

Mitteilungen des Alpenländischen geologischen Vereines
(Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien)

32. Band, 1939

S. 1—118, Taf. 1—18 Wien 1940.

Zur Geologie der Langkofelgruppe
in den Südtiroler Dolomiten.

Von **Maria Ogilvie Gordon †** und **Julius Pia.**

Mit 10 Textfiguren und 18 Tafeln.

Die vorliegende Arbeit wird so abgedruckt, wie sie beim Ableben meiner ausgezeichneten, hochverehrten Freundin vorlag und von ihr gebilligt wurde. Einige neue, im Sommer 1939 von mir gewonnene Beobachtungen, die sich hauptsächlich auf die tieferen Hangteile der Rodella beziehen und die hier niedergelegte Auffassung bestätigen, sollen an anderer Stelle mitgeteilt werden.

J. Pia.

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
EINLEITUNG	2
a) Zur Topographie	4
b) Stratigraphische Namen	5
c) Tektonische Nomenklatur	5
Schriftenverzeichnis	6
I. OERTLICHE BESCHREIBUNGEN	8
1. Der Piz de sella	8
2. Der Ostfuß der Langkofelmasse	11
3. Der Nordfuß des Langkofels	18
4. Die Nordwestecke des Langkofels	27
5. Die Nordwestseite des Plattkofels	32
6. Die Südwestseite des Plattkofels	33
7. Der Fuß der Grohmannspitze	45
8. Die Rodella	47
a) Die Nordostseite der Rodella	49
b) Die Südostseite der Rodella	53
c) Die Südwestseite der Rodella	55
d) Die Nordwestseite der Rodella	56
e) Das Gebiet des obersten Rivo di Pozzates	62
f) Der Ostkamm der Rodella	73
g) Die tieferen Hangteile der Rodella	81
9. Das Gebiet des Sellajoches	82

II. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE	83
1. Stratigraphie	83
a) <i>Bellerophon</i> -Schichten	83
b) Werfener Schichten	83
c) Das untere Anis	83
α) Das unteranisische Konglomerat („Richthofensche Konglomerat“)	83
β) Die anderen unteranisischen Gesteine („unterer Muschelkalk“)	84
d) Das höhere Anis	85
α) Der (obere) Sarldolomit und der Contrinkalk	85
β) Oberst-anisische mergelige Kalke und Schiefer („oberer Muschelkalk“)	87
e) Buchensteiner Schichten	90
f) Marmolatakalk	91
g) Wengener Schichten	91
h) Cassianer Schichten	93
i) Schlerndolomit	94
k) Die karnische Stufe	103
l) Die vulkanischen Gesteine	104
m) Quartär	105
2. Tektonik	105
a) Die Falten	108
b) Die Ueberschiebungen	108
α) Die älteren Süd- und Nordüberschiebungen	109
β) Die Langkofelüberschiebung und die Gipfelverschiebung der Rodella	109
γ) Die Gabbiaaufschiebung	114
c) Die Brüche	114
d) Einige andere tektonische Erscheinungen	116
α) Klüftung	116
β) Tektonische Breschen	116
e) Abschließende Bemerkungen	117

EINLEITUNG.

Die Langkofelgruppe ist im Laufe der letzten Jahrzehnte Gegenstand mehrerer Monographien gewesen. Es ist dies gut zu begreifen, denn sie gehört nicht nur zu den landschaftlichen Glanzstücken der Alpen, sondern ist gewiß auch vom geologischen Standpunkt aus ungewöhnlich anziehend. „Tektonische Störungen und Heteropismus haben hier durch vereinte Wirkung sehr verwickelte Verhältnisse erzeugt“ (Mojsisovics 1879, S. 142).

Es ist nicht unsere Absicht, die Zahl der vorhandenen Monographien um eine weitere zu vermehren. Unser Ziel ist näher gesteckt. Wir wollen nur einige bestimmte, vor allem tektonische Fragen klären

heßen, über die die Meinungen auch in der letzten Zeit einigermaßen auseinandergehen. Außerdem schien es uns nützlich, unsere eigenen Darstellungen, die sich ja über einen langen Zeitraum erstrecken, noch einmal zusammenzufassen.

Die wichtigste Grundlage unserer Ausführungen mußten die früheren Veröffentlichungen Ogilvie Gordons sein. Die Arbeiten von Weller und Mutschlechner haben uns wertvolle Beobachtungen und Gedanken geliefert. Sie haben uns aber auch angeregt, gewisse Fragen, in denen wir mit ihnen nicht übereinstimmen konnten, erneuert zu untersuchen. Eine Reihe von Begehungen, die wir in den letzten Jahren teils gemeinsam, teils getrennt ausgeführt haben, bot uns dazu Gelegenheit.

Die unserer Arbeit beigegebene Kartenskizze erhebt keinen Anspruch darauf, eine vollständige Neuaufnahme zu sein. In Teilen, die für die untersuchten Fragen weniger wichtig waren, stützt sie sich vielmehr auf die schon vorliegenden Darstellungen. Trotz des ziemlich großen Maßstabes mußten einzelne Ausscheidungen, besonders auf der Nordseite des Langkofels und im Gebiet der Rodella, merklich vergrößert werden. Sollten die Schichtglieder trotzdem nicht immer deutlich erkennbar sein, so geben die Profile und Ansichtsskizzen leicht Auskunft.

Auf der Südseite des Plattkofels dürfte mehr Augitporphyrit vorhanden sein, als unsere Karte zeigt. Seine Trennung von den Tuffkonglomeraten ist in schlecht aufgeschlossenen Gegenden nur bei sehr großem Zeitaufwand möglich und schien uns nicht hinlänglich lohnend.

Die Lichtbilder auf Tafel 10 sind von Ogilvie Gordon, die anderen und die Zeichnungen von Pia.

Die beiden Verfasser der vorliegenden Arbeit sind ursprünglich von verschiedenen Fragegebieten ausgegangen. Ogilvie Gordon hatte sich vorwiegend die Erforschung der Tektonik der Dolomiten zur Aufgabe gemacht, Pia war hauptsächlich mit stratigraphischen Untersuchungen beschäftigt. Alle wesentlichen hier mitgeteilten Ergebnisse sind jedoch in gemeinsamen Erörterungen und Ueberlegungen neuerlich geprüft worden. Wir halten es deshalb für richtig, sie unter Verwendung des Fürwortes „wir“ als ein einheitliches Gedankengebäude vorzutragen. Durch sehr reichliche Anführung unserer älteren Arbeiten ist hinlänglich angedeutet, von wem und wann eine Erkenntnis zuerst gewonnen wurde. Daß unser Anteil an der Gesamtarbeit kein gleicher war, ergibt sich schon aus der außerordentlich verschieden langen Zeit, die wir der Erforschung der Langkofelgruppe gewidmet haben. Der eine von uns kam erst in diesen Teil der Dolomiten, als die andere ihre

Untersuchungen dort schon fast abgeschlossen und die wichtigsten tektonischen Vorstellungen, die wir unten vorzutragen haben, schon mehrfach veröffentlicht hatte.

Wir glauben behaupten zu können, daß diese Grundgedanken — die Aufeinanderfolge mehrerer Störungsphasen mit verschiedener Richtung des tektonischen Schubes, das Vorkommen von Ueberschiebungen und von Schichtverschiebungen, bei denen jüngere Gesteine über älteren gleiten, besonders an der Rodella, drehende Bewegungen (Torsionen) von Schollen um senkrechte Achsen usw. — durch die vielen Einzelheiten, die wir jetzt veröffentlichen, nur bestätigt werden.

a) Zur Topographie.

Eine recht gute topographische Uebersicht der Langkofelgruppe gibt Weller (1920, S. 13 ff).

Die sonst so ausgezeichnete Alpenvereinskarte 1:25.000 weist doch — jedenfalls im Zusammenhang mit den politischen Verhältnissen, die keine Revision mehr gestatten — einige nicht unwesentliche Unrichtigkeiten auf. Einen Teil von ihnen haben wir auf der dieser Arbeit beigegebenen Karte berichtigt. In der Namengebung haben wir uns aber ganz an die Alpenvereinskarte gehalten. Wir stellen die wichtigeren von uns aufgefundenen Mängel der Karte hier zusammen.

Auf der Südseite der Langkofelgruppe zeigt die Alpenvereinskarte nur den sog. alten Friedrich-August-Weg. Der neue verläuft wesentlich höher.

Dagegen hält sich der Weg vom Piz Dauridel ins Langkofelkar weiter unten, nördlich P. 2084 und 1948.

Der Steig von So Rodella nach Pedonell umgeht in einem großen Bogen die Steilhänge des Wildbachtrichters des Rivo da Fosell, während er auf der Karte mitten durch diese durchgeführt ist.

Im Bereich des Plattkofels sind zwei Koten offenbar falsch. Statt 2353 gleich südöstlich des Trigonometers 2970 soll es wohl 2853 heißen. Die Kote 2175 nördlich der alten Plattkofelhütte ist vermutlich verschrieben und steht für 2475.

Die von der Karte angegebenen Namen für die Gräben auf der Südseite der Langkofelgruppe scheinen mit dem örtlichen Gebrauch nur teilweise übereinzustimmen. Nach Mitteilungen eines ladinischen Bauern haben wir uns folgendes vorgemerkt:

Für den R. d'Ambagn der Karte war kein Name festzustellen.

R. di Chiarvenna und R. di Pegna wurden wie auf der Karte benannt.

Der Name R. Sass lungo schien nicht sicher bekannt zu sein.

Der auf der Karte nicht benannte Graben östlich Strentures wurde mit großer Entschiedenheit als R. d'Ambagn bezeichnet.

Der Oberlauf des R. Pozzates heißt R. di Gábbia.

Die Bezeichnung für Bach ist im Ladinischen meist Ruf oder Rù. Wir haben im Text jedoch die italienische Form Rivo verwendet, weil das ladinische Wort von Ort zu Ort sehr wechselt und schwer jeweils genau festzustellen gewesen wäre.

b) Stratigraphische Namen.

An Stelle des alten, irreleitenden Namens Mendeldolomit haben wir das von einem von uns vorgeschlagene Wort Sarldolomit verwendet.

Für die nicht-dolomitisierte Ausbildung dieses Gesteins, helle, schlecht geschichtete, anisische Kalke, schlagen wir den Namen Contrinkalk vor (vgl. S. 87). Wenn man sich später einmal — wie es wohl wünschenswert wäre — entschließen wird, in den Nord- und Südalpen dieselben Bezeichnungen der Schichtglieder zu verwenden, würde er mit dem Steinalkalk (fälschlich sog. anisischem Wettersteinkalk) zusammenfallen.

Unter „Muschelkalk“ verstehen wir wohlgeschichtete, meist graue, anisische mergelige Kalke, Mergel und Schiefer. Wir verwenden das Wort also nicht in einem rein zeitlichen Sinn als Synonym für anisische Hauptstufe (wie das früher wohl geschah) und schließen den Sarldolomit nicht mit ein. Wir beschränken den Namen vielmehr auf jene Ausbildung des Anis, die faciell einigermaßen an den deutschen Muschelkalk erinnert. Vielleicht wäre es zweckmäßig gewesen, den Begriff der Pragser Schichten (Pia 1937) so zu erweitern, daß er alle diese Gesteine mit umfaßt. Wir konnten uns aber nach längerem Schwanken dazu nicht entschließen.

c) Tektonische Nomenklatur.

In den Dolomiten spielen gewisse Störungsformen, die in den Lehrbüchern kaum behandelt werden, eine bedeutende Rolle. Sie werden übrigens auch aus den Nordalpen mehrfach angegeben (Vortisch). Es schien deshalb notwendig, eine etwas strengere Bezeichnungsweise für die verschiedenen Arten der Verwerfungen zu verwenden. Wir stützen uns dabei teilweise auf Earle (1929).

Verwerfung = jede Störung, bei der der ursprüngliche Verband der Gesteine längs einer Fläche durchtrennt ist.

- I. Störungsfläche steil, mehr als 45° gegen die Waagrechte geneigt.
 1. Bewegung vorwiegend in der Richtung des Fallens der Störungsfläche: Brüche oder Sprünge.
 - a) Hangendflügel gesenkt: Gemeine Brüche.
 - b) Hangendflügel gehoben: Verkehrte Brüche (Aufschiebungen, Wechsel).
 2. Bewegung vorwiegend in der Richtung des Streichens der Störungsfläche: Blattverschiebungen.
- II. Störungsfläche weniger als 45° gegen die Waagrechte geneigt: Schubflächen.
 1. Aelteres über Jüngerem geschoben: Ueberschiebungen.
 2. Jüngerer über Aelterem verschoben: Schichtverschiebungen (schichtenparallele Bewegungen bei Wä h n e r und bes. bei V o r t i s c h).

SCHRIFTENVERZEICHNIS.

Nur die im Text erwähnten Arbeiten sind angeführt.

Ampferer O., 1929: Einige Beispiele von Kerbwirkung und Reliefüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten. — *Jahrb. geol. Bundesanst. Wien*, Bd. 79, S. 241.

Castiglioni B., Cornelius-Furlani M. e Vardabasso S., 1930: Carta geologica delle tre Venezie, Foglio 11, Monte Marmolada. — Padova, Sez. geol. Uff. idrogr. R. Magg. alle Acque.

Cornelius H. P. und Furlani-Cornelius M., 1926: Ueber die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). — *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, Beil.-Bd. 56 B, S. 1, Stuttgart.

Earle K. W., 1929: On the classification of faults. — *Geol. Mag.*, Bd. 66, S. 345, London.

Gümbel C. W., 1873: Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. I. Das Mendel- und Schlerngebirge. — *Sitzungsber. bayer. Ak. Wiss., Math.-phys. Kl.*, 1873, S. 14, München.

Heissel W. und Ladurner J., 1936: Geologie des Gebietes von Villnöss—Gröden—Schlern—Rosengarten. — *Jahrb. geol. Bundesanst. Wien*, Bd. 86, S. 1.

Hummel K., 1928: Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten. — *Geol. Rundsch.*, Bd. 19, S. 223, Berlin.

Klebelberg R. v., 1928: Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. — *Samml. geol. Führer*, herausg. v. E. Krenkel, Bd. 33, Berlin. — 1935: *Geologie von Tirol*. Berlin.

Mojsisovics von Mojsvár E., 1879: Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen. Wien.

Mutschlechner G., 1933: Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein (Südtiroler Dolomiten). — *Jahrb. geol. Bundesanst. Wien*, Bd. 83, S. 199.

— 1935: Geologie der Langkofelgruppe. — *Ebend.*, Bd. 85, S. 21.

Nöth L., 1929: Geologie des mittleren Cordevogebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten). — *Ebend.*, Bd. 79, S. 129.

Ogilvie M. M., 1894: Coral in the „Dolomites“ of South Tyrol. — *Geol. Mag.*, N. S., Dec. 4, Bd. 1, S. 1 u. 49, London.

— 1899: The torsion-structure of the Dolomites. — *Quart. Journ. geol. Soc.* London, Bd. 55, S. 560.

Ogilvie Gordon M. M., 1903: The geological structure of Monzoni and Fassa. — *Transact. Edinburgh geol. Soc.*, Bd. 8, Appendix, 1902—1903.

— 1907: Vorläufige Mitteilung über die Ueberschiebungsstruktur im Langkofelgebiete. — *Verh. geol. Reichsanst. Wien*, 1907, S. 263.

— 1910: The thrust-masses in the Western district of the Dolomites. — *Transact. Edinburgh geol. Soc.*, Bd. 9, Appendix.

— 1925 a: Das Vorkommen von *Diplopora annulatissima* im Langkofelgebiet. — *Verh. geol. Bundesanst. Wien*, 1925, S. 187.

— 1925 b: Einige geologische Ergebnisse im Gebiete von Fassa und Gröden. — *Ebend.* S. 203.

— 1927: Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Geologische Beschreibung mit besonderer Berücksichtigung der Ueberschiebungserscheinungen. I. u. II. Teil, Stratigraphie—Tektonik; III. Teil, Paläontologie. — *Abhandl. geol. Bundesanst. Wien*, Bd. 24, H. 1 u. 2.

— 1928 a: Geologisches Wanderbuch der westlichen Dolomiten. Wien 1928.

— 1928 b: Führer zur geologischen Exkursion in die Südtiroler Dolomiten. — L. Waldmann, Erläut. Exkurs. *Deutsch. geol. Ges. Wien* 1928, S. 75.

— 1929: Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo. — *Jahrb. geol. Bundesanst. Wien*, Bd. 79, S. 357.

Paucă M., 1937: La genèse des conglomérats. — *Bull. Sect. scientif. Ac. Roumaine*, Bd. 18, S. 170, Bucureşti.

Pia J., 1923: Untersuchungen über die Tektonik der Lessinischen Alpen und über die Verwendung statistischer Methoden in der Tektonik. — *Denkschr. Nat. Museum Wien*, Bd. 2.

— 1928: Neue Arbeiten über fossile Kalkalgen aus den Familien der Dasycladaceae und Codiaceae (Sammelreferat). — *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, 1928 III, S. 227, Stuttgart.

— 1930: Grundbegriffe der Stratigraphie mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. Leipzig u. Wien.

— 1933: Die rezenten Kalksteine. — *Zeitschr. f. Kristallogr., Mineralog. u. Petrogr.*, Abt. B, Mineral. u. Petrogr. Mitt., Ergänzungsband, Leipzig.

— 1935: Besprechung von Arbeiten über die Dolomiten im *Neuen Jahrb. f. Min. usw.*, 1935 III, Stuttgart.

— 1936: Algen als Leitfossilien. — *Problems of Paleont.*, Bd. 1, S. 11, Moskau.

— 1937: Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. Wien.

— 1938: Referat über W. Heissel u. J. Ladurner, Geologie des Gebietes von Villnöss—Gröden—Schlern—Rosengarten. — *Neues Jahrb. f. Min. usw.*, 1938 III, S. 14, Stuttgart.

Richthofen F. Freih. v., 1860: Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe. Gotha.

Rothpletz A., 1894: Ein geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen nebst Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte. Stuttgart.

Salomon W., 1895: Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. — Palaeontogr., Bd. 42, S. 1, Stuttgart.

Thiele S., 1934: Die „Scherflächen“. — Neues Jahrb. f. Min. usw., Beil.-Bd. 73 B, S. 1, Stuttgart.

Twenhofel W. H. and collaborators, 1926: Treatise on sedimentation prepared under the auspices of the committee on sedimentation etc. Baltimore.

Vortisch W., 1937: Ueber schichtenparallele Bewegungen (Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe und Osterhorngruppe). — Zentralbl. f. Min. usw., 1937 B, S. 263, Stuttgart.

Weller O., 1920: Zur Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol. — Dissertat. Univers. Tübingen. Calw.

Willis R., 1935: Development of thrust faults. — Bull. geol. Soc. Amer., Bd. 46, S. 409, New York.

Wittenburg P. v., 1908: Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. — Geolog. u. paläont. Abhandl., Bd. 12, H. 5, Jena.

I. OERTLICHE BESCHREIBUNGEN.

1. Der Piz de sella. (Vgl. Tafel 2.)

Der Piz de sella ist wiederholt beschrieben worden, recht gut schon von Richthofen (1860, S. 192), später dann mehrmals von uns, von Weller, von Klebelsberg und zuletzt von Mutschlechner (1935). Wir beginnen mit diesem nordöstlichen Vorberg des Langkofels, hauptsächlich, weil die tiefste Ueberschiebung der Nordseite nur hier deutlich aufgeschlossen ist. Ueberschreitet man den Hügel von N nach S, so trifft man folgende Gesteine:

1. Cassianer Schichten im Sattel auf der Nordseite,
2. von diesen durch eine Störung getrennt Dolomit, der besonders gegen W in eigentümliche Konglomerate übergeht,
3. grünliche Tuffe und vielleicht auch andere Spuren von Buchensteinen Schichten,
4. Augitporphyrit und Wengener Schichten.

Wir müssen diese Gesteine nun der Reihe nach betrachten.

Die Cassianer Schichten auf dem Nordkamm nördlich der Dolomitwand bestehen aus Tuffen mit einzelnen Bänken von Mergelschiefen und unreinen Kalken. Diese enthalten Korallenstöcke. Das Einfallen ist nahe unter dem Dolomit sehr steil S.

Der Dolomit stößt an die Cassianer Schichten augenscheinlich mit einer Störung. Weller (S. 80 und Profil 22) faßt diese als einen senkrechten Bruch auf. Wir haben sie dagegen schon bei unserer ersten Aufnahme als Ueberschiebung gedeutet (Ogilvie Gordon 1910, S. 33, mit näheren Angaben; auch 1927, S. 198 und 318). Klebelsberg (1928, S. 131) ist dieser Auffassung gefolgt. Obwohl die Auf-

schlüsse nicht gerade sehr gut sind, läßt die Verbreitung der Gesteine im Gelände wohl auch keine andere Deutung zu.

Der Dolomit des Piz de sella ist hell, ungeschichtet, stark zertrümmert. Manchmal gibt er unter dem Hammer Funken. Die meisten Untersucher, außer uns auch Weller (S. 80) und Klebelsberg (1928, S. 131), haben ihn als Sarldolomit (Mendoldolomit der älteren Beschreiber) gedeutet. Nur Mutschlechner äußert (S. 26 u. 39) ohne weitere Begründung die Meinung, daß es sich um Schlerndolomit handelt. Diese Frage ist nicht leicht zu lösen. Das mehrfach angenommene unteranisische Alter der Konglomerate am Fuß des Dolomites ist, wie wir gleich sehen werden, doch nicht ganz sicher. Die geringen Reste von Buchensteiner Schichten, die ihn überlagern, könnten nur den obersten Teil der fassanischen Stufe vertreten.

Schon Richthofen (1860, S. 192) ist es aufgefallen, daß an der Basis des Dolomites ein Dolomitzkonglomerat auftritt, „ein dolomitisches Bindemittel mit rothen dolomitischen Einschlüssen“. Wir können diese kurze Angabe bestätigen. Man findet das konglomeratische Gestein nur im SW-Teil der ganzen Dolomitmasse des Piz de sella, und zwar vorwiegend in den tiefsten Lagen. Doch ist auch hier die konglomeratische Beschaffenheit nicht überall deutlich. Die rötlichen Brocken sind bis zwei Faust groß. Sie bestehen aus etwas flimmerndem Dolomit. Die Grundmasse ist weiß oder gelblich. Wir glaubten früher annehmen zu dürfen, daß es sich um unteranisische Schichten handelt (Ogilvie Gordon 1927, S. 198), wodurch auch das Alter des Dolomites geklärt wäre. Seitdem haben wir die Stelle noch wiederholt besichtigt, ohne aber zu einer sicheren Entscheidung zu kommen.

