedriger. Es treten die rötlichen Mergel als feine Zwischenlager in verschiedenen Horizonten hervor.

Die ganze Masse biegt nun hier nach O analog wie nach W ab. Infolgedessen wird die Felswand auch nach O rasch schmaler. Die Fortsetzung des O-W-Bruches wendet sich wieder nach O. An deren Südseite treten nun die abgebogenen Buchensteiner Kalke von Col Vescovo heran, während an der Pescolseite der Reihe nach die Tuffe, die Buchensteiner Schichten sowie der Mendoladolomit anstoßen.

Die Störungszone bildet eine flache Terrasse, über welche der hohe Steig von Pescol nach Ornella hinüberführt. Gegen O tritt die Störung bald ganz in die Buchensteiner Schichten hinein und klingt darin aus.

Ihr Verlauf zwischen Soura Sass und Pescol hängt mit einer Quereinbiegung zusammen, aus welcher die Felsen von Soura Sass lokal hervorragen.

Das Interessante bei dieser Störung ist, daß sie in ihrem ganzen Verlauf zwei Schollen trennt, in denen das allgemeine Streichen zueinander rechtwinklig ist — nämlich in der Soura Sass-Scholle etwa N 75° bis 80° W; in der Pescol- und Pestort-Scholle NNO—SSW.

Die Kalk- und Dolomitschichten von Soura Sass gehören tektonisch offenbar zum Faltenkern des „Belvederesattels“, der die ursprüngliche O-W-Faltung aufweist.

Das Tuffgebiet nördlich der Störung folgt in ausgesprochener Weise dem Querstreichen der späteren Faltung. Es treten auch längs der Soura-Sass-Wand und ihrer Ausläufer manche Querbiegungen auf, die den Einfluß der späteren Faltung verraten. Den großen Verbiegungen gegenüber hat sich Soura Sass wie ein Horst behauptet. Bei der Ausbildung einer Quermulde wurde die Zone des Belvederesattels relativ weniger tief eingebogen als die im N anliegende Muldenzone. Dadurch entstanden zwischen dem ursprünglichen Sattel und der anschließenden Mulde neue Spannungen. Diese haben längs des Mittelschenkels des Sattels einen vertikalen Bruch verursacht, gegen den die Schichten im Sattelnach nach N überkippt wurden.

Demgemäß wird auch das Ausklingen des O-W-Bruches gegen Ornella zu erklärt, weil sich dort eine große Querantikline erhob, worin die Spannungen ganz anders verteilt waren.

Das Val de Pestort (vgl. Taf. VIII. Profil 2).

Im Hochplateau bei 2185 m, wo der O-W-Bruch von Pescol nach O in Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten ausklingt, vereinigen sich die Quellen des Gehänges von Sasso di Mezzodi zum Pestortbach. Dieser stürzt sich in hohen Wasserfällen über die Felsen bis zu 1800 m herab und fließt auch noch nördlich mit steilem Gefälle bis zu seiner Einmündung bei 1500 m oberhalb Renaz in den Cordevolebach.

In der Bachrinne ist ein fast vollkommenes Profil aufgeschlossen, das in den Seitenwänden noch ergänzt werden kann.

An der Hochterrasse steht in der Bachrinne Mendoladolomit mit SW-Einfallen an. Normal darunter folgen die Unter-Muschelkalk- und Werfener Schichten. Die ganze Schichtfolge ist zu einem steilen Sattel verbogen, dessen Nordflügel mit etwa 60° nach N und Südflügel etwa 30° bis 40° S einfallen. Die Schichten weisen starke Zusammenpressung und Clivage auf.

Diese Aufschlüsse vertreten wieder einen Teil des ursprünglichen Sattelnach von Belvedere. Die Werfener Schichten sind darin hier in einer Höhe zwischen 2020 und 2100 m aufgeschlossen.

Weiter unten ist der Mendoladolomit des Nordflügels eng gefaltet. In den Einbiegungen kommen Reste von Buchensteiner Kieselknollenkalk und Pietra verde vor. Diese Druckzone wird bei etwa 1920 m in der Bachrinne von einem O-W-Sprung geschnitten, welcher eine Absenkung von Mendola- und Buchensteiner Schichten im N bewirkt. Sie weisen eine stark gepreßte Muldenform auf.

Der Mendoladolomit biegt nach N wieder auf und stößt etwa bei 1800 m im Bach an einem Parallelbruch gegen Werfener Schichten an, die mit unterem Muschelkalk zusammengefaltet sind. Diese älteren Schichten sind rings von Mendoladolomit umgeben. Sie stellen eine keilförmige Scholle vor, die im O von einer Steilwand von Mendoladolomit gefolgt wird.

Der Talboden ist hier von unteren Muschelkalkgesteinen von oben her sehr verschüttet, doch scheint es im Bacheinschnitt und in der unmittelbaren Nähe ohne Zweifel, daß diese Scholle ansteht.

Von der keilförmigen Aufbiegung der älteren Trias setzt sich die Bruchgrenze nach NO unter der Steilwand fort. Der Bruch wendet sich jedoch bald nach O, wo der Mendoladolomit der Steilwand gegen abgesunkene Buchensteiner Schichten im N anstößt. Der Bruch trennt hier die Hochfläche von Crap di Pestort vom unteren Hang ab.

Das Streichen im unteren Teil des Val di Pestort ist nun von hier an stets NO—SW mit Einfallen nach NW.

Der Mendoladolomit wird westlich der keilförmigen Störung in der Tiefe des Val de Pestort normal der Reihe nach von Buchensteiner Kalk, Tuffen mitsamt Einlagerungen von Plattenkalk und kristallinem Kalk, dann von der Hauptmasse der Tuffe und Tuffbreccien gefolgt.

Die Tuffserie bildet den langen Rücken von Pizzaz, der die Val Pestort im W begrenzt.

Es fällt nun sehr auf, daß in diesem Tale die ganzen Tuffreihen des Pizzazrückens, von der Hochterrasse beim Pescol bis zum Cordevoletal, fast ungestört liegen. Sie weisen bloß breite, flache Biegungen auf und sind mit Ausnahme eines kleinen Bruches an der Abbiegung des Hauptsattels gegen N zusammenhängend geblieben.

Dagegen sind die Untertrias- und unteren Muschelkalkschichten im Sattelkern steil gefaltet und zusammengepreßt. Im Mittelschenkelgebiet sind sie mitsamt dem Mendoladolomit auseinandergerissen und in der Querrichtung verbogen.

Die Deformationen deuten also im Val de Pestort auf den Einfluß (1) der lithologischen Verschiedenheiten der Schichtengruppen sowie ihrer horizontalen Stellung in der gesamten Schichtenmasse (2) der Lagebeziehung der Schichten zu ihren schon vorhandenen Faltenformen hin.

Der hakenförmige Bruch sowie die schräge Auffaltung des Mendoladolomits zwischen Val di Pestort und Crap di Pestort folgen teils der älteren, teils der jüngeren Streichrichtung. Sie verlaufen längs schwachen Zonen in den beiden Faltenystemen, nämlich im Nord-Mittelschenkel eines Längssattels und im Kern einer Queraufbiegung.

Das ausgedehnte Wiesengebiet von Pizzaz und Portaudos liegt im abbiegenden Flügel westlich des Quersattels und im N des zerbrochenen Mittelschenkels des Soura-Sass-Sattels. Es stellt also eine aus zwei Faltungen kombinierte Einsenkung dar, worin die weiche Tuffgruppe sich ruhig ausbreitet.

Offenbar weist die O-W-Richtung der Hauptbrüche und Quetschzonen auf starke N—S wirkende Druckkräfte hin, die wieder in diesen späten Phasen tätig waren.

Der Crap de Pestort (vgl. Taf. VIII, Profil 3).

Der Osthang des Val de Pestort wird im unteren Teil Crap de Pestort genannt. Die Schichten des Craps gehören gänzlich dem Nordflügel des Belvederesattels an. Oberhalb des Craps streicht der Sattelkern nach SO in einer breiten zusammenhängenden Masse von Mendoladolomit durch, die den Westrücken des Monti alti d'Ornella bildet.

Dieser ist gegen den Grat von Monte Mesola zu von den Buchensteiner Schichten gefolgt, in deren oberem Horizonte hier eine dünne Deckenlava vorkommt. Das Gestein ist ein kompakter, grünlicher Augit-

porphyrit (Andesit). Im Dümschliff zeigt er Einsprenglinge von kleinen, teegrünen Augiten und schmalere Leisten eines basischen Andesins, gemeinsam mit reichlichem Magnetit und Pseudomorphosen nach Olivin. Die Grundmasse erscheint holokristallin und besteht aus Augitkörnern, reichlichen Plagioklas Leisten, Körnern von Magnetit und Ilmenit.

Erst über einem von Moränen verschütteten Gehänge kommen die Tuffe und Tuffbreccien des Grates zum Aufschluß.

Am Nordflügel des Sattels stehen bei etwa 2140 m an der Basis einer vorragenden Kuppe von Mendoladolomit die bituminösen Schiefer der oberen Muschelkalkgrenzzone und die unteren Buchensteiner Knollenkalke an. Sie sind stark gefaltet und gegen den Dolomit gepreßt (Fig. 6).

Gleich am Westhang sind die Buchensteiner Knollenkalke von einem NNO—SSW-Bruch gegen ein schmales Band von Mendoladolomit abgeschnitten. Nach S klingt dieser Bruch im Dolomit bald aus. Der

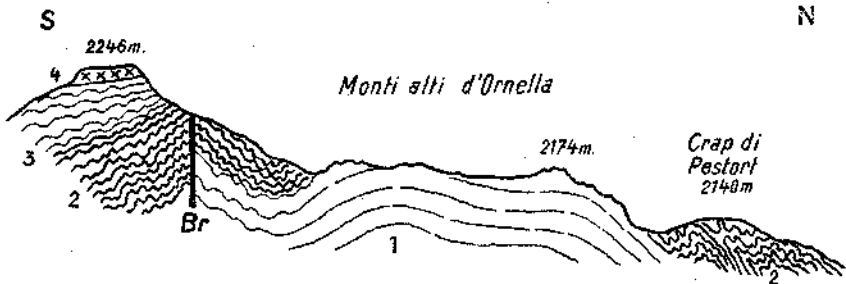


Fig. 6. Profil durch den Rücken zwischen Val de Pestort und Monti alti d'Ornella. Maßstab 1 : 5000.

1 = Mendoladolomit, 2 = Untere Buchensteiner Gruppe, 3 = Oberer Buchensteiner Plattenkalk, 4 = Augitporphyrit (Andesit), Br = O-W-Bruch.

Mendoladolomit steht in seiner vollständigen Mächtigkeit an und bildet die obenerwähnte Steilwand unter dem breiten Wiesenland des Crap de Pestort. In der Höhe besteht das Wiesenland aus leicht gebogenen Buchensteiner Schichten. Am Osthang fallen diese nach OSO ein und sind dort normal von Tuffen und Tuffbreccien gefolgt.

Der Crap bildet eine flache Mulde, die im N, W und S von Mendoladolomit umrandet wird.

Am Nordhang verschmälert sich die Steilwand aus Mendoladolomit. Bei etwa 1960 m unterhalb der höchsten Kuppe des Crap, stößt dieser schmale Fels von Mendoladolomit im N gegen abgesunkenen Buchensteiner Kalk und Schiefer, die mittelsteil gegen den Bruch fallen. Diese bilden einen engen Col und eine vorragende Kuppe. Nördlich der Kuppe biegen die Schichten nach N um. Am Abhang gegen den Cordevolebach folgen darunter Mendoladolomit, unterer Muschelkalk und Werfener Schichten.

Vom Col zieht sich der Bruch nach W in einer steilen Rinne bis zum Val Pestort, wo er, wie oben erklärt, seine Richtung ändert. Nach O zu stoßen an der Bruchzone immer ältere Horizonte an der Nord-

seite und jüngere an der Südseite zusammen. Die Buchensteiner Schichten des Nordflügels biegen bald nach S dem Bruch zu. Bei „Quellicase“, oberhalb der Kirche von Ornella, kommt der Mendoladolomit daran und fällt steil nach SSW ein, während an der Südgrenze die Buchensteiner Schichten in N überkippte Falten gelegt sind. Sie stoßen diskordant gegen den Mendoladolomit an.

Auf eine kurze Strecke kommt wegen der starken Faltung Mendoladolomit des Südflügels unmittelbar an die Bruchzone. In der Nähe von Ornella steht nur ein dünner Streifen von Mendoladolomit des Nordflügels an; er ist stellenweise mylonisiert und in seiner Struktur verändert.

Beim Dorf Ornella tritt diese O-W-Störung mit einem NO-SW-Bruch zusammen. Letzterer überquert das Cordevoletal bei Vallazza. Der Untermuschelkalk stößt östlich des Bruches gegen Werfener Schichten in W an. Der Bruch setzt sich im Val Ornella noch ein wenig südlich des Dorfes Ornella fort, dann klingt er aus.

Der Vallazzabruch hängt mit einer Queraufbiegung der Schichtenmasse im Val Ornella zusammen. Im östlichen Gebiet von Ru da Ghe verbreiten sich die Tuffe wieder zu einer Quermulde, die ein Gegenstück zur Quermulde des Portaudosgebietes darstellt.

Das Ru-da-Ghe-Gebiet ist in der Arbeit von Dr. Nöth beschrieben.¹⁾ Das gleiche gilt auch für die hohen Aufschlüsse der unteren Trias und des unteren Muschelkalkes im oberen Teil des Val Ornella, die an der Grenze unserer Aufnahmegebiete liegen. Die untere Trias steht hier von 1200 bis 2010 m an und wird normal von Untermuschelkalk und Mendoladolomit gefolgt. Sie stellen einen Teil des alten O-W-Sattels dar und sind im Sammelgebiet des Ornellabaches wegerodiert worden. Sie tauchen bald steil unter die Muldenformen von Crap di Pestort und Ru da Ghe ein.

Die kreuzenden Streichrichtungen.

Aus der Karte und den Profilen geht hervor, daß im Südhang des Cordevoletales das allgemeine Streichen WNW—OSO gerichtet ist, daß aber die älteren Schichten in mehreren Gegenden eine ursprünglich O—W gerichtete Sattelform aufweisen.

Es zieht in dem Gehänge unterhalb des Belvederekammes eine Antiklinale mit diesem Streichen durch. Der Kern dieses Sattels ist im Bereiche von Soura Sass und Val di Pestort zusammengedrückt und stark deformiert, am Monti Alti d'Ornella jedoch ganz gut erhalten.

Es läßt sich auch im großen und kleinen das Vorkommen von Querfaltungen nachweisen, die NNO—SSW verlaufen. Sie sind ungleichmäßig entwickelt und offenbar vom Vorhandensein der O-W-Falten gehemmt worden.

Das Profil 4 ist in NW-SO-Richtung gelegt, damit der Einfluß der Querbiegungen zum Ausdruck kommt. Wie dort gezeigt, können in diesem Gebiet mehrere Quersättel und Mulden erkannt werden. Doch hebt sich hier als Großform zwischen Monte Padon und Val Ornella im O und Sasso del Capello und Salere im W eine Querantiklinale heraus,

¹⁾ L. Nöth: „Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe“. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1929, Heft I und II.

die wieder aus mehreren kleineren Falten besteht. Westlich davon tauchen die Schichten in Form einer Quermulde gegen Cima di Rossi, Pordoijoch und Sellamassiv unter. Östlich davon sinken sie gegen Ru de Ghe und das breite Gebiet der Tuffe. Das Eintauchen des Belvederesattels gegen O findet am Osthang der Monti Alti d'Ornella durch Verbiegungen statt.

Der Nordhang des Livinallongotales.

Die Terrasse oberhalb Varda.

In der Nähe der Ortschaft Arabba kommen an der Nordseite des Cordevolebaches die unteren Tuffe und Tuffsandsteine mit fast horizontaler Stellung zum Ausstrich.

Die Straße, die vom Tal über Campolungojoch nach N abzweigt, führt über die Tuffe hinauf. Bei Punkt 1776 *m* sind diese steil gefaltet. Sie bilden einen N-S-Sattel, der sich nach N (etwa N 10° O) zwischen dem Sellagebirge und dem Prälongiawiesenland fortsetzt.

Gegen O zu trifft die Sattelumbiegung die auffallenden Steilwände, die aus den groben Tuffagglomeraten mit Einschlüssen von Triasschollen bestehen. Bald aber ändert sich das Ostfallen in NO und NNO. Man tritt in ein Gebiet von O-W-Faltungen, und zwar in einen Längs-Sattel.

Oberhalb Varda sind in einer breiten Schlucht die Tuffagglomerate mit einigen großen Einschlüssen prächtig aufgeschlossen. Am auffallendsten ist eine Scholle aus Werfener Schichten. Von dieser Stelle verläuft nach unten im Hang ein Streifen von unteren Muschelkalkschichten, gleichfalls von Tuffbreccien zerbrochen und umgeben. Dieser stößt im S gegen die weichen Tuffe des unteren Hanges an. Dabei sind die Schichten hier von zahlreichen horizontalen, nordgeneigten Bewegungsflächen zerschnitten.

Da nun die Agglomerate mehrere vertikale Durchbrüche aufweisen, wäre es immerhin möglich, daß diese Störung allein auf den ursprünglichen Durchbruch des Ganges zurückzuführen sei. Es deuten aber die Verschiebungen und Druckflächen innerhalb des Muschelkalkes und des Agglomerats auf das Vorkommen von späteren Deformationen hin.

An der Ostseite der breiten Rinne sind die Aufschlüsse bei etwa 1760 *m* besser. Eine größere Kalkscholle von unterem Muschelkalk, die von den Tuffbrecciengängen infiltriert wird und im Agglomerat liegt, bildet hier eine 12 *m* hohe Felswand, über welche ein kleiner Wasserfall stürzt. Die Basis des Kalkes ist wellig gebogen und liegt mit flacher Diskordanz auf den Tuffen. Zwischen den beiden kommt ein typischer Mylonit mit Tuff- und Kalkbruchstücken vor, der stellenweise bis 1½ *m* mächtig wird (Fig. 7a).

Die Biegungen an der unteren Grenze des Kalkes haben ihre Achsen N 25° O und zeigen, so wie der Mylonit, ausgesprochene Schubstreifen. Gleich in der Nähe kommen auch geschliffene Agglomerate anstatt des Kalkes oberhalb des Mylonits vor (Fig. 7b).