Der Dolomit verschwindet südwestlich der Spitze des Piz de sella unter Schutt. Nach E reicht er bis zu einer Stelle genau südlich der Hütte 2038. Hier wird die Wand plötzlich viel niedriger und gleich darauf von den Porphyrittrümmern ganz zugedeckt. Weiter östlich ist kein Dolomit mehr vorhanden. Er zieht also nicht, wie auf unserer Karte von 1927 durch einen Zeichenfehler dargestellt ist, in den Graben südlich Ciadenat hinunter, sondern endet ziemlich hoch über diesem.

Au der Hangengrenze des Dolomites sind hie und da Spuren von tektonischen Bewegungen vorhanden (Ogilvie Gordon 1910, S. 33 und Fig. 3 auf S. 11). Es scheint uns jetzt aber nicht mehr notwendig, hier eine große Ueberschiebung anzunehmen.

Die von uns früher (Ogilvie Gordon 1910, S. 33; 1927, S. 70 und 198) beschriebenen Schichten des obersten Anis und untersten Fassan fanden wir bei den neuen Untersuchungen kaum mehr aufgeschlossen. Das einzige Gestein, das man noch gut beobachten kann,

sind die grünen Tuffe. Sie sind an der Oberkante der Wand wenig östlich des Nordkammes des Piz de sella aufgeschlossen, nach der Karte in etwa 2160 m Höhe. Sie liegen in einer Vertiefung des Dolomites und fallen sehr schwach gegen S. Die Farbe ist dunkelgrün. Wie schon früher (1910, S. 33 und S. 11, Fig. 3) gelegentlich angemerkt, sind die grünen Tuffe nur an dieser einen Stelle zu finden. Wellers Beschreibung (1920, S. 31), nach der man annehmen müßte, daß eine mehrere Meter mächtige, durchlaufende Lage von Tuffen vorhanden ist, die zu Pietra verde verwittern, scheint uns kein richtiges Bild zu geben.

Ueber den dunkelgrünen Tuffen oder unmittelbar über dem Dolomit folgen auf dem Nordkamm des Piz de sella zunächst etwa 10 m dünnplattige Tuffe mit vielen Pflanzenresten und zersetzten Augiten. Sie dürften wohl schon den Wengener Schichten angehören. Ueber ihnen liegt eine etwa ebenso mächtige Masse von Porphyrit, nach Mutschlechner (S. 30) ein Plagioklasporphyrit mit vielen Mandeleinschlüssen (vgl. auch Weller, S. 83). Oestlich des Nordkammes schwillt die Mächtigkeit dieses Gesteines zunächst stark an, um dann wieder abzunehmen. Wo es mächtig ist, enthält es Tuffeinschlaltungen. Richtofen (S. 192) hielt den Porphyrit für einen Lagergang und glaubte in den hangenden Tuffen Kontaktmetamorphose zu erkennen.

Ueber dem Porphyrit folgen ganz ähnliche plattige, tuffige Wengener Schichten, wie darunter. Auf dem Gipfel des Berges ist von ihnen nur wenig erhalten geblieben. Die südliche Abdachung nehmen sie wohl ganz ein. Der südöstliche Teil des Steilhanges, der vom Gipfel gegen SE zieht, besteht nicht mehr ganz aus Augitporphyrit, sondern dieser wird von einer beträchtlichen Mächtigkeit von Wengener Tuffen überlagert. Kräftige Faltungen haben wir in diesen nicht bemerkt.

Bei dem Kreuz 2155 östlich Sa cöl war im Jahre 1938 ein künstlicher Aufschluß. Obwohl der Boden tief hinein verwittert ist, erkannte man doch, daß Tuffsandsteine mit sehr viel Pflanzenhäcksel und dunkle bis ockergelbe Schiefer, also sichere Wengener Schichten, anstehen.

Daß auf dem Piz de sella tatsächlich intrusive dunkle Erstarrungsgesteine vorhanden sind, zeigt eine Beobachtung auf der Terrasse oberhalb der Dolomitwand, wenig östlich des Nordkammes. Es führt hier ein Steig aus dem Sattel 2136 durch eine Lücke in der Dolomitwand hinauf. Etwa 12 m über der Stelle, wo er die Terrasse erreicht, trifft man Wandeln eines sehr dunklen und harten vulkanischen Gesteines. Die Aufschlüsse sind nicht gut, es scheint sich aber um einen Gang in den unteren geschichteten Tuffen (unter der Porphyritdecke) zu handeln. Eine petrographische Untersuchung des Gesteines wäre wünschenswert, liegt aber noch nicht vor. Der Dolomit nächst dem Ober-

rand der Wände ist unterhalb dieses Ganges in einer Ausdehnung von etwa 20 m stumpf, aber ziemlich dunkel rot gefärbt. Man kann den allmählichen Uebergang dieses Gesteines in den gewöhnlichen Dolomit verfolgen. Die rote Abart enthält viele weiße Spatadern. Obwohl die direkte Berührung zwischen Dolomit und Ganggestein nicht zu sehen ist, dürfte diese Veränderung doch auf Kontakt beruhen.

Die erwähnte Lücke in der Wand, durch die der Steig herauf führt, ist durch einen kleinen Bruch verursacht. Er verläuft gegen N oder NNE. Die Ostseite ist gesenkt. Vermutlich ist derselbe Bruch auch in der Augitporphyritwand zu erkennen. Man sieht auf der Alpenvereinskarte wenig östlich des Trigonometers 2248 eine Unterbrechung der Wand. Oestlich dieser Unterbrechung setzt der Augitporphyrit merklich tiefer wieder ein. Wegen der unregelmäßigen Form solcher vulkanischer Gesteine ist diese Beobachtung freilich nicht ganz beweisend. Daß der oben erwähnte Gang im Tuff mit dem Bruch etwas zu tun hat, wie man wohl denken könnte, scheint auch nicht erwiesen. Das Zusammentreffen mag ein zufälliges sein (vgl. S. 105).

Ueber den Schuttstrom, der vom Piz de sella gegen den Plan de Gralba zieht, vgl. man Mutschlechner (1935, S. 48).

Im ganzen erscheint der Piz de sella also als eine gegen S geneigte Masse mitteltriadischer Gesteine, deren Deutung im einzelnen allerdings schwierig ist. Die Masse liegt auf einer etwa SSE fallenden, wenig schrägen Schubfläche und wird mindestens von einem kleinen Bruch durchschnitten. Wenn der Dolomit des Piz de sella Sarldolomit ist, muß in seinem Hangenden eine zweite Störung vorhanden sein, an der der größte Teil der Buchensteiner Schichten unterdrückt wurde. Wenn er unterer, fassanischer Schlerndolomit ist, entfällt die Notwendigkeit einer solchen Deutung. Ob, wie wir früher annahmen (Ogilvie Gordon, 1927, S. 199), auf dem Südhang des Berges ein west-östlicher Bruch zwischen Wengener und Cassianer Schichten vorhanden ist, erscheint nicht sicher.

2. Der Ostfuß der Langkofelmasse. (Vgl. Textfigur 1.)

Das Gebiet östlich der Langkofelgruppe, von der SE-Ecke der Grohmannspitze nordwärts bis zu den Quellen des Ampezzanbaches, ist von riesigen losen Massen aus Schlerndolomit eingenommen. Teils handelt es sich um gewöhnlichen Schutt, teils um grobe Bergsturzmassen, teils auch um Moränen aus den Rückzugsstadien der letzten Eiszeit. Man vergleiche darüber die Karte, auch die Darstellung Mutschlechners (bes. S. 46 und 48). Da die anstehenden Mergel und Tuffe der Cassianer und Wengener Schichten außerdem mit üppi-

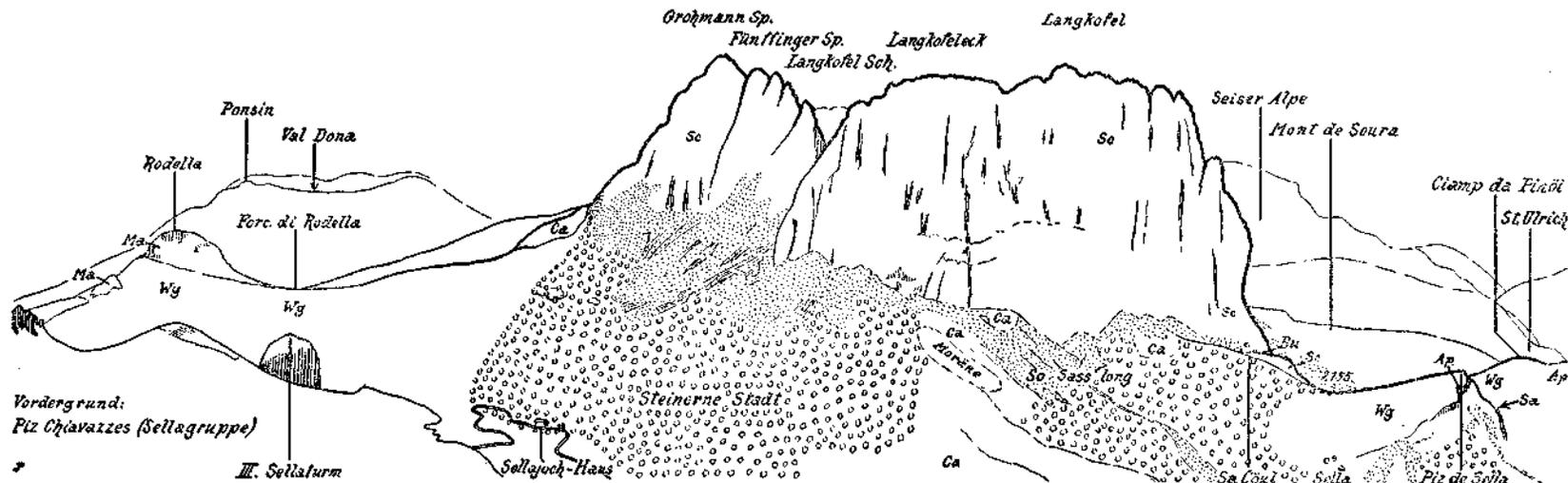


Fig. 1.

Die Langkofelgruppe von Osten, vom Piz Revis in der westlichen Sellagruppe.

(Die höchsten Spitzen waren zur Zeit der Aufnahme teilweise verhüllt und sind deshalb nicht ganz genau wiedergegeben.
Der Rosengarten — links im Hintergrund — war kaum sichtbar.)

Punkte = vorwiegend Schutt
Ringe = vorwiegend grobe Blöcke
Ap = Augitporphyrit

Bu = Buchensteiner Schichten
Ca = Cassianer Schichten
Ma = Marmolatakalk

Sa = Sarldolomit
Sc = Schlerndolomit
Wg = Wengener Schichten

gen Wiesen bedeckt sind, ist es nicht leicht, den geologischen Bau der Umgebung des Sellajoches, besonders in tektonischer Hinsicht, klar zu stellen. Vgl. etwa unser Profil, Ogilvie Gordon 1903, S. 64, Fig. 12; 1927, S. 239. Wir beschränken uns gegenwärtig auf die Aufschlüsse nächst der NE-Wand der Langkofelmasse.

Die losen Schlerndolomitblöcke von So Sass long sind recht fossilreich, wenn auch genauer bestimmbare Stücke kaum vorkommen. Man bemerkt hauptsächlich Kalkschwämme, Gastropoden und Crinoiden. Diploporen oder Korallen haben wir dagegen nicht gefunden.

Der Dolomit der Wand, besonders des unteren Teiles, weist an vielen Stellen, z. B. nordöstlich des Langkofelgipfels, eine sehr auffallende plattige Absonderung auf. Die Platten fallen mit 80° Neigung gegen E 30° N. Mojsisovics (1879, S. 201) scheint diese Plattung für eine primär sehr steile Uebergußschichtung zu halten. Das ist bei dem angegebenen Neigungswinkel sicher ausgeschlossen. Wenn die Absonderung eine Schichtung ist, muß sie nachträglich viel steiler gestellt worden sein. Man gelangt dann zu der Vorstellung einer Flexur, wie wir sie früher vertreten haben (Ogilvie Gordon 1910, S. 34, Fig. 13 auf S. 35; 1927, S. 200). Nach wiederholter Besichtigung ist es uns jetzt aber — vor allem wegen des ganz abweichenden Einfallens der dünnbankigen Einschaltungen im Schlerndolomit (vgl. S. 15) — am wahrscheinlichsten, daß es sich überhaupt nicht um Schichtung handelt, sondern um eine tektonische Klüftung, wie wir sie ganz ähnlich von der Ostseite des Dürrensteins bei Schluderbach beschrieben haben (Pia 1937, S. 161), wie sie übrigens schon Mojsisovics auf der NE-Seite des Schlerns zu erkennen glaubte (1879, S. 165).

Der unterste Schlerndolomit am Fuß der Langkofelwand westlich P. 2181 (Sa cöul) ist gelblich, sehr deutlich breschig. Er enthält außer helleren und dunkleren Dolomitstücken auch allerhand Tuffbrocken. Darin deutet sich wohl eine enge stratigraphische Verbindung mit der Tuff-Facies der ladinischen Stufe an.

Wir sprachen oben von den losen Schlerndolomitmassen, die den Ostfuß des Langkofels umsäumen. Es handelt sich jedoch nicht nur um Schlerndolomit. Schon Mojsisovics (S. 201) spricht von Blöcken aus grauem Korallenkalk. Tatsächlich findet man zwischen dem Kreuz 2155 östlich Sa cöul und So Sass long massenhaft große Blöcke aus einem hellgelb verwitternden, schwach mergeligen, plattig zerfallenden Dolomit, der wohl einen Uebergang zu den Cassianer Schichten bildet. Ihrer Form und Größe nach können die oft riesigen Blöcke nicht etwa an Ort und Stelle ausgewittert sein, weshalb es auch nicht möglich ist, das Anstehen von Cassianer Schichten südlich des Dolomitwandels von

Sa cöul zu behaupten (Ogilvie Gordon 1927, S. 199 und Karte; 1928a, S. 141). Sie dürften vielmehr aus der Wand herabgestürzt sein, die also nicht ganz aus reinem Schlerndolomit, besteht. Wo sich die abweichenden Einlagerungen genau befinden, können wir leider nicht sagen, denn dazu wäre eine mehrmalige Durchkletterung der Ostwand des Langkofels notwendig, auf die wir uns nicht einlassen konnten.

Die kleinen Aufschlüsse von Cassianer Schichten auf der NE-Seite des Langkofels haben wir schon wiederholt beschrieben (Ogilvie Gordon 1910, S. 46—47; 1927, S. 142). Gerade östlich des Langkofelecks, bei P. 2392, wo am Fuß der Wand allerdings ein schmaler Schuttsaum vorhanden ist, sind die obersten Cassianer Schichten auffallend ziegelrot. Es handelt sich teils um stark kristalline, breschige Kalke, teils um weichere, wohl tuffreiche Schiefer. Das Einfallen schwankt einigermaßen. Wir maßen 40° SSW. Darunter folgen dunkle, mittelkörnige Tuffe, denen sehr viele Kalkbänke eingelagert sind. Die Kalke sind oft sehr deutlich breschig, innen graubraun. Sie enthalten Crinoiden und einzelne große Korallenstöcke.

Angesichts der starken Schuttbedeckung ist die Möglichkeit nicht sofort von der Hand zu weisen, daß zwischen dem Schlerndolomit der Langkofelmasse und den Cassianer Schichten an seinem Ostfuß ein Bruch durchläuft, daß die Gesteine einander nicht überlagern, sondern aneinander abstoßen. In diesem Sinne könnte man folgende Tatsachen deuten:

Die schon beschriebene Plattung des Dolomites würde sich am einfachsten durch einen Bruch erklären.

Auch die rote Farbe der obersten Cassianer Schichten, von der gerade die Rede war, könnte auf tektonische Beeinflussung deuten.

Der Fuß der Ostwand senkt sich gegen N, von P. 2392 unter dem Langkofeleck gegen Sa cöul, um fast 200 m (vgl. Fig. 1). Da, wie wir sahen, das Einfallen gegen SSW gerichtet ist, sollte man im Gegenteil erwarten, daß die Grenze der beiden Gesteine sich gegen N hebt. Diese Schwierigkeit läßt sich wohl durch die Annahme einer ziemlich steilen Faciesböschung überwinden, an der der Schlerndolomit gegen S über die Cassianer Schichten übergreift.

Ein wichtiger Einwand gegen die Annahme des Bruches liegt allerdings darin, daß in der Gegend von Sa cöul kein Platz ist, wo er durchziehen könnte.

Auch die auf S. 13 erwähnten Uebergangsgesteine weisen wohl eher (wenn auch nicht unbedingt) auf einen ungestörten Verband zwischen Schlerndolomit und Cassianer Schichten hin.

Wir glauben deshalb von der Annahme eines Bruches am Ostfuß des Langkofels absehen zu sollen.

Von der NE-Ecke des Langkofels ziehen zwei kleinere Wandeln gegen E. (Phot. 4), ein südlicheres, das den Namen Sa cöul (sprich Sa tschüöl) trägt, und nördlich davon ein zweites, das sich in seinem östlichen Teil in eine Reihe von Schrofen auflöst, gegen W aber unmittelbar in den Fuß der Langkofel-Nordwand fortsetzt. In einem tiefen Graben dieses nördlichen Wandels entspringt die linke Quelle des Ampezzanbaches. Das südliche Wandel ist stets als Schlerndolomit angesehen worden. Wir haben schon bei früherer Gelegenheit darauf hingewiesen (Ogilvie Gordon 1927, S. 199), daß das Gestein am meisten an unteren, fassanischen Schlerndolomit („Ober-Buchensteiner Horizonte“) erinnert. Im W nähert sich der Felsen von Sa cöul der Wand des Langkofels bis auf etwa 40 m, bleibt von ihr aber durch einen schmalen Schuttstreifen getrennt. Im westlichsten Teil dieses südlicheren Dolomitaufschlusses, etwa südlich oberhalb des „2“ von „2181“ der Alpenvereinskarte, ist dem Schlerndolomit ein dünnschichtiger Dolomit eingeschaltet (vgl. Phot. 19). Auf dem frischen Bruch ist das Gestein weiß, lückig, in verwittertem Zustand deutlich gelblich. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 8 m, das Einfallen 10 bis 15° S. Darunter und darüber liegt der gewöhnliche weiße Schlerndolomit. Welchem ladinischen Horizont diese Einschaltung angehört, ist nicht zu entnehmen. Bezeichnende Gesteine fehlen. Es ist aber wohl möglich, daß es sich um eine Fortsetzung der geschichteten Gesteine auf dem Band 2188 handelt. Siehe unten (S. 24).

Das nördliche Dolomitwandel deutet Mutschlechner zur Gänze als Sarldolomit, wogegen wir wenigstens seinen größeren Teil als Schlerndolomit ansehen. Nur den niedrigen, östlichen Teil dieses Wandels, östlich des linken Quellastes des Ampezzanbaches, sehen auch wir als Sarldolomit an. Es handelt sich um einen grauen, sehr stark von Kieseladern durchzogenen Dolomit, der innig mit weißem, lückigem Dolomit verbunden ist. In losen, aber wohl sicher hiehergehörigen Stücken beobachteten wir Seeigelstacheln, Einzelkorallen und gekammerte Kalkschwämme. Vgl. auch unsere frühere Beschreibung (Ogilvie Gordon 1927, S. 200).

In etwa 2080 m Höhe (unsere frühere Angabe, Ogilvie Gordon 1927, S. 199, scheint uns jetzt etwas zu hoch gegriffen zu sein) überlagert ein einige Meter mächtiges Band dunkler Schichten den Sarldolomit, das den obersten Teil des linken Quellastes des Rivo d'Ampezzan quert. Es ist beiderseits des Grabens zu sehen. Auf der rechten Seite sind die Aufschlüsse besser. Vorwiegend handelt es sich um dun-

kelgraue bis fast schwarze, dünnstieferige, meist sehr gut gebänderte Kalke. Einzelne Lagen verwittern braun oder rötlich. Pflanzenreste sind in ihnen häufig. Mutschlechner (1935, S. 39) hält diese schieferigen Gesteine offenbar für Buchensteiner Schichten, den Dolomit darüber für Sarldolomit. Er muß daher hier eine Ueberschiebung älterer Schichten auf jüngere annehmen. Nach nochmaliger gemeinsamer Besichtigung der Aufschlüsse sind wir immer noch überzeugt, daß es sich um dieselben oberstänischen Schichten, wie im Hauptaufschluß der Langkofelüberschiebung, handelt. Das geht aus der von uns für die Ampezzan-Quelle schon früher (Ogilvie Gordon 1927, S. 199 bis 200) angeführten Schichtfolge sicher hervor, die wir verkürzt noch einmal wiedergeben.

c) Dünnstichtiger, schwarz gebänderter, bituminöser Dolomit.

b) Dunkelblauer, mergeliger, kalkiger Schiefer mit dünnen, rötlich verwitternden, eisenhaltigen Lagen. Er enthält kleine Fischzähne.

a) Schön gebänderter, bituminöser, mergeliger Schiefer. Als Einlagerungen treten plattige Kalke mit verbogenen Oberflächen und Anzeichen von Pressung auf.

Anschließend haben wir verschiedene Störungen in diesen Schichten beschrieben.

Insgesamt kann die Mächtigkeit der bituminösen Schichtgruppe, von den Dolomittfelsen in ihrem Liegenden bis zu der gleich zu beschreibenden hangenden Schubfläche, auf 6 bis 7 m geschätzt werden. Oestlich des Baches wird sie sofort von Schutt bedeckt. Ihre Fortsetzung wird aber durch eine Reihe von Quellen angedeutet, die auf einem sanfteren Hangteil in etwa gleicher Höhe aus dem Schutt austreten.

Ueber den beschriebenen Schiefem und Plattenkalken folgt der Dolomit der Wandstufe P. 2059, den Mutschlechner, wie schon erwähnt, für Sarldolomit hielt. Dem steht jedoch entgegen, daß in diesem Horizont schon *Diplopora annulata* auftritt. Wir haben das bei früherer Gelegenheit bereits hervorgehoben (Ogilvie Gordon 1927, S. 30 und 70). Bei einer neuen gemeinsamen Begehung haben wir uns überzeugt, daß der Dolomitschutt unmittelbar am Fuß der Wand bei der Kote 2059 massenhaft Diploporen enthält. Wie gewöhnlich waren sie zwar im anstehenden Gestein nicht zu finden. Ihr sehr reichliches Auftreten und ihre Lage läßt es aber zweifellos erscheinen daß sie aus der untersten Wandstufe stammen. Ihre Erhaltung ist sehr schlecht, am ehesten dürfte es sich aber doch um *Diplopora annulata* handeln. Im Gegensatz zu wiederholten Angaben im älteren Schrifttum tritt diese Art am reichlichsten im Fassan auf,

wogegen ihr Vorkommen im Cordevol noch immer nicht gesichert ist (Pia 1936, S. 24). Es ist also am wahrscheinlichsten, daß der besprochene Dolomit die Buchensteiner Schichten, oder doch einen Teil von ihnen vertritt.