Nach der Meinung der Autorin beweisen diese Beobachtungen, daß der Kontakt zwischen den Tuffen und dem Tuffkalkagglomerat durch Bewegungsvorgänge nach der Bildung des Agglomerats zustande gekommen war.¹⁾

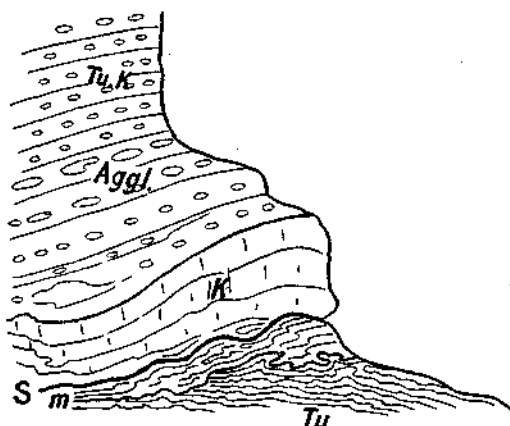


Fig. 7a. Ansichtprofil der Störungszone nordöstlich von Varda.

K = Kalkfels, Aggl. = Agglomerat, Tu.K = Tuffkonglomerate, S = Störungsfläche, m = Mylonit, Tu = Tuffe.

Einige Meter unterhalb des Mylonits biegen die Tuffe von NNO-Einfallen nach SSW um und bilden in Wechsellagerung mit feineren Tuffkalkbreccien, dünngeschichteten, gebänderten Mergelschiefen und

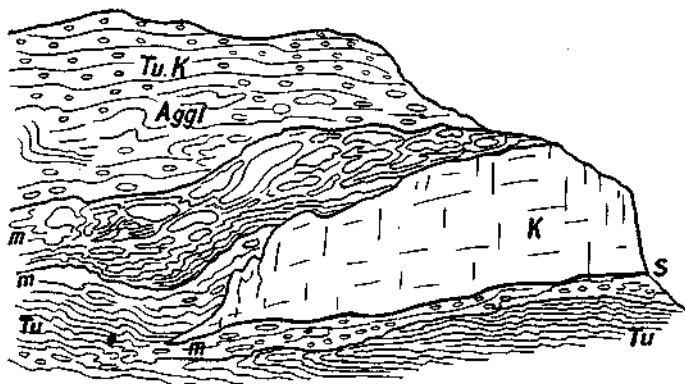


Fig. 7b. Ansichtprofil der Fortsetzung von Fig. 7a.

hellgrauem kristallinem Kalk den unteren Teil des Nordhanges des Cordevoletals. Sie vertreten also hier den Südflügel des Vardasattels.

Längs der gestörten Zone weisen die Tuffe und Kalke öfters hoch polierte Rutschflächen auf und haben das Aussehen einer rein tektonischen Störung.

¹ H. P. Cornelius und Martha Furlani-Cornelius: Diese Autoren haben die Unregelmäßigkeiten oberhalb Varda allein als Folge der explosiven Kräfte der Triaszeit erklären wollen (Marmolatagruppe, l. c. 1926, S. 10).

Die Gegend von Crepaz (vgl. Taf. VIII, Profil 5).

Nach O zu wird die ganze Schichtenmasse halbwegs zwischen Varda und Mäsarei quer eingebogen. Der Ausstrich der Schichten sinkt rasch bergab, dann dreht er wieder um und steigt bergauf. Gegen Mäsarei biegt er wieder ab. Der zickzackige Verlauf ist eine Folge der Querbiegungen.

Die Längsstörung erscheint zwischen aufgehobenem Buchensteiner Kalk im N und einbiegenden Tuffen im S. Die ganze Reihenfolge des oberen und unteren Buchensteiner Kalkes stößt nacheinander an der Störung gegen die Tuffe an.

Östlich der Häuser von Mäsarei folgen in der Südscholle als das Liegende der Tuffe die Buchensteiner Kalke. Daber kommt es, daß die Störung im Bosco-Verde-Wald oberhalb Crepaz ganz in den Buchensteiner Schichten verläuft und eine Wiederholung derselben hervorruft.

Die unteren Buchensteiner Knollenkalke sind dort an der Nordgrenze in einer scharfen Kniefalte zusammengedrückt und steil gegen den Plattenkalk der oberen Horizonte im S abgeschnitten. In der Achse der Kniefalte kommen nach O zu die liegenden, bituminösen, dunklen Schiefer mit scharfer Aufwölbung zutage und darunter mehrere Quetschlinge von kristallinem Mendolakalk und den höchsten Lagen des grauen Unter-muschelkalks.

Letzterer bildet einen zerquetschten Keil, der von einem steilen Bruch gegen tiefere Lagen des unteren Muschelkalks verworfen wird. Unter diesen kommen normal die obersten Werfener Schichten zum Ausstrich. Sie bilden auch nur eine schmale Zunge, die östlich von Crepaz an der Hauptstörungszone gegen die abgesenkten Buchensteiner Schichten im S anstößt.

Die Grenze dieser zwei Schollen ist längs der Straße östlich von Crepaz vorzüglich aufgeschlossen.

Wenige Schritte weiter nach O erreicht man die tiefe Schlucht des Selvazzabaches. Hier stoßen die oberen und unteren Muschelkalkhorizonte der Südscholle in einem sehr zusammengedrängten und deformierten Zustand an der Störungszone gegen aufgehobene Werfener Schichten an. Sie sind in eine steile, liegende Falte gelegt und nach S überkippt (Fig. 8).

Der Hauptbruch ist fast vertikal; an der Nordseite zeigen die Werfener Kalke und Schiefer 70—90° Einfallen. Die Quetschzone der Nordscholle ist im unteren Muschelkalk von einem nordgeneigten Bruch geschnitten. Dies ist die Nebenstörung, die in Bosco Verde von der Hauptstörung nach O abzweigt.

Wir sehen hier also eine sehr verwickelte und stark gedrängte Faltenzone des Sattelkerns, der größtenteils in gleichsinnig nord-, bzw. nord-nordostgeneigte Schollen zerteilt wird.

Die reitenden Falten in den Buchensteiner Schichten im oberen Hang unterhalb der Ortschaft Chertz weisen eine Überkipfung nach S. auf. Dies kommt auch öfters in den gefalteten Werfener Schichten im unteren Hang bei Ruaz vor.

Die Bildung der neuen Falten fand also hauptsächlich im Kern des ursprünglichen Sattels im Nordhang statt und war offenbar mit einem starken tangentialen Druck nach S oder SSW verbunden, der sich teils in Überkippungen, teils in Brüchen auslöste.

Die soeben beschriebenen Verhältnisse werden im Profil vom Cordevoletal bei Ruaz durch den Chertzabhang gekennzeichnet.

Der im N abzweigende Bruch setzt sich östlich der Selvazzaschlucht noch in dem unteren Muschelkalk gegen Lasta zu fort. In der Nähe dieser Ortschaft stehen an der Nordgrenze des Bruches die höchsten dickbankigen Kalklagen des unteren Muschelkalkes an und bilden eine Felswand am Osteingang zum Dorf. Im unteren Teil der Wand kommt eine aus Kalk, roten Mergeln und Schiefen bestehende Mylonitbreccie vor. Diese geht bald nach unten in diskordante nordeinflende Schichten der roten Mergel und Konglomerate des unteren Muschelkalkes über.

Die Sprunghöhe dieses Bruches wird immer geringer. Man kann ihn noch etwas weiter gegen O bis in ein sehr gestörtes und stark gefaltetes Gebiet unterhalb Sief verfolgen. Da verliert man seine Spuren unter dem Wiesenlande.

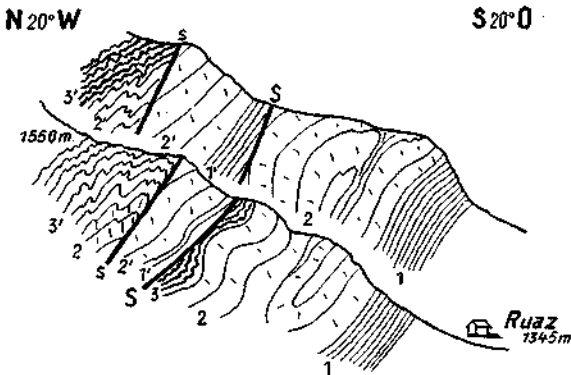


Fig. 8. Parallelprofile (schematisiert) durch den Selvazzabach-Abhang östlich und westlich von Ruaz. Maßstab ca. 1:12.500.

S = Hauptstörung, s = Nebestörung, 1 = Werfener Schichten, 2 = Unterer Muschelkalk und Mendola-horizont, 3 = Buchensteiner Schichten, 1', 2', 3' = die gleichen Schichten in den höheren Schollen.

Ein wichtiges tektonisches Merkmal in diesem Teil des Tales ist eine allgemeine Wendung im Streichen. Die Schichtenplatte dreht vom Selvazzabach aus O zunächst in OSO-, dann SO-Richtung um. Der Einschnitt des Cordevolebaches folgt genau dieser Wendung und ist in eine Sattelaufaltung der Werfener Schichten zwischen Ruaz und Vallazza tief eingesägt.

Die Gegend von Livine (vgl. Taf. VIII, Profil 6 u. 7).

Die Hauptstörung setzt sich von der Selvazzaschlucht OSO unterhalb Federa fort, wo sie in den Werfener Schichten durchzieht. Dann aber stößt wieder der untere Muschelkalk an der Südgrenze an. Der Bruch ist in einer tiefen Rinne unterhalb Punkt 1591 m der Karte sehr gut aufgeschlossen. Er steht vertikal und es sind hier die oberen Werfener Schichten, die an der Nordseite gegen unteren Muschelkalk im S anstoßen.

Die Störung zieht im Hang oberhalb der Häuser von Livine (1380 *m*) durch. Eine steile Felswand steht gleich hinter den Häusern an, die höher oben in eine verschüttete Böschung übergeht. Die Wand besteht im unteren Teil aus dem Kalkschiefer, zum größten Teil aber aus dem blaugrauen, dickgebantken Kalk des unteren Muschelkalkes, der nach oben mit dunklem „Pflanzenschiefer“ und knorrigem, wulstigem Kalk wechselagert. Das Streichen ist N 55° W, das Fallen 60° NO.

Man sieht im Kalk mehrere Schubflächen.

Bei etwa 1480 *m* an einer Ecke, wo der Steig nördlich wendet, kommt man aus dem grauen Kalk in steilstehenden, dunkelroten Schiefer der Campiler Schichten. Die Hauptstörung streicht hier zwischen den beiden durch. Die Campiler Schichten werden im N bei etwa 1600 *m* Höhe von der gefalteten Schichtenmasse des unteren Muschelkalkes überlagert, die als Steilwände noch 100 *m* höher hinaufreichen. Die höheren Schichtengruppen folgen der Reihe nach konkordant darauf.

Die Felswand aus blaugrauem Kalk hinter den Livinehäusern ist gleich an ihrer Basis vertikal gegen Hornsteinknollenkalke und Pietra verde der Buchensteiner Schichten abgeschnitten. Letztere bilden die enge Terrasse, auf welcher die Häuser gebaut worden sind. Die Schichten fallen nach NO gegen den Bruch ein. Dieser Bruch wird als die „Livine-störung“ bezeichnet.

Ähnliche Verhältnisse der Schichten begleiten diese Störung in ihrer Fortsetzung gegen OSO, wo sie steil nach NNO geneigt wird. Ihr Verlauf bildet nur einen kleinen Winkel mit dem allgemeinen Streichen der Schichten.

Im W von Livine dagegen wendet sich diese Störung nach SSW, d. h. quer zum allgemeinen Streichen. Man kann sie in den Feldern unterhalb Livine nur teilweise besichtigen. Doch wird es klar, daß im O die ganze Schichtenfolge von den Buchensteiner bis zu den oberen Werfener Schichten in dem gesunkenen Ostflügel gegen die Werfener Schichten des Westflügels abgeschnitten worden ist.

Diese Störung setzt sich südlich des Baches nach dem Dorf Ornella fort, wo sie mit einem O-W-Bruch von Crap de Pestort zusammentrifft. In der Querrichtung scheint sie bald oberhalb Ornella in einer steilen Ostbiegung auszuklingen.

Diese merkwürdige Umwendung der Störung im W von Livine deutet auf den Einfluß der Querverbiegungen hin.

Die Auslösung der Spannungen benützte sodann die schwache Zone zwischen Quersattel und Quermulde. Es wurden dadurch diese beiden Faltungen zu neuen Leitlinien verbunden.

Die Quersenkung der Livinescholle im Nordhang ist ein Hauptmerkmal im Bau des Livinallongotals. Sie läßt sich auch sowohl nach NNO wie im gegenüberstehenden Südhang des Tales verfolgen.

Dort sieht man im O des Val Ornella die dunklen Tuffe vom hohen Grat bis weit in die Wiesen von Ru da Ghe herabreichen. Der Muschelkalk und die untere Trias kommen erst unter Ru da Ghe, etwa in der Höhe 1220 bis 1420 *m*, zu Tage.

Die Quersenkung der Schichtenmasse ist mit der Ablenkung des allgemeinen Streichens nach SO in Zusammenhang zu bringen.

Der Hang von Pieve di Livinallongo

(vgl. Taf. VIII, Profil 8).

Die unmittelbare Umgebung von Pieve wird am meisten von der Fortsetzung des Livinebruchs und den damit verbundenen Senkungen der Schichtenplatte im östlichen Gebiet des Tals unterhalb Livine beeinflusst. Trotzdem daß der Cordevolebach nach O tiefer einschneidet, ragen in der Sattelachse talab längs des Baches die Werfener Schichten immer weniger hervor.

Ein Querprofil von SSW nach NNO vom Bach durch Pieve gezogen, zeigt schon anstehende Buchensteiner Kalke bei 1300 m, d. h. etwa 100 m über dem Bach, während der untere Muschelkalk fast bis zum Bach herunterreicht.

Die konkordante Schichtenreihe der hier sehr mächtigen Buchensteiner Gruppe folgt wie schon oben näher beschrieben worden ist. Bei etwa 1370 m zeigen die oberen Buchensteiner Plattenkalke manche Rutschflächen und kleine Biegungen. Man sieht in Aufschlüssen neben einem Steig sowie im Bach, daß hier die Plattenkalke unregelmäßig gegen die unteren Buchensteiner Kieselknollenkalke längs einer Störung abstoßen.

Gegen W zu stoßen an der Nordseite des Bruchs nacheinander die unteren Buchensteiner Schichten, der obere und der untere Muschelkalk an, während an der Südgrenze noch die Buchensteiner Reihenfolge fortsetzt. Diese Störung vertritt die Fortsetzung des Livinebruchs nach OSO und bedeutet hier wie dort eine gebrochene südüberkippte Falte.

Es folgt nun im Pieveprofil, oberhalb des Bruches, eine in reitende Falten gelegte Schichtfolge der unteren und oberen Buchensteiner Kalke und Pietra Verde, die nach NNO einfallen. Die Plattenkalke stehen im Steilhang unter der Kirche von Pieve (1465 m) an. Die Straße ist auf ihnen erbaut und gleich über der Straße im Dorf sind dunkle Tuffe eingelagert. Hier biegt das Einfallen nach SSW um. Die Tuffe bilden einen schmalen Muldenkern.

Die weichen Tuffschiefer, gebänderten Kalkschiefer, feinen Tuffkalkbreccien und Plattenkalke biegen mit Südfallen steil auf. Bei der Brücke über den Pievebach stößt diese Gruppe mit vertikalen engen Faltungen diskordant gegen eine steile Auffaltung der unteren Buchensteiner Gruppe.

Es folgen nach oben im Bacheinschnitt stark zusammengedrückte Buchensteiner Knollenkalke sowie die dunklen bituminösen Schiefer der Ober-Muschelkalkgrenzzone. Sie bilden den stark zerquetschten Sattel einer steilstehenden Falte, die mit etwa 75° Neigung nach N einfällt, und sind in einer auffallenden Steilwand von mehreren Wasserfällen auserodiert worden.

Die vollkommene Schichtenreihe der Buchensteiner Knollenkalke und Bänderschiefer bis zum Anfang der Tuffkonglomerate und Tuffe folgt nach oben in der Schlucht. Obwohl die Schichten noch in mehrere Falten gelegt sind, weisen sie im allgemeinen etwa 50° NNO-Einfallen auf.

Bei etwa 1580 *m* Höhe sind sie im Bach von einem Bruch abgeschnitten, an dessen Nordseite die dunkelroten, sandigen Mergel und Glimmerschiefer der Campiler Schichten anstehen. Man findet darin mehrfach kleine zerdrückte Gastropoden und Bivalven. Eine starke Mylonitzone folgt mit zickzackförmigem Verlauf der Störung.

Die Campiler Schichten kommen nur in der engen Quetschzone zum Ausstrich. Nach oben folgen bald auf sie gestörte ziegelrote Mergel und Konglomerate, sodann der blaugraue Kalk des unteren Muschelkalkes.

Westlich von diesem Bach steigt die Störungszone schräg durch die Isohypsen. Man sieht die Spuren der rötlichen Mergel und Konglomeratgesteine auf einer Wiese und im Wald. Erst bei etwa 1620 *m* ergibt sich in einer Rinne in kurzer Entfernung ein guter Aufschluß des hangenden Kalks.

Es sind dickbankige, hellograue Kalke, die mit dunkleren Myophorienkalken wechsellagern. Sie stoßen mit steilem NNO-Fallen an der Störung gegen Buchensteiner Kalk im S an und weisen in der Nähe davon Druckschieferung und Rutschflächen auf.

Die Störung selbst zeigt keinen scharfen Harnisch, sondern eine wechselnde Breite von geschieferten, brecciösen Gesteinen.

Der untere Muschelkalk bildet die Steilwand der Hochterrasse unterhalb des Gipfels von Col di Lana. Die weitere Schichtfolge liegt normal darauf. Der aufgeschobene untere Muschelkalk zieht sich im Hang nach W mit mehreren Längstalten weiter.

Gleich östlich des Pievebachs bei 1580 *m* Höhe springt die Steilwand des unteren Muschelkalks nach S vor. Die ganze Schichtenplatte mitsamt der Hauptstörung und den Faltungen biegt nach O ab und wendet sich hier nach SSO.

Der Hang unterhalb der Felswand ist bewaldet. Immerhin sind in mehreren Rutschen die geologischen Beziehungen aufgeschlossen. Dort sieht man längs einer N-S-Runse auf der Westseite die Knollenkalke und Pietra Verde-Schichten mit steilem NNO-Einfallen. Östlich davon stehen gefaltete Seiser und Campiler Schichten an, mit allgemeinem NO-Einfallen.