Die Schichtfolge östlich P. 2059 ist also im wesentlichen normal. Dennoch liegt der hangende Dolomit den Schiefen mit einer deutlichen Störungsfläche auf (Ogilvie Gordon 1927, S. 200). Man kann sie — oder doch eine der wichtigeren Bewegungsflächen nahe über den Schiefen — auf der linken Bachseite gut untersuchen. Sie fällt W 30° S und trägt deutliche Streifen, die ENE—WSW verlaufen. In den Schiefen sind Kleinfalten zu beobachten. Die senkrechten Faltenschenkel streichen W 40° N, die Falten blicken gegen NE. Bei unmittelbarer Betrachtung der Aufschlüsse gewinnt man den Eindruck, daß die besprochene Schubfläche sich gegen den Fuß der Sa cöul-Felsen fortsetzen muß, wo sie allerdings nicht aufgeschlossen ist. Uebrigens sind höher oben im Schlerndolomit weitere Harnische und Quetschzonen vorhanden, die ebenfalls in etwa südöstlicher Richtung schräg durch die Wandeln bei P. 2059 verlaufen.

Der Kontakt zwischen den dunklen Schiefen im Graben östlich P. 2059 und dem liegenden Dolomit ist nicht aufgeschlossen. Auf der rechten Bachseite liegt viel Schutt zwischen den beiden Gesteinen, auf der linken allerdings nur ganz wenig. Der hangendste Teil des Dolomites ist etwas grusig und von vielen Harnischen durchsetzt. Diese sind meist wenig geneigt, aber stark in verschiedenen Richtungen verbogen. Die Streifen verlaufen vorwiegend etwa in der Richtung N 10° E.

Blickt man aus größerer Entfernung, etwa vom Mont de Soura, gegen den Piz de sella (Taf. 2, Phot. 4), so hat man den Eindruck, daß dessen Dolomitplatte unter dem Schutt recht gut mit dem Sarldolomit nördlich Sa cöul zusammenhängen kann.

Zusammenfassend kann man also sagen, daß die Ostwand der Langkofelmasse offenbar ganz in der Nähe der ursprünglichen Faciesgrenze liegt. Man wird sich diese freilich nicht so steil, wie die jetzige Wand denken dürfen, sondern vielmehr in Gestalt einer mehrfachen Verkeilung zwischen Dolomiten und Mergeln, von der heute allerdings infolge der fortgeschrittenen Erosion und der Schuttbedeckung nur mehr sehr wenig zu sehen ist. Ferner durchsetzte die Faciesgrenze höchst wahrscheinlich nicht das ganze Ladin, denn der oberste Schlerndolomit wird wohl auch hier weit über die Cassianer Schichten übergreifen haben, um sich mit dem der Sellagruppe zu verbinden.

3. Der Nordfuß des Langkofels. (Vergl. Phot. 1 und Textfig. 2).

Die Aufschlüsse am Nordfuß des Langkofels, die man auch als die von I stentsch bezeichnen kann, gehören zweifellos zu den merkwürdigsten und schwierigsten des betrachteten Gebietes. Seit der

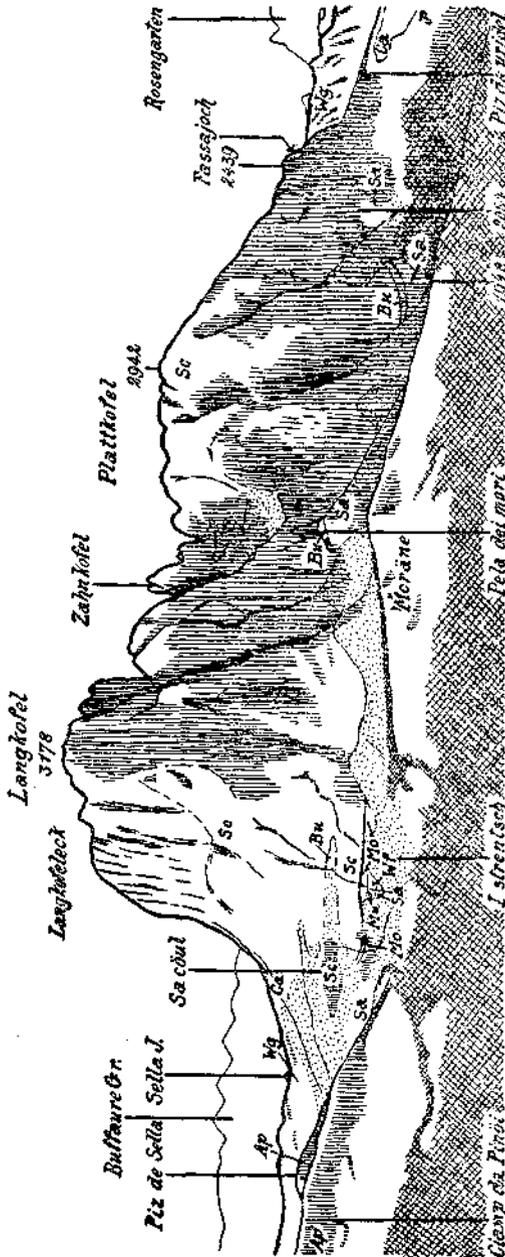


Fig. 2.

Die Langkofelgruppe von Norden, vom Pitschberg.

Vergl. Taf. 1, Phot. 1.

- | | |
|---------------------------------|------------------------------|
| Punkte = Schutt | Sa = Sardo-lomit |
| senkrechte Schraffen = Schatten | Sc = Schierndolomit |
| gekreuzte Schraffen = Wald | Wf = Werfener Schichten |
| Ap = Augitporphyrit | Wg = Wengener Schichten |
| | Bu = Buchensteiner Schichten |
| | Ca = Cassianer Schichten |
| | Mo = Oberer Muschelkalk |
| | Mu = Unterer Muschelkalk |

ersten Entdeckung der Ueberschiebungserscheinungen und des reichlichen Vorkommens einer damals unbekanntem Algenart durch Ogilvie Gordon im Sommer 1906 ist die Stelle ziemlich oft untersucht worden, ohne daß freilich alle Fragen schon gelöst wären. Wir haben über sie in mehreren Arbeiten (1907, 1910, 1925, 1927, 1928) berichtet. Wir erkannten als den Grundzug der Tektonik auf der Nordseite des Langkofels eine Ueberschiebung von Werfener Schichten und Muschelkalk auf Sarldolomit. Die überschobenen Gesteine zerfallen in mehrere dünne Schubkeile. Ueber dem Muschelkalk folgt wieder eine Schubfläche, an der Schlerndolomit über oberem Muschelkalk und einzelne Schollen knolliger Buchensteiner Dolomite bewegt wurde. Unsere besondere Aufmerksamkeit wandten wir der wechselnden Richtung der Bewegung in den verschiedenen Teilen der Schlerndolomitmasse sowie der zeitlichen Aenderung der Schubrichtung und Schubstärke in den aufeinander folgenden Faltungsphasen zu.

Es wird zur Klarheit der Darstellung beitragen, wenn wir die Beschreibung nicht im unmittelbaren Anschluß an das früher Gesagte fortsetzen, sondern uns zuerst etwas weiter nach W begeben, in die Gegend der westlichsten Aufschlüsse des Muschelkalkes. Sie reichen nach W bis etwa 100 m östlich P. 2142. Oestlich P. 2084 sind sie durch Schutt unterbrochen. Dann kommt der Hauptaufschluß, südlich P. 1982. Man kann also zwei Muschelkalkaufschlüsse, I strentsch W und I strentsch E (Hauptaufschluß) unterscheiden.

Wir geben zunächst zwei Profile aus I strentsch W, nächst P. 2084, die wir der leichteren Vergleichbarkeit halber nach Möglichkeit gleich numerieren. Wir beginnen mit dem westlicheren.

6. Ungeschichteter, aber noch deutlich grauer Schlerndolomit. Darin mehrere gute Harnische. An einem, etwa 8 m über der Basis des Schichtgliedes, wurde die Richtung der Striemen mit SSW bestimmt.

5. Grauer, gut und ziemlich dünn gebankter Dolomit, $\frac{3}{4}$ m.

4. Schwach entwickelte Quetschzone, etwas gepreßte Mergelkalke mit Kalkspatadern.

3. Dünngeschichtete, graue, sandige, etwas mergelige Kalke. Unmittelbar unter der Quetschzone reichlich *Diplopora annulatissima*. 3 m. Etwa $1\frac{3}{4}$ m unter der Quetschzone liegt im Kalk ein Band ziemlich dicker Hornsteinknollen.

2. Stark mergelige, recht knollige Kalke, mehrfach noch mit *Diplopora annulatissima*. Aufgeschlossene Mächtigkeit 2 m.

Tiefere Schichten sind hier nicht zu sehen. Die Stelle ist aber die beste zum Sammeln von Diploporen.

Etwas weiter östlich, an der breitesten Stelle der Aufschlüsse bei P. 2084, ist das Profil etwas vollständiger.

6. Grauer, ungeschichteter Schlerndolomit.

5. Grauer, geschichteter, teilweise etwas gebänderter Dolomit. Die Bänder sind stark wellig gebogen.

4. Bituminöse, dünnplattige, graue, oft auffallend gebänderte Kalke. Mächtigkeit wechselnd, etwa 1 m. Das Gestein ist tektonisch beeinflusst, von Spatadern und unregelmäßigen stärkeren Quetschzonen durchzogen.

3. Reinerer, dicker gebankter, grauer Kalk mit Schieferzwischenlagen. Der oberste Meter schien fossilifer. Darunter eine 1½ m mächtige Masse mit *Diplopora annulatissima* und einzelnen Gastropoden.

2. Sandig-mergelige Kalke, stellenweise in Kalkschiefer übergehend, aber auch mit einzelnen dickeren, reineren Bänken. In den Schieferlagen, besonders im unteren Teil des ganzen Schichtgliedes, massenhaft kohlige Pflanzenreste. Der allerunterste Teil ist besonders sandig. Gegen oben werden die Pflanzenreste etwas seltener, die Kalke werden deutlich knollig, besonders die obersten Bänke. Gesamtmächtigkeit etwa 8 m.

1. Etwas mehr als 1 m Konglomerat. Es bildet 3 Bänke, die unterste ist am dicksten, die oberste am dünnsten. Die Gerölle sind meist nuß- bis faustgroß. Vorwiegend bestehen sie aus grauen, rötlichen oder gelblichen Werfener Kalken, darunter sehr vielen Schillsteinen (Lumachellen).

Wie schon aus diesem Profil zu ersehen ist, dürfte es schwer sein, die Konglomerate für unteranisisch zu halten.

Nun wenden wir uns den östlichen, viel umfassenderen Aufschlüssen unter der Nordwand des Langkofels zu (vergl. Ogilvie Gordon 1910, Titelbild, und unser Phot. 2). Wir beginnen die Beschreibung unten und unterscheiden folgende Gesteine:

1. Liegender Dolomit. Von ihm sind etwa 6 m aufgeschlossen. Die Farbe ist weißlich. Im oberen Teil ist das Gestein ganz zerquetscht. Im unteren Teil zeigt es eine auffallende, dünne Klüftung, die sicher tektonisch, nicht etwa als Schichtung zu deuten ist. Die Platten stehen mit vielen kleinen Verbiegungen senkrecht, streichen etwa N 30° W.

Bezüglich des Alters dieses untersten Dolomites hat sich nach unserer ersten Beschreibung (Ogilvie Gordon 1910, S. 35) kaum etwas geändert. Es läßt sich nicht bestimmen. Trotzdem wurde das Gestein bisher von allen Verfassern als Sarldolomit angesehen und wir fanden keinen Grund, von dieser Deutung abzuweichen.

2. Auf dem hellen Dolomit liegt mit deutlicher Störung zunächst eine 2½ bis 3 m mächtige Masse von blaugrauen bis grünlichgrauen Schiefen, mergeligen Bänderkalken und glimmerreichen Kalken. Zwischen den Gesteinen sind Uebergänge vorhanden, und zwar so, daß sich aus dem Schiefer gegen oben der Bänderkalk entwickelt, worauf wieder ein plötzlicher Wechsel zu Schiefer erfolgt. Das bestätigt die ja übrigens auch sonst einleuchtende Meinung, daß das Gestein normal, nicht etwa invers liegt. Die ganze Masse zeigt deutliche Quetschung. Gegen unten wird diese aber immer stärker, bis das Gestein auf dem ganz zerdrückten Dolomit aufliegt. Innerhalb des Schichtgliedes 2 ist mindestens noch eine zweite Störung vorhanden. Sie durchschneidet die Schichten etwas schräg. Außerdem stellen sich schon in diesem Gestein Kleinfalten ein, die man auch weiter oben wieder findet. Wir haben sie vor langer Zeit beschrieben und abgebildet (Ogilvie Gordon 1910, Photo III). Auch

Weller erwähnt sie (S. 87). Man sieht sie sehr gut im östlichen Teil des Hauptaufschlusses. Das Streichen eines senkrechten Schenkels maßen wir mit N 40° W. Die Stirn schaut gegen NE. Die Falten werden in sehr klarer Weise von der untersten Schubfläche abgeschnitten, sie können also jedenfalls nicht jünger als diese sein. Bei früherer Gelegenheit (1910, S. 35) fanden wir eine gegen N blickende Herabbiegung. Nach Weller würde die Achse eines Gewölbes N 10° W streichen, der Hangendschenkel aber gegen S fallen, was nur bei einer starken Senkung der Gewölbeachse möglich ist. Die Richtung der Kleinfalten scheint also selbst auf engem Raum stark zu wechseln. Hält man aber die eben beschriebenen Kleinfalten mit dem zusammen, was früher über Harnische und Kleinfalten bei der Ampezzanquelle und im Aufschluß von I strentsch W gesagt wurde (S. 17, 19), so gewinnt man doch den Eindruck, als ob der Langkofel hier eine letzte Bewegung etwa gegen NE erfahren haben müßte.

3. Bänderkalk, teilweise oolithisch, etwa 6 m. Der untere Teil ist reiner kalkig und besonders deutlich gebändert.

Vermutlich stammen aus den Gesteinen 2 und 3 die überwiegende Menge der fossilreichen Platten mit schlecht erhaltenen Bivalven, die man am Fuß der Aufschlüsse sammeln kann. Allerdings ist es uns nicht gelungen, diese tieferen Fossilbänke anstehend nachzuweisen, obwohl wir ziemlich viel Mühe darauf verwendet haben. Schon früher haben wir unbestimmbare *Natica*-ähnliche Gastropoden erwähnt (1910, S. 34). Später glaubten wir, ganz unten in der Quetschzone über dem liegenden Dolomit unter den stark beschädigten Bivalven auch *Pseudomonotis clarai* zu erkennen (Ogilvie Gordon 1927, S. 202).

Seit der Entdeckung der merkwürdigen Aufschlüsse am Nordfuß des Langkofels waren sich alle Forscher darin einig, daß hier Werfener Schichten zutage kommen. Ihr Umfang wurde allerdings verschieden angenommen. Ursprünglich schätzten wir die Dicke des skythischen Anteiles der Schichtfolge auf 4–5 m (Ogilvie Gordon 1910, S. 35), wobei zu bedenken ist, daß wir damals die unteranischen Konglomerate zu den Werfener Schichten zogen. Auffallend ist, daß rote Schiefer, die sonst in den höheren Teilen der Werfener Schichten kaum je fehlen, hier nicht gefunden werden. Die schlecht erhaltenen Versteinerungen auf angewitterten Kalkplatten erinnern zum Teil entschieden an Myophorien. Die schön glatten Schichtflächen, auf denen sie sich zeigen, trifft man sonst häufig in unteranischen Plattenkalken. Ganz ähnliche Bänderkalk wiederholen sich in unserem Profil auch etwas höher oben, wo sie sicher anisch sein müssen. Wenn das Alter der besprochenen Schichtgruppe 3 — ob Werfener Schichten oder unterer Muschelkalk — also auch nicht sicher entschieden werden kann, halten wir es doch für wahrscheinlicher, daß das Gestein unteranisch ist. Diese Einreihung entspricht im wesentlichen auch unserer ersten Deutung (Ogilvie Gordon 1910, S. 34 und bes. Photo IV), wenn man berücksichtigt, daß wir den „unteren Muschelkalk“ von Mojsisovic damals zu den obersten Werfener Schichten rechneten. Andererseits scheint es angesichts der Beschaffenheit der unter Nr. 2 erwähnten glimmerreichen Bivalvenplatten doch recht sicher, daß ein unterster Teil der Schichtfolge skythisch ist.

Auf jeden Fall liegt das Schichtglied 2 auf dem Dolomit 1 mit einer sehr deutlichen Störung auf. Wir verweisen besonders auf die starke Quetschung

und Zertrümmerung sowohl des liegenden als des hangenden Gesteines in der Nähe der Grenze. Die ganze Beschaffenheit des Aufschlusses spricht so deutlich für eine flache Ueberlagerung der Gesteine, daß fast alle neueren Untersucher sich dieser unserer Deutung angeschlossen haben. Nur Weller scheint, soweit dies aus seinem kaum verständlichen Text (S. 86—87) und aus seinem Profil 24 zu entnehmen ist, im wesentlichen eine senkrechte Verwerfung mit ganz geringer Schrägstellung im obersten Teil anzunehmen. Es liegt wohl kein Grund vor, die sichtbaren Aufschlüsse in dieser Weise umzudeuten.

4. Die Konglomeratbänke liegen den Bänderkalken wieder mit einer Schubfläche auf, die die Schichten stellenweise recht deutlich schräg abschneidet (vergl. Phot. 2). Sie befindet sich etwas über der Mitte der gesamten Aufschlußhöhe vom liegenden Dolomit bis zum Schlierndolomit. Es handelt sich nicht um eine einheitliche Konglomeratmasse, sondern um eine Wechsellagerung mehrerer Gesteine. Man kann gut eine untere, gröbere Konglomeratbank von etwa 1 Fuß Mächtigkeit unmittelbar über der schon erwähnten Schubfläche und eine höhere, dünnere und feinkörnigere unterscheiden. Dazwischen herrschen unreine, dünn-schichtige Kalke, in deren oberem Teil die ersten Lagen von *Diplopora annulatissima* auftreten (Ogilvie Gordon 1927, S. 31). Besonders die untere Konglomeratbank besteht aus lauter plattenförmigen Stücken von grauem Kalk, der ganz dem Gestein ähnelt, in das die Konglomerate eingeschaltet sind. Die Platten liegen subparallel. Auf der Schichtfläche erscheinen sie deshalb sehr groß, auf dem Querbruch lang und schmal.

Für jene Geologen, die glaubten, daß das „Muschelkalk-Konglomerat“ der Dolomiten ein einheitlicher Horizont sei, war es selbstverständlich, daß man ihm auch die Konglomerate am Nordfuß des Langkofels zurechnete (so noch Mutschlechner 1935, S. 39). Wir hatten dagegen schon früh beobachtet, daß die Konglomerate in der Umgebung der Langkofelgruppe, z. B. an dem Nordhang des Ciamp da Pinöi, mit unzweifelhaft oberanischen Gesteinen eng verbunden sind (Ogilvie Gordon 1910, S. 9). Wegen der Wechsellagerung der Konglomerate mit *Diplopora annulatissima* führenden Bänken sowie auf Grund von Vergleichen mit anderen Gebieten haben wir sie später (Ogilvie Gordon 1927, S. 202; 1928 b, S. 76) ins Oberanis gestellt. Inzwischen konnten wir zeigen, daß Konglomerate auch anderwärts in den Dolomiten sowohl oberanischen als unteranischen Schichten eingelagert sein können (Pia 1937, S. 40, 51). Bei der geringen Mächtigkeit der Schichten mit *Diplopora annulatissima* und der konglomeratführenden Schichten liegt es am nächsten, diese ganze Gesteinsgruppe für oberanisch zu halten. Sicher behaupten läßt sich das nicht, weil leider in den tieferen Teilen des Profiles bisher keine Diploporen gefunden wurden.

5. Die höheren *Annulatissima*-Schichten auf der Nordseite des Langkofels sind schon oft beschrieben worden (Ogilvie Gordon 1910, S. 34; 1925, S. 188; 1927, S. 30—31, 160, 201—202; Mutschlechner 1935, S. 25). Es ist nicht notwendig, alles zu wiederholen, was an diesen Stellen bereits mitgeteilt wurde. Es genüge, der Vollständigkeit halber die Diploporenschichten auf Grund neuer Begehungen noch einmal zu kennzeichnen. Bei der ersten Untersuchung haben wir sie im Sinne der Schichtfolge von Mojsisovics als „untere Buchensteiner Schichten“ angesprochen. Später ließen wir diese Benennung auf Grund der Ergebnisse in anderen Teilen der Dolomiten und wegen der Ähnlichkeit des Gesteines mit gewissen oberanischen Schichten Nordtirols fallen

und stellten die *Annulatissima*-Bänke in den „oberen Muschelkalk“ (Ogilvie Gordon 1927, S. 28—29). Die Hauptmasse der Diploporen trifft man etwa 4 m unter der oberen Ueberschiebung. Nimmt man den deutlichen Ueberhang am Fuß der Schlerndolomitwand zum Ausgangspunkt, so findet man untereinander:

Schieferige Mergel und gebänderte, dunkelgraue Kalke mit einzelnen knolligen Lagen. Sie wittern stark zurück und erzeugen dadurch hauptsächlich den Ueberhang.

Etwa 4 m unter diesem eine dickere Bank festeren, dunkelgrauen, bituminösen, aber ziemlich mergelfreien, etwas splittigeren Kalkes zwischen dünneren Lagen. Seine Oberfläche ist bedeckt mit *Diplopora annulatissima*.

Darunter folgt etwas Schiefer, dann eine viel mehr mergelige, nur 3 cm dicke Kalkbank mit derselben Algenart.

Wenig tiefer kommen wieder knollige Lagen vor.

Den Abstand der dickeren Diploporenkalkbank von der unteren Konglomeratbank schätzten wir auf der linken Grabenseite im Hauptaufschluß auf 6 m.

Die Diploporenschichten enthalten auch in nicht ganz geringer Menge andere Fossilien, Gastropoden, Brachiopoden usw. Eine Bank mit vielen kleinen, nicht ganz flach liegenden Bivalven findet man etwa 5 m über dem unteren Konglomerat, also in der Gegend, in der auch die Diploporen am reichlichsten entwickelt sind. Man sieht sie am besten auf der rechten Grabenseite. Die tierischen Reste dieser Schichten sind noch nicht näher untersucht.

Die Gesteinsgruppen 4 und 5 im Hauptaufschluß sind offenbar dasselbe, wie Nr. 2—4 in den Profilen von I strentsch W (vergl. S. 19—20). Die bezeichnendsten Merkmale sind an beiden Stellen das Auftreten der Algenbänke, der bituminösen Mergel und Mergelkalke sowie der Reichtum an kohligen Landpflanzenstückchen. Sie entsprechen den bituminösen Schiefen bei der Ampezzanquelle (S. 15—16).

Mutschlechner (1935, S. 25—26) möchte auch die Schichten mit *Diplopora annulatissima* als unteranisich ansehen und in das Liegende des Sarnidolomites versetzen. Wir haben schon (Neues Jahrb. 1935 III, S. 737) darauf hingewiesen, daß diese Annahme, die einer doch schon ziemlich ausgebreiteten Erfahrung widerspricht, viel eingehender begründet werden müßte, als es bisher geschehen ist.

6. Der unterste, geschichtete Schlerndolomit. Ueber den obersten Mergeln und Kalken der *Annulatissima*-Schichten folgt zunächst eine Störung, von der wir gleich zu sprechen haben. Dann erhebt sich die unterste Wandstufe des Langkofels. Wir haben schon wiederholt (bes. Ogilvie Gordon 1927, S. 30, 70, 201) auseinandergesetzt, daß am Fuß dieser Wandstufe dünn-schichtige, oft knollige, bituminöse, hornsteinführende Kalke und Dolomite mit dünnen Lagen grüner Tuffe auftreten, die als Vertretung der Buchensteiner Schichten gedeutet werden müssen. Ihre Mächtigkeit mag 4—6 m betragen. Gegen oben gehen sie allmählich in gewöhnlichen Schlerndolomit über.

Wie eben erwähnt, sind auf der Unterseite (und wohl auch auf der Oberseite) der besprochenen Buchensteiner Schichten recht deutliche, sehr unebene Störungsflächen vorhanden, die im ganzen bergwärts fallen. Der Schlerndolomit ist an diesen Störungen über die liegenden Schichten vorgeschoben worden. Wir haben schon früher hervorgehoben, daß es sich nur um untergeordnete Bewegungen handelt (Ogilvie Gordon 1925 a, S. 191; 1927,

S. 201). Daß gewisse, ungefähr schichtenparallele Bewegungen stattgefunden haben, ist wegen der deutlich entwickelten Harnische allerdings nicht zu bezweifeln (vergl. die Beschreibung bei Ogilvie Gordon 1927, S. 200—202; 1928 a, S. 142).

7. Die untere Schlerndolomitwand. Ueber den auf S. 23 beschriebenen, wenig mächtigen, geschichteten Dolomiten folgt eine 40—70 m mächtige Masse ungeschichteten Dolomites, in dem, wie wir S. 19 schon erwähnten, auch noch Harnische vorhanden sind. Wenn er auch teilweise deutlich grau und etwas knollig ist, muß er doch als Schlerndolomit bezeichnet werden. Das Alter, das wir ihm zuschreiben, hängt von der Deutung der nächst höheren Schichten ab. Es kann deshalb erst später erörtert werden, doch sei gleich bemerkt, daß er jedenfalls fassanisch sein dürfte, da die unter Nr. 6 beschriebenen Gesteine als Vertretung der ganzen Buchensteiner Schichten nicht ausreichen.

Nach unserer letzten Darstellung entspricht dieser Dolomit zum Teil den Buchensteiner Schichten, wir wiesen ihm aber außerdem auch die langodische und die untere cordevolische Stufe zu (Ogilvie Gordon 1927, Fig. 22 a). Dagegen scheint Weller, soviel man aus seiner Karte, seinem Profil 24 und der kurzen Bemerkung auf S. 31 schließen kann, die unterste Wandstufe auf der Nordseite des Langkofels dem Sarldolomit zuzuzählen. Das schuttbedeckte Band 2188 würde den Beginn der fassanischen Schichten bezeichnen. Mutschlechner stimmt mit ihm überein (S. 26 u. Karte). Wir kommen weiter unten, bei der Beschreibung des Bandes 2188, auf die Frage der Grenze zwischen Sarldolomit und Schlerndolomit zurück. Schon jetzt aber sei betont, daß der Dolomit Nr. 7 des gegenwärtig besprochenen Profiles sich ohne Unterbrechung in den hangenden Dolomit des Profiles bei der Ampezzanquelle fortsetzt, von dem auf S. 16—17 gezeigt wurde, daß wir ihn als Schlerndolomit auffassen müssen.

Bei der Kote 2059 ist unter der Wand ein großer Ueberhang. Man sieht sehr schön die vollständige Zertrümmerung der untersten Dolomitbänke und ausgezeichnete Harnische. Die Richtung der Streifen ist W 40° S — E 40° N. Ein besonders schöner glatter Harnisch fällt 25° SW. Die Schichten unter der Ueberschiebung sind hier derzeit nicht mehr aufgeschlossen. Beim ersten Besuch im Jahre 1906 waren aber an einigen wenigen Stellen 5—6 cm mächtige, stark gequetschte Mergelkalke zu sehen, auf denen reichlich *Diplopora annulatifissima* ausgewittert. Die weitere östliche Fortsetzung dieses mergeligen Gesteines bilden die auf S. 16 beschriebenen Schiefer im linken Quellast des Rivo da l'Ampezzan.

8. Obere Buchensteiner Schichten? Oberhalb der eben besprochenen Wandstufe gelangt man auf ein breites, wenig geneigtes Band, das mit dem Gehänge unterhalb der Wände von Sa cöul in unmittelbarer Verbindung steht. Wir wollen es nach der auf der Alpenvereinskarte eingetragenen Kote als das Band 2188 bezeichnen. Im E ist es etwa 100 m breit, gegen W verschmälert es sich ziemlich rasch und verliert sich schließlich, genau nördlich des Gipfels des Langkofels, in der einheitlichen Schlerndolomitwand. Bei der Kote 2188 trägt es wohl das ganze Jahr Lawinenreste. In seinem breiten Teil ist es ganz von Schutt bedeckt, nur im W, wo es schon recht schmal ist, kann man die weichen Schichten, die den Gehängeknick hervorrufen, untersuchen.

Wir haben dieses Band 2188 schon wiederholt bildlich dargestellt (Ogilvie Gordon 1910, Titelbild; 1927, Taf. 12, Fig. 44, wo das Gestein des Bandes übrigens — entgegen unserer damals im Text noch festgehaltenen Deutung als Cassianer Schichten — bereits als Buchensteiner Schichten bezeichnet ist; vergl. unsere jetzige Photographie 19).

In den erwähnten Aufschlüssen nordwestlich P. 2188 sieht man von anstehenden Gesteinen des Bandes hauptsächlich dunkelgraue, sandige Bänderkalke mit ganz dünnen Kieselhändern und gelblichgrauen, kalkigen Dolomitlagen. Einige dickere knollige Bänke enthalten unregelmäßige Einschaltungen grüner Tuffe. Gegen oben gehen die Bänderkalke in knollige Dolomite, ebenfalls mit dünnen Lagen von hellgrünen Tuffen, über. Diese knollig-plattigen Dolomite bilden stellenweise den untersten Teil der Hauptwand und sind schon aus größerer Entfernung zu sehen. Die Bänderkalke sind nur in den kleinen Gräben aufgeschlossen. Das Einfallen der Knolldolomite maßen wir mit E 30° S, Neigung 16°. Die Bänderkalke sind im ganzen ähnlich gelagert, im einzelnen aber lebhaft verbogen. Von einer allgemeinen Herabbeugung der Schichten gegen N oder NE ist dagegen nichts zu bemerken. Die Mächtigkeit der dünnschichtigen Gesteine beträgt südöstlich P. 2084 nur etwa 10 m. (Die Grenze gegen oben ist allerdings recht unscharf.)

In unserer ersten Darstellung (Ogilvie Gordon 1910, S. 34—35) hatten wir das Gestein des Bandes 2188 als Cassianer Schichten aufgefaßt. Wir wurden darin durch fossilführende Stücke in der Gegend von Sa cöul und auf dem Band selbst bestärkt, die aber nach unserer jetzigen Vorstellung wohl nicht aus der nächsten Nähe stammten. Die auf S. 15 erwähnten gelben, dünnschichtigen Dolomite bei P. 2181 schienen uns eine dolomitische Ausbildung der Cassianer Schichten zu sein. Dagegen läßt Mutschlechner auf dem Band 2188 Buchensteiner Schichten unmittelbar dem angeblichen Sarldolomit des untersten Wandels aufliegen. Nach nochmaliger Besichtigung der Aufschlüsse sind wir zu der Ueberzeugung gelangt, daß das Gestein des Bandes in Anbetracht seiner Beschaffenheit und seiner Auflagerung auf Schlerndolomit mit *Diplopora annulata* nur der Grenze zwischen Buchensteiner Schichten und Wengener Schichten entsprechen kann. Daonellen zu finden, ist uns trotz längeren Suchens bisher nicht gelungen. Das Auftreten dünner Hornsteinlagen schließt die Deutung als Wengener Schichten nicht aus (vergl. Klebelsberg 1935, S. 351). Auf der Karte haben wir das kleine Vorkommen schieferiger Gesteine vorläufig als Buchensteiner Schichten eingetragen.

9. Die Hauptmasse des Schlerndolomites. Von seiner Fossilführung war schon die Rede (vergl. S. 13). Auf der Nordseite sind dünnästige Korallen, wie sie schon Weller erwähnt (S. 41), nicht selten. Die Mächtigkeit des Schichtgliedes beträgt zwischen 900 und 1000 m (Weller, S. 40; Klebelsberg 1935, S. 341). An sich würde diese Mächtigkeit nicht gegen ein rein cordevolisches („Cassianer“) Alter des Dolomites sprechen (vergl. Pia 1937, S. 55). Es wäre auch nicht notwendig, ihn bis in das Karnium hinaufreichen zu lassen (Klebelsberg 1928, S. 131). Nach den Ausführungen über das Band 2188 scheint es uns jetzt aber sicher, daß die Hauptmasse des Schlerndolomites des Langkofels das Langobard (wenigstens dessen allergrößten Teil) und das Cordevol umfaßt.

Wir fassen nach dieser etwas umständlichen Beschreibung die Schichtfolge am Nordfuß des Langkofels, wie sie sich uns jetzt darstellt, kurz zusammen:

9. Hauptmasse des Schlerndolomites, langobardisch und cordevolisch.

8. Obere Buchensteiner Schichten auf dem Band 2188.

7. Unterer Schlerndolomit, fassanisch.

Untergeordnete Ueberschiebung.

6. Knollige Dolomite der untersten Buchensteiner Schichten.

5. und 4. Mergelige und konglomeratische oberanisische Schichten mit *Diplopora annulatissima* („oberer Muschelkalk“).

Untergeordnete Ueberschiebung.

3. Bänderkalke, vermutlich unteranisisch.

2. Werfener Schichten.

Größere Ueberschiebung.

1. Liegender Dolomit, wahrscheinlich Sarldolomit.

Hauptüberschiebung der Nordseite des Langkofels, in diesem Profil durch die großen Schuttmassen im Quellgebiet des Rivo da l'Ampezzan verhüllt.

Die auffallendste stratigraphische Eigentümlichkeit dieses Profiles ist das Fehlen des Sarldolomites in der Schichtfolge 2—9, über der größeren Ueberschiebung. Zwar haben wir in einer früheren Beschreibung (Ogilvie Gordon 1910, S. 34) auch hier etwas Sarldolomit ausgeschieden. Wir haben aber später auseinandergesetzt, (Ogilvie Gordon 1927, S. 30), daß es sich nur um geschichtete dolomitische Kalke, nicht um richtigen Sarldolomit handelt. Man könnte vermuten, daß dieses Schichtglied an der zweiten Ueberschiebung unterdrückt ist. Abgesehen davon aber, daß diese Ueberschiebung nicht sehr bedeutend aussieht (ein solches Urteil ist stets sehr unsicher), sprechen auch die paläontologischen Befunden gegen die erwähnte Erklärung. Der Sarldolomit der *Pela dei mori* liegt, wie wir gleich sehen werden, stratigraphisch sehr hoch. Er führt *Diplopora annulatissima* und wird unmittelbar von ziemlich sicheren Buchensteiner Schichten überlagert. Wir müssen annehmen, daß dieser Sarldolomit und der obere Teil der mergeligen Muschelkalkschichten bei P. 2084 einander seitlich vertreten. Entweder verhinderte die reichliche Zufuhr terrigener Verunreinigung bei I strentsch überhaupt die Entstehung eines hellen Dolomites oder, falls seine Bildung doch schon begonnen hatte, wurde er bald nach seinem Absatz wieder abgetragen. Deutliche Gerölle von hellem Dolomit sind uns in den Konglomeraten allerdings nicht

untergekommen. Deshalb und wegen des Vergleiches mit der *Pela dei mori* scheint uns die erste Deutung den Tatsachen am besten gerecht zu werden. Vielleicht deutet auf der anderen Seite die konglomeratische Entwicklung des Dolomites des *Piz de sella*, die ja im W am auffallendsten ist, die Nähe einer Faciesgrenze an (vergl. S. 9).

Die Quartärbildungen, Moränen und Gehängebreschen auf der Nordseite des Langkofels hat Mutschlechner (1935, S. 46—47) kurz beschrieben.

4. Die Nordwestecke des Langkofels. (Vergl. Taf. 3).

Die Aufschlüsse am *Col da mesdi* und an der *Pela dei mori* sind seit *Richthofen* oft untersucht worden. Schon im Jahre 1910 (S. 37, Photo V) beschrieben wir die Schichtfolge und wiesen auf das Vorhandensein von Ueberschiebungen und Brüchen hin. „Die untere Schubfläche ist nicht aufgeschlossen, aber die tiefsten Horizonte der Werfener Schichten zeigen Kniefalten und Verbiegungen, wie man sie an der Nordostecke oberhalb der unteren Schubfläche beobachtet“. In den höheren Schichten bis zum Schlerndolomit sind weitere Schubflächen und andere kleine Störungen vorhanden (*Ogilvie Gordon* 1927, S. 203). Wir unterscheiden folgende Schichtglieder:

1. Unterer Teil der Werfener Schichten, hauptsächlich am Weg im nördlichen Teil des großen Aufschlusses auf der SW-Seite des *Col da mesdi* zu sehen. Graue, dünnplattige Kalke und graue Mergelschiefer. Sehr schön und reichlich *Pseudomonotis clarai*.

2. Oberer Teil der Werfener Schichten, etwa 20 m. Graue und grünliche Mergel wiegen vor.

Weller (1920, S. 22—23) hat ein genaues Profil der Werfener Schichten des *Col da mesdi* gegeben. Er erörtert auch die Frage der Grenze zwischen *Seiser* und *Campiler* Schichten — wie gewöhnlich ohne klares Ergebnis —, weil diese zwei Schichtglieder eben sehr schlecht getrennt sind und noch nie ein brauchbarer Vorschlag für ihre Abgrenzung gemacht wurde (vergl. *Pia* 1937, S. 17—18). Nach den Angaben *Wellers* (S. 19 u. 22) kommt *Pseudomonotis clarai* am *Col da mesdi* noch in sehr hohen Teilen der Werfener Schichten, etwa 20 m unter dem „*Richthofenschen*“ Konglomerat, vor. Das entspricht einer jetzt recht häufigen Erfahrung (*Pia* 1937, S. 18). Uebrigens ist aber das besprochene Profil wegen der vielen Störungen, von denen noch die Rede sein wird, für feinere stratigraphische Untersuchungen nicht geeignet.

3. Ziegelrote, schlecht geschichtete Mergel. Sie enthalten massenhaft kleine Gastropoden („*Holopella gracilior*“), Myophorien und andere Fossilien. Manche Schichten sind rot und grau gefleckt. Dieses Schichtglied erinnert vollständig an die Gesteine, die man gewöhnlich unmittelbar über dem *Richthofenschen* Konglomerat findet. Das war uns zu einer Zeit sehr merkwürdig erschienen, als wir noch glaubten, es wegen der Lage im Profil mit *Weller* zu den *Campiler* Schichten rechnen zu müssen.

4. Konglomerat. Wir fanden seine Mächtigkeit zu 1 Fuß. Weller (S. 23) gibt sie mit 1 m an. Sie wird wohl stark schwanken. Stellenweise fehlt das Konglomerat ganz. Die vorwiegenden Bestandteile sind graue, meist etwa eigroße, manchmal bis doppelt faustgroße Kalke. Weller hielt dieses Gestein für das Richthofensche Konglomerat. Die genaue Untersuchung des Liegenden und Hangenden ergab aber, daß es ebenso wie das in den Aufschlüssen von I strentsch oberanisisch ist.

5. Graue, sandige Mergel mit vielen kohligen Pflanzenresten. Die Mächtigkeit ändert sich, wohl wegen der im Hangenden folgenden Schubfläche, dürfte aber nie mehr als 6—8 m erreichen. Im obersten Teil des Schichtgliedes führen plattige, unreine Kalke massenhaft *Diplopora annulatissima*. Etwas weiter unten treten viele Bivalvenplatten auf, die auf den ersten Blick sehr an Seiser Schichten erinnern, aber immer glimmerfrei sind. Die schlecht erhaltenen Fossilien auf ihnen scheinen zu *Myophoria* und zu *Pseudomonotis* (cf. *aurita*) zu gehören. Die tieferen Teile des Schichtgliedes sind kalkärmer.

Das Auftreten dieser Tiergesellschaft in einem verhältnismäßig so hohen Horizont ist ein ausgezeichnetes Beispiel dafür, daß der lebhafte Faunenwechsel, den wir gewöhnlich in der alpinen Trias beobachten, viel mehr durch den Facieswechsel, als durch das Alter der Schichten als solches bedingt ist. Der Fall erinnert an die von uns wiederholt beschriebenen, jetzt als unteranisisch erkannten „Passage beds“ mit ihren noch ganz an die Werfener Schichten sich anschließenden Versteinerungen (Ogilvie Gordon 1903, S. 21; 1910, S. 7; 1927, S. 14).

6. Sarldolomit. Er ist von dem Muschelkalk durch eine noch näher zu beschreibende flache Störung getrennt. Man kann ihn bequemer untersuchen, wenn man nicht von NW, sondern von NNE auf die *Pela dei mori* steigt. Die Mächtigkeit des Dolomites mag etwa 50 m betragen, doch hat man davon wegen der starken Schuttentwicklung nur die obersten 20 m zu durchklettern. Im anstehenden Gestein haben wir, wie gewöhnlich, keine Fossilien gefunden. Im Schutt sind aber Diploporen ungemein häufig, auch weit oben zwischen den Felsen, wo sie nur aus diesen stammen können. Soweit das mitgebrachte Material bestimmbar war, handelt es sich um *Diplopora annulatissima*. Dadurch wird bewiesen, daß dieser Dolomit dem allerobersten Teil der anisischen Stufe angehört. Möglicherweise könnte sein hangendster Abschnitt auch schon ladinisch sein, doch können wir das nicht belegen.

7. Bei P. 2209 und 2235 folgt über dem Sarldolomit eine etwa 20 m mächtige Lage dünnschichtiger Gesteine. Die Oberfläche des Dolomites fällt 15° S. Darauf liegen mit ganz scharfer Grenze feinschichtige, mergelige, graue bis gelbliche, braungelb verwitternde Dolomite von etwa 5 m Mächtigkeit. Darüber folgen weißliche, geschichtete Dolomite von wechselndem, aber nie steilem Einfallen. Diese geschichteten Bildungen sind seit altersher als Buchensteiner Schichten gedeutet worden, obwohl sie unseres Wissens noch keine Fossilien geliefert haben.

8. Schlerndolomit. An seiner Basis sind untergeordnete Störungen vorhanden (Ogilvie Gordon 1927, S. 203).

Das Profil des Col da mesdi ist also mit dem in Hauptaufschluß von I strentsch sehr gut vergleichbar. Die wichtigsten Unterschiede sind folgende:

Der tiefste Sarldolomit (Nr. 1 des Profiles auf S. 20) ist nicht zu sehen.

Die Werfener Schichten sind viel mächtiger.

An die Stelle der Bänderkalke des unteren Muschelkalkes sind rote Mergel getreten.

Der helle Diploporendolomit beginnt schon im obersten Teil des Anis, nicht erst im Ladin. Er ersetzt auf der *Pela dei mori* den hangendsten Teil der Mergelkalke mit *Diplopora annulatissima* von I strentsch.

In beiden Profilen zeigt sich an der Basis des untersten, ungeschichteten Dolomites (des Sarldolomites hier — des Schlerndolomites dort) eine untergeordnete Schubfläche, an der das starre hangende Gestein ohne wesentliche Unterdrückung von Schichtgliedern etwas gegen N bewegt wurde. Diese Störung ist also, wie so oft, nicht an einen stratigraphischen Horizont gebunden, sondern an die Grenze zwischen leicht faltbarem und starrem Gestein.

Von den tektonischen Linien im Bereich des *Col da mesdi* ist die bedeutendste ohne Zweifel die, die die Werfener Schichten von den unten angrenzenden Wengener Schichten trennt. *Mojšisovič* (1879, S. 193—196) glaubt hier eine Kniefalte annehmen zu sollen. *Weller* (1920, S. 88) denkt an einen größeren, offenbar (vergl. Profile 25 und 26) senkrechten Bruch. Wir haben die Störung dagegen als eine Ueberschiebung gedeutet (*Ogilvie Gordon* 1910, S. 37; 1927, S. 203). Auch *Mutschlechner* (S. 39) spricht in zutreffender Weise von einer Ueberschiebung. So zwingend, wie er es darstellt, sind die Aufschlüsse am *Col da mesdi* allerdings doch wieder nicht, weil *Moräne* den Kontakt umhüllt. Trotzdem zweifeln wir nicht, daß es sich um eine Ueberschiebung handelt, weil diese Annahme am besten zu den weiter im E aufgeschlossenen Störungen paßt.