Diese Verhältnisse setzen sich nach unten im Hang bis zu 1470 *m* Höhe unterhalb der alten Straße fort. Überall im Gehänge liegen hier gequetschte Gesteine aus den Werfener und Buchensteiner Schichten herem.

Es folgen normal unter den hellen Seiser Kalken mit Myaciten schwarze Kalke. Die Autorin fand in diesen Gymnokodienbänke und andere Bänke voll kleiner Bivalven, auch Ostrakodenbänke, wie sie für das Oberperm in dieser Gegend typisch sind.

Es steht also hier in einer Höhe von 1450 *m* der Bellerophonkalk an, ein Vorkommen, das bis jetzt unbekannt war. Der schwarze Kalk stößt im W an der Störungszone gegen Buchensteiner Kalk an. In Begleitung dieser Zone überquert er die Hauptstraße in NW-SO-Richtung und setzt sich mit demselben Streichen im Hang von Salesei bis zum Cordevolebacheinschnitt fort. In der Nähe von Salesei di sopra kommen typische Versteinerungen sowohl im schwarzen Kalk wie in dem hangenden Werfener Kalk und Schiefer vor.

Unterhalb vom Dorf Salesei stehen Werfener Schichten auf beiden Seiten des Bellerophonkalks an, so daß letzterer einen Sattelkern bildet. Die Werfener Schichten des Westflügels stoßen an der Störungszone gegen den Buchensteiner Kalk. Sie sind in Falten mit NW-SO-Streichen gelegt und stoßen nach W steil gegen die Buchensteiner Schichten an.

Das Liegende des Buchensteiner Kalkes westlich der Störungszone erscheint erst tief unten bei 1280 m in einer vorspringenden Felskuppe neben dem Bach aufgeschlossen. Die Kuppe besteht teils aus mylonisiertem Gestein, teils aus dem hellgrauen, kristallinen, dolomitischen Mendolakalk, der stark von Rutschstreifen durchzogen wird, und nach unten in den grauen massigen Untermuschelkalk übergeht. Diese Kalke sind sehr verbogen, zerspaltet und offenbar gegen die Störungszone eingesunken, wo sie von den Werfener Schichten steil überschoben sind.

Sie gehören dem tiefgelegenen Sattel im Cordevolebach an, der von Vallazza durchstreicht.

Hier ist die gesamte Schichtenreihe östlich von Vallazza quer eingebogen und wird im Gehänge von Salesei gegen die Queraufwölbung der unteren Trias und des Oberperms im O abgeschnitten. Die Schichten im Längssattel des Nordhangs sind hier nach SW zusammengedrängt und verschoben.

Der Aufschub der ältern Schichten streicht fast N—S (N 10° bis 15° W) von der Col-di-Lana-Terrasse durch den Saleseihang nach der Cordevoleschlucht herab und setzt sich südlich unterhalb Pieve im Cordevoletal weiter fort.

Dies ist nun die direkte Fortsetzung der eben beschriebenen Hauptstörungszone, die im Nordhang des Livinallongotales mit einer allgemeinen N 70° W Richtung durchzieht. Die Wendung aus der Längsrichtung in die Querrichtung ist mit den Querbiegungen und der Entwicklung von eigenartigen, sich im Detail rasch ändernden Falten zwischen Livine und Salesei verbunden.

Der Sinn der Deformation bleibt durch ihren ganzen Verlauf der gleiche, nämlich die starke Auffaltung und das Aufheben der älteren Triasschichten an der Nordseite einer Quetschzone, die den Kern einer Längsantikline durchbrochen hat. Der gesunkene Südflügel ist gleichfalls stark gefaltet und von Überkipnungen nach S deformiert worden. Alle Andeutungen weisen hier auf einen von N wirkenden Druck.

Die Detailuntersuchung dieser Störung führt zur Überzeugung, daß sie weder ein einfacher Bruch noch eine einfache überkippte Falte ist. Mit jedem Schritt nach O wird die Einsenkung der Südsholle und respektive der Aufschub der Nordsholle größer. Die Schichten sind gegen O zu mittels Falten und schrägen Zerreißen enger aneinandergedrückt worden. Die Richtung der Zusammenpressung ändert sich allmählich von Stelle zu Stelle von S in SW, sodann bei Salesei und Pieve in WSW.

Es läßt sich daraus schließen, daß die Deformationszone sich von vornherein in einer Kurve entwickelte, die von W—O

nach SO, sodann SSO, verläuft. Sie ist unter der Mitwirkung von tangentialen und vertikalen Druckkräften hervorgebracht worden, deren Kombination bezüglich Richtung und Stärke sich örtlich rasch änderte. Kurz und gut, sie ist in einem gefalteten Gebiet durch komplizierte Druckresultanten während einer späteren Phase der Gebirgsbildung entwickelt worden.

Der Nordhang oberhalb Andraz (vgl. Taf. IX, Profil 12).

Die Straße überquert zwischen Pieve und Andraz die Störungszone etwa $\frac{3}{4}$ km östlich von Pieve und führt sodann auf $2\frac{1}{4}$ km durch den Nord- respektive Ostflügel. Die Bellerophonkalke stehen bis zu den Häusern bei 1447 m an, dann werden sie von gefalteten Werfener Schichten gefolgt, die ein allgemeines WNW-OSO-Streichen aufweisen.

Die ziegelroten, feingebänderten Mergel und Konglomerate des unteren Muschelkalkes kommen erst an der Ecke der Straße gegen Andraz zum Aufschluß, wo sie von zwei Querbrüchen geschnitten werden. An beiden werden die Ostflügel aufgehoben. Man sieht die poikilitische Schiefergruppe, rote Konglomerate und helle Kalke an der Ecke der Straße plötzlich aufbiegen. Sie sind zu mehreren kleinen und einer größeren Falte verbogen, die von einem parallelen NNW-SSO-Bruch geschnitten werden.

Die Ostscholle ist gehoben; infolgedessen stehen nun an der Straße die Seiser Kalke an. Es folgt eine weitere, geringere Aufbiegung, von einem Parallelbruch abgeschnitten.

Der wichtigere Querbruch läßt sich nach oben durch den Buchensteiner Kalk gut verfolgen. In den Tuffen kommt er in den Wiesen nur stellenweise zum Aufschluß. Bei Pian della Gisca wendet er sich nach W um. Der zweite Bruch geht verloren, sobald er in die Tuffe eintritt. Diese Brüche sind mit der Hauptstörung bei Salesei fast parallel.

Östlich dieser Queraufhebung biegt die Schichtenmasse wieder steil nach O um und sinkt muldenartig gegen Andraz ein. Die Werfener Schichten werden an der Straße rasch vom unteren Muschelkalk mit Mendolakalk gefolgt. Dieser Sattel von Agai überquert das Andrazer Tal und wird nach O breiter.

Gleich westlich von Andraz bemerkt man, daß die Tuffe tief unten am Hang austreichen. Das geschieht infolge eines NW-SO-Bruches, der in einer Rinne oberhalb Andraz die Einmündung nördlich der Agaischolle noch weiter senkt. Die Buchensteiner Kalke stoßen im SW gegen abgesenkte Tuffe im NO an.

Die Nordscholle ist von einem Bach tief erodiert und gibt vortreffliche Gelegenheiten zur Untersuchung der oberen Buchensteiner Plattenkalke, Pietra-verde-Schichten und Tuffschiefer, die an der Basis des Tuffkomplexes anstehen.

An der rechten Seite des Baches „Rio della Porta“ sind diese Schichten in enge, liegende Falten gelegt, die nach N mit flachem Winkel einfallen. Sie deuten auf einen Druck von N hin, der sie stark überkippt hat. Es kommen mehrere Keile von dunklen Tuffen in den Faltungen vor.

Der Bacheinschnitt ist an seiner Nordseite von einer steilen Böschung begrenzt, worauf die Häuser von Franza (1414 m) erbaut sind. Hier stoßen die abgesenkten Tuffe gegen steil gefaltete und aufgebojene Buchensteiner Hornsteinknollenkalke im N an, die längs eines WNW-OSO-Bruches erhoben sind. Die Falten sind stark verzerrt.

In der Böschung oberhalb Franza sieht man in dieser Faltenzone zerquetschte Keile von Mendolakalk und unterem Muschelkalk hineinragen. Der Bau ist also mit diesem in der nebenstehenden eingesenkten Scholle ganz ähnlich und weist auf einen intensiven Schub nach SW hin.

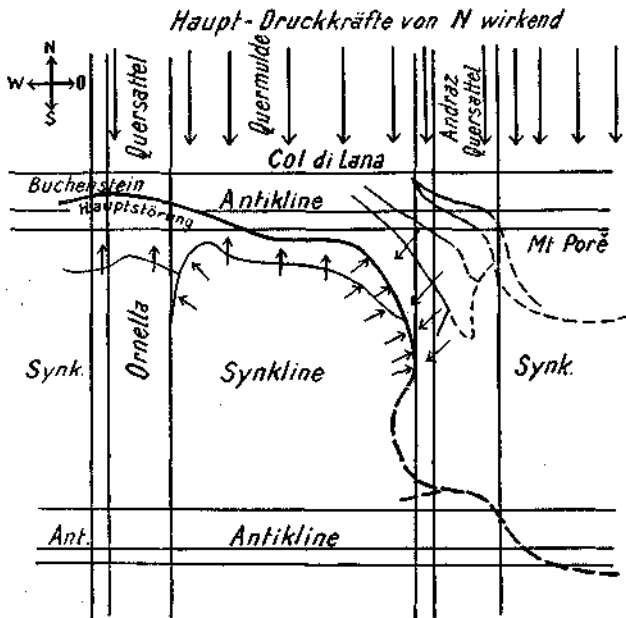


Fig. 9a. Grundplan der kreuzenden Falten mit kürzeren Süd- und Westflügeln. Einbiegung und Ablenkung der späteren Falten- und Quetschzonen am steilen Westflügel des Andrazer Quersattels in Verbindung mit lokalen Überschiebungen von NO her. (Die unterbrochenen Linien gegen O weisen auf die Fortsetzung der Störungen in der Karte von Dr. Nöth hin.)

Der Bergrücken, der hier parallel mit dem Bruch verläuft, bildet gegenüber Gernadoi eine vorspringende Ecke. Gleich dahinter zieht durch eine Rinne ein paralleler WNW-OSO-Bruch empor, an dessen Nordseite Werfener Schichten gehoben sind.

Letztere stehen in einer Höhe von 1700 m an und bilden die Basis einer normalen Schichtenfolge der Muschelkalk- und Buchensteiner Schichten, die in die Wiesen von Castello hinaufreichen.

Wir erkennen also von der Straßenecke unterhalb Andraz bis nach Castello eine Reihe von radial angeordneten Brüchen, NNW—SSO, NW—SO, WNW—OSO, die offenbar den späteren Phasen der Gebirgs-

bildung angehören. Sie sind mit der Hauptstörung oberhalb Pieve gleichsinnig und setzen sich mit verstärkter Wirkung nach OSO fort. Wir haben also auf beiden Seiten des Andrazer Tales eine nach S respektive SW verschobene Masse, die in mehrere Schollen mit überkippten Falten und Schubflächen zerteilt ist. Das Maß der Verschiebung ändert sich sehr rasch und wird von Col di Lana nach W im oberen Buchensteiner Tal immer weniger.

Die Hauptzüge dieser Deformationen habe ich früher erkannt und als die „Überschiebungen im Pievegebiet“ beschrieben. Die verschobenen Schollen habe ich die „Buchensteiner Schubmasse“ genannt.¹⁾

Jetzt hat die in diesem Bande erschienene Arbeit von Dr. Nöth über das mittlere Cordevoegebiet die Fortsetzung dieser Deformationen nach OSO und SO in der M. Pore-Schubmasse nachgewiesen. Mit ihrer radialen Anordnung im Westhang des Andraztales in Übereinstimmung verbreitert sich nach diesen Richtungen die ganze Reihe der Schollen.

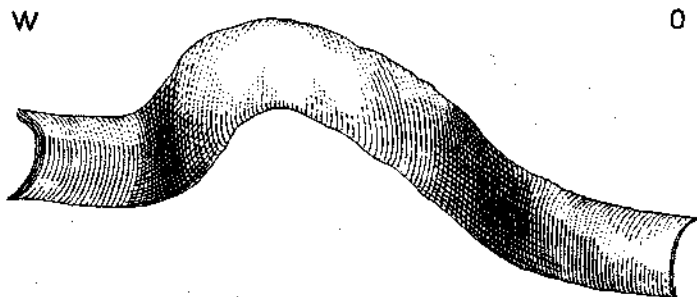


Fig. 9b. Asymmetrische Form der gewölbten Fläche eines Quersattels mit flacherem Ostflügel und steilem Westflügel (nach dem Gewölbe im Andraztal schematisch gezeichnet)

Beiderseits des Tales stehen die Werfener Schichten hoch im Gehänge an. An der Ostseite fallen sie im allgemeinen nach ONO; an der Westseite nach NNO, doch sieht man hier öfters ein Einfallen der Gesamtmasse der unteren und mittleren Trias nach W zu. Im oberen Teil des Tales, gegen Passo di Falzarego kommt die Form eines Quersattels klarer zum Ausdruck. Das Gebiet von Nuvolao und Pra di Pontin stellt einen breiten Ostflügel dar (Fig. 9b). Dieser Quersattel ist von den radial angeordneten Brüchen und Verschiebungen deformiert worden; er war also älter wie diese. Nach S setzt er sich im Quergewölbe von Salesei weiter fort.

Das Gewölbe von Salesei.

Die Aufwölbung des oberpermischen Bellerophonkalkes am Saleseihang gegen Pian ist schon oben erwähnt worden (S. 359, Fig. 1).

Die Fahrstraße führt zwischen dem Livinallongotal und Caprile in mehreren Serpentinien über dieses Gehänge und bietet gute Aufschlüsse der Schichtfolge des Bellerophonkalkes dar.

¹⁾ Ant.: „Torsion-Structure of the Dolomites“, Q. J. Gr. S., 1899, S. 587, „The overthrusts in the Pieve area“.

Nördlich des Cordevolebaches stoßen an der Hauptstörung die Werfener Schichten im O gegen Mendoladolomit an. Es entwickelt sich nach O zu eine schöne Aufwölbung von unteren Werfener Schichten und Bellerophonkalk.

Das Streichen wechselt zwischen N 35° W und N 15° O. Das Fallen ist im Westflügel etwa mittelsteil, wird aber gegen den Kern des Sattels zu steiler. Östlich vom Kern steht der Bellerophonkalk vertikal oder sehr steil und ist stark zusammengedrängt. Die hellgrauen, dickbankigen Seiserkalke folgen und werden nach O von steilstehendem Kalkschiefer überlagert, der stark zerquetscht und von feiner Clivage geschnitten ist.

Diese Quetschzone verläuft N 15° O. Gegen die Ostseite stoßen enggefaltete, braungelbe und rötliche Mergelschiefer und Kalke der Campiler Schichten an. Unter diesen biegen weiter östlich die Seiser Kalke wieder auf und sind von den Campiler Schichten mit Ostfallen normal bedeckt.

Diese Schichtengruppe ist im Einschnitt des Rio d'Andraz abgeschlossen und bildet die Abhänge an dessen Ostseite. Sie ist also vom Bellerophonkalkgewölbe durch eine steile Störung getrennt und heftig gegen dieselbe angepreßt worden. Längs der nächsten Serpentine der Straße sind im Bellerophonkalk selbst mehrere flach nach W überkippte Falten abgeschlossen.

Diese Beobachtungen deuten auf ein Gewölbe hin, das unter nachträglichem Schub gegen WSW und W gelitten hat.

Die direkte Fortsetzung des Bellerophonkalks nach S ist nicht abgeschlossen. Bei Pian, wo der Rio d'Andraz in den Cordevolebach einmündet, ist der Bacheinschnitt verschüttet. Südlich sind noch kleine Aufschlüsse von Bellerophonkalk neben dem Bach. Westlich des Cordevolebaches kommen Mendoladolomit und die jüngeren Schichten vor.

Es stoßen also hier zwei Falten-systeme scharf gegeneinander, nämlich das ursprünglich W—O-System, jetzt durch den WNW—OSO verlaufenden Vallazzasattel und die anliegenden Mulden vertreten und das spätere N—S-System, hier durch das Quergewölbe des Bellerophonkalks und die gestörten Werfener Schichten des Andraztales vertreten.

Im Nachbargebiet im S hat Herr Dr. Nöth konstatiert, daß westlich des Baches am Sasso di Roccia, ein wenig südlich von Pian, eine Aufwölbung aus unterer Trias, unterem Muschelkalk und Mendoladolomit nach SW auf eingesenkte Cassianer Tuffkonglomerate flach überschoben ist. Dies stellt also die Südfortsetzung der gleichen tektonischen Struktur dar. Wohl deutet diese flache Überschiebung und tiefere Einsenkung der Schichten im W auf die nachgiebige Beschaffenheit der unterschobenen Cassianer Schichten sowie auf noch stärkeren ostwestlichen Zusammenschub wie unterhalb und oberhalb von Salesei hin.

Der Unterschied betrifft aber nur die verschiedene Ausdrucksweise der Druckkräfte.

Es kam auf rein lokale Bedingungen an, ob die Ausgleichung der Spannungen in den verschiedenen OW-Schollen hauptsächlich mittels überkippter Faltungen wie im Val Andraz oder durch Brüche und differentiale Schubbewegungen wie im Cordevoletal unterhalb Pian stattfand.

Da sich nun die O—W und NW—SO-Brüche im Andraztal erst nach der Bildung der Querantikline entwickelten, so stellt sich heraus, daß die Verschiebungen an diesen Brüchen sowie überhaupt die stärkere Zusammenpressung der Schichten eine der allerjüngsten Phasen der Gebirgsbewegungen in dieser Gegend bedeuten.

Man sieht, daß östlich vom Andraztal alle Längsfalten nach O eintauchen. Es liegt hier die südliche Fortsetzung der breiten Einbiegung des Ampezzogebietes vor. Im weiteren Sinn sind mit dieser großen Einbiegung die eben beschriebenen Nachschübe und Störungen im Pievegebiet verbunden.

Es wird später eine schematische Darstellung der zwei Faltungsrichtungen im Livinallongotal gegeben (Fig. 17). Dabei ist zu beachten, daß in der geologischen Karte nur ein Bild der von den späteren Deformationen bedingten Ablenkungen und Kombinationen dieser Faltungen, also allein das endgültige Resultat herauskommt. Die Aufeinanderfolge der verschiedenen Phasen bleibt jedoch das Hauptproblem und muß immer in Betracht gezogen werden.