Eine zweite flache Störung liegt, wie schon S. 28 angedeutet, zwischen dem tieferen Anisium und dem Sarldolomit. Sie scheint bisher kaum beachtet worden zu sein, wenn nicht *Klebersberg*, der (1928, S. 129) von untergeordneten Verschiebungen entlang der Schichtgrenze spricht, vielleicht auf sie anspielt. Sie ist aber ziemlich auffallend, obwohl an ihr kein wesentlicher Teil der Schichtfolge unterdrückt sein kann, da sowohl im Liegenden als im Hangenden *Diplopora annulata* gefunden wurde. Die Mächtigkeit der grauen Mergel nimmt, jedenfalls infolge Ausquetschung, von SW gegen NE fast auf die Hälfte ab. Der tiefste Teil des Sarldolomites ist ganz in Grus verwandelt. Diese Lagen wittern am stärksten zurück, der gesunde Dolomit darüber bildet einen Ueberhang. Auch die tieferen Schichten des

Profiles sind von zahllosen Harnischen durchsetzt. Das allgemeine Einfallen ist sanft Süd. An einer Stelle ist aber in den Campiler Schichten eine kleine Falte, so daß sie örtlich mit 55° Neigung \cdot W 30° N fallen.

Auch an Brüchen fehlt es in den besprochenen Aufschlüssen nicht ganz. In ihrem nördlichsten Teil, nur noch etwa 10 m vom Schutt entfernt, durchschneidet ein solcher Bruch die Grenze zwischen roten Campiler Schichten und grauen anisichen Mergeln. Die NE-Seite ist um einige Meter gehoben. In der Untergrenze des Sarldolomites spricht sich der Bruch weniger deutlich aus. Er erscheint hier mehr als eine Art Aufbiegung.

Im südlichen Teil der Sarldolomitwand der *Pela dei mori* ist eine auffallende Schlucht vorhanden (vergl. Ogilvie Gordon 1910, S. 37). Sie streicht in der Richtung N 30° W herunter und neigt sich mit etwa 70° gegen NE. Der Dolomit ist an ihr auffallend hochrot, teilweise breschig, so wie wenn rote Schichten in ihn eingeknetet worden wären. Es ist aber weder an der Unterfläche des Dolomites noch in den Werfener Schichten eine senkrechte Verschiebung erkennbar, die dieser Kluft entsprechen würde. Die eigentliche Natur der Störung war nicht nachzuweisen.

Gegen E werden die Plattendolomite der *Pela dei mori* rasch weniger deutlich. Sie dürften gerade dort aufhören, wo der Schutt östlich an die Felsen grenzt. Es verschwindet damit aber nicht sofort jede Spur der Buchensteiner Schichten. Gleich südlich P. 2209 und etwa 60 m oberhalb P. 2169 am Nordfuß des Langkofels sieht man über den untersten Dolomitwänden ein schwach angedeutetes Band, auf dem mehr Gras vorhanden ist. Jedenfalls weist das darauf hin, daß der Dolomit hier etwas mergeliger und leichter verwitterbar ist. Oestlich der großen Schlucht 2220 haben wir solche Spuren nicht mehr wahrgenommen. Es besteht also kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen den Buchensteiner Schichten der *Pela dei mori* und den Gesteinen des Bandes 2188. Man kann deshalb auch nicht etwa behaupten, daß beide genau gleich alt sein müssen. Es kann sich sehr wohl um Zungen etwas verschiedenen Alters handeln, die in etwas verschiedener Höhe von N in das Dolomitgebiet eingreifen.

Nachdem wir den ganzen Nordrand des Langkofels dargestellt haben, müssen wir uns wohl noch fragen, wie die in den einzelnen Aufschlüssen sichtbaren Störungen zusammenhängen (vergl. Ogilvie Gordon 1910, S. 36—37). Leider ist dieser Zusammenhang durch die großen Schuttmassen verhüllt. Eine eindeutige Antwort ist deshalb kaum zu finden. Blickt man vom Mont de Sôura nach E, so hat man

ganz den Eindruck, daß der Dolomit des Piz de sella mit dem nördlich Sa cöul zusammenhängen könnte (vergl. Phot. 4). Ueber dem Sarldolomit nördlich Sa cöul folgen, wie wir auf S. 15—17 sahen, oberer Muschelkalk, dann Schlerndolomit. Daraus ergibt sich die Vermutung, daß der unterste Dolomit in dem Hauptaufschluß der Langkofelüberschiebung (Nr. 1 auf S. 26) dem Dolomit des Piz de sella entspricht. Weiter gegen W ist er nicht zu verfolgen. Dagegen sind die Werfener Schichten, die nördlich Sa cöul fehlen und im Hauptaufschluß nur wenige Meter mächtig sind, am Col da mesdi immerhin 70—80 m dick. Sie dünnen also, umgekehrt wie der Schubkeil des untersten Sarldolomites, gegen E aus. Von diesem ist am Col da mesdi nichts mehr zu finden. Wahrscheinlich ist er hier nicht mehr vorhanden, sonst käme er wohl irgendwo zutage. Es sieht also so aus, als ob wir es mit zwei wichtigeren Schubflächen zu tun hätten, die einander unter spitzem Winkel überschneiden, als ob die Piz de sella-Schubfläche gegen W unter der Langkofel-Schubfläche verschwände. Diese dürfte gegen E an Bedeutung abnehmen. Erinnern wir uns noch an das, was auf S. 21 über die Schubrichtung der Langkofelüberschiebung gesagt wurde, so ergibt sich vorläufig das Bild einer Herausdrehung des Langkofels gegen NE.

Mutschlechner (1935, S. 39) verbindet die Ueberschiebung am Col da mesdi mit der nördlich des Piz de sella. Die südlich I strentsch aufgeschlossene Auflagerung von Werfener Schichten auf Sarldolomit hält er für eine „mehr untergeordnete Ueberschiebung“. Nach der obigen Darstellung scheint es uns dagegen, daß gerade diese „Langkofelüberschiebung“ sich in die Hauptschubfläche auf der NW-Seite der Berggruppe fortsetzt.

Ueber das kurze Stück des Bergfußes zwischen Pela dei mori und Langkofelkar genügen wenige Bemerkungen. Die Verhältnisse sind hier ähnlich, wie östlich der Pela dei mori.

Die untersten Felsen südlich des Schuttkegels 2119 (gleich südlich der Pela dei mori) bestehen noch aus Sarldolomit. In dem Schutt, der nur von ihnen stammen kann, ist *Diplopora aunulatissima* reichlich vorhanden. Vereinzelt sieht man im Schutt auch etwas mergelige, graue, gelb verwitternde Dolomitstücke. Das sind wohl die letzten Andeutungen der Buchensteiner Schichten der Pela dei mori. Sie bilden über den untersten Felsen südwestlich P. 2119 ein schwaches grünes Band. Es ist gegen die Hauptwand des Schlerndolomites so scharf abgesetzt, daß man nicht an einen reinen seitlichen Uebergang, sondern an einen Bruch denken möchte. Er würde vielleicht etwas gebogen hinter den Felszahn 2353 hinein verlaufen.

Was weiter im S, etwa in der Gegend von P. 2092, den Fuß der Wand bildet, ist jedenfalls schon Schlerndolomit. Er fällt 15° SSW. Bei P. 2117 ist außerdem eine tektonische Klüftung vorhanden, deren Fallrichtung wir mit W 10° N, die Neigung mit 77° bestimmten.

5. Die Nordwestseite des Plattkofels.

Sie entspricht in ihrem Aufbau recht genau der Westseite des Langkofels, wenn die Verhüllung durch Schutt auch noch stärker ist. (Es sei bei dieser Gelegenheit nochmals darauf aufmerksam gemacht, daß der Steig vom Piz Dauridel zur Langkofelhütte nördlich unterhalb P. 2084 und 2119 verläuft, nicht — wie auf der Alpenvereinskarte — südlich oberhalb.)

Am Fuß des inselförmig aufragenden Felsens 2084 findet man in losen Stücken, die sicher von ihm stammen, *Diplopora annulata*. Diese Felsmasse besteht also aus Sarldolomit, wie wir das seit 1910 auf unseren Karten darstellen. Ihre Fortsetzung bilden die untersten Wände bei P. 1948. Darüber sieht man zwei begrünte Bänder, die auf der Karte mit 2119 und 2126 bezeichnet sind. Das obere von ihnen entspricht den Buchensteiner Schichten, die recht deutlich bis zu der Schlucht 2070 nach E verlaufen. Sie scheinen dem Sarldolomit normal aufzuliegen. Dagegen dürften an der Obergrenze, die der Untergrenze nicht parallel ist, Störungen vorhanden sein, durch die die ungleiche Breite des Bandes bedingt ist. Gleich östlich P. 2119 scheint eine S fallende Schubfläche Buchensteiner Schichten und Schlerndolomit zu trennen (vergl. auch Ogilvie Gordon 1910, S. 37), weiter im E dürften steilere Brüche mitspielen.

Das untere Band südlich P. 1948, das mit 2119 kotiert ist, dürfte nach unseren Beobachtungen nicht durch eine stratigraphische Einlagerung, sondern durch eine Quetschzone bedingt sein.

Südlich oberhalb P. 2031 ist im untersten Teil der Dolomitwand noch ein ganz kleiner grüner Fleck vorhanden. Zwischen ihm und der Hauptmasse des Schlerndolomites verläuft ein ziemlich deutlicher Bruch.

Der unterste Schlerndolomit auf der NW-Seite des Plattkofels ist recht gut und dünn geschichtet. Die Schichten fallen sehr sanft Süd.

Mojsisovics (1879, S. 193—195) nimmt auf der NW-Seite des Plattkofels ebenso wie auf der des Langkofels eine Flexur an. Unsere eingehenderen Beobachtungen haben diese Darstellung nicht bestätigt. Dagegen wird man jedenfalls auch hier eine Ueberschiebung des Sarldolomites des Plattkofelfußes auf Wengener und Cassianer Schich-

ten des Piz Dauridel annehmen müssen, wenn die Schuttbedeckung auch viel stärker ist, als am Col da mesdi. (Vergl. Ogilvie Gordon 1910, Karten Taf. 12 und 13.) Eine weitere westliche Fortsetzung der Ueberschiebung, die etwa nördlich der Comunweiden verlaufen müßte, hat sich bisher nicht nachweisen lassen. Daraus ergab sich die Vermutung, daß sie entlang des Westfußes des Plattkofels gegen S umbiegt. Vergl. die Beschreibung von Störungen im Schlern-dolomit, Ogilvie Gordon 1910, S. 40; 1927, S. 204. Sie dürfte sich unter dem Schutt und den aufschlußarmen Wiesenflächen gegen SSW fortsetzen und sich mit dem Fassajochbruch vereinigen (vergl. unten).

Der Piz Dauridel ist von früheren Verfassern als Wengener Schichten aufgefaßt worden (Mojsisovics 1879, Karte; Weller 1920, S. 34). Weller stellt sich vor, daß das Langobard hier in einer ungewöhnlich kalkigen Facies entwickelt ist, die er auf die Nähe des Plattkofelriffs zurückführt. Neuere Beobachter (Ogilvie Gordon 1927, Mutschlechner 1935) stimmen darin überein, daß der obere Teil des Piz Dauridel zu den Cassianer Schichten gehört. Sie sind stark verbogen. Weller hatte (1920, S. 90—91) darunter eine ganze Schichtfolge mit Sarldolomit und Buchensteiner Schichten zu sehen geglaubt. In Wirklichkeit handelt es sich um Blöcke und Schollen von Buchensteiner Hornsteinkalken und Konglomeraten, die in Augitporphyrit stecken. Die Aufschlüsse auf der NW-Seite des Piz Dauridel, in etwa 2000 m Höhe, sind nicht gut, aber doch ausreichend, um das zu erkennen. Die Darstellung auf Mutschlechners Karte ist grundsätzlich richtig, wenn auch stark vereinfacht, da die Buchensteiner Schichten kein einheitliches Band bilden. Das den Porphyrit umgebende Gestein möchten wir schon zu den Wengener Schichten rechnen.

6. Die Südwestseite des Plattkofels. (Vergl. Fig. 3.)

Die Umgebung des Fassajoches gehört zu jenen Teilen der Dolomiten, die schon sehr früh die Aufmerksamkeit auf sich gezogen haben. Richthofen (1860, S. 188) gelangt zu dem Ergebnis, daß der Plattkofel und die ihm angelagerten Cassianer Schichten von den Tuffen westlich des Fassajoches durch einen Bruch getrennt sein müssen. Bei der Betrachtung von N, etwa vom Zallinger aus, ist dieser Bruch recht deutlich zu sehen. Die schwarzen, geschichteten Tuffe der Westseite stehen den kalkreichen, viel helleren Cassianer Schichten der Ostseite unvermittelt gegenüber. Wir haben diese Störung dann weiter gegen W verfolgt (Ogilvie Gordon 1910,

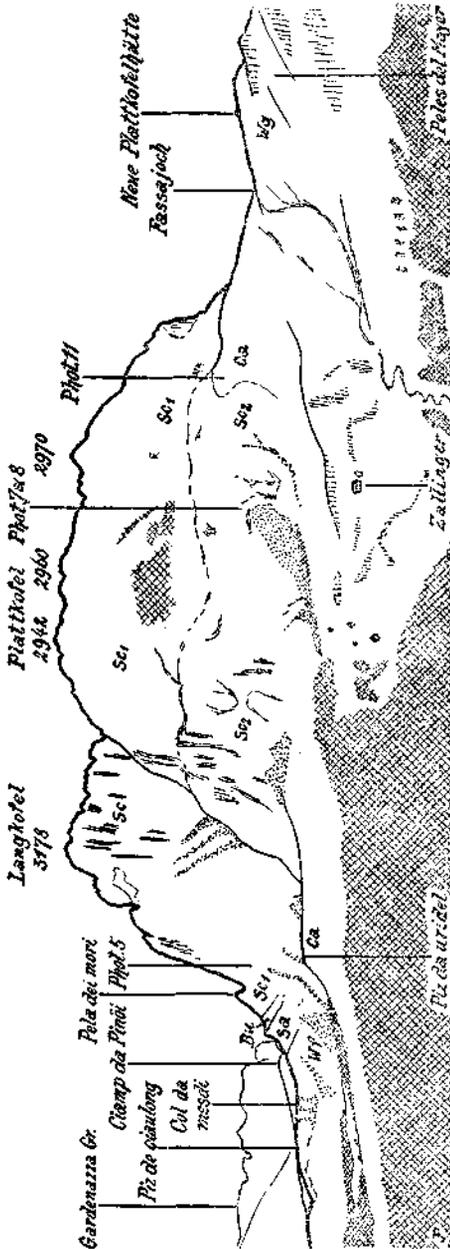


Fig. 3.

Die Langkofelgruppe von Westen, von einer Stelle am Weg etwas nördlich der Mahlknechtschwaige.

- Punkte = sichtbarer Schutt
- gekreuzte Schraffen = Wald
- Bu = Buchensteiner Schichten
- Ca = Cassianer Schichten
- Sa = Sarldolomit
- Sc₁ = älterer Schlerndolomit
- Sc₂ = jüngerer Schlerndolomit
- Wi = Werfener Schichten
- Wg = Wengener Schichten

S. 43). Später haben wir eine genauere Gliederung der Cassianer Schichten gegeben (Ogilvie Gordon 1927, S. 141). Die Art der am Fassajoch vorhandenen Störungen zeigt ein größerer Aufschluß

am Fahrweg vom Fassajoch gegen NW, der deshalb näher beschrieben und vor allem im Bild vorgeführt sei. (Vergl. Taf. 5.) Er befindet sich knapp östlich P. 2213, gerade in der Ecke zwischen dem erwähnten Fahrweg und dem Steig zur Langkofelhütte. Zu der Abbildung sei folgendes bemerkt:

Das Kalk-Porphyrirkonglomerat enthält bis kopfgroße Blöcke von Augitporphyrit.

Die Cassianer Schichten führen bankweise massenhaft Sphaerocodien. Im nördlichen Teil des Aufschlusses fallen sie N 15° W mit 26° Neigung. Im südlichen Teil bilden sie eine Kniefalte. Der überkippte Schenkel fällt N 15° W mit 53° Neigung.

Die Dolomite mögen den Cassianer Schichten vielleicht teilweise schon ursprünglich als Blöcke oder Linsen eingelagert gewesen sein, doch ist dies bei der hochgradigen Störung kaum sicher zu beweisen.

Der Harnisch zwischen Dolomitblock und Wengener Tuffen am Fahrweg, der wohl das Durchstreichen des Fassajoch-Bruches bezeichnet, fällt 57° NNE. Die Streifen auf ihm sind horizontal. Etwas darüber sieht man im Dolomit einen zweiten Harnisch, der mit 43° Neigung N 10° E fällt. Die Streifen streichen NW-SE mit einer Neigung von 27°. Man hat also den Eindruck, daß die Bewegungen an diesen Störungen der Hauptsache nach nicht senkrecht auf das Streichen der Störungsfläche erfolgt sind, wie es bei einer richtigen Ueber-schiebung der Fall wäre, sondern daß es sich mehr um geneigte Blattverschiebungen handelt. Man wird vermuten dürfen, daß die Langkofelgruppe hier etwa gegen NW vorbewegt worden ist, daß wir es mit einem Teil eines Störungssystems zu tun haben, an dem die Aufschiebung dieser Gruppe auf Wengener und Cassianer Schichten längs der tiefsten Schubfläche ihr Westende erreicht.

Nach einzelnen Dolomitblöcken zu urteilen, setzt sich die Störungszone knapp östlich des Fahrweges mindestens 200 bis 300 m weit gegen NW fort. Die Störungen nehmen auf diesem Verlauf aber rasch an Bedeutung ab. Folgende Einzelheiten haben wir uns aufgezeichnet:

Am Fahrweg etwa 20 m unterhalb P. 2213 steht ganz wenig nordöstlich des Weges Kalk-Porphyrirkonglomerat an. Darüber liegt eine reinere Kalkscholle. Alle Gesteine sind ziemlich zerbrochen. Das Einfallen ist 49° NNE.

Gleich darauf kommt man zu einer gefaßten Quelle. Bei ihr zieht sich vom Weg schräg in etwa südwestlicher Richtung über den Hang bis in das nächste Tal hinunter eine Reihe großer Blöcke von Cassianer Kalk. Das ist wohl die Zunge von Cassianer Schichten in den Tuffkonglomeraten, die Mutschlechner auf seiner Karte zeichnet.

Wir konnten uns von dem Anstehen dieser Blöcke jedoch nicht überzeugen. Sie schienen zu einer Masse von Cassianer Schutt zu gehören, der von dem Aufschluß bei P. 2213 herunterkommt. Einige weitere Blöcke liegen etwas tiefer unten im Graben offenbar lose auf Wengener Tuffen. Die Feststellung ist von einiger Wichtigkeit, denn wenn hier eine Verzahnung zwischen Cassianer Schichten und Wengener Tuffen bestünde, könnte zwischen beiden kein Bruch vorhanden sein, wie Mutschlechner (S. 33) das ja auch tatsächlich annimmt. Im Gegensatz zu ihm halten wir die beschriebene Grenze für die Fortsetzung des Fassajoch-Bruches.

Der nächste Aufschluß, gleich nach der Quelle, zeigt unmittelbar am Weg offenbar anstehend die Konglomerattuffe mit Geröllen aus Augitporphyr. Darüber folgen Kalke mit mehr oder weniger reichlichen, manchmal bis $\frac{1}{2}$ m großen Augitporphyrblöcken. Gegen oben werden die Kalke reiner, gegen unten nimmt das Tuffmaterial in ihnen zu. Hier ist das Gestein allerdings stark verrutscht. Harnische sind im Kalk reichlich vorhanden, eine größere Ueberschiebung konnten wir nicht erkennen. Aber auch eine deutliche stratigraphische Ueberlagerung der Gesteine sieht man nicht. Die Grenze ist sehr unregelmäßig, wohl teilweise infolge rezenter Verrutschung. Die Lagerung scheint flacher zu werden, als im vorigen Aufschluß, ist aber nicht zu messen.

Nun folgt wohl ein Querbruch, denn die Cassianer Schichten stehen plötzlich unterhalb des Weges an. Seine Richtung dürfte etwa ENE sein. Es wäre denkbar, daß es sich um eine steile Aufschiebung der Wengener Schichten, einen letzten schwachen Ausläufer der Ueberschiebung auf der Nordseite des Plattkofels, handelt. Die Cassianer Schichten liegen jetzt ungefähr horizontal. Sie bilden unterhalb des Weges kleine Wandeln, die sehr stark in etwas verschieden geneigte Blöcke zerbrochen sind. Das kann freilich auch Folge der Auflagerung auf weichen Tuffen sein. Das Gestein der Cassianer Schichten ist im liegenden Teil noch stark konglomeratisch, mit Tuffeinschlüssen und kleinen Brocken von Porphyr. Gegen oben entwickeln sich gewöhnliche, feimbreschige Plattenkalke. Sie enthalten recht schöne Korallenstöcke. Oberhalb des Weges erscheinen im Kalk wieder große Augitporphyr-Blöcke. Er wird hier von dünnplattigen, mehr oder weniger mergeligen, grauen Tuffen überlagert. Harnische sind in diesen Aufschlüssen hie und da auf losen Kalkstücken noch zu finden, aber entschieden viel weniger massenhaft, als weiter oben am Weg.

Nun biegt das Wandel, dem der Weg bisher gefolgt ist, gegen ENE um. Es zieht in dieser Richtung etwa 50 m weit, um dann unter

Cassianer Schutt und Wiesen zu verschwinden. Sein Ostende scheint sich dabei etwas herunterzubiegen. Am Fuß des Wandels ist stellenweise ein sehr grobes Konglomerat aufgeschlossen, das noch vorwiegend aus Tuff und Porphyrit mit selteneren Kalkblöcken besteht. Es endet mit einer ganz dünnen, schieferigen Tufflage. Darüber folgt Konglomerat aus vorherrschendem Kalk mit wenig Porphyrit. Darüber liegt mit unscharfer und unregelmäßiger Grenze der wandbildende Kalk. Die Oberfläche des Wandels ist äußerst uneben, so als ob es aus lauter großen Blöcken bestünde. Die Tuffe darüber liegen flach und zeigen keine Faltung. Man kann sie in fast zusammenhängenden Aufschlüssen bis auf P. 2380 hinauf verfolgen. Wenig über dem Kalk führen die Tuffe Pflanzenreste. Eine größere tuffige Kalkplatte am Fuß des Wandels enthielt mehrere sehr gute Stücke von *Daonella lommeli*. Sie schien aus einer Kalkeinlagerung etwa 8 m über dem wandbildenden Kalk zu stammen, doch konnten wir die Fossilien trotz längeren Suchens nicht anstehend finden.