Es stellt sich im Livinallongotal klar heraus, daß die Bedeutung dieser allerjüngsten Phasen für die Morphologie sehr groß ist. Sowohl die Lage wie die Windungen des Haupttales und der Nebentäler halten sich sehr eng an die tektonischen Linien, wie dies schon öfters von der Autorin im Fassatal, Ennebergtal usw. angedeutet worden ist.

Die scharfe Wendung des Cordevoletals unterhalb Salesei aus OSO in SSO-Richtung fällt mit der Grenze des Quergewölbes und des O—W-Schubs zusammen. Das Andraztal vertritt einen Teil dergleichen Quergewölbes. Die Bäche von Val Ornella und Val Pestort verlaufen durch parallele Queraufbiegungen und folgen wie auch die anderen Bäche des Südhanges dem allgemeinen NNO—SSW-Streichen der Querfaltungen.

II. Teil: Sett Sass und Prälongia.

Einleitung.

Das breite Wiesenland von Prälongia und Stuares liegt gleich nördlich von Chertz und Col di Lana. Auf seiner Ostseite ragt die Steilwand von Sett Sass hervor, die aus Schlerndolomit aufgebaut wird.

Dieses Wiesenland ist das klassische Gebiet für die Cassianer Versteinerungen und ist seit einem Jahrhundert deshalb in der geologischen Literatur gut bekannt. Die tektonischen Beziehungen sind außergewöhnlich einfach und schon in der Karte von Mojsisovics¹⁾ dargestellt.

Damals wurden aber von Mojsisovics die Schichten des Wiesenlandes mit Ausnahme der allerhöchsten am Kamm von Prälongia dem Wen-

¹⁾ E. von Mojsisovics, Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien, Wien 1879.

gener Alter zugeteilt. 1893 hat die Autorin¹⁾ die größere Ausdehnung der Cassianer Schichten nachgewiesen.

Da nun ihre Karte nur im Maßstab 1:50.000 und ohne Isohypsen vorliegt, schien es der Autorin lohnenswert, im Anschluß an ihre Aufnahme des Livinallongo Tals auch das nördliche Gebiet im Maße 1:25.000 aufzunehmen.

Sie hatte aber wenig Zeit zur Verfügung und wendete ihre Aufmerksamkeit hauptsächlich auf (1) die aktuelle Verbreitung der reichen Fossilzonen auf den Wiesen (2), das Eingreifen der Cassianer Schichten in den Schlerndolomit und ihre Beziehungen zu den Raibler Schichten an den West- und Nordwänden von Sett Sass.

Die folgenden Beschreibungen sollen also nur zur Erläuterung der Karte dienen.

Sett Sass.

(vgl. Taf. IX, Profil 11.)

Von O gesehen bildet der Gipfel des Col di Lana einen fast hufeisenförmigen Kamm, dessen Nordsporn „Monte Sief“ genannt wird. Er besteht aus den gleichen Tuffen wie der Gipfel, die hier eine schöne Nordflexur aufweisen.

Im tieferen Teil dieses Sporns, wo er in sanfte Wiesen übergeht, liegen darüber blauschwarze Wengener Schiefer mit *Daonella Lommeli* und *Posidonia Wengensis*. Der Boden ist noch sehr tuffig, und die Schiefer bilden nur Einlagerungen in braunen, lockeren Tuffen und festeren, sphäroidisch verwitternden Tuffen mit verkohlten Pflanzenresten.

Bei etwa 2220 m kommen am Castellokamm zwischen Monte Sief und Sett Sass graue Mergel und Mergelkalke in Wechsellagerung mit gelbem, gutgeschichtetem Kalk vor (Fallen 25—30° NNW). Man findet darin viele *Cidaris*-Stacheln, Spongien und kleine weißliche Schalen von Bivalven, die den Cassianer Typen angehören. Es folgen wieder Tuffmergel und unreine Kalke, die mehrere Gastropoden und Bivalvenarten führen, die nach oben in dickbankige, orange gelb verwitternde Kalke mit vielen *Cidaris*-Stacheln übergehen. Wegen des reichen Gehaltes an Enkriniten, Korallen und Spongienresten, sind die Schichtflächen ganz rau.

Diese Bänke werden dann dicker und unregelmäßig. Sie sehen wie Cipitkalk aus, sind stellenweise brecciös und gehen in einen hellen, kristallinen, dolomitischen Kalk über. Es erhebt sich hier über den weichen Mergeln ein schöner isolierter Felskörper, den Mojsisovics „Richthofen-Riff“ benannt hat.

Er besteht aus Bänken von dolomitischem Kalk und Dolomit, deren Masse lokal anschwillt und keine deutliche Schichtung aufweist. Unterhalb der Südsteilwand von Sett Sass bildet sie einen imposanten Fels. Nach O werden die Bänke rasch dünner und es schieben sich zwischen ihnen mit flacher Sedimentdiskordanz fossilführende Mergel und Mergelkalke ein.

¹⁾ M. M. Ogilvie, Wengen & Cassian Strata in S. Tyrol, Q. J. G. S., London 1893.

Diese führen ähnliche Cassianer Versteinerungen wie die mergeligen Schichten am Kamm. Sie weisen aber eine bedeutend geringere Einmischung von Tuff auf.

Es folgt nun diskordant auf der höchsten Dolomitbank eine Schichtenreihe aus hellgrauen oder orangegelben Kalken und feinen tufffreien Mergeln, die besonders fossilreich sind. Diese bilden eine tief eingeschnittene Einsattelung in einer Höhe von 2400 m zwischen Richthofen-Riff und der Steilwand von Sett Sass. Sie beherbergen die in der Literatur bekannte „Cassianer Fauna von Sett Sass“.

Die darin gefundenen Versteinerungen schließen manche Arten ein, die nicht in den Schichten des Castellokammes vorkommen. Sie sind paläontologisch als eine obere Cassianer Zone anerkannt. Die dickeren

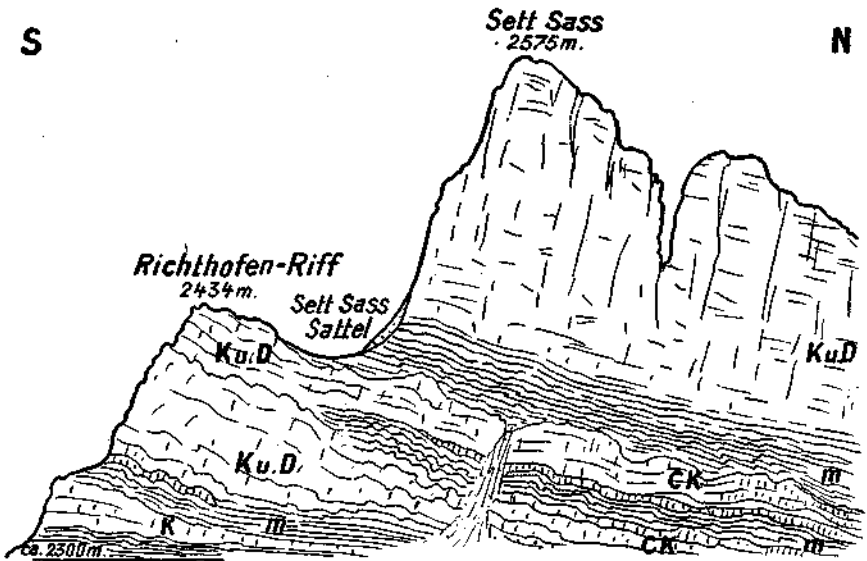


Fig. 10. Ostansicht des Richthofen-Riffs (schematisch gezeichnet).

Einkerbung der fossilreichen Cassianer Mergel und Kalke (m) in felsenförmige Riffmassen von Kalk und Dolomit (K u. D), die teils in Cipitkalk (CK), teils in Mergel übergehen.

Bänke sind öfters gänzlich von Korallenröhren aufgebaut, andere führen massenhaft *Cidaris*-Stacheln, Spongien und einzelne Korallenindividuen. Die Bivalven, Gastropoden und Brachiopoden sind im Mergelkalk am häufigsten.

Die senkrechte Südwand von Sett Sass folgt auf diese fossilreichen Schichten mit flacher Diskordanz. Das Gestein ist ein grauweißer, poröser, kristalliner dolomitischer Kalk, der nur stellenweise in reinen Dolomit übergeht. Er vertritt doch den „Schlerndolomit“ und wird hier auch so bezeichnet. Seine Mächtigkeit beträgt in der Südwand etwa 180 m.

Am Osthang der Einsattelung unterhalb Sett Sass keilt der untere Teil der fossilreichen Mergel und Kalke gegen den dolomitischen Kalk des Richthofen-Riffs aus (Fig. 10). Letzterer zerteilt sich in drei Hauptbänke, zwischen denen die fossilreiche Gruppe sich einschiebt. Wo sie

dünnere werden, gehen diese Bänke teils in Kalkbreccie, teils in gutgeschichteten, orange gelben *Cidaris*-Kalk über.

Da nun das Gedeihen der riffbildenden Organismen am günstigsten gegen das offene Meer hin war, stellt das brecciöse Gestein wahrscheinlich die auf der hintenliegenden Böschung angesammelten Reste von älteren zertrümmerten Riffteilen dar, über welche die Mergel- und Kalkgruppe transgredierte.

Sowohl die Wechsellagerungen als auch die tufföse und brecciöse Beschaffenheit der Gesteine deuten darauf hin, daß im Anfang des Riffbaues noch öfters Tuffeinschwemmungen stattfanden und häufige Vertikalschwankungen eintraten. Erst unter den Bedingungen von andauernder Senkung und tufffreiem Wasser wurde die kalkigdolomitische Masse von Sett Sass geschaffen.

Am Westhang des Kammes zwischen Sett Sass und Richthofen-Riff weisen die Mergel- und Kalkschichten mehrere Querfaltungen auf. Diese sind NO—SW gerichtet, und die gefaltete Gruppe ist gegen den Dolomit und Kalk des Richthofen-Riff gepreßt und in geringem Maß aufgeschoben worden. Die Verschiebungen sind aber ganz lokal. Das allgemeine Streichen wechselt zwischen O—W und WNW—OSO; Fallwinkel 20° bis 30° nördlich.

Beide Gruppen biegen am Westende des Richthofen-Riffs etwa mittelsteil nach W zu. Der Dolomit und Kalk des Richthofen-Riffs wird rasch dünner und verschwindet unter einigen großen Schutthalden.

Trotz der Schuttmassen an der Westecke können die Cassianer Mergel und Kalke hin und wieder doch noch an der Basis der Steilwand von Sett Sass gesehen werden.

Bei der Untersuchung der Westwand fällt sofort auf, daß der Schlerndolomit nach N zu dünner wird. Bei Punkt 2427 *m* in der Karte überlagern die Raibler Schichten den Dolomit, während an seiner Basis, 2280 *m*, die Cassianer Mergel anstehen. Diese zeichnen sich hier durch reichliches Vorkommen von kleinen Ammoniten aus.

Ein wenig weiter nördlich biegt die ganze Schichtenmasse nach NO ab. Die Biegung geht nach unten in einen Sprung über. Die abgebogene Masse streicht nun N 25° W. Der Schlerndolomit ist hier bei 2320 *m* von Raibler Schichten überlagert. Der untere Teil ist stark überschüttet.

Es kommt jedoch an einer Wiese mit zwei Hütten bei etwa 2220 *m* die Auffagerung des Schlerndolomits auf Cassianer Schichten zum Aufschluß. Die Mächtigkeit des Dolomits beträgt weniger als 100 *m*.

In den Schutthalden liegen heruntergerutschte Schollen von den Raibler Schichten herum. Es kommt aber höher oben eine anstehende Einlagerung von diesen Schichten vor, die nach S keilförmig in den Schlerndolomit hineinreicht. Es sind braune, quarzreiche Sandsteine und sandige Kalke mit *Myophoria Kefersteini* und Resten von fossilem Holz. Darüber liegt der weiße dolomitische Kalk, der bald nach N dünner wird und in Raibler Schichten auskeilt.

Der liegende Teil der dolomitischen Kalkwand verschmälert sich rasch nach N und verschwindet unter den Schutthalden. Am Westhang unterhalb der Kuppe 2380 *m* stehen nur Raibler Schichten an. Die vollkommene Reihenfolge der Raibler Schichten wird an dieser Stelle angegeben.

- Hangend: weißliche und hellgelbe dolomitische Mergel und plattiger Dolomit.
- 2 m rote und weiße Mergel,
 - 4—5 m hellrosa und lichtgrüner Kalk mit Megalodonten, wechsellagernde rote und gelbe Mergel,
 - 5 m größerer, hellgrau oder blaßrosa, quarzreicher Sandstein,
 - 8—10 m blaßrote und hellgrüne feine Breccien mit Quarzausscheidungen,
 - 3 m rote Mergel,
 - 4 m faseriger Kalk und rot und grünlich gefleckte Sandsteine (*Pecten* sp., *Avicula* sp.),
 - 1·5 m brecciöser Sandstein mit Quarzkörnern,
 - 2·5 m plattiger, dolomitischer Mergel und Mergelkalk,
 - 3 m dunkelrote und braune Sandsteine mit *Myophoria Kefersteini*, *Avicula Kokeni*, *Mysidioptera* sp.,
 - 4 m feineres Konglomerat mit sandigen und dunkelroten oder grünlichen mergeligen Zwischenlagen (Gerölle aus glauconitischem Sandstein und Oolit),
 - 2 m hellgrauer sandiger Kalk.
- Liegend: dolomitischer Kalk der Westwand von Sett Sass.

Die weißen, dolomitischen Mergel im Hangenden dieses Profils stehen auf dem flachen Grat an. Sie sind dünnplattig geschichtet und wechseln nach oben mit rosa oder weißem, plattigem Dolomit in dem reichlich Megalodonten vorkommen (vgl. M. Hoernes).

Diese jüngeren Horizonte sind längs des Grates nach S zu gut abgeschlossen. In dieser Richtung transgrediert mit flacher Diskordanz die Reihenfolge der Raibler Schichten auf dem Schlerndolomit. Die Myophoriensandsteine reichen nicht weit nach S.

Nach N zu folgt auf dem plattigen Dolomit typischer, kristalliner Dachsteindolomit. Das Gestein ist teils dicht, teils porös und führt massenhaft Durchschnitte und Hohlräume von kleinen und großen Megalodonten und verwandten Typen von Zweischalern. Er bildet bei 2380 m eine hervorragende Kuppe.

Der Dachsteindolomit dehnt sich von hier etwa 1·5 km nach N in einer steilen Felswand aus.

Ein wildes, von Moränenschutt und Schutthalden bedecktes Gebiet breitet sich unter der Felswand von Dachsteindolomit aus. Die Raibler Schichten verschwinden bald darunter. Es fällt auf, daß hier der dolomitische Kalk des Schlerndolomitniveaus einen ganz geringen Anteil an den Blockmassen nimmt, was wohl mit seiner Verschmälerung zusammenhängt.

Erst am Südhang des Rückens von Dachsteindolomit sind die Raibler Schichten wieder anstehend zu sehen. Sie sind in der steilen Böschung unter der nördlichsten Spitze (2042 m) des Dachsteindolomits abgeschlossen. Man kann als leitende Horizonte die oberen bunten Mergel und den plattigen Dolomit in guter Lagerung, die liegenden Breccien und Sandsteine nur verschüttet sehen.

Die Böschung darunter weist keine Dolomitwand auf, sondern verflacht sich nach N zu einer grasbedeckten Terrasse (1930 m) mitten im Walde, wo dickgebankte, orangegelbe *Cidaris*-Kalke mit fossilführenden Mergeln und Mergelkalken wechsellagern. Diese sind tufffrei und plattig. Erst unter ihnen kommt die Hauptmasse der Cipitkalke und der reichen Versteinerungen von *Stuores* vor.

Gleich oberhalb der Terrasse liegt im Wald Moränenschutt und höher Raibler Mergel und Sandsteine. Die Grenzverhältnisse zwischen den Raibler und Cassianer Schichten sind hier nicht nachweisbar.

Erst etwas weiter O sieht man in einer Böschung bei Punkt 1918 m der Karte diese Gruppen nebeneinander aufgeschlossen. Es gibt hier braune, quarzreiche Sandsteine und dunkelrote, graue und grünliche tonige Mergel der Raibler Schichten. Diese unteren Gruppen von Mergeln, die hier weit verbreitet sind, treten an der Westwand nur wenig mächtig auf.

Sie fallen hier mit etwa 25° bergem und werden von dunkel geäderten fossilieerem Kalk, orange verwitterndem, rauhem Kalk mit *Cidaris*-Stacheln und schlecht erhaltenen Schnecken, sodann Mergelkalk unterlagert. Darauf folgt eine 7–8 m breite von Gras bedeckte Zone. Darauf stellen sich anstehende, harte *Cidaris*-Kalke und fossilführende mergelige Schichten mit Cassianer Versteinerungen ein.

Ein wenig östlich ist die Böschung von einem Bach angeschnitten.

Dort sieht man links des Baches ein ganz dünnes Vorkommen von hellem dolomitischem Kalk, unterhalb von orange verwitterndem, rauhem Kalk. Der helle Kalk wird rasch an der rechten Seite des Baches dicker und setzt sich nach Valparola zu fort. Er bildet eine kleine Stufe zwischen einem Abhang mit rotem Mergel und dem untern Hang, in welchem Cassianer Versteinerungen auswittern. Offenbar entspricht diese Stufe teilweise dem „Schlerndolomit“.

Östlich von den Valparolahütten wird dieser Streifen mächtiger und ist von den unteren Mergeln der Raibler Schichten gefolgt. Die Reihenfolge dieser Schichten ist oberhalb der Valparolaalpe sehr gut entwickelt. Hier kommen auch Eisenerze vor. Die ganze Schichtmasse weist östlich von dieser Alpe mehrere Falten auf, die gegen Stuares zu in flache Biegungen übergehen, in der Ostrichtung dagegen stärker werden.

Trotz der starken Verschüttung der Westwand von Sett Sass läßt sich aus den Verhältnissen am Nordhang der Schluß ziehen, daß die Kalkdolomitmasse größtenteils vom gleichen Alter wie die Raibler Myophoriensandsteine und bunten Mergel an der Westwand und im Valparolakessel ist. In ihrem tiefsten Teil liegt sie unkonform auf oberen Cassianer Schichten, auf welche sie von N nach S transgrediert.

Die breite Muldenform des „Fondo di Valparola“ am Nordhang der Steilwand von Sett Sass ist aus der Kalkdolomitmasse und den auf ihr transgredierenden Raibler Schichten erodiert worden.