Harnische sind in den zuletzt beschriebenen Aufschlüssen nur mehr vereinzelt vorhanden. In den gleich östlich anschließenden kleinen Gräben kommen unter dem Schutt flachliegende feine Kalkbreschen und darüber etwas tuffige Plattenkalke zutage.

Das Abklingen der Störungen gegen NW, das wir in den beschriebenen Aufschlüssen feststellen konnten, läßt verschiedene Deutungen zu. Entweder zieht der Fassajochbruch in mehr westnordwestlicher Richtung in die Wengener Tuffe hinein, in denen er nicht genau zu erkennen ist. Das wäre mit der Richtung der bei P. 2213 beobachteten Harnische gut vereinbar. Oder aber die Störung klingt in den weicheren Schichten gegen NW überhaupt aus, weil diese sich plastisch umformen können, wogegen nur dort, wo größere Dolomitmassen vorhanden sind, deutliche Brüche zustande kamen.

Auch vom stratigraphischen Standpunkt aus schien uns eine eingehende Beschreibung der leicht zugänglichen Aufschlüsse gerechtfertigt. Die Beschaffenheit der Gesteine mit den vielen groben Konglomeraten aus Porphyrit und Kalk, mit den Landpflanzen und den gut geschichteten Tuffen weist wohl offenbar darauf hin, daß in der Nähe sowohl vulkanische als kalkige Inseln über den Meeresspiegel aufragten, die in wechselndem Verhältnis Material für das sich neu bildende Sediment lieferten. Auch die plattigen, unreinen Kalke wird man in einem solchen Fall durch Umlagerung schon vorhandener Kalke erklären dürfen. Die in sonst einheitlichen Kalken steckenden Porphyritblöcke wird man wohl am ehesten als echte vulkanische Bomben ansprechen dürfen. Faziell lassen sich die beschriebenen

groben Konglomerate als ein Uebergang von den Wengener Konglomerattuffen zu den Cassianer Kalken auffassen. Der Uebergang dürfte aber kein seitlicher sein, sondern ein senkrechter. Die Häufigkeit großer Augitporphyrit-Blöcke unterscheidet diesen Absatz auffallend von den Cassianer Schichten der NE-Seite des Langkofels. Das Fassajoch liegt offenbar viel näher bei den ladinischen Eruptionsstellen, so daß sowohl Auswürflinge als auch Abtragungsprodukte der vulkanischen Inseln dem Sediment reichlich beigemengt wurden.

Beachtenswert ist schließlich das Auftreten der *Daonella lommeli* in einem Gestein, das man auf Grund seiner lithologischen Beschaffenheit eher zu den unteren Cassianer Schichten zählen würde. Weller (1920, S. 34) führt ein gleiches Vorkommen von dem benachbarten Piz Dauridel an. Auch sonst fehlt es nicht ganz an ähnlichen Angaben: Richthofen 1860, S. 67 und 86, Bestimmung wohl veraltet; Pia 1937, S. 87. Man kann in solchen Fällen darüber streiten, ob *Daonella lommeli* in die Cassianer Schichten hinauf reicht, oder ob die Wengener Schichten kalkig entwickelt sind. Nach unserer Meinung ist der Unterschied zwischen diesen beiden Schichtgliedern ein lithologischer, kein chronologischer (Pia 1937, S. 99). Eine „Sankt Cassianer Facies der Wengener Schichten“ kann es aus begrifflichen Gründen nicht geben, sondern nur langobardische Cassianer Schichten. Ob solche in unserem Fall vorliegen, wird sich erst entscheiden lassen, wenn man die senkrechte Verbreitung der *Daonella lommeli* genauer kennt, wenn man insbesondere weiß, ob sie zusammen mit *Trachyceras aon* in denselben Schichten vorkommt.

Nach diesen Bemerkungen über die Verhältnisse am Fassajoch selbst wenden wir uns der teilweise ausgezeichnet aufgeschlossenen heteropischen Grenze am SW-Fuß des Plattkofels zu (Phot. 7, 8, 10, 11, 13, Textfig. 4). Sie wurde schon von Mojsisovics beschrieben (1879, S. 195—199), der allerdings offenbar hier wie in vielen anderen Fällen die Trennung zwischen Wengener Schichten und Cassianer Schichten viel höher zieht, als es heute üblich ist. Das hängt wohl mit der unfichtigen Einreihung der Pachycardien-Tuffe durch Mojsisovics zusammen. Uebrigens hat er manches schon sehr richtig beobachtet, wie das reichliche Vorhandensein von Riffblöcken und den Gegensatz zwischen einem gelblichen Dolomit im unteren Teil des Plattkofels und einem weißen im Gipfelteil. Die Einwendungen, die Rothpletz (1894, S. 60—61) gegen Mojsisovics erhoben hat, sind wenig stichhaltig (vergl. Weller 1920, S. 46 bis 47).

Oestlich von P. 2428 verläuft über den unteren Teil des Plattkofelhanges in etwa nordnordwestlicher Richtung jene eigentümliche, teilweise von Schutt erfüllte Geländefurche, deren Deutung immer viele Schwierigkeiten bereitet hat. Der Dolomit auf ihrer Westseite unterscheidet sich durch seine mehr gelbliche bis orangegelbe Farbe und mürbere, konglomeratähnliche Beschaffenheit ziemlich auffallend von dem der höheren Teile des Plattkofels. Wir haben die Furche früher auf den Ausstrich einer Störung zurückgeführt (Ogilvie Gordon 1927, S. 203—204 und Karte). In der Tat, wenn man sie zuerst betritt, hat man den Eindruck, daß hier eine Zerrüttungszone durchgehen müsse. Im Gestein selbst sieht man aber eigentlich nichts davon. Die Klüftung und Zertrümmerung ist nicht stärker, als überall im Schlerndolomit. Betrachtet man die SW-Seite des Plattkofels aus größerer Entfernung, etwa aus der Nähe des Zallinger (Taf. 4), so drängt sich einem eine andere Deutung auf. Der Dolomit der Punkte 2464 und 2475 scheint der ursprünglichen schrägen Böschung des Plattkofels als eine jüngere Bildung aufgesetzt zu sein (Phot. 13). Westlich P. 2464 kommt die Platte wieder zum Vorschein. Es ist das auf der Alpenvereinskarte recht gut angedeutet.

Aehnliche Diskordanzen im Schlerndolomit haben wir auch von den Fermedatürmen beschrieben (Ogilvie Gordon 1927, S. 161).

Zu dem jüngeren Dolomit des Plattkofels rechnen wir den ganzen Zug, der sich von P. 2439 über P. 2464 und P. 2445 bis P. 2428 erstreckt. Auf der Südseite des Plattkofels ist die Abgrenzung zwischen den beiden Dolomiten weniger deutlich. Das Gestein auf Kote 2970, dem höchsten Punkt des Plattkofels, und südlich davon zeigt eine recht deutliche, steil gegen S abfallende Uebergußschichtung. Es dürfte jünger als die Platte des Plattkofels sein, was ja auch daraus hervorgeht, daß es sich gerade südlich P. 2970 auf Cassianer Schichten legt. Zu der „Platte“ gehört dagegen, wie wir noch sehen werden; der südlichste Sporn des Plattkofels in der Gegend Peles del Rafreider.

Der jüngere Dolomit des unteren Teiles des Plattkofels ist in einer sehr interessanten Weise mit den Cassianer Tuffen verzahnt. Der breite Rücken, der die Kote 2428 nördlich der ehemaligen (abgebrannten und nicht wieder aufgebauten) Plattkofelhütte trägt, bricht auf der SE-Seite mit einer Wand ab, an der man sehr deutlich das Auskeilen einer etwas gelblichen Dolomitmasse gegen SW beobachten kann (vergl. Phot. 10). An ihrem dünnen Ende wird sie teilweise durch Kalk ersetzt. Daran schließen stark breschige Cassianer Kalke mit vielen Sphaerocodien, Crinoiden usw. Sie fallen etwa

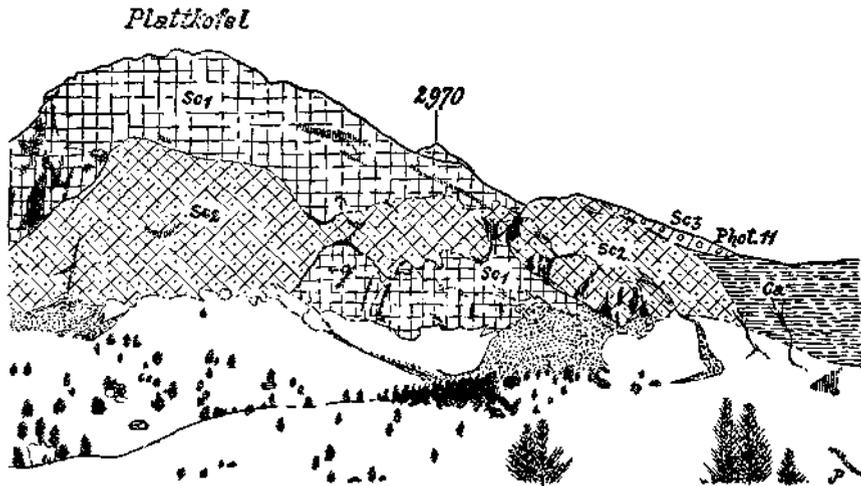


Fig. 4.

Der Plattkofel aus der Gegend östlich des Zallinger.

Vergl. Phot. 7 u. 8.

Ca = Cassianer Schichten
Sc₁ = älterer Schlerndolomit

Sc₂ = jüngerer Schlerndolomit
Sc₃ = jüngster Schlerndolomit

20° NE und enthalten einzelne größere Blöcke, die wir als Riffsteine auffassen. Diese Cassianer Kalke und die Dolomite der Wand 2428 werden beide von denselben Cassianer Tuffen überlagert. Der Dolomit schaltet sich also keilförmig in die Schichtfolge ein. Die Tuffe enthalten ebenfalls einzelne Riffblöcke. Sie ziehen sich gegen P. 2428 hinauf, ohne diese Kote aber zu erreichen. Westlich von P. 2445 legen sich die Tuffe sehr deutlich auf eine recht steile Böschung des jüngeren Schlerndolomites. Man sieht das am besten aus einiger Entfernung, etwa aus der Gegend des Zallinger. Aus der Nähe erweist sich der Kontakt stark von Schutt überrollt, auch recht schwer zugänglich (vergl. Taf. 4, Fig. 7). Der Tuff enthält zwei kleinere Blocklagen mit bis $\frac{1}{2}$ m großen Kalkstücken. Bei P. 2445 wird er dann sehr schön von einem jüngeren Schlerndolomit überlagert. Sein unterster Teil ist eine grobe Blockmasse (vergl. Phot. 11). Kleinere Blöcke bestehen manchmal aus einem einzigen Korallenstock. Man findet auch schöne Konglomerate aus faustgroßen Kalkblöcken und Tuffen. Zwischen den untersten ganz großen Blöcken liegen noch reichlich dunkle Tuffe. Erst allmählich schließen jene gegen oben dichter zusammen, so daß zwischen ihnen nur mehr unbedeutende, meist rötliche Zwischenlagen bleiben, um schließlich in echten Schlerndolomit überzugehen. Dieser selbe, immer noch deutlich blockartig verwitternde Schlerndolomit greift von den Tuffen auf den tieferen

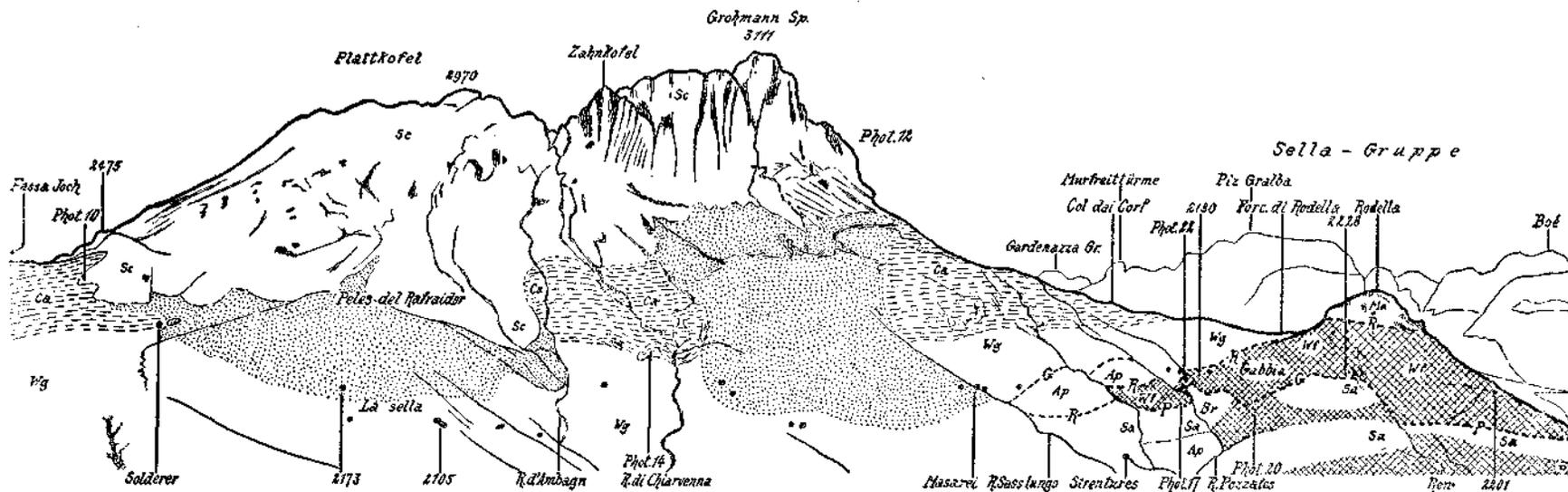


Fig. 5.
Die Langkofelgruppe von Süden, vom Ponsin im Mon Dona.

Vergl. Taf. 16.

Punkte = Schutt und Blockwerk
 Waagrechte Strichelung = Cassianer Schichten
 gekreuzte Schraffen = *Bellerophon*-Schichten + Werfener Schichten + Unterer Muschelkalk

Ap = Augitporphyrit
 Br = tektonische Bresche
 Ca = Cassianer Schichten
 G = Gabbia-Störung
 Ma = Marmolatakalk
 P = Pedonell-Störung

R = Gipfelschubfläche der Rodella
 Sa = Sarldolomit
 Sc = Schlerndolomit
 Wf = Werfener Schichten
 Wg = Wengener Schichten

Dolomit, dem die Tuffe aufliegen, über. Er scheint fast bis P. 2475 nach N zu reichen, ist aber hier wenig deutlich abgegrenzt. Von einem Bruch, wie ihn Rothpletz (1894, S. 61) hier angenommen hat, konnten wir weder an Ort und Stelle noch bei Betrachtung aus der Ferne etwas entdecken. Die Umgebung von P. 2428 zeigt also besonders schön, wie die Cassianer Schichten zuerst über eine schräge Böschung des Schlerndolomites übergreifen, dann aber von Blöcken, die aus einem höheren Teil des Riffes stammen, überrollt werden, und wie auf diesen Blöcken ein jüngerer Schlerndolomit emporwächst (vergl. dazu unsere Beschreibung des Dürrensteinriffes, Pia 1937, S. 106—109).

Leicht zugänglich und wichtig, aber freilich wegen der Verquickung verschiedener Erscheinungen recht schwierig, sind die Aufschlüsse nächst der Südspitze des Plattkofels, in der Peles del Rafreider genannten Gegend (vergl. Fig. 5). Es kommt dazu noch die rein äußerliche Erschwerung, daß der Friedrich-August-Weg der Alpenvereinskarte mit dem gegenwärtigen, viel höheren Verlauf dieses Steiges nicht übereinstimmt, wodurch frühere Aufnahmsgeologen scheinbar irre geleitet wurden. Nach Weller (1920, S. 46) würde eine „Riffzunge“ hier bis zur Höhenlinie 2180 herunter reichen. Richtig sollte es vielleicht 2280 heißen. Auch auf Mutschlechners Karte erstreckt sich der anstehende Schlerndolomit hier viel zu weit nach S.

Nach neuerlicher Begehung sind wir immer noch überzeugt, daß P. 2347 und seine Umgebung nicht aus anstehendem Schlerndolomit, sondern aus Schutt und größeren abgeglittenen Massen besteht, wie wir dies schon auf unseren früheren Karten dargestellt haben (Ogilvie Gordon 1910 und 1927). Gerade bei der Kote liegt der Dolomit noch ziemlich im ursprünglichen Verband, ist aber doch ganz in Trümmer aufgelöst. Gegen N bildet alter Schutt, vielleicht Moräne, einen schmalen Kamm, der auf beiden Seiten von der Erosion angegriffen wird. Mutschlechner zeichnet bei P. 2347 Schlerndolomit, Weller Cassianer Schichten, was sachlich wohl richtiger sein dürfte. Doch trifft man sie nur an einer kleinen Stelle östlich der alten Plattkofelhütte aufgeschlossen.

In früheren Arbeiten (Ogilvie Gordon 1910, S. 45—46; 1927, S. 205) haben wir uns hauptsächlich mit den tektonischen Erscheinungen der besprochenen Gegend befaßt. Wir kommen auf diese etwas später zurück, nachdem wir gewisse stratigraphische Einzelheiten erörtert haben.

Die Böschung des Plattkofels, die auf seiner SW-Seite etwa gegen WSW geneigt ist, biegt sich auf der Südseite gegen SW bis SSW

herunter. Mojsisovics spricht (mit geringer Uebertreibung) von einer halbkegelförmigen Gestalt (1879, S. 199). Wir haben diese schräge Dolomitoberfläche der Peles del Rafreider früher (1910, S. 45 bis 46; 1927, S. 141, 205 und Fig. 22 b auf S. 159) als Teil einer Flexur gedeutet. Es läßt sich aber nicht beweisen, daß die Schichtflächen der Cassianer Schichten sich in derselben Weise herunterbeugen, wie die Oberfläche des Schlerndolomites. Am Fuß des Dolomithanges bei den Worten „Peles del Rafreider“ der Alpenvereinskarte ist der Dolomit ziemlich grusig und gequetscht. Von einer größeren Störung ist aber nichts zu sehen. Die oberflächlichen Teile des Dolomites sind stellenweise sehr schön primär konglomeratisch, wie man das oft dort findet, wo ein Dolomitkeil von Mergeln oder Tuffen überlagert war (vergl. Pia 1937, S. 106). Knapp südöstlich des schon erwähnten Schuttrückens, der von P. 2347 zum Plattkofel zieht, ist an dem oberen, auf der Alpenvereinskarte nicht verzeichneten Touristenweg die Auflagerung von Cassianer Schichten auf die schräge Dolomitböschung in einem kleinen Graben aufgeschlossen, wenn die Gesteine auch leider recht verwittert sind. Das überlagernde Gestein ist ein stark zersetzter, dunkel olivgrüner oder ins bräunliche verfärbter, wohlgeschichteter Tuff. Die Oberfläche des Schlerndolomites fällt 40° SW. Er ist sehr stark mit grünlichem Tuff durchsetzt. Eisenkonkretionen und andere Mineraldrusen sind ihm aufgelagert. Die grüne Farbe reicht einige Dezimeter tief in den Dolomit hinein. Nicht überall ist der Kontakt zwischen den beiden Gesteinen eine regelmäßige, ebene Fläche. An einer Stelle war zu sehen, daß Dolomit und Tuffe ziemlich wirt ineinander greifen. Der Dolomit bildet unregelmäßige Blöcke, die Tuffe füllen Löcher im Dolomit aus. Das allgemeine Lagerungsverhältnis der beiden Gesteine ist aber überall dasselbe. Die Aufschlüsse an dieser wichtigen Stelle wechseln übrigens je nach der Anhäufung oder Abschwemmung des Schuttes stark. Im Jahre 1938 waren sie wesentlich besser, als 1936.

Gleich östlich des eben beschriebenen Südspornes des Plattkofels weicht der Dolomit plötzlich gegen N zurück und Cassianer Schichten springen scharf bis P. 2430 vor (vergl. Fig. 5). Wir betrachten zunächst ihr Verhältnis zum Dolomit im W. Es ist ziemlich verwickelt. Um eine keilförmige Uebereinanderlagerung, wie etwa nördlich der alten Plattkofelhütte, handelt es sich nicht oder nur ganz örtlich. Das geht schon aus der Verteilung der Gesteine und der Fallrichtung der Dolomitböschung hervor. Stellenweise zeigen sich Spuren eines seitlichen Gesteinsüberganges. Mutschlechner (1935, S. 34) scheint in dieser Gegend eine rein kalkige Vertretung des Schlern-

dolomites beobachtet zu haben. Außerdem verläuft hier aber eine Verwerfung, die wir schon früher kurz erwähnt haben (Ogilvie Gordon 1927, S. 141 und 205). Die Cassianer Schichten sind an der Grenze stark zerquetscht, so daß man die Lagerung nicht messen kann. Das Gestein, das am oberen Friedrich-August-Weg gegen den Dolomit abstößt, ist die obere konglomeratische Kalkmasse der Cassianer Schichten, die sogleich beschrieben wird. Sie biegt sich am Bruch deutlich auf. Auch der Dolomit ist sehr zertrümmert. Etwas weiter östlich liegen die Cassianer Schichten horizontal. Der Bruch, der nicht ganz gerade verläuft, sondern gleich oberhalb des neuen Friedrich-August-Weges einen Knick beschreibt, läßt sich noch ein Stück weit nach SSE verfolgen. Auf der Westseite des Rivo d'Ambagn liegt die Obergrenze der Wengener Schichten entschieden etwas höher, als auf der Ostseite, nach Schätzung an Ort und Stelle um etwa 40 m. Ein Stück unterhalb des unteren Friedrich-August-Weges sieht man im Tal des Rivo d'Ambagn Porphyritwände, die einander auf beiden Seiten gut zu entsprechen scheinen. Der Bruch dürfte also nicht durch das Tal hinunterlaufen, sondern mehr südsüdöstlich, über einen kleinen Sattel auf der linken Talseite, östlich an den hier eingetragenen zwei Hütten vorbei. Seine nördliche Fortsetzung würde östlich an P. 2537 vorbeiführen, wo eine recht auffallende Scharte ist.