Im Kessel der Mulde sind die Raibler Schichten und der Dachsteindolomit in ziemlicher Ausdehnung erhalten.

Prälongia und Stuares.

(Vgl. Taf. IX, Profil 9, 10).

Die Muldenform von Sett Sass setzt sich nach O im Wiesenland von Prälongia und Stuares fort. Sie stellt in der älteren Faltung der Schichten eine Längssyncline vor, welche an die Buchensteiner Antikline im S anschließt.

Die weichen Tuff- und Mergelgesteine, die größtenteils die Schichtenmasse des Wiesenlandes aufbauen, sind wegen ihrer Gleitfähigkeit von zahlreichen Rutschungen betroffen. Diese haben besonders im Nordhang die ursprünglichen Grenzen der Schichten gänzlich verschoben. In der Karte ist der gegenwärtige Umfang der Haupthorizonte dargestellt.

Die Grenze zwischen Cassianer und Wengener Schichten läßt sich im W und S gut verfolgen.

Im W kommen in der Ruoneswiese einige kleine Gänge von Augitporphyrit vor. Das Gestein ist ein kompakter, holokristalliner, olivgrüner Biotit-Pyroxenit, der von roten Adern durchzogen wird. Unter dem Mikroskop gesehen besteht er aus einem beinahe farblosen Pyroxen mit zahlreichen braunen Biotitschüppchen und vielen kleinen Magnetitkristallen. Ein paar Fleckchen von grünem Serpentin dürften den Olivin vertreten. Beide, Pyroxenit und Biotit, sind von kleinen Apatitprismen erfüllt.

Die roten Adern bestehen aus idiomorphem Augit in einer trüben Grundmasse von niederem Brechungsindex, wahrscheinlich ein Natronzeolith, der Nephelin oder Analcim ersetzt.

Die Augite zeigen manchmal Säume von dunkelgrünem Aegirin. Mikroinsprenglinge von Magnetit sind reichlich vorhanden und Biotitschüppchen recht häufig. Diese Adern bedeuten offenbar Ausscheidungen oder Schlieren in der Hauptmasse des Pyroxenits.

Nennenswerte Fundstellen für Cassianer Fossilien wären: a) nördlich von R. di Confin einige Rutsche bei etwa 1860—1920 m, b) südlich von R. di Confin der Hang unterhalb einer Terrasse in 2000 m Höhe sowie der Hang unter 1900 m.

Unter den Versteinerungen treten mehrere Haupttypen der älteren Cassianer Fauna auf: *Koninckina Leonhardti*, *Rhynconella semiplecta*, *Cardita crenata*, *Lima angulata*, *Trachyceras Aon*, zahllose *Cidaris*-Stacheln usw. Sie kommen in dickgeschichteten, gelbverwitternden, harten Kalken und dünnschichtigem Mergel und Mergelkalk vor.

Die Schichten fallen nach O und in dieser Richtung folgen oberhalb der Abhänge von Ruones dunkle Tuffe und Tuffmergel, die verhältnismäßig versteinerungsarm sind. Es kommen in ihnen einige grobe Tuffe mit Schalenresten vor, die im Habitus den Pachycardientuffen ähneln.

Erst von etwa 2060 m aufwärts stehen wieder versteinerungsreiche Mergel und Kalke an und bilden dann den Ostgipfel von Prälongia, 2139 m. Diese setzen sich zusammen mit noch höheren Schichten durch den Kamm nach O fort. Für die Kartierung lassen sich diese drei Schichtgruppen, u. zw. jene der Ruoneswiese, die Haupttuffgruppe und die Gruppe des Prälongiarrückens trennen und geben für die Orientierung an Ort und Stelle gute Anhaltspunkte.

Nach früheren Angaben der Autorin entsprechen palaontologisch die Gruppe der Ruoneswiese einem unteren Cassianer Horizont und die darüberliegenden Gruppen einem obern Horizont, der wahrscheinlich mit den Pachycardientuffen und dem Cipitkalk der Seiser Alpe gleichaltrig ist.

Die untere Gruppe wendet sich beim Incisaübergang aus N—S in WNW-OSO-Streichen und zieht sich östlich über den Castellokamm. Die Tuffgruppe ist in großen Muren entblößt.

Am Südhang des Prälongiakamms ist die höhere Gruppe in einer Reihe von Rutschungen aufgeschlossen. Man findet die Versteinerungen dieses Niveaus am besten am Kamm selbst, wo sie aus den Mergeln und Kalken reichlich auswittern.

Sowohl am Kamm von Prälongia wie im oberen Teil des Nordhanges liegen öfters große Blöcke von Cipitkalk herum. Sie entsprechen ent-

weder Überbleibseln von höheren Lagen auf den Wiesen, deren Mergel schon wegerodiert sind oder stammen von der Umgebung von Richthofen-Riff und Sett Sass ab und wurden von Gletschern hergetragen.

Am Nordhang gegen M. de Boita (Piccolwiesen) und den Stuoereswiesen zieht der Muldenkern durch. Dort gibt es die vorteilhaftesten Fundstellen für die Versteinerungen.

Am allerreichsten ist heutzutage eigentlich das Quellgebiet des Piccolbachs. Dort findet man nach Regenwetter bei etwa 1960 m eine reiche Ausbeute von Fossilien, insbesondere von Gastropoden und Brachiopoden: *Rhaphistomella (Pleurotomaria) radians*, Wissm. sp.; *Spirigera quadriplecta*, Münst. u. a.). Die gleichen Fossilien kommen auch in den Bächen vor, die sich in dem Stuoeresbach vereinigen.

Die Tuffgruppe bildet am Nordhang breite Sümpfe. Der Tuffgehalt ist bemerkbar geringer als im Südhang und Gänge fehlen. Fossil führende Mergel und Kalke kommen reichlicher mit den Tuffen in Wechselagerung. In der unteren Gruppe kommen wieder feste, gelbe *Cidaris*-Kalke und hellgraue Kalke mit Korallenröhren sowie mergelige Schichten mit einer vorwiegenden Gastropoden- und Bivalvenfauna vor. Gelegentlich kommen am Hang in schiefrigen Einlagerungen in der unteren Gruppe der Cassianer *Cidaris*-Kalke, Exemplare von *Daonella Lommeli* vor. Es fehlen jedoch die typischen schwarzen oder dunkelblauen, fossilreichen *Daonella*- und Pflanzenlagen, die als „Wengenerschiefer“ anerkannt werden.

Die untere Grenze der Cassianer Schichten des Nordhanges ist gegen die Wengener Schichten, wie schon oben erwähnt, unbestimmbar. Die Abrutschungen und Verschüttungen der Cassianer Schichten sind am allerschlimmsten gegen das Tal von St. Cassian zu gesehen.

Vor vielen Jahren hat die Autorin das massenhafte Vorkommen von *Daonella Lommeli* in dunklem Kalkschiefer im Piccolbach und in der unmittelbaren Nähe seiner Einmündung in den St.-Cassian-Bach (1583 m) festgestellt. Heutzutage ist hier alles verschüttet. Es ist aber klar, daß die ursprüngliche Grenze tief liegt. Weiter oben im Tal stehen sie gleich nördlich der Stuoeresbrücke an.

An der Nordseite des St.-Cassian-Baches biegen die Wengener Schichten im Hang von Glira auf. Sie bilden dort die Fortsetzung der Wengener Schichten des Freinagebietes SW von St. Cassian.

Der Kamm von Leinz da fur.

(Vgl. Taf. IX, Profil 9.)

Zwischen den Ortschaften von Corvara und St.-Cassian erstreckt sich in NO-SW-Richtung ein langer Kamm. Wo er südlich gegen das Wiesenland von Pralongia abfällt, breiten sich grüne Wiesen aus. Sein Nordhang gegen den Gaderbach ist ein dicht bewaldetes, steiles und wenig begangenes Gebiet.

Geologisch stellt dieser Kamm einen Teil der Längsantikline des Grödener Jochs und zugleich die Nordgrenze der Muldenform von Pralongia und Stuoeres vor. Die Beziehungen zu diesen sind in der Nähe von Corvara am klarsten aufgeschlossen.

Steigt man von Corvara 15 Minuten über Piazza hinauf, so kommt man zu der berühmten „Corvara Fundstelle“ der Wengener Pflanzenschiefer. Die dünn-schichtigen Schiefer sind an den Oberflächen teils von *Daonella Lommeli*, teils von großen und kleinen Pflanzenresten bedeckt. Es sind auch mehrere Ammonitenarten darin gefunden worden.

Die Wengener Schiefer sind nach O von feinen Tuffen gefolgt, die normal von den Cassianer Schichten der Ruoneswiese überlagert werden. Nach W stoßen sie mit steilem Einfallen an einem NO-SW-Bruch gegen olivgrüne Tuffe, Tuffbreccien und Konglomerate. Diese Gruppe fällt südlich dem Bruch zu.

Im Einschnitt des R. Maradagn ist die Reihenfolge aufgeschlossen:

- a) 12—15 m feste, dichte Tuffe, ähnlich mit den „Bautuffen“ in der Arabbagegend; darüber
- b) 4 m grobe Tuffbreccien mit Blöcken von Augitporphyrit und Kalk, und von Augitporphyrit Lagergängen durchbrochen;
- c) 5 m dickbankige Tuffe und feinere Tuffkalkbreccien;
- d) etwa 15—16 m weiche Tuffe, Palagonittuffe und dünne Laven;
- e) die Hauptmasse der Tuffe, die den Kamm bilden.

Am Freina Bach werden diese höheren Tuffe sehr geringmächtig und klingen gegen das Tal von St. Cassian fast aus.

Die ganze Schichtplatte senkt sich gegen NO und verschwindet in der Gegend von Costadedoi unter den Bachschuttkegeln.

Das Gestein der Laven ist ein Augitporphyrit (Andesit) mit reichlichen Einsprenglingen von Augit in einer aphanitischen, grünlichen Grundmasse.

Unter dem Mikroskop erscheint der Augit von blaßgrüner Farbe und begleitet von anderen Einsprenglingen eines trüberen Andesins.

Magnetit kommt in Form von Mikroinsprenglingen aber nicht häufig vor. Die Grundmasse besteht aus einem trüben Glas voll von schmalen Plagioklasleistchen. Die schwarzen Blättchen in derselben sind wahrscheinlich Ilmenit.

Der Tuff, welcher in Wechsellagerung vorkommt, zeigt sich im Dünnschliff als ein feinkörniger, olivgrauer Kristalltuff, der aus trübem Feldspat und aus umgewandeltem, vulkanischem Glas besteht und reichlich Bröckchen eines blaßgrünen Augits von gleicher Beschaffenheit wie jener in der eben beschriebenen Lava enthält. Korngröße = 0.25 mm.

In einem feinen kalzitreichen Tuff kommen Radiolarienreste häufig vor. Im Westhang des Monte Freina und Piz sieht man öfters unter der Tuffgruppe einen Übergang zu Buchensteiner Kalk. In einer Stelle folgen nach unten 3 m gut geschichtete Kieselkollnkalke, darunter 2—3 m Tuffe, sodann Tuffkalkbreccie und wieder Hornstein Kalk; darunter eine veränderliche Mächtigkeit von Tuffkalkbreccien.

Die Buchensteiner Kalke ziehen sich längs dieses Hanges durch und biegen mitsamt den Tuffen nach O und W ab. Sie weisen noch reichliche Einlagerungen von Pietra verde auf. Schwarzer Hornstein ist in ihnen sehr stark entwickelt und tritt ebenso wie gelber fast in allen Horizonten auf. Es kommen öfters gute Versteinerungen vor, *Daonella Taramelli* besonders häufig, sowie Ammonitenreste.

Die bituminösen Bänderschiefer bilden eine etwa 12—14 m dicke Gruppe, die auf typischem Mendoladolomit liegt. Der untere

Muschelkalk ist weniger mächtig wie im Livinallongotal. Die untere Trias ist längs des Gader Tals sehr gut aufgeschlossen.

Beim Begehen des Kammes sieht man im Mendoladolomit eine sattelförmige Umbiegung zwischen NW und SO aufgeschlossen. Doch folgt der Sattelnern offenbar keiner geraden Linie, sondern scheint von Corvara zuerst in ONO-, dann gegen Piz in NO-Richtung zu verlaufen. Dies weist auf eine lokale Ablenkung des Sattels hin.

Die Gesamtfolge der Schichten des Sattels stößt im N an einem Bruch gegen Wengener Schichten an. Diese bilden die bewaldete Ecke zwischen den Tälern von Corvara (Gaderbach) und St. Cassian. Der Harnisch selbst ist nur selten zu sehen.

Gegenüber „Albergo Dolomiti“ steht südlich des Baches ein Band von Hornsteinkalk und Tuffkalkbreccie an. Dieses ist von dichten, gutgeschichteten, olivgrünen Tuffen mit 75—80° SSW Einfallen gefolgt.

Gleich südlich von dieser Stelle stößt diese Gruppe steil längs einer Rinne gegen bergaus fallende Werfener Schichten. Nach O zu kommen Wengener Schiefer auf der Nordseite des Bruches und auf seiner Südseite bald unterer Muschelkalk und Mendoladolomit zum Aufschluß.

Nach W, am Gaderbach, wendet er sich in NO-SW-Richtung und folgt dem Tal nach Pescosta. Es stehen nördlich des Tales die Tuffe an.

Demnach ist die Antikline an ihrem Abhang gegen Corvara zu von zwei Längsbrüchen gegen abgesenkte Schollen auf beiden Seiten begrenzt.

Diese Antikline von Piz und Freina stellt einen zerschnittenen Teil der Grödener-Joch-Antikline dar, die ursprünglich der O-W-Richtung folgte. Während der späteren Querfaltung wurde sie aus dieser Richtung in SW-NO-Richtung umgestellt d. h. nach NO abgelenkt.

Im Anschluß an die Querfaltung im Livinallongotal stellt es sich heraus, daß die breite Querantikline von Ornella und Federa in ihrer Fortsetzung nach NNO über Prälongia ins Ennebergtal verläuft. Dieses Tal fällt unterhalb von St. Cassian auf eine lange Strecke in die Querantiklinale.

Im Wiesenland von Prälongia erkennt man sehr gut die asymmetrische Form des Quersattels. Der Ostflügel wo die Wengener und Cassianer Schichten gegen Sett Sass im O untertauchen ist flacher und viel breiter wie der Westflügel gegen Sellamassiv.

Teil III. Das Gebiet von Valparola, Lagazuoi und Falzaregotal.

Die Störungen am Lago di Valparola.

(Vgl. Taf. IX, Profil 12, 13.)

Es wurden schon oben bei der Beschreibung der West- und Nordwand von Sett Sass die Faziesverhältnisse in der Ausbildung der Cassianer Schichten, des Schlerndolomits bzw. Kalkes, und der Raibler Schichten bis zu den Hütten der Valparolaalpe verfolgt. Von dort

ziehen diese drei Stufen in normaler Folge nach OSO zum Lago di Valparola durch Wald und Wiesenland weiter. Der Dachsteindolomit ist in zwei Kuppen noch über den Raibler Schichten erhalten.

Die Cassianer Schichten werden sowohl in dieser Richtung wie auch nach O gegen das Dolomitgebirge von Lagazuoi hin bedeutend schmaler, und sind mehrfach von kleinen Falten betroffen. Der Schlerndolomit und die Raibler Schichten im S biegen sattelförmig auf und bilden einen Steilhang längs des Steiges, wo sie nach NNO einfallen.

Gegen Lago di Valparola zu steigt diese Falte im Streichen durch den Abhang an und wird nach NNO überkippt (Fig. 11). Im Kern der liegenden Falte stehen Raibler Schichten mitten im Schlerndolomit an. Die Falte ist im S gebrochen; der Dolomit der Falte stößt dort gegen abgesenkte, bunte Mergel und braune Sandsteine der Raibler Schichten.

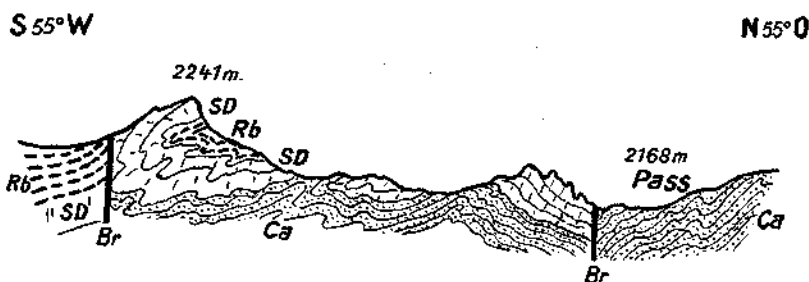


Fig. 11. Profil durch Passo di Valparola, nordwestlich von Lago di Valparola. Maßstab zirka 1:6250.

Liegende Falte in Schlerndolomit (SD) und Raibler Schichten (Rb), Ca = Cassianer Schichten, Br = Brüche.

An der Bruchzone sind die Schichtflächen auf beiden Seiten mit Harnischen versehen, während die Grenze selbst als eine wohl ausgeprägte Mylonitzone mit Trümmern des beiderseitigen Gesteins ausgebildet ist. Diese Reibungsbreccie ist etwa 1 m breit, und zieht sich mit unregelmäßigen Spitzen in den Dolomit hinein.

Dieser Bruch klingt nach W in gebogenen Raibler Schichten aus. Im Liegenden des Dolomits stehen die Cassianer Mergel und gelben *Cidaris*-Kalke an. Sie sind mit dem Dolomit gefaltet und an mehreren kleinen Brüchen gegen denselben verschoben. Diese Faltenzone begrenzt der Lago di Valparola im N und W, während die abgesenkten Raibler Schichten an seiner Südseite liegen.

Nördlich von dem Lago erhebt sich eine auffallende, isolierte Felskuppe von Schlerndolomit. Der Dolomit ist hier von einem NNW-SSO-Bruch gegen steil aufgefaltete Cassianer Schichten im N abgeschnitten worden. Der Fels ist von vielen Harnischflächen zerschnitten, ganz verbogen und verzerrt.

Die aufgehobenen Cassianer Schichten bilden im Nordhang das Liegende des Schlerndolomits von Lagazuoi. Der Bruch scheint wie der andere bald in den Falten nach N zu auszuklingen.

Nach SO sind die Aufschlüsse unterbrochen. Große Block- und Schutthalden sowie Mauern und Gräben aus der Kriegszeit bedecken die am Passo anstehenden Gesteine.