Auf der Ostseite des Rivo di Chiavenna kann man etwa 30 m über dem unteren, alten Friedrich-August-Weg die Basis der Cassianer Schichten sehr gut untersuchen (vergl. Taf. 8). Ihr tiefster Teil besteht aus einer etwa 8—10 m mächtigen Kalkmasse mit ausgezeichneter grober Blockstruktur, auf die wir schon früher hingewiesen haben (Ogilvie Gordon 1927, S. 142). Sie läßt sich bis in den Rivo d'Ambagn hinüber verfolgen, ist aber im westlichen Teil weniger schön entwickelt. Diese Beschaffenheit der unteren Cassianer Kalke kann wohl nur so erklärt werden, daß zur Zeit ihrer Bildung Kalke in der Nachbarschaft, wohl in der Gegend des heutigen Plattkofels, bis in die Brandungsregion aufragten und massenhaft große Riffblöcke lieferten. Weiter oben im Profil folgt noch einmal eine ähnliche, aber viel weniger typisch ausgebildete Kalkbank. Nahe dem (auf der Alpenvereinskarte nicht eingetragenen) oberen Friedrich-August-Weg gelangt man in horizontal liegende Breschen, die fast wie Buchensteiner Schichten aussehen, aber jedenfalls auch zu den Cassianer Schichten gehören.

In den später zu erwähnenden bekannten Aufschlüssen unter der Grohmannspitze (vergl. S. 45) sind die mächtigen Cassianer Kalke

mit Blockstruktur nicht zu finden. Diese Stelle dürfte wohl weiter von dem ehemaligen untercordevolischen Riff entfernt sein.

Der Dolomit, der zwischen P. 2430 und 2475 die Cassianer Schichten normal überlagert, ist gelblich gefärbt. Deutlich legt er sich jenseits des Bruches auch auf den Dolomit mit der beschriebenen schrägen Böschung. Er ist wohl wesentlich jünger, als dieser. Die Verhältnisse entsprechen also denen nördlich der alten Plattkofelhütte.

Es ist wichtig, festzuhalten, daß an dem besprochenen Bruch der Ostflügel gesunken ist. Die hier anstehenden Cassianer Schichten gehören also nicht etwa unter den Dolomit mit der schrägen Böschung, sondern entsprechen den spurenweise erhaltenen Tuffen, die dieser Böschung aufliegen (vergl. S. 43).

Morphologisch noch auffallender, aber tektonisch scheinbar noch weniger bedeutend, als der eben besprochene Bruch, ist ein zweiter; ihn nahe im W begleitender. Die auf der Alpenvereinskarte ersichtliche kleine Furche nördlich des „I“ von „del“ in „Peles del Rafraider“ ist eine tiefe, schmale Schlucht. Besonders auf ihrer Westseite ist der Harnisch noch ziemlich gut zu sehen. Er fällt 80° WSW.

7. Der Fuß der Grohmannspitze.

Von der westlichen Plattkofelscharte an bis zum Südfuß der Grohmannspitze reichen der Schutt und die Bergsturmassen unmittelbar bis an die Schlerndolomitwand heran. Erst auf der Südseite der Grohmannspitze teilt sich der Schuttmantel und gewährt Einblick in das anstehende Gestein. Die Vermutung von Mojsisovics (1879, S. 202), daß unter der Grohmannspitze oder doch knapp nördlich von ihr eine sehr steile Riffböschung durchlaufe, an der Wengener Schichten im S gegen langobardischen Schlerndolomit im N stoßen, können wir nicht bestätigen. Sind doch, wie wir bereits sahen, sowohl auf der Südseite des Plattkofels als auf der Ostseite des Langkofels unter dem Dolomit Cassianer Schichten vorhanden. Nach der Beobachtung auf S. 44 können wir sogar vermuten, daß die Cassianer Schichten unter der Grohmannspitze in einiger Entfernung von dem nächst älteren Schlerndolomitvorkommen abgesetzt wurden, dessen SE-Abfall wohl ungefähr von den Peles del Rafraider gegen Sa cöul verlief.

Die ausgezeichnet aufgeschlossene Folge der Wengener und Cassianer Schichten in dem Bachriß auf der SE-Seite der Grohmannspitze, dem obersten Rivo di Pozzates, ist schon wiederholt beschrieben worden (Ogilvie Gordon 1903, S. 28; 1910, S. 46, Photo VI; 1927, S. 120 und 142; Klebelsberg 1928, S. 132—135, nach Ogilvie Gordon; Weller 1920, S. 33 und 35—37), so daß sich ein Ein-

gehen auf sie erübrigt. Wir haben die Aufschlüsse nur deshalb neuerlich besucht, weil wir vermuteten, hier am Fuß des Dolomites ähnliche Blockbildungen zu finden, wie sie auf S. 40 vom Plattkofel beschrieben wurden. Daß solche Blöcke in den Cassianer Schichten hier auftreten, hatten wir schon früher erwähnt (Ogilvie Gordon 1927, S. 142). Sie stehen aber in keiner deutlichen Beziehung zu dem überlagernden Dolomit. Die obersten Cassianer Schichten sind hauptsächlich unreine Kalkbänke. Erst weiter unten, in etwa 2360 m Höhe, tritt eine etwas deutlichere Linse von Blöcken auf. Die Hauptmasse der Cassianer Schichten — mit Ausnahme der allerobersten Teile — besteht auch hier wieder aus umgeschwemmten, gut geschichteten Tuffen. Erst viel weiter unten, wo der Fahrweg den Rivo di Pozzates kreuzt, also schon in den Wengener Schichten, treten schöne, große Riffblöcke auf. Sie bestehen aus rauhen, ziemlich klein-knolligen Kalken mit korrodiert aussehender Oberfläche. Die Tuffe, auf denen sie liegen, haben sie deutlich etwas eingedrückt. Sie sind in mehreren, mindestens zwei, Horizonten angeordnet. Den obersten kann man in einzelnen Blöcken auch auf den nördlich anschließenden Wiesen ein Stück weit verfolgen. Diese mehr verstreuten Blöcke sind der einzige Anhaltspunkt für das Vorhandensein eines Riffes während der langobardischen Zeit, den wir unmittelbar in den Aufschlüssen an der Grohmannspitze finden konnten. Daß weiter im N langobardischer Schlerndolomit vorhanden ist, geht ja aus der Beschreibung der Nordseite des Langkofels sicher hervor. Wir werden aber noch sehen, daß die besprochenen Blöcke vielleicht eher mit dem an den Rodella auskeilenden Marmolatakalk in Verbindung zu bringen sind. Das korrodierte Aussehen von Kalkblöcken, die in Tuffen eingeschlossen sind, kann man in der Langkofelgruppe und sonst oft beobachten. Es beruht wohl darauf, daß bei der Diagenese aus dem vulkanischen Material Säuren frei werden, die den Kalk oberflächlich anätzen.

Die Wengener Schichten fallen dort, wo der obere Friedrich-August-Weg die Schlucht des Rivo di Pozzates unter der Grohmannspitze kreuzt, N 15° W mit 51° Neigung. Die Cassianer Schichten unter dem Schlerndolomit weiter oben liegen aber fast genau horizontal. Die Schichten biegen sich also gegen S auf, wie man das an den Wengener Schichten in der Schlucht oberhalb des Weges auch unmittelbar beobachten kann. Es spricht sich darin offenbar der Uebergang von der Sella-Langkofel-Synklinale zu der schon oft erörterten Rodella-Antiklinale aus (vergl. Ogilvie Gordon 1927, S. 120, auch 1928 a, S. 51—52).

Außer dieser tektonischen Großform zeigen die Cassianer Tuffe unter der Grohmannspitze gelegentlich auch sehr schöne Kleinfaltungen. In etwa 2355 m Höhe, unmittelbar unter der oben erwähnten Blocklinse, ist eine kleine Kniefalte wunderbar aufgeschlossen. Sie blickt ungefähr gegen SW. Ob man aus einer solchen vereinzeltten Erscheinung auf eine Bewegungsrichtung des ganzen Gebirges schließen darf, ist wohl mehr als zweifelhaft.

Der Schlerndolomit des gegen SE vorspringenden unteren Teiles der Grohmannspitze zeigt besonders deutlich jene Erscheinung, die unter dem Namen Uebergußschichtung so viel erörtert worden ist. Es handelt sich um grobe, nicht sehr scharf begrenzte, schräge Bänke, die in sich oft wieder eine Zusammensetzung aus Blöcken erkennen lassen. Vergl. Phot. 12. Wir kommen auf die Bedeutung dieser Erscheinung später zurück, doch sei gleich bemerkt, daß es sich in Fällen, wie dem vorliegenden, kaum um etwas anderes handeln kann, als um eine Art untermeerische Schutthalde am Fuß eines über den Meeresspiegel aufragenden Riffes.

8. Die Rodella.

Wir müssen hier in unserer Darstellung von der einfachen geographischen Aneinanderreihung abweichen. Denn die Verhältnisse am mittleren Rivo di Pozzates und am Rivo Sass lungo kann man nur in ihrer Bedeutung beurteilen, wenn man sich den Bau der Rodella vergegenwärtigt hat. Diesen werden wir also zunächst recht ausführlich darzustellen haben. Wir beschränken uns im Wesentlichen auf den Gipfelteil.

Das älteste Profil der Rodella ist wohl das bei Richthofen (1860, S. 239). Es erklärt die Tektonik vorwiegend durch liegende Falten. Zwischen den „Eruptivtuffen“ auf der Nordseite der Rodella und den „Sedimentärtuffen“ am Fuß der Langkofelwand nimmt es eine starke Winkeldiskordanz an.

Mojsisovics (1879, S. 188—189) unterscheidet auf dem Südhang der Rodella 3 durch Brüche getrennte Schollen. Daß es sich dabei wenigstens stellenweise um eine Ueberschiebung handelt, vermutet er. Auf Mojsisovics geht wohl auch die Annahme eines Bruches zurück, der den Gipfelteil der Rodella im N begrenzt. Eine solche Annahme war notwendig, weil Mojsisovics das Gestein des Gipfels ja für anisich hielt.

Wir selbst haben die Rodella zuerst im Jahre 1903 eingehend beschrieben (Ogilvie Gordon 1903, S. 31—69, Fig. 2—11). Später haben wir sie in einem weiteren Rahmen noch einmal dargestellt

(Ogilvie Gordon 1927, S. 233—45, 313). Wir setzten auseinander, daß die Störungen an ihr außerordentlich verwickelt sind und nur durch eine Reihe einander schneidender Krustenbewegungen erklärt werden können. Der Südhang des Berges wird von zwei Hauptschubflächen durchschnitten, die im allgemeinen WNW-ESE streichen und nordwärts fallen. Die Untertrias ist an diesen Störungen auf verschiedene Schichten der Mitteltrias geschoben. Die tiefere von ihnen ist auf der Nordseite des Durontales in einer Höhe von 1600 bis 1800 m aufgeschlossen. Wir nannten sie die Anterrues-Ueberschiebung. Wir verfolgten sie ostwärts oberhalb der Crepedie zum Rivo di Pegna.

Die an dieser tieferen Störung überschobenen Gesteine werden von der nächst höheren Schubfläche unterhalb Pedonell und Sora Sass in etwa 2000 bis 2100 m Höhe geschnitten. Wir werden diese zweite Ueberschiebung, von der wir noch öfter zu sprechen haben, die Pedonellüberschiebung nennen. Wir konnten sie nach Osten bis an den Rivo di Gries verfolgen. Südwestlich des Rodellagipfels, in der Gegend So Rodella, fanden wir einen steilen, nord-südlichen Bruch, der sie abschneidet. Eine andere Schubfläche setzt sich von hier zum Rivo di Pozzates fort. Von diesem westwärts verläuft wieder eine Ueberschiebung über den Hang oberhalb Strentures bis zu dem unterhalb Masarei.

Eine dritte Schubfläche fanden wir hoch oben über dem Wiesenland von Pedonell, knapp unter dem Gipfelaufbau und dem Ostkamm der Rodella. Wir werden sie als die Gipfelverschiebung der Rodella unten ausführlich beschreiben. Im Gegensatz zu den tieferen Schubflächen sind an ihr überall jüngere Triasschichten über ältere geschoben, vorwiegend Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk über unteren Muschelkalk und Werfener Schichten. Die Neigung der Fläche ist sehr gering. Nach W konnten wir auch sie bis in die Gegend von Masarei verfolgen, nach E bis zu dem Tal nördlich Canazei. Der Hauptbruch, der durch dieses Tal herunterzieht, begrenzt die Schubschollen der Rodella im E und trennt sie von dem ganz abweichend gebauten Hang der Cima di Rossi.

Auf Einzelheiten in unseren früheren Arbeiten hinzuweisen, wird sich später noch Gelegenheit ergeben. Vor allem wird es aber notwendig sein, bei der Beschreibung der tektonischen Erscheinungen im höchsten Teil der Rodella auf Grund wiederholter neuer Begehungen sehr viele Beobachtungen beizubringen, weil nur dadurch die strittige Frage über das Vorhandensein einer Schubfläche und von Brüchen geklärt werden kann.

Weller (1920, S. 62 ff.) faßt die Störungen der Rodella als Brüche auf. Wo er sich der Tatsache der Ueberschiebungen nicht entziehen kann, erklärt er sie durch Ueberquellen infolge Druckentlastung (S. 66).

Mutschlechner (1935, S. 40) ist leider bei der Beschreibung der Rodella ebenso wie in seiner ganzen Arbeit viel zu wenig auf Einzelheiten eingegangen. Die meisten der von Ogilvie Gordon und Weller eingezeichneten Störungen würden nach ihm nicht bestehen. Wir glauben nicht, daß man aus seiner Arbeit eine wirkliche Vorstellung vom Bau des Berges gewinnen kann. Dazu wäre eine viel ausführlichere Besprechung und vor allem viel mehr Profile notwendig. Auch die Vernachlässigung der zum Teil doch sehr auffallenden senkrechten Brüche verhindert eine vollkommene Wiedergabe der tatsächlichen Verhältnisse.

Die oben erwähnten beiden unteren Hauptstörungen — Anterrues-Ueberschiebung und Pedonell-Ueberschiebung — nimmt Mutschlechner als die wichtigsten Schubflächen des Rodellahanges an. Er hat nachgewiesen, daß an mehreren Stellen an der Basis der überschobenen Werfener Schichten *Bellerophon*-Kalk vorhanden ist. Seine Deutung des Verhältnisses der Störungen westlich und östlich So Rodella ist allerdings von der unseren merklich verschieden (vergl. die Karten, Mutschlechner 1935, Taf. 1 mit Ogilvie Gordon 1927, Taf. 25). Die Gipfelschubfläche der Rodella hat Mutschlechner nicht als solche anerkannt. Er will sie nur als „eine tektonisch beanspruchte Schichtfuge“ gelten lassen. Der Sarldolomit hätte teilweise hier schon immer gefehlt, teilweise sei er bei der Bildung der Agglomerate zerstört worden. Wie aus der unten folgenden ausführlichen Beschreibung hervorgehen wird, besteht jedoch kein Zweifel, daß diese Schubfläche genau in der Art, wie wir sie 1927 dargestellt haben, tatsächlich vorhanden ist und sich stets durch das Fehlen gewisser Schichtglieder zu erkennen gibt.

a) Die Nordostseite der Rodella.

Den Kalk des Rodellagipfels haben wir schon beschrieben (z. B. Ogilvie Gordon 1927, S. 71 und 234). Er ist sehr hell grau. Gastropoden und dünnschalige Bivalven scheinen in ihm nicht zu selten zu sein. Besonders reichlich findet man in ihm jene fein konzentrisch geschichteten Gebilde, die wir als Hydrozoen gedeutet haben, die aber bei ihrer schlechten Erhaltung auch Spongiostromen sein könnten (vergl. auch Weller 1920, S. 27). Im Gipfelteil der Rodella ist der Kalk kaum deutlich geschichtet. Gegen das Ostende zu stellen

sich aber dünn geschichtete Lagen ein. Einzelne Teile unweit östlich des Schutzhauses sind so stark gequetscht, daß man sie als losen Sand abgraben kann.

Richthofen (1860, S. 239) rechnet das Gestein des Rodellagipfels zum „Cipiter Dolomit“. Nach S. 69 seiner Arbeit würde das eine Zurechnung zum Ladin, u. zw. zum mittleren, bedeuten. Dagegen stellt Mojsisovics (1879, S. 188—189) denselben Kalk, den er übrigens für Dolomit ansieht, in den „oberen Muschelkalk“. Er schreibt ihm aber Uebergußschichtung zu, wie sie sich sonst nicht im Sarl-dolomit, sondern im Schlerndolomit findet. In früheren Arbeiten sind wir ihm gefolgt (Ogilvie Gordon 1903, S. 42 und Profil S. 32), haben jedoch den obersten Teil des Gipfelgesteines zu den Buchensteiner Kalken gestellt (Ogilvie Gordon 1910, S. 73, Taf. 9, Fig. I). Auch Weller (1920) dachte an die Möglichkeit, daß ein oberer Teil des Kalkes dem Schlerndolomit entspricht (S. 68—69). Er versuchte — wenn auch in recht willkürlicher Art — die Grenze zwischen dem anisischen und dem ladinischen Anteil festzulegen. Daß seine Deutung der Buchensteiner Schichten am Fuß der Gipfelwand durch Anlagerung (S. 66) nicht haltbar ist, wird aus der folgenden Beschreibung wohl ohne weiteres hervorgehen. Erst verhältnismäßig spät (Ogilvie Gordon 1925b, S. 210) haben wir erkannt, daß es sich auf der Rodella um Marmolatakalk handelt. Das ist seitdem allgemein angenommen worden.

Wie schon auf S. 47 erwähnt, mußte Mojsisovics wegen der von ihm durchgeführten stratigraphischen Zuweisung auf der Nordseite der Rodella einen Bruch annehmen. Weller (1920, S. 66—67) und auch wir in älteren Arbeiten konnten uns von dieser Deutung nicht losmachen. Irrtümlich suchten wir eine Zeit lang eine Verbindung zwischen diesem vermuteten Bruch und der östlichen Verlängerung der unten zu besprechenden höchsten Rodellaüberschiebung. Auch die „Carta geologica delle Tre Venezie“ (1930) nimmt eine solche an. Erst in einer der letzten Arbeiten (1927, S. 234 ff., Taf. 25) haben wir diese Störung richtig um den Südfuß des Gipfels der Rodella herumgezogen. Ein ganz unbedeutender Bruch scheint etwas südlich P. 2367 entlang eines auf der Karte nicht ersichtlichen kleinen Grabens ungefähr in der Richtung NNW—SSE durchzulaufen. Vielleicht ist er zum Teil dafür verantwortlich, daß auch auf der NE-Seite der Rodella kleine Wandeln vorhanden sind, mit denen sich der Marmolatakalk über die ihn überlagernden Tuffe etwas erhebt.

Wenn also der Nordhang der Rodella tektonisch keine besonders bedeutsamen Erscheinungen bietet, so ist er stratigraphisch um so

interessanter. Wengener Schichten, im wesentlichen Tuffe, lagern sich hier an den Marmolatakalk an. Ihre Beschaffenheit kann man am Fahrweg von der Forcella di Rodella zum Sellajoch gut beobachten (Ogilvie Gordon 1927, S. 121). Der Reichtum an Landpflanzen und die starke Beteiligung von Porphyritgeröllen lassen das Gestein unzweifelhaft als ein Abtragungsprodukt vulkanischer Inseln erscheinen, die in der Nähe entstanden waren und der Erosion wohl immer bald wieder zum Opfer fielen. Die größten und zahlreichsten Porphyritgerölle beobachteten wir in der Gegend, wo der Weg auf die Rodella von dem nach Pra maur abzweigt. Kalkblöcke mit Durchmessern bis zu 1 m, reich an Seeigelstacheln und Crinoidenstielgliedern, die wieder das schon auf S. 46 erwähnte korrodierte Aussehen haben, sind nicht selten eingeschlossen. Die diskordante Lagerung dieser Wengener Tuffe zum Marmolatakalk der Rodella haben wir schon wiederholt beschrieben (bes. Ogilvie Gordon 1927, S. 123, 234, 238). Es wäre zwecklos, alle schon angeführten Beobachtungen zu wiederholen. Wir heben nur einige bezeichnende Tatsachen hervor.

Der Marmolatakalk ist am Kontakt gegen die Tuffe ganz ähnlich korrodiert, wie die Blöcke in diesen. Stellenweise ist er primär brechsig, aber nie grusig. Zwischen die meist eckigen Kalkbrocken schalten sich dünne Tuffbänder ein. Sie greifen auch in Spalten des Kalkes ein. Das die unebene Oberfläche des Marmolatakalkes überlagernde Gestein ist ein deutlich geschichteter Tuff mit massenhaften Pflanzenresten. Porphyritkonglomerate sind mit ihm untrennbar verbunden. In den größeren Tuffen, besonders in deren untersten Lagen, findet man ziemlich viele Kalkstücke. Gegen oben nehmen diese an Menge ab, doch kommen sie vereinzelt immer noch vor. Das Einfallen der Tuffe dreht sich längs der NE-Seite der Rodella allmählich von N nach NE, so daß sie den Marmolatakalk ummanteln.

Die natürlichste Deutung aller beschriebenen Erscheinungen ist wohl die, daß der Marmolatakalk der Rodella, der sich ja nach S früher gewiß weit fortsetzte, zur langobardischen Zeit gegen NE eine schräge, ziemlich stark geneigte Böschung kehrte, an die sich die Wengener Tuffe mit primärer Diskordanz anlagerten. Seine höheren, zeitweilig trocken fallenden Teile hätten die Kalkstückchen in den Tuffen geliefert. Ueber diese Böschung sind jedenfalls auch von den höheren Teilen der Kalkmasse die Kalkblöcke heruntergerollt, die wir heute in den Tuffen finden. Sie stammen wohl kaum aus der Langkofelgruppe, deren ältere Schlerndolomite von der Forcella di Rodella zu weit entfernt waren (vergl. S. 46).

Auf P. 2373 nordöstlich der Rodella stehen sehr schöne Konglomerattuffe aus kleineren, äußerst wohl gerundeten Porphyritgeröllen an. Aehnliche Gesteine bilden über eine große Strecke den Kamm nördlich Pra maur, von wo wir sie später zu besprechen haben. Nächst dem Rücken zwischen P. 2373 und dem Fahrweg nach Pra maur stecken in den Tuffen mehrere größere und kleinere Kalkblöcke. Es handelt sich sicher nicht um zusammenhängende Bänke. Sie sind nach keiner Seite auf die Hänge hinunter zu verfolgen, wie das bei Bänken der Fall sein müßte. Auch Aufragungen des Untergrundes in die Tuffe hinein schienen uns nicht vorzuliegen. Die Blöcke bestehen aus einem hellen bis grauen Kalk. Einer von ihnen ist etwa 8 m lang und 4 m breit. Andere, näher bei P. 2373 gelegene, sind kleiner. Auf der Karte konnten die Blöcke nordwestlich Pra maur ebenso wie die auf der Forcella di Rodella nur schematisch angedeutet werden. Gruppen mehrerer kleinerer wurden zu einer einzigen Eintragung zusammengefaßt.

Es muß allerdings bemerkt werden, daß die Natur dieser zuletzt besprochenen großen Blöcke nicht so klar ist, wie die der früher erwähnten zahlreichen kleineren. In unseren älteren Karten (1903, 1910) hatten wir in der Gegend östlich des Rodellagipfels einen Gang eingezeichnet. 1927 haben wir diesen als zu wenig gesichert weggelassen. Nach mehrmals wiederholter Besichtigung der Stelle scheinen uns aber doch genügend Anhaltspunkte für eine solche Eintragung vorzuliegen, wenn es auch schwer hält, den schlecht aufgeschlossenen und stark verwitterten Gang genau zu umgrenzen. Wir werden gleich darzulegen haben, daß die Gipfelmasse der Rodella im E durch einen nord-südlichen Bruch abgeschnitten wird (vergl. S. 53). Oestlich davon setzt der Marmolatakalk in etwas geringerer Höhe wieder an. Hier, zwischen dem nord-südlichen Fußsteig der Karte und Pra maur, sieht man nun gut, daß er nicht von Tuffen, sondern von Augitporphyrit überlagert wird. Im Kalk sind viele kleine Kieselkonkretionen und auch andere Kontaktminerale zu sehen. Nahe an der Gesteinsgrenze entwickeln sich Uebergangsgesteine zwischen Porphyrit und Kalk. Diese Uebergangsgesteine, die wir auch von vielen anderen Stellen kennen, kommen wohl dadurch zustande, daß von einem Porphyritmagma reichlich Kalk aufgenommen wird. Soweit uns bekannt, liegen nähere petrographische Untersuchungen über diese Erscheinung, die sicher recht interessant wären, aus den Dolomiten nicht vor. Dieselben Uebergangsgesteine sind auch an einem der kleineren Kalkblöcke nächst P. 2273 in einer Breite von einigen Zentimetern entwickelt. Es ist deshalb mit der Möglichkeit zu rechnen, daß diese großen

Blöcke nicht von oben herabgerollt, sondern vulkanisch aus dem Untergrund emporgefördert sind. Wie weit das auch für Kalke zutrifft, die frei in den Tuffen liegen, kann man kaum entscheiden. Es ist aber wohl eine eher seltene Ausnahme.

Weller (1920, S. 67) hat das Vorhandensein eines Ganges zwischen Rodellagipfel und P. 2373 ebenfalls beobachtet. Auf der Karte und in den Profilen weist er ihm allerdings eine viel zu große Ausdehnung zu. Es bestand eben früher allgemein die Neigung, die Porphyritkonglomerate für Blockklaven zu halten. Weller erwähnt auch einen der Blöcke westlich P. 2373 (S. 69). Er läßt es dahingestellt, ob es sich um eine von Lava umflossene Aufragung des Untergrundes oder um eine schwimmende Scholle handelt.

b) Die Südostseite der Rodella. (Vergl. Taf. 13.)

Oestlich des Südkammes der Rodella liegt eine kleine Bergsturzmasse. Auf dem Südkamm selbst ist etwa 30 m unter der Wand von Marmolatakalk ein schlechter, aber doch sicherer Aufschuß grauer Mergelschiefer, die zu den Werfener Schichten, wahrscheinlich zu den Campiler Schichten gehören. Viele lose Stücke dieses Gesteines ziehen sich auf der Ostseite des Kammes bis 8 m unter der Wand hinauf.

Im E bricht die Gipfelmasse der Rodella, wie schon erwähnt, plötzlich ab. Es läßt sich zeigen, daß das auf einer Verwerfung beruht (Ogilvie Gordon 1927, S. 237). Der Fußsteig, der hier auf der Alpenvereinskarte ersichtlich ist, wendet sich unterhalb der Wände gegen Westen. N 20° W der Quelle schneidet er den sehr deutlich aufgeschlossenen Bruch. Buchensteiner Schichten mit großen Hornsteinen und hellgrünen Tufflagen im W stoßen gegen Marmolatakalk im E. Westlich des Bruches stehen die Buchensteiner Schichten zwischen Steig und Gipfelwand mehrfach an. Sie fallen N 40° W mit 28° Neigung und reichen bis knapp an die Wand. Die Richtung des Bruches ist ziemlich genau nord-südlich, doch verläuft er offenbar nicht gerade. Die Quelle liegt auf der gesenkten östlichen Seite. Typische Buchensteiner Schichten halten in einer Mächtigkeit von etwa 20 m deutlich bis zu ihr hinunter an. Bei der Quelle ist ein Aufschluß mit losen Stücken roten Sandsteines. Konglomerate haben wir nicht gefunden. Es scheint sich um Campiler Schichten, nicht um unteren Muschelkalk zu handeln. Die Buchensteiner Schichten können in Anbetracht ihrer Facies wohl nicht gut als eine transgressive Seichtwasserbildung auf den Werfenern angesehen werden. Es muß zwischen beiden also eine Störung vorhanden sein, an der der tiefere Teil der

Mitteltrias ausgefallen ist. Wir werden diese Schubfläche des Rodellaipfels noch in vielen weiteren Profilen vorfinden. Ihre Darstellung und der Nachweis, daß es sich um eine einheitliche Störungsfläche handeln muß, ist der Hauptgegenstand der hier anschließenden Beschreibungen. Die Wandeln von Marmolatakalk östlich des Bruches reichen sehr deutlich weiter hinunter, als im W. Wir schätzten die Sprunghöhe auf 25 m.

In dieser Gegend östlich des Bruches erscheinen in den Marmolatakalkwänden einzelne dünner geschichtete Lagen. Sie nehmen gegen E an Bedeutung zu. Nächst dem Ostende der Marmolatakalkmasse, westlich der Hütte Pra maur, mißt man das Einfallen mit 37° NE. Die hangendsten Bänke reichen am weitesten nach E und setzen sich anderseits gegen W ohne Unterbrechung zum Oberrand der Wände fort. Die liegenden Schichten enden immer weiter im W. Man könnte an einer Art Uebergußschichtung, an ein Hinausgreifen der schrägen oberen Bänke über die unteren denken. Dafür spricht das Verschwinden der Bankung gegen W. Vermutlich hat schon Mojsisovics diese Erscheinungen gesehen (vergl. S. 50). Nach den Befunden weiter im W und im E ist es aber außerdem sehr wahrscheinlich, daß der Marmolatakalk von der höchsten Schubfläche der Rodella schräg abgeschnitten wird. Man kann die ursprüngliche Form des Kalkkörpers also nicht mehr erkennen.

In der Richtung $S 10^{\circ} W$ und in geringer Entfernung von der Hütte Pra maur sind in den Wiesen kleine Aufschlüsse, die von den eben beschriebenen größeren Wandeln durch einen aufschlußlosen Streifen getrennt sind. Man trifft hier zu oberst etwas Marmolatakalk mit kleinen Hornsteinen. Darunter folgt ein auffallenderes Wandel eines gelblichen, ganz zerdrückten Dolomites, vermutlich ein Mylonit aus Sarldolomit. Wenige Meter darunter sieht man in der Wiese graue, etwas sandige, unteranisische Mergel. Buchensteiner Schichten waren in dieser ganzen östlichen Gegend nicht zu finden. Es ist zu vermuten, daß eine Störung zwischen dem Marmolatakalk und dem Mylonit durchläuft.

Wir entnehmen aus dieser Beschreibung der SE-Seite der Rodella, daß zwischen Ladin und Anis eine Störungsfläche vorhanden ist, an der größere Teile der Schichtfolge ausgefallen sind, und daß diese Störung von einem Querbruch geschnitten wird, der ähnlich auch schon auf unseren älteren Karten erscheint (1910 und 1927). Mutschlechner (1935, S. 40 und Karte) ist in der Ablehnung dieser tektonischen Erscheinungen entschieden zu weit gegangen.

c) Die Südwestseite der Rodella.

Etwa 10 m westlich des Südkammes der Rodella erscheint über den von der SE-Seite herüberziehenden Werfener Schichten (vergl. S. 53) eine Masse einer tektonischen Bresche, hauptsächlich aus Marmolatakalk, aber auch aus Buchensteiner Schichten. Sie bildet ein etwa 12 m langes, in der Mitte etwa 5 m hohes Wandel. Es verläuft nicht parallel mit der Hauptwand, sondern etwa ESE-WNW. Wegen der örtlichen Richtung der Hauptwand, die erst etwas westlich des Südkammes des ganzen Rodellaberges ihren südlichsten Punkt erreicht, nähert sich ihr das Breschenwandel im W. Hier stehen zwischen der Bresche und dem Marmolatakalk deutlich noch etwas Buchensteiner Schichten an. Sie fallen 30° NE, streichen also auch in den Marmolatakalk der Wand hinein. An dessen Fuß verläuft eine deutliche, aber wohl untergeordnete Störungsfläche, die stellenweise einen kleinen Ueberhang erzeugt. Ihr Einfallen ist etwa 40° NW, läßt sich allerdings wegen ihrer Unebenheit schlecht messen. Der Marmolatakalk zeigt eine nicht sehr regelmäßige Klüftung, die etwa N 10° W streicht und 85° W fällt.

Von der besprochenen Bresche gegen W ist am Fuß der Marmolatakalkwand wieder Schutt vorhanden. Etwa 20 m unter ihr stehen rote Campiler Schichten sicher an. Von Buchensteiner Schichten ist hier nichts zu sehen. Sie sind offenbar an der Störungsfläche abgeschnitten.

Wenig östlich P. 2376 kommen die Aufschlüsse stark gequetschter grauer Mergelschiefer bis unmittelbar an die Gipfelwände der Rodella heran. Etwa 30 m östlich der Kote erscheinen am Fuß dieser Wände, die bisher nur aus Marmolatakalk bestanden, ziemlich stark verbogene geschichtete Kalke mit kleinen Hornsteinen. Sie sind wohl als Uebergang zwischen Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk aufzufassen. Unter ihnen sind hie und da noch kleine Aufschlüsse echter Buchensteiner Hornsteinkalke. Zwischen den geschichteten Kalken und dem ungeschichteten Marmolatakalk verläuft eine ziemlich deutliche, aber wohl nur untergeordnete Schubfläche. Die Hauptstörung wird man auch hier unter den Buchensteiner Schichten zu suchen haben. Gegen die Ecke 2376 nehmen die geschichteten Kalke an Dicke zu und erreichen hier etwa 10 m. Sie fallen N 35° E mit 10° Neigung. Die Schichten sind in den verschiedensten Richtungen wellig verbogen.

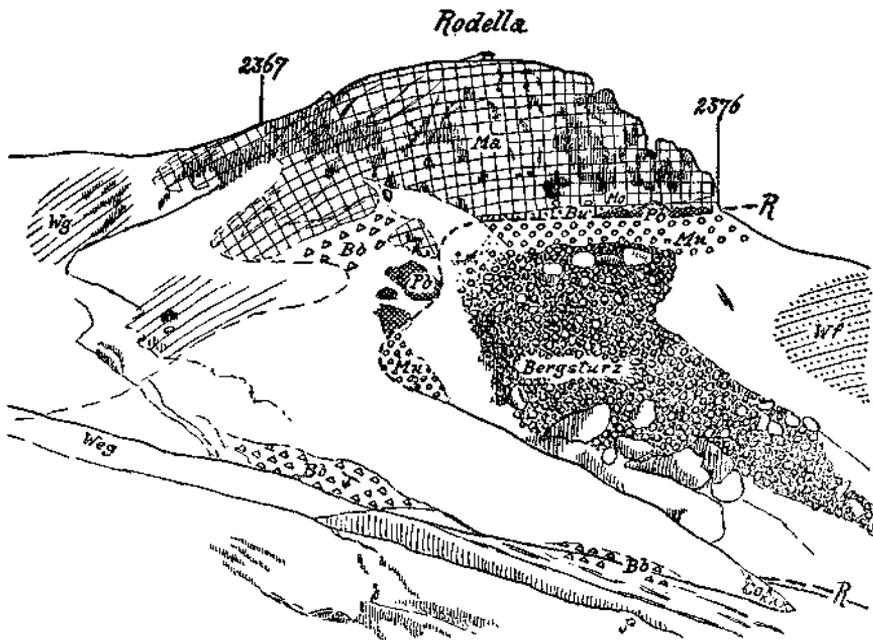


Fig. 6.

Die Rodella aus der Richtung N 30° W.

Vergl. Phot. 16.

Bb = Buchensteiner Breschen	Mu = Unterer Muschelkalk
Bu = Buchensteiner Kalke	Pb = Intrusive Breschen
Co = Contrinkalk mit <i>Diplopore annulatissima</i>	R—R = Gipfelschubfläche der Rodella
Ma = Marmolatakalk	Wf = Werfener Schichten
Mo = kleine Scholle von Oberem Muschelkalk (unter den Buchstaben)	Wg = Wengener Schichten

d) Die Nordwestseite der Rodella. (Vergl. Phot. 16 und Textfig. 6.)

Unsere erste Beschreibung dieses gut aufgeschlossenen, aber recht verwickelt gebauten Hanges (Ogilvie Gordon 1903, S. 42) konnte, weil das Alter des Gipfelkalkes der Rodella damals noch nicht richtiggestellt war, zu keinem befriedigenden Ergebnis führen. Erst nachdem dieser als Marmolatakalk erkannt war, konnten wir die höchste Rodellaschubfläche um den Südfuß des Gipfels herum verfolgen. Ihren Verlauf im E, an der Cresta di Norei, und im W, im Pozzatestal, hatten wir schon früher erörtert. Anschließend haben wir eine Reihe von einzelnen Erscheinungen in diesen Aufschlüssen beschrieben (Ogilvie Gordon 1927, S. 70—71, 234—235). Immerhin scheint es uns notwendig, sie an der Hand der Fig. 6 noch einmal eingehend zu be-

sprechen. Wir beginnen im W mit einem Profil über die Westecke der Rodella bei P. 2376, in der Richtung von E nach W oder von oben nach unten.

8. Massiger, hellgrauer Marmolatakalk, der die Gipfelwand bildet. An wenigen Stellen weist er ausnahmsweise eine recht dünne Schichtung auf.

7. Geplattete, hellgraue Kalke, in den meisten Bänken mit massenhaft sehr kleinen Hornsteinkonkretionen. Der Kalk braust mit Salzsäure gut. Er ist höchstens schwach dolomitisch. Eine knollige Beschaffenheit ist nur stellenweise angedeutet. Die Dicke der Bänke wechselt stark, von 5 cm bis $\frac{3}{4}$ m. In einem losen Gesteinsstück, das hierher zu gehören schien, bemerkten wir ein Bruchstück eines Seeigelpanzers. Als Zwischenlagen dieses Kalkes treten sehr weiche, graugrüne oder ausgesprochen hellgrüne Lehme, offenbar verwitterte Tuffe, auf. Wir haben dieses Gestein schon auf S. 55 kennengelernt und erwähnt, daß es bei P. 2376 etwa 10 m Mächtigkeit erreicht, gegen SE aber rasch abnimmt. Im ganzen ist es so hart, daß es noch einen Teil der einheitlichen Gipfelwand bildet.

Das Streichen ist NW—SE, das Einfallen sehr flach gegen den Rodella-gipfel zu gerichtet. Viele Schichtflächen sind deutlich gestriemt. Die Richtung der Striemen auf einer von ihnen war ENE. Außerdem sind auch Harnische senkrecht zu den Schichten vorhanden. Ein solcher mit vollkommen horizontalen Streifen streicht NW.

6. Vereinzelt zeigen sich lose Stücke der plattigen, grauen, hochgelb verwitternden unteren Buchensteiner Schichten. Sie deuten wohl auf das Vorhandensein kleiner, nicht gut aufgeschlossener Schubschollen hin.

Unter den Buchensteiner Schichten folgt die Hauptschubfläche, an der ein Teil der Buchensteiner Schichten und das ganze jüngere Anis ausgefallen ist.

5. Graue, sandige, teilweise auch stark glimmerige Mergelkalke, hie und da mit deutlichen kohligen Pflanzenstückchen, besonders aber mit vielen glatten Bivalven, die oft noch beide Klappen vereinigt zeigen. Wir konnten unter ihnen mehrere Arten von *Myophoria* erkennen (Ogilvie Gordon. 1927, S. 235). Hieroglyphenartige Wülste sind nicht selten. Die unteren Teile dieses Schichtgliedes sind sandreicher als die oberen. Gegen oben zerfällt das Gestein in kleine, schuppenartige Stücke, offenbar infolge Quetschung. Die Lagerung ist vollkommen parallel mit den Buchensteiner Schichten, die Mächtigkeit etwa 10 m. Wir stellen dieses Gestein in den unteren Muschelkalk.

4. Schlecht aufgeschlossene, ziegelrote, sandig-glimmerige Kalke. Etwa 8 m.

3. Richthofensches Konglomerat, eine in lose Blöcke aufgelöste, nicht ganz fortlaufende Bank. Vielleicht handelt es sich um zwei durch etwas Schiefer getrennte Bänke, doch sind die Aufschlüsse nicht gut genug, um das zu entscheiden. Scheinbar ist das Konglomerat durch die tektonische Beanspruchung in Blöcke zersprengt. Das Bindemittel ist ein feiner roter Sandstein aus Kalkstückchen. Die Komponenten dürften alle aus den Werfener Schichten und dem *Bellerophon*-Kalk stammen. Es sind rote Werfener Oolithe; gelbgraue, ziemlich dunkle, gelb verwitternde, stark kristalline Kalke; etwas heller gelbgraue Kalke, die auf den Bruchflächen spiegeln, ähnlich wie die sog. kristallisierten Sandsteine; helle Kalke.

2. Weinrote bis violette, feinkörnige, ebenflächige, geschieferte Sandsteine der Campiler Schichten. Bald erscheinen auch die gewöhnlichen Myaciten-

platten. Einzelne lose Stücke roter, etwas kristalliner Kalke mit kleinen Bivalven dürften in dasselbe, etwa 8 m mächtige Schichtglied gehören.

1. An der Basis der Aufschlüsse graue, gelbbraun verwitternde Sandsteine und dann graue, sandige Mergel. Zu den darüber folgenden roten Sandsteinen Nr. 2 besteht ein allmählicher Uebergang. In den sandigen Mergeln eine $\frac{1}{2}$ m mächtige, hochgelb verwitternde, innen gelbe, etwas gesprenkelte Bank. In den Mergeln sind bankweise harte, brotlaibförmige Konkretionen sehr wechselnder Größe angereichert. Etwas weiter unten folgen Einschaltungen plattiger, sandig-glimmeriger, mergeliger grauer Kalke mit Bivalven auf den Schichtflächen. Auch grünliche, sandige Kalke mit unzähligen Gastropoden auf den Schichtflächen kommen vor. Aufgeschlossene Mächtigkeit des ganzen Schichtgliedes 20 m. Wahrscheinlich gehören auch diese Sandsteine und Mergel schon zu den Campiler Schichten.

Wenden wir uns von P. 2376 dem Fuß der NW-Wand der Rodella zu, so treffen wir als erste Veränderung der Schichtfolge eine Einschaltung intrusiven Gesteines. Es handelt sich um eine vulkanische Bresche aus schwach gerundeten Stücken von Kalk und von Porphyrit mit großen Augiten. Die Grundmasse dürfte aus einem Magma mit sehr viel gelöstem Karbonat darin entstanden sein (vergl. S. 52). Dieses Magma samt den eingeschlossenen Kalk- und Porphyritstücken bildete offenbar eine zähflüssige Masse, die sich ganz ähnlich wie ein reiner Porphyritgang in Spalten bewegen konnte. Die Intrusion hat in unserem Fall eine flach dachförmige Gestalt, mit einer stumpfen, gegen oben gekehrten Spitze. Diese Spitze durchstößt die geplatteten Kalke, die in dem Profil bei P. 2376 (S. 57) als Nummer 7 erwähnt wurden, und kommt mit dem echten Marmolatakalk in Berührung. Die Ausfüllung des nur wenige Meter breiten obersten Teiles der Spitze besteht aus ganz zusammengepreßten, senkrecht gestellten unteren Buchensteiner Schichten, die eine auffallende hochgelbe Verwitterungsfarbe zeigen, vielleicht infolge mineralogischer Veränderungen durch den Einfluß des Magmas. Südwestlich der Spitze, gegen P. 2376 zu, sind im Hangenden der Bresche einige Meter der hellgrauen, geplatteten Kalke vorhanden. Hie und da sind ihnen kleinknollige Lagen eingeschaltet. Der unregelmäßige, intrusive Kontakt zwischen der Bresche und den Plattenkalcken ist sehr gut zu erkennen. Jene endet erst knapp nordöstlich P. 2376. Auch im nordöstlichen Teil des Aufschlusses der Bresche sind in ihrem Hangenden meist die mehrfach erwähnten Plattenkalke vorhanden. Wir maßen ihr Einfallen mit $E 15^{\circ} N$, die Neigung mit 34° . An einer Stelle in diesem nordöstlichen Teil der Bresche setzen die Plattenkalke in ihrem Hangenden aus. Dafür erscheinen sehr unregelmäßige Fetzen grauer, ebenflächig geplatteter, sandiger, gebänderter Kalke, ganz vom Aussehen des obersten Muschelkalkes von Gröden. Auch Mergelschiefer konnten wir fest-

stellen. Es dürften hier tiefere Schichten von der Intrusion emporgehoben und zwischen jüngere Gesteine hineingepreßt worden sein. Ganz im NE des Aufschlusses der Bresche treten noch einmal sehr stark gestörte und aufgerichtete Bänke grünlicher Knollenkalke auf. Im Liegenden der Bresche kann man die Gesteine des unteren Muschelkalkes, Nr. 5 des Profiles auf S. 57, von P. 2376 herüber verfolgen. Die Ueberschiebung liegt offenbar zwischen ihnen und der Bresche.

Nordöstlich der Bresche fehlen Aufschlüsse der Buchensteiner Schichten ein kurzes Stück weit. Dann kommt man zu einem großen, steilen Harnisch. Er streicht N 15° E, fällt 85° W und ist horizontal gestreift. Auch breitere, recht unregelmäßige Wellen sind außer den Streifen