Erst am Fuß der hohen Felsen von Sasso di Stria, der südlich des Überganges emporragt, bekommt man einige Aufschlüsse. Die Steilwand von Sasso di Stria besteht aus Schlerndolomit, der nördlich einfällt. Es schauen ab und zu am Fuß der Wand kleine Aufschlüsse von Versteinerung führenden Mergeln und graugelb verwitternden Cassianer Kalke hervor.

Sie weisen aber gegenüber dem Dolomit ganz unregelmäßige Lagerungsverhältnisse auf. Sie liegen bald wie diskordante, eckige Schoilen auf dem Dolomit, bald als enggefaltete, ordnungslose Schollen seitlich davon.

Nördlich des Überganges ragt die aufgebogene schroffe Felswand von Lagazuoi hervor. Das Gestein ist typischer, poröser, zuckerkörniger Schlerndolomit und fängt hier erst in einer Höhe von 2400 m an. Das Gehänge darunter besteht aus Kalk und Kalkmergel mit Cassianer Versteinerungen.

Sie sind auf große Strecken von Blockmassen und Schutthalden bedeckt. Doch sieht man oberhalb Tra i Sassi, daß sie im unteren Teil des Abhanges südlich einfallen und höher oben in Nordfallen übergehen. Der Schlerndolomit folgt normal darauf.

Ohne Zweifel zieht hier ein Bruch zwischen den Schichten im Abhang von Lagazuoi und dem Schlerndolomit von Sasso di Stria durch. Dieser Bruch wurde von Mojsisovics erkannt und von ihm als die Fortsetzung des O-W-Bruches im Falzaregotal beschrieben.

Die soeben beschriebene Faltungs- und Störungszone westlich von Lago di Valparola war Mojsisovics offenbar unbekannt, denn er vermutete, daß die Falzarego-Bruchlinie sich vom Passo di Valparola nördlich ins Tal von St. Cassian fortsetzen würde.

Die Autorin nimmt aber an, daß die Faltungs- und Störungszone westlich vom Lago di Valparola die tatsächliche Fortsetzung der Falzarego-Bruchlinie vorstellt, welche hier in mehrere kleinere Brüche zersplittert und so gegen NW zu ausklingt.

Diese Bruchlinie setzt sich, wie bereits von Mojsisovics festgestellt wurde, östlich durch den Tra-i-Sassi-Paß und das Falzaregotal bis nach Cortina fort.

Im östlichsten Teil des Tra-i-Sassi-Passes, wo der steile Abstieg nach Falzarego hinabführt, gibt es mehrere Stellen in unmittelbarer Nähe des Baches, wo das Zusammenstoßen der beiden Bruchflügel am Bach aufgeschlossen ist.

Ein besonders lehrreicher Aufschluß kommt in den Cassianer Schichten unterhalb Lagazuoi im Osthang des Passes vor.

Das Profil wird hier angegeben:

Hangendes: Schlerndolomit (2300 m).

4 m dickbankiger, dolomitischer Kalk, teilweise mit Korallenröhren,
18 m plattige, gelbe oder blaugraue Kalke und Mergel mit Bivalven (*Myophoria Whateleyae*, *Myophoricardium* sp.), nach oben mit braunem oder braungeibem, sandigem Plattenkalk mit verkohlten Pflanzenstengeln in Wechsellagerung,

- 7 m dickbankiger Cipitkalk, voll von Sphärokodien und Crinoidenresten (*Sphärocodium Bornemannii*),
 8 m dunkler, grober Breccienkalk und Lumachellenkalk mit Einschaltungen von Mergeln (Bruchstücke von dickschaligen Mollusken u. a. [*Trigonodus rablenensis*, *Myophoricardium lineatum*, *Avicula Tofanae*, *Cassianella decussata*]),
 20 m massiger, dick gebankter, heller Cipitkalk mit unebenen Schichtflächen, eine hervorragende Felskuppe bildend (Sphärocodien, *Cidaris*-Bänke, *Cassianella decussata*, *Cassianella Beyrichi*, *Cucullaea impressa*, *Avicula* sp., Gastropoden),
 15 m Wechsellagerung von Cipitkalk, Tuffkalkbreccien und Tuffschiefnern,
 10 m Mergel und Mergelkalk, nach unten tuffös.
 (Unterer Teil des Abhangs bedeckt.)

Diese interessante Schichtenfolge enthält manche Versteinerungen, die sowohl in Cassianer wie auch in Raibler Schichten vorkommen. Sie stellt eine typische Mischfauna dar, wie diese in den Pachycardientuffen der Seiser Alpe vorkommt.¹⁾

Die tieferen tuffösen Breccien und schiefrigen Bänke sehen den Pachycardientuffen sehr ähnlich.

Mit Ausnahme dieser tieferliegenden Schichten zeigt nun die Reihenfolge merkwürdig wenig Tuffgehalt. Ganze Gruppen sind tufffrei und auch die Cipitkalke enthalten nur wenig.

Das Maßgebende für die Beurteilung des Alters ist das Vorkommen von dickschaligen *Trigonodus*- und *Mysidioptera*-Arten mit den kleinen *Stuores*-Cassianer Typen in den Breccienkalken und Mergeln. Demnach dürfte die Gruppe am besten in die oberen Cassianer Schichten dieser Gegend einzureihen sein.

Immerhin weist sowohl das Vorkommen der Sphärocodienbänke wie die Versteinerungen im sandigem Plattenkalk auf eine enge Verwandtschaft mit den „Anoplophora Schichten“ von Heilig Kreuz hin, die als ein höheres Niveau anerkannt sind.

Es sollen nun die Lagerungsverhältnisse zwischen dem Schlern-dolomit und den Cassianer Schichten kurz besprochen werden. Es handelt sich um das Alter der Schichten im Liegenden des Schlern-dolomits vom Lagazuoigebirge entlang der ganzen Westwand von Tra i Sassi bis zum Rio Sarè. Wegen der starken Verschüttung liegen aber nur wenige Anhaltspunkte vor.

An der Südwand setzt sich das angegebene Profil mit einigen Abänderungen bis zum Passo di Valparola fort. Der obere dolomitische Kalk geht gegen W bald in Schlerndolomit über; die plattigen Kalke liegen fast durchwegs unter dem Schutt; erst die Cipitkalke und Breccienkalke bilden einen bestimmbaren Horizont, der sich unter der Steilwand bis oberhalb von Lago di Valparola verfolgen läßt.

Nördlich davon bildet dieser Horizont den untersten Teil der Steilwand. Es kommen an der Basis gleich die wechsellagernden, weicheren Gruppen von Mergeln, Mergelkalken und Tuffbreccien vor.

Es folgen am Cimro di Guerra herum eine Gruppe von Tuff, tuffösem Mergel, unreinem Kalk und gelbem Cidariskalk und darunter

1) Vgl. Aut. Gröden-, Fassa- und Enneberg, 1927, Bd. II, Tabelle der karnischen Stufe, S. 89, wo die systematische Stellung der Cassianer Schichten als eine untere Abteilung der Raibler Schichten im Sinne von Wöhrmann dargestellt wird.

bis zum Rio Sarè die tieferen Cassianer Schichten. Nirgends aber ist der Kontakt mit dem Schlerndolomit der Steilwand gnt aufgeschlossen.

Auf der anderen Seite des Sarèbaches stehen Wengener Schiefer in einigen Aufschlüssen an. Der Schlerndolomit keilt auf dieser Seite des Baches nach N zu aus. Es gibt hier keine Spur von Cassianer Mergeln. Unterhalb der Steilwand ziehen sich Moränen durch. Auch da findet man keine Bruchstücke von typischen Cassianer Schichten.

Auf ihre Frage teilte der Lehrer Picolruaz in St. Cassian, der viele Jahre hindurch Aufsammlungen von Versteinerungen gemacht hat, der Autorin mit, daß er auf dieser Seite niemals Cassianer Versteinerungen gefunden hätte.

Es scheint also, daß im Westhang von Lagazuoi die Cassianer Schichten vom Schlerndolomit des Lagazuoi- und M-Sellares-Gebirge unkonform überlagert sind und unter dem Dolomit bald nach O zu auskeilen (Fig. 12 a).

Die Transgression des Dolomits hat von N nach S über immer jüngeren Schichten stattgefunden. Zugleich hat sich der Dolomit gegen S zu viel mächtiger wie im N entwickelt. In etwas tieferem Meeresboden gegen N bezw. NNO sammelten sich mergelige und sandige Schichten, die während der Raibler Zeit, wie unten gezeigt wird, südlich auf dem Dolomit transgredierten.

Das Hochplateau von Lagazuoi.

(Vgl. Taf. IX, Prof. 14.)

Es fragt sich nun: wie waren die Verhältnisse des Schlerndolomits zu den Raibler Schichten im Hangenden? Die grundlegende Arbeit über die Raibler Schichten im Falzagerotal ist die von Koken.¹⁾ Er hat darin genaue Profile fast aller wichtigen Stellen veröffentlicht.

Hier sollen daher nur die allgemeineren Verhältnisse zur Erläuterung der faziellen Verschiedenheiten angegeben werden, welche von der Autorin an Ort und Stelle beobachtet wurden.

Nördlich und südlich von Rio Sarè, gegen Col di Lodgia im O-zu, liegt auf dem Schlerndolomit eine etwa 40 m mächtige, auffallend rötliche Gruppe von Raibler Schichten, die sich terrassenartig unterhalb der hohen Steilwände von Dachteindolomit durchzieht.

Sie bestehen aus 1. im Liegenden, plattigem, grünlichweißem Dolomit mit Mergel-einlagerungen, 2. Oolith, Sandstein mit *Myophoria Kefersteini*, ferner sandigen Breccien mit Quarzkörnern. 3. Dolomit- und Kalkbänke, die öfters *Megadotus*-Reste führen und mit bunten Mergeln wechsellagern. 4. Plattigem, cremefarbigem Dolomit, der unter dem Dachteindolomit einfällt.

Diese Gruppe setzt sich unterhalb von Punte di Fanes nach SO fort, während im W davon das Hochplateau von Lagazuoi aus Schlerndolomit besteht. In den höheren Lagen des Dolomits sind öfters dünne Einlagerungen von blaßgrünen und roten, tonigen Mergeln vorhanden.

¹⁾ Koken E., Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz. (Abhandl. Geol. Bundesanstalt, Wien, vol. 16, fasc. 4, 1913).

Am Col Boccia wittern diese mehrfach in horizontalen Klüften aus, die ein wenig schräg zu der Schichtung verlaufen. Ähnliche Einlagerungen wittern mehrfach auf dem Hochplateau südlich von Col Boccia heraus, sowie Bänke voll von Sphärocodien oder von Korallenröhren. Letztere kommen als dünne, linsenförmige Einlagerungen in weißlichem oder hellrosa und weiß gestreiftem Dolomit vor, der im allgemeinen dicht ist.

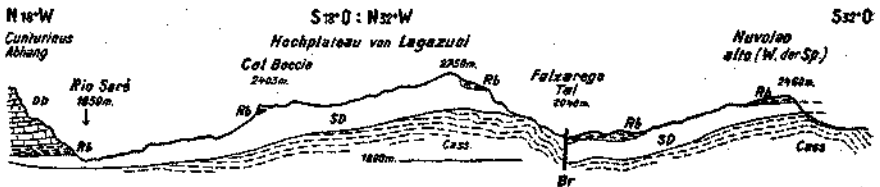


Fig. 12a. Profil Lagazuoi-Nuvolao. Maßstab ca. 1:75.000.

Diskordante Auflagerung des Schlerndolomits (SD) auf Cassianer Schichten (Cass), sowie der Raibler Schichten (RB) auf Schlerndolomit. Letzterer wird nach N und S dünn und keilt im N aus. DD = Dachsteindolomit, Br = Falzarego-Bruch.

Dieser plattige, streifige Dolomit stellt also einen Faziesübergang des Schlerndolomits in die mergel-sandige Raibler Gruppe dar. In einer kleinen Entfernung nach O folgen auf dem dickbankigen Schlerndolomit rötliche und grünliche Steinmergel, Kalkoolith, kalkigsandige Schichten und dunkelgefleckte Sandsteine, in denen verkohlte Reste von Pflanzenstengeln vorkommen. Diese sind bei etwa 2400 m südlich des Lago di Lagazuoi sehr gut aufgeschlossen.

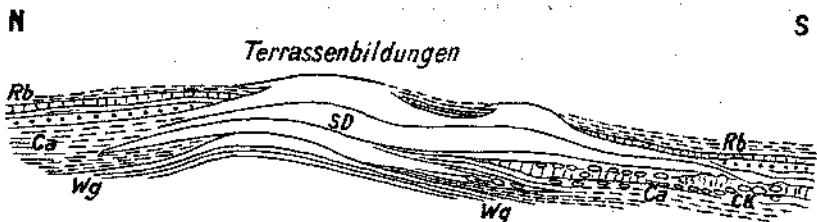


Fig. 12b. Schematisches Profil der ursprünglichen faziiellen Verhältnisse der Terrassenbildungen von Schlerndolomit (SD) zu den angrenzenden mergeligen und sandigen Sedimenten der Wengener, Cassianer und Raibler Gruppen.

CK = Cipitalkleinlagerungen. (Die Höhen sind gegen die Länge etwas übertrieben.)

Die untere Grenze der Gruppe weist hier gegen den Dolomit eine flache Diskordanz auf. Weiter südlich liegt bei 2530 m ein See auf dem untern roten und grünlichen Steinmergel. Der Schlerndolomit des Gipfelgrats von Lagazuoi grande fällt mit einer Flexur nach NO gegen den See zu ein. In einer Rinne parallel mit dem Fallen stoßen die Raibler Schichten mit flachem Winkel gegen Schlerndolomit (Fig. 13).

Man sieht, daß im untern Teil der Dolomit diskordant unter die Mergel am See eintaucht.

Diese Grenze wurde also durch eine Transgression der Raibler Schichten nach S auf dem Schlerndolomit bedingt. Einige kleine Faltungen in den Raibler Schichten gegen die Rinne sowie das Herausragen des Schlerndolomits im W deuten auf spätere Biegungen hin. Die WNW—OSO streichende Sattelaufbiegung des Dolomits von Lagazuoi-grande wurde hier von einer Querbiegung mit Flexur nach O getroffen. (Fig. 14 a). Eine parallele Flexur in gleichem Sinn macht sich auch im Osthang bemerkbar.

Indem der Schlerndolomit von Lagazuoi gegen das St.-Cassian-Tal im W umbiegt, bildet das Hochplateau einen Quersattel. Dieser vertritt die nördliche Fortsetzung des Quersattels von Val Andraz.

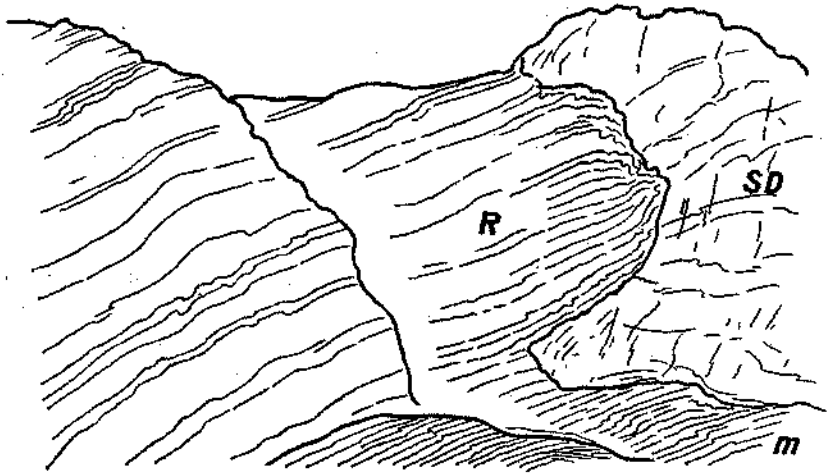


Fig. 13. Skizze einer erodierten Transgression der Raibler Schichten (*R*) auf Schlerndolomit (*SD*) am Lagazuoi-Plateau bei etwa 2560 m.

m = Bunte Mergel der Raibler Schichten im Vordergrund.

M. Falzarego.

(Vgl. Taf. IX, Profil 13.)

Dieser Berg ist von Lagazuoi grande nur durch eine tief eingeschnittene Bachrinne getrennt. Der Schlerndolomit bildet ein breites Hochplateau, auf welchem die höheren Lagen des Dolomits gut geschichtet und streifig werden und mit dünnen roten Mergeln und sandigen Schichten wechselagern. Sie biegen flexurartig nach der Forzella di Travenanzes im N hinab. Dort stellt sich die Mergel- und Sandsteinfazies ein.

Es folgen hier auf dem gutgebankten Schlerndolomit a) dunkelrote Mergel; b) 2—3 m Oolith mit Ammoniteuresten; c) etwa 5 m rötlichbraune, raue Breccien, die aus kleinen Stücken von Oolith und Dolomit bestehen und reichlich Quarzkristalle enthalten; einige hellere Bänke führen zerbrochene Reste von Ammoniten; d) eine Wechsellagerung von dunklen oder grünlichen Mergeln, plattigen Sandsteinen und glauconitischen, sandigen Kalken; in diesen kommen schlecht erhaltene Schalen von *Trigonodus* und *Myophorien* vor; e) huntefarbige Mergel und Kalkbänke mit Megalodonten (Fig. 14 a u. b).

Die Mergel dehnen sich nach N im Travenanzestal in großer Mächtigkeit aus. Nach oben wechseln sie mit plattigem, weißem und streifigem Dolomit, in dem *Megalodus Hoernesii* und viele Schalendurchschnitte von Bivalven vorkommen.

Der Übergang in Dachsteindolomit findet an mehreren Stellen aus feingebänderten rötlichen oder grauen Mergeln und weißem Dolomit

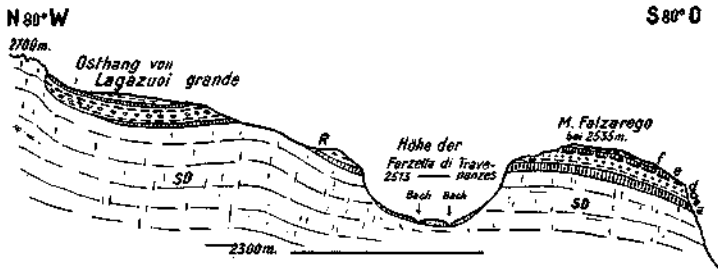


Fig. 14a. Profil durch den Steilhang nördlich Passo di Falzarego. Maßstab zirka 1:15.500.

SD = Schlerndolomit; R = Raibler Schichten: a geschichteter Dolomit, b sandige Mergel, c Sandsteine, Kalkoolith und Breccien, d bunte Mergel, e Dolomitbänke, f bunte Mergel.

statt, die nach oben in hautfeine Streifen übergehen. Der mergelige Gehalt hört dann nach oben auf. Gleich darüber ist der Dachsteindolomit hier mit Algenresten erfüllt. Letztere sind gänzlich in Dolomit umgewandelt und lassen den feineren Bau nicht bestimmen. Ihrer Größe und allgemeinen Form nach gehören sie der bekannten Art *Gyroporella vesiculifera* Gümbel an.

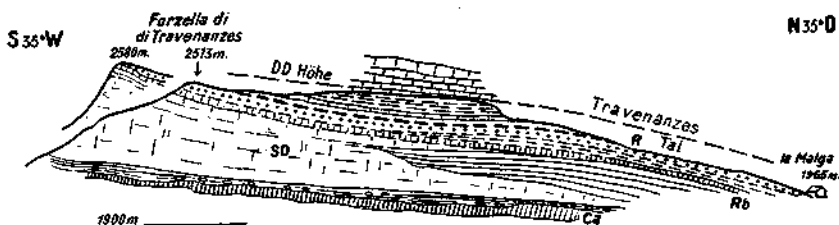


Fig. 14b. Schematisches Profil längs des Travenanzestals. Maßstab zirka 1:20.000.

Transgression der unteren Raiblergruppe nach S auf Schlerndolomit, flache Sedimentärdiskordanz des Dachsteindolomits (DD) auf oberen Raiblermergeln.

Die Mächtigkeit der Raibler Schichten nimmt in der Sohle des Travenanzestals gegen die Malga hin erstaunlich zu. Allein die höhere Mergelgruppe wird mit ihren Kalkeinlagerungen über 120 m mächtig (Fig. 14 b).

Auf beiden Seiten des Travenanzestals bildet der Dachsteindolomit senkrechte, imposante Felswände, — Tofanagruppe im O und Pte di Fanes und Lagazuoi piccolo im W.

Vorkommen von Liaskalk am Monte Cavallo.

In der Punte di Fanes-Gruppe hat die Autorin ein Vorkommen von Liasschichten beobachtet, das bis jetzt unbekannt war. Sie liegen südlich vom Monte Cavallo am Grate, der von Punkt 2915 *m* nach SW verläuft. Die jüngeren Schichten liegen hier in einer Muldenform, die durch vertikale Brüche im Dachsteindolomit eingesenkt ist. Die Brüche verlaufen NW-SO (Fig. 15).

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 zusammenverklittet.

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



Fig. 15. Profil (von N gesehen) durch den Einbruch der Scholle von Lias (*L*) und Dachsteindolomit (*DD*) am Grat südlich von Monte Cavallo. Maßstab ca. 1 : 8000.
a = Liassbreccien, *b* = Liaskalk und Mergel, *Br* = Brüche.

vorkommen. Der Kalk ist manchmal kristallinisch, aber nicht knollig. Von Versteinerungen wurden nur schlechte Stücke von Terebrateln (*T. dubiosa*) gefunden.

Die NW—SO-Brüche setzen sich NW gegen M. Faibun weiter fort, wenden sich aber vom Monte Cavallo nach O gegen Val Travenanzes um.

Col dei Bos und Rozesalpe.

(Vgl. Taf. IX, Profil 15.)

An der Südecke von „Tofana I“ kommen die bekannten Fundstellen für Raibler Versteinerungen von Col dei Bos und Rozesalpe vor. Sie zeichnen sich außerdem durch einen günstigen Einblick in die gegenseitigen Verhältnisse des Facieswechsels der Dolomit- und Mergelkeile aus.

Die Raibler Schichten bilden mit ihren herausragenden Bänken von Kalk und Dolomit die steile Böschung unterhalb der Felswand von Tofana I. Im untersten Teil kommt eine etwa 30—35 *m* starke Entwicklung von hellem brecciösem Kalk und plattigem Dolomit mit nur geringen mergeligen Zwischenlagen vor. Diese bilden eine Felswand, die die Rinne von Col dei Bos herunter überquert und westlich gegen

M. Falzarego zu in etwa 2200 m durchstreicht. Man findet stellenweise darin die Reste von großen Bivalven.

Östlich von der Rinne und unterhalb dieser Wand kommt an der höchsten Serpentine einer Kriegsfahrstraße ein Aufschluß vor, der erst infolge des Straßenbaus eröffnet wurde.

Man sieht im Liegenden des plattigen Dolomits:

- a) eine dünne Lage von feinem Breccienkalk, rostigbraun und orange verwittertem sandigem Kalk mit Abdrücken von verkohlten Pflanzenstengeln (vgl. *Schizodendron*, Eichwald);
- b) dunkle Kalke, die nach unten tonig und blaugrau werden und Bruchstücke von fossilem Fichtenharz enthalten. Einige Lagen sind voll von kleinen Pflanzenresten;
- c) dunkelgrauen Mergel mit *Ostrea montis caprilis*;
- d) dunkle Kalke und tonige Mergel;
- e) harter Kalk mit *Cidarisstacheln* und Korallenröhren;
- f) oolithischer Kalk und dunkler Kalk mit Bivalvenresten (*Trigonodus rablensis*, *Physocardia Ogilviae*, *Pecten indistinctus*). Die tieferliegenden Schichten im Hange sind
- g) dunkle Kalke und Mergel und glaukonitische Bänke, in denen lange Stengel und andere Reste von Pflanzen vorkommen.

Diese Gruppe von Raibler Schichten bildet bei der Rozesalpe das Hangende einer Felswand, die aus Schlerndolomit besteht und etwa 60 m mächtig ist. Nach Monte Falzarego im W keilt sie aber in der Steilwand von Schlerndolomit aus, die hier an Mächtigkeit zunimmt.

Bei der Rozesalpe weist der Dolomit bald Änderungen auf. Er verliert die poröse, zuckerkörnige Beschaffenheit, geht in dolomitischen Kalk über und wird von eingeschalteten Mergeln unterbrochen. Diese nehmen nach unten überhand und wechsellagern mit Breccienkalk und Lumachellenkalk und gleich darunter mit hartem, gelbem Kalk. Dieser ist teils von Sphärocodien-, teils von Krinoidenresten ganz erfüllt.

Sie sind den Bänken im Liegenden vom Schlerndolomit des Lagazuoi an dem Tra-i-Sassi-Paß ganz ähnlich. Auch sind darin manche Versteinerungen gemeinsam, z. B. *Physocardia minor*, *Myophoria decussata* Aviculiden u. a.

Unter ihnen kommen blockförmige Cipitalkalke vor, die eine Felsstufe bilden. Das Liegende davon sind Mergel und Mergelkalke, in denen von Versteinerungen sowohl die dickschaligen Bivalven wie die kleinen Bivalven und Schnecken vom Cassianer Typus auftreten.

Die Reihenfolge unterhalb des Schlerndolomits dürfte demnach als eine obere Cassianer Mischfauna zu bezeichnen sein.

Bei der Rozesalpe gibt es also einen merkwürdig raschen Facieswechsel von Schlerndolomit in sandige, mergelige und kalkige Gesteine des Raibler und Cassianer Alters (Fig 14 b). Der Lage nach wären diese auf der Nordabdachung einer Terrassen-Riffbildung von kalkig-dolomitischem Gestein angesammelt, die während der oberen Cassianer und Raibler Zeit in Lagazuoi, Sett Sass, Sasso di Stria, Nuvolao und östlich von Nuvolao stattfand.

Es wurde schon oben gezeigt, daß nach N diese Bildung im Gebiet von Rio Sarè und gegen Stuares zu rasch auskeilte.

Col Gallina und Nuvolao.

(Vgl. Taf. IX, Profile 13, 15.)

Die Cassianer Schichten sind am Nordabhang des oberen Falzarego-tals größtenteils von Schutt und Wald bedeckt. Unterhalb der Rozesalpe sind sie dagegen fast bis zur Straße aufgeschlossen.

An der Straße selbst stehen die Raibler Schichten an und bilden das Liegende des Dachsteindolomits von Cinque Torri. Dieser dehnt sich am Südhang des Tals zwischen 2366 und 1900 *m* Höhe, also in ziemlich tiefer Lagerung aus. Im Tale verläuft der obenerwähnte Falzaregobruch von Tra i Sassi her, an dessen Südflügel die Schichten abgesenkt sind (Fig. 12 a).

Die faziellen Verhältnisse zwischen den Raibler Schichten und dem Schlerndolomit sind in der Südscholle mit jenen von Lagazuoi-grande und Mt. Falzarego sehr ähnlich. Da mir nur wenig Platz zur Verfügung steht, muß ich hier auf eine nähere Beschreibung verzichten und auf die Karte und Profile hinweisen.

Diese zeigen, daß die kalkig-dolomitische Terrassenbildung am Südhang von Col Gallina und Nuvolao dünner wird und deuten darauf hin, daß die Südgrenze sehr nahe daran lag. Gleich im S erstreckt sich das breite Tuffgebiet der obern Buchensteiner und Wengener Zeit, wo sich noch in Cassianer Zeit Tuffkonglomerate ansammelten.

Offenbar entwickelte sich nördlich davon ein O—W-Gebiet von erhöhten submarinen Terrassen, öfters teilweise sumpfig, teilweise zur Erosion bloßgestellt, wo Riffbildung stattfand, während in lokalen Vertiefungen mergelige und sandig-kalkige Schichten zur Ablagerung kamen.

Pocol und Romerlo Gebiet.

(Vgl. Taf. IX, Profil 16.)

Die Züge von abgesunkenen Raibler Schichten und Schlerndolomit, welche hauptsächlich die Nuvolaokette aufbauen, überqueren den Falzaregobach gleich östlich davon und setzen sich in die schmale Felswand von Pocol und Crepa-Belvedere weiter fort. Der Bach mündet in den Costeanabach ein, der südlich der Feldwand fließt.

Der O—W-Bruch des oberen Tales setzt sich dagegen nördlich der Felswand fort. Es stoßen an ihm noch die Cassianer Schichten im Nordflügel gegen die Raibler Schichten des abgesenkten Südflügels. Bei Pocol wendet sich der Bruch in Nordostrichtung. Im N des Bruchs sind einige lokale Senkungen vorhanden, die Mojsisovics als „Abrutschungen“ aufgefaßt hat (Dolomitriffe 1879, S. 257 und 258). Obwohl große Rutschungen dort noch heutzutage in Bewegung sind, gab die Autorin schon 1893—1894 der Meinung Ausdruck, daß es sich hier ursprünglich um Brüche handelte, die infolge der Quersaltung des Gebiets entstanden sind. Die einzelnen Versteinerungszonen sind dadurch sehr verschoben worden.

Wir dürfen für das Vorkommen der Versteinerungen das Profil der Rozesalpe als maßgebend betrachten. Bald östlich davon sind an der

Fontana-negra-Schlucht die fossilführenden Myophorienschichten an der Basis der Hauptsteilwand aufgeschlossen. Die Sandsteine sind hier in ihren höheren Lagen feinkörnig und oft weich; sie enthalten wenig Quarz. Erst etwas tiefer kommen die rauhen, quarzreichen Sandsteine vor. Darunter treten gelbe *Cidaris*-Kalke, dunkle tonige Kalke mit Kohlenresten und Erz, schwarze Letten, dunkle Mergel und splittrige Kalke auf, die besonders fossilreich sind. Diese Kalke werden im Liegenden sehr sandig und gehen in einem bei 2088 m vorspringenden Hügel in hellen dolomitischen Kalk über, der den Ausläufer des Schlern-dolomits vertritt.

Östlich von Fontana negra ist der dolomitische Kalk nicht vorhanden. Eine breite Zone von Moränenschutt zieht sich längs der Steilwand nach O hin. Östlich stoßen die Raibler Schichten nach Pomedes zu gegen Dachsteindolomit. Der Dolomit ist abgesenkt und bildet östlich des Bruchs schroffe Felsen.

Etwas tiefer stoßen die Cassianer Schichten oberhalb und unterhalb von Vervei (Verviers) im O gegen die Raibler Schichten des abgesenkten Ostflügels. Der Bruch wendet sich hier nach OSO und kommt mit dem Falzaregobruach zusammen.

Die abgesenkten Raibler Schichten bilden unterhalb der Felsenwand von Pomedes einen Steilhang, der sich nordwärts hinzieht. Der Hang ist im höheren Teil bewaldet. Hier kommen einige Aufschlüsse vor, in denen man die Megalodontenhorizonte feststellen kann.

Dieser Teil bricht gegen eine ausgedehnte Moränenzone ab. Die versteinungsreichen Sandsteine und Kalke mit *Myophoria Kefersteini* u. a. sind teilweise stehengeblieben, teilweise herunter gestürzt.

Weiter nördlich gegen Romerlo zu wittern etwas tiefer an einem grasbedeckten Hügel (1733 m) gelbe, sandige Oolithe und braune, sandige Kalke aus, in denen dickschalige Bivalven reichlich enthalten sind. Die *Trigonodus*- und *Physocardientypen* überwiegen (*Trigonodus rablensis*, *Trigonodus Bittneri*, *Physocardia Ogilviae*; kohlige Pflanzenreste usw.).

Es kommen auch Kalkkonglomerate, Breccienkalke mit Lumachellenbänken und sandige, plattige Kalke mit Sphärocodien sowie gelb verwitternde Kalke vor, die stellenweise von *Cidaris*-Resten erfüllt sind. Unter den Korallen kommen größere Einzelformen häufig vor: *Montlivaltia obliqua*, *Margarophyllia crenata*. Dieser Kalk zeigt sich oftmals rötlich oder rostbraun gefärbt und führt in mehreren Lagen dickschalige Bivalven: *Mysidioptera Emiliae*, *M. incurvostritata*, *M. acuta*.

Als das Liegende dieser Schichtengruppe stehen längs des Steigs unterhalb des Hügels dunkelrote und grünliche Mergel an, die unmittelbar auf dunklen Mergeln und Mergelkalen liegen, in denen kleine Brachiopoden, Ammoniten und Gastropoden vom Cassianer Typus enthalten sind. Die *Naticiden* sind besonders häufig. Nach unten wechsellagern mit diesen gelbe *Cidariskalke* sowie harte, graue Breccienkalke mit Tuffeinnengung, an welchen mancherlei Bivalven auswittern.

Folgende Versteinerungen wurden auf der Wiese und in Bachrinnen gefunden: *Cidaris dorsata*, *decorata*, *Hausmanni*, *alata* u. s. w.; *Thecosmilia sublaevis*, Mnst., *Montlivaltia obliqua*, Mnst., *Montlivaltia radici-*

formis, Mnst., *Isastraea Gumbeli*, Lbe., *Elysastraea Fischeri*, Lbe., *Cladophyllia gracilis*, Mnst. sp., *Margarophyllia ornata*, Mnst. sp.; *Epithales astroites*, Mnst. sp., *Stellispongia manon*, Mnst. sp.; *Rhynconella subacuta*, Mnst. sp.; *Amphyclina amoena* Bittn., *Spirigera Wissmanni*, Mnst.; *Cassianella decussata*, Mnst. sp., *Cassianella englypha*, Lbe., *Palaeoneilo elliptica*, Goldf. sp., *Pachycardia f. rugosa*, Hauer; *Natica subelongata*, d'Orb., *Natica angusta*, Mnst., *Natica impressa*, Mnst., *Natica tyrolensis*, Lbe., *Chemnitzia solida*, Koken, *Chemnitzia gracilis*, Mnst., *Loxonema subpleurotomaria*, Mnst. sp., *Ptychostoma pleurotomoides*, Wissm., *Pleurotomaria Calypso*, Lbe., *Trochus*, sp.; *Nautilus linearis*, Mnst. sp., *Trachyceras aon*, Mnst.

Da in den dunklen Mergeln so viele Leitfossilien der Cassianer Schichten vorhanden sind, hat die Autorin in der geologischen Karte die Grenze zwischen den Raibler und Cassianer Schichten unterhalb der bunten Mergeln gezogen.

Die Schichten im Liegenden des dunklen Mergel- und Mergelkalks sind größtenteils tuffreiche Mergel und plattige, unreine Mergelkalke mit Kalziteinlagerungen. Erst weiter unten kommen wieder *Cidaris*-Kalke und helle Mergelkalke vor.

Das Sammeln in zwei Bachrinnen in den Wiesen zwischen den grünen Hügeln von Romerlo und der Ortschaft Lacedel hat eine Menge Cassianer Versteinerungen ergeben.¹⁾ Die Stücke sind im allgemeinen sehr abgerieben.

Die Wengener Schiefer mit *Daonella Lommeli* sind in den Bächen neben Lacedel zu finden.

Diese Schichtengruppen am Abhange von Romerlo stoßen gegen N an eine zweite große Absenkung des Dachsteindolomits und der Raibler Schichten an. (Taf. IX, Profil 16).

Der Dolomit der abgesenkten Scholle bildet das bewaldete Hügelland von Col Druscie (1778 m). Die Schichten fallen bergaus und der Dolomit liegt als ein Denudationsrest auf Raibler Schichten. Wo diese in den Wiesen nahe am Ampezzotal anstehen, gibt es ein paar gute Fundplätze von Megalodonbänken. Die Myophorienschichten sind hier dagegen nicht gut aufgeschlossen.

Die tieferen Schichten liegen vielfach im Wald. Es kann hier nirgends das Vorkommen von anstehenden Schichten unterhalb des Hanges mit den Raibler Schichten gesehen werden.

Dieser zweite NW-SO-Bruch setzt sich nicht über das Ampezzotal fort. Möglich ist es, daß er, wie der Verveibruch, den Hauptbruch trifft, angenommen, daß dieser sich etwas weiter als bis zur Nordecke des Schlierndolomits von Crepa-Belvedere hinzieht.

Mojsisovics hat die Vermutung ausgesprochen, daß der Hauptbruch von Crepa-Belvedere nach S umwendet und im Tal verläuft. Es kann aber hier nichts nachgewiesen werden. Möglich ist es, daß gegen Lacedel der Falzaregbruch ausklingt.

Der Hauptzug der Tektonik in dem soeben beschriebenen Westhange des Ampezzotals ist die großartige östliche Abbiegung der Dach-

¹⁾ Die Untersuchung des gesammelten Materials ist noch nicht zu Ende gebracht.

steindolomitplatte des Tofanagebirges. Diese ist in den Wänden von Tondi di Cianderau und la Cesta sehr schön ausgebildet.

Die Absenkungen des Dachsteindolomits bei Pomedes und Col Druscie haben im gleichen Sinn stattgefunden. Die Brüche hängen mit einer wahren Gebirgsfaltung zusammen, die die große Masse des Gebirges nach O zu in eine Quermulde abgelenkt hat (Fig. 16). Die Beobachtungen weisen auf das verhältnismäßig junge Alter solcher Querverbiegungen hin.

IV. Teil: Das Gebiet von Cortina d'Ampezzo.

Mojsisovics hat in seiner Beschreibung des „Gebirgsstocks des Monte Cristallo“ den Bau der Gegend von Ampezzo beschrieben (Dolomitriffe 1879, S. 294—296). Er hebt den Grundzug der Tektonik mit folgenden Worten hervor: „Die Gegend zwischen Ampezzo und dem Joche Tre Croci fällt mit einem Luftsattel zusammen, dessen nördlicher Schenkel der Pomagagnon und dessen Südflügel die Sorapissgruppe ist.“ Er erklärte weiter, daß das Pomagagnongebirge im O und die Tofanagruppe im W des Ampezzotals nur durch Erosion getrennt sind, obwohl er, wie schon erwähnt, meinte, daß südlich von Cortina der Falzaregobruich in Südrichtung durch das Tal verlaufen dürfte.

Für die Zwecke dieser Arbeit war es notwendig, das Wiesenland von neuem aufzunehmen, weil damals Mojsisovics in seine Wengener Schichten größtenteils auch höhere Schichten einbezogen hatte, welche von der Autorin auf Grund ihrer Versteinerungen als Cassianer ausgeschieden wurden (Aut., Wengen und Cassian Strata, 1893).

Der Vergleich dieser Gegend mit den klassischen Gebieten im W für die Cassianer Versteinerungen wird hoffentlich durch die beiliegende geologische Karte erleichtert. In der Übersichtskarte (Fig. 16) sind die Namen der Hauptlokalitäten angegeben.

Als Wengener Schichten bezeichnet die Autorin nur die gut bestimmbare Gruppe von dunklen Schiefen mit *Daonella Lommeli*, *Posidonia Wengensis* und dunkelblauen, tuffigen Schiefer oder sandigem Schiefer, unreinem Kalk mit vielen Pflanzenresten sowie Daonellen und Posidonien. Diese Gruppe kann noch in den Bächen hinter Cortina d'Ampezzo konstatiert werden, obwohl einige der besten Fundstellen für Daonellen heute verbaut worden sind.

In der teils bewaldeten, teils grasbedeckten Terrasse gleich östlich von Cortina folgen darauf: Graubraune Kalkmergel und oolitische Gesteine, die mit dunkelblauen plattigen Mergeln und Schiefen wechsellagern. In diesen kommen noch *Posidonia Wengensis* und die kleinen Brutformen „*Avicula globulus*“ vor. In denselben Schichten treten auch *Nucula lineata*, *Natica plicatilis* und andere kleine Bivalven und Gastropoden der Cassianer Fauna auf.

Diese Schichten gehen nach oben in harte *Cidaris*-Kalke über, die voll von *Cidaris*-Stacheln sind. Auf den rauhen, grau oder gelbverwitternden Oberflächen wittern kleine Brachiopoden und Gastropoden und einzelne Korallenformen aus (*Koninckina Leonhardtii*, *Turritella*

similis, *Isastraea Gumbeli* u. a.). Diese bilden stellenweise einzelne kleine Felskörper vom Aussehen des Cipitkalkes. Einige davon stehen NW von Alvera bei etwa 1400—1440 m an.

Diese ganze Gruppe besitzt eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit der Entwicklung des unteren Teiles der Cassianer Schichten in der Ruoneswiese im St.-Cassian-Gebiet.

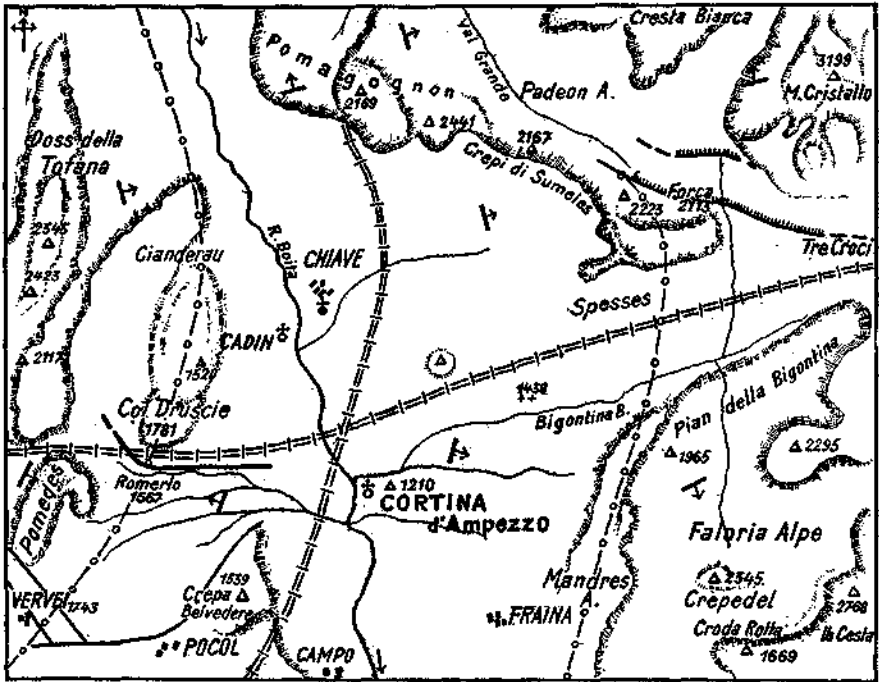


Fig. 16. Übersichtsskizze der Faltungen in der Umgebung von Cortina d'Ampezzo.

- | | | | |
|--|------------------------------|--|-------------------------------|
| | = Längs- und Quersattel-Züge | | = Quermulden-Züge |
| | = Quer-Streichen und -Falten | | = Längs-Streichen und -Falten |
| | = Störungen | | = Überschiebungen |

Oberhalb von Alvera verbreitert sich die weichere Gesteinsgruppe, die den fruchtbaren Boden des Cortina-Wiesenlandes liefert. Zunächst kommen dunkle Tuffe und tufföse Mergel und Mergelschiefer mit vielen dünnen Kalzitbänken. Nach oben treten mit diesen in Wechsellagerung blauschwarze, plattige Mergelkalke mit Pflanzenresten, hellgrauer wulstiger Kalk und rotbrauner Kalk auf. Diese Kalke sind ziemlich fossilarm. Die Mergel und Mergelkalke liefern öfters kleine *Ammoniten*. Darin wurden gefunden *Badiotites Eryx*, sowie *Cardita crenata* und mehrere abgeriebene Gastropoden und Bivalvenschalen. Unter den Gastropoden wurde niemals die Art *Rhaphistomella radians* gefunden, die in so großer Zahl am Stuoreshang vorkommt.

Bei etwa 1640 *m* beginnt im Hang westlich von Spesses eine Steilstufe, die größtenteils bewaldet ist. Es stehen hier an der Basis in Wechsellagerung Mergel und Mergelschiefer, dunkle Kalke mit Kalzitadern und harte Breccienkalke an. Letzterer führt *Cidaris*-Reste und dickschalige Bivalven (u. a. *Avicula Tofanae*, *Avicula Cassiana*, *Myophoria decussata*). In den Mergeln kommen noch kleine Ammoniten vor, (u. a. *Trachyceras aon*, *Trachyceras Jägeri*, *Arcestes bicarinatus*).

Im Wald sind etwa zwischen 1660—1720 *m* stellenweise größere Aufschlüsse von braungelbem, grobkristallinem Krinoidenkalk entblößt, dessen verwitterte Oberflächen voll von *Cidaris*-Stacheln sind.

Es folgt darüber fast durchwegs nach O und W ein breites, verschüttetes Terrain, über welchem sich erst bei 1800 *m* eine Wand von Schlierndolomit erhebt. Die Liegendschichten des Dolomits konnten nirgends entdeckt werden. Die Schichtenlücke hat eine Mächtigkeit von etwa 60 *m*.

Der Krinoidenkalk läßt sich ostwärts verfolgen. Mitsamt den fossilführenden Mergeln und Kalken des Liegenden überquert diese Gruppe den Bigontinabach unterhalb der Felswand von Pian della Bigontina. Er bildet hier am Südhang bei 1620 *m* eine Stufe, über welcher die Schutthalden liegen und unter welcher sich eine alte Moränenterrasse ausbreitet. Erst weiter südlich kommt unterhalb der Steilwand von M. Casa di Dio an ein paar Stellen die Auflagerung derselben auf den Cassianer Schichten zum Aufschluß.

Nördlich von den Frainahäusern springt eine Terrasse (bei Punkt 1341 *m*) vor, auf welcher Breccienkalke mit dickschaligen Bivalven anstehen. Sie weisen den gleichen Gesteinshabitus wie die Breccien bei Vervei auf. Unter den Versteinerungen kommen die nämlichen Aviculiden sowie *Cassianella Beyrichi* und Bruchstücke von *Mysidioptera* und *Trigonodus*-Arten vor.

Man kann diesen Zug mit der Mischfauna von Cassianer und Raibler Arten gegen Fraina zu verfolgen und östlich von Fraina einen kleinen Steig benutzen, der zur Raibler Terrasse über die Steilwand führt.

Die Breccienkalke sind von Mergeln und Mergelkalken gefolgt, in denen kleine Ammoniten und Brachiopoden vorkommen (*Protrachyceras basileus*, *Spirigera* sp.).

Die Krinoidenkalke befinden sich im Hangenden und sind viel weniger mächtig wie am Nordhang. Es kommen bald darauf dunkle Tonschiefer und eisenhaltige rostbraune Tonmergel, die nach oben von Mergeln, Breccienkalk und hellgelben *Cidaris*-Kalk überlagert sind. Die dickschaligen Bivalven wittern an den Oberflächen der Kalkbänke aus, während aus den weicheren Schichten kleine Gastropoden und Bivalven sich loslösen.

Die Aufschlüsse sind sehr gering, immerhin weisen die Versteinerungen auf eine Cassianer-Raibler Mischfauna hin.

An der Basis der Steilwand stehen plattige Kalke an, die mit Mergelkalk wechsellagern. Diese gehen nach oben allmählich in grauen, dickbankigen Kalk mit knolligen Oberflächen über. Es kommen in diesen einige Kohlenreste vor. Bald schieben sich darin dünnplattige Kalklagen ein. Die dickgebankten Kalke werden nach oben weniger knorrig und

zugleich kristallinisch und öfters porös. Die Bänke weisen noch in sich eine feinere Gliederung auf. Die Gesteinsproben daraus sind bald dolomitisch, bald kalkig.

Keine Versteinerungen wurden darin gefunden. Nach oben wird die Schichtung regelmäßig dünnplattig. Die Steilwand erreicht hier eine Mächtigkeit von nur 30 m.

Auf der Terrasse darüber setzten sich ganz ähnliche, dünnplattige Ablagerungen weiter fort, aber das Gestein ist nicht kristallinisch. Hier ist ein mergeliger, plattiger Kalk mit rötlichen, gelblichen und grünlichen Steinmergeln in Wechsellagerung. Es kommen auch feine, tonige Lagen vor und das Gestein weist ganz den Raibler Typus auf.

Diese Gruppe ist etwa 10 m mächtig und wird von wechsellagernden, blaugrauen, tonigen Kalkplatten mit tonigen Zwischenlagen bedeckt.

Es folgt nun eine auffallende Entwicklung der bunten Mergel. Die Farben sind besonders lebhaft und die Schichtung regelmäßig dünn. Mitten in der gestreiften Schichtenfolge ragen blendend weiße Bänke von Dolomit und Kalk hervor.

Darauf folgt noch eine Gruppe von plattigem Dolomit, sodann wieder bunte Letten und Mergel. Diese höheren buntfarbigen Gruppen sind etwa 60—80 m mächtig.

Der Übergang zum hangenden Dachsteindolomit findet sehr allmählich statt. Es schieben sich plattige Dolomite ein, die Letten und Mergel werden sehr dünn, dann kommt ein feinstreifiger Dolomit und darauf das poröse kristallinische Gestein.

Nur sehr selten sind Versteinerungen in dieser Entwicklung der Raibler Schichten zu finden. Selbst die *Megalodon*-Bänke, die im Tofanahang reichlich vorkommen, scheinen hier zu fehlen. Am Nordhang am Crepe de Zumeles, wo nach Koken die Reihenfolge der Raibler Schichten sehr ähnlich ist, sollen die Versteinerungen auch äußerst selten sein (l. c. „Schichten des Heiligen Kreuz“ 1913).

Die 30 m mächtige Kalkwand des soeben beschriebenen Profils wird gleich im S schwächer. Es schieben sich unter den Kalkbänken rote und grünliche Mergel ein, so daß die Entwicklung bald in eine untere Stufe der Raibler übergeht.

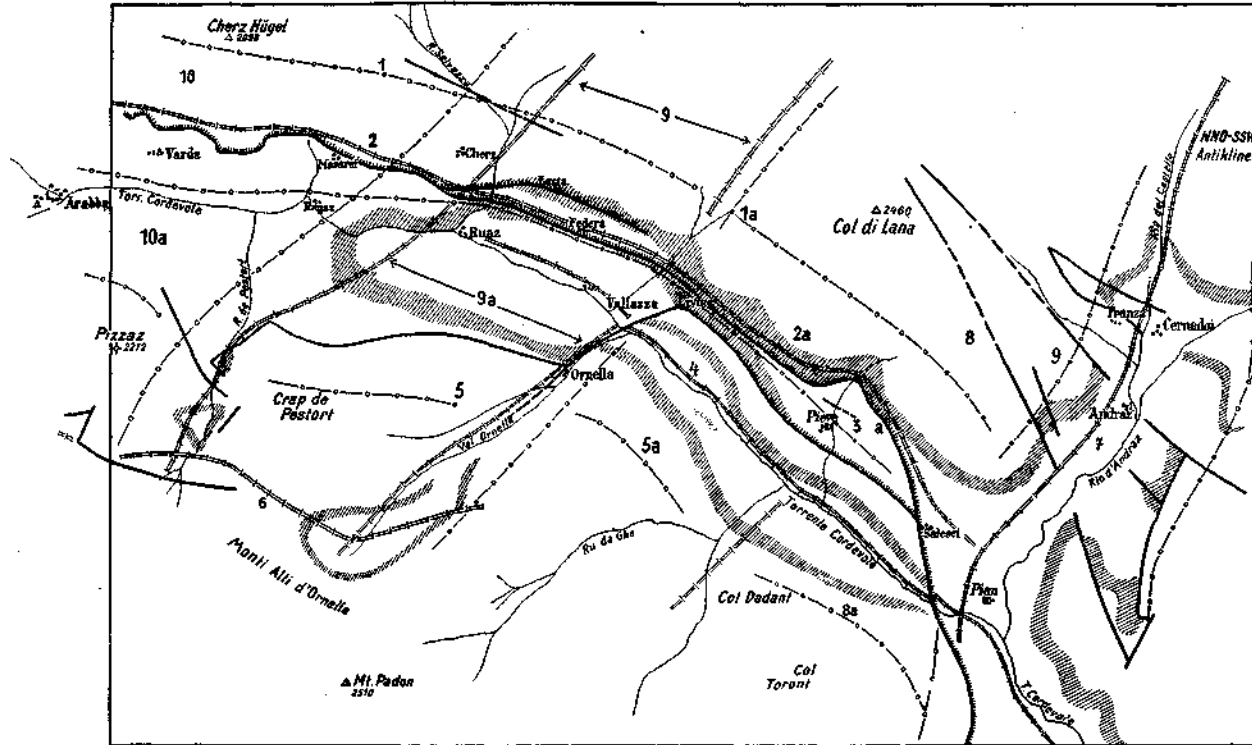
Nach O dagegen nimmt diese Wand unterhalb der Alpe Faloria in der Mächtigkeit stets zu. Das Gestein wird ein typischer Schlern-dolomit und bildet südlich von Tre Croci das breit ausgedehnte Plateau von Pian della Bigontina.

Es wird also klar, daß die Dolomit- oder Kalkwand nördlich und südlich des Cortina-Wiesenlandes das Hangende einer durchziehenden oberen Cassianer Zone bildet, in welcher eine Cassianer-Raibler Mischfauna vorkommt.

Der Hauptzug im Faltungsbild der Gegend ist die Längsantikline oder der „Luftsattel“, wie dieser von Mojsisovics beschrieben wurde. Es gibt aber noch mehrere andere Verhältnisse, die auf spätere Querdeformationen hinweisen.

Westlich vom Boitatal verläuft im Dachsteindolomitgebirge eine großartige Ostflexur. Der abgebogene Dolomit ist von NW-SO-Brüchen zerrissen und gemeinsam mit den liegenden Schichten ungleichmäßig

Tektonische Übersichtsskizze des Livinallongotals (oberen Cordevolegbietes).



Sattelzöge
 Muldenzöge
 Störungen
 Überschiebungen

a = Hauptstörungszone (Buchensteinüberschiebung), *b* = Livine-Quetschzone, *c* = Lasta-Quetschzone, = Unterer Muschelkalk angedeutet.
 Längsfaltungen: 1, 1*a* = Chersmulde, 2, 2*a* = Buchensteinsattel, 3 = Pieremulde, 4 = Cordevolesattel, 5, 5*a* = Crap de Pestort-Mulde, 6 = Bolvoderesattel. Querfaltungen: 7 = Sattel von Val Andraz, 8, 8*a* = Mulde von Col di Lana und Ru da Ghe, 9, 9*a* = Sattel von Federa und Ornella, 10, 10*a* = Mulde von Partados.

eingesenkt. Gegen das Tal zu biegt die Schichtenmasse wieder auf. Die Cassianer und Wengener Schichten bilden im Talgehänge einen flachen Quersattel, der nach O langsam sinkt (Fig. 16).

Die Störungen nördlich von Tre Croci stehen mit der verwickelten Faltungszone der Val Grande in Beziehung und werden in dieser Arbeit nicht besprochen. Da ich noch mehr Vergleichsmaterial in den Raibler und Cassianer Schichten aufsammeln möchte, wird auch später das Nähere über die Versteinerungen berichtet.

Druckfehler der Karte.

Die rote Störungslinie östlich von Lagazuoi Grande und südlich am Punkte 2571 *m* ist irrtümlich eingetragen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1929

Band/Volume: [79](#)

Autor(en)/Author(s): Ogilvie Gordon Maria Mathilda

Artikel/Article: [Geologie des Gebietes von Pieve \(Buchenstein\),
St.Cassian und Cortina d'Ampezzo 357-424](#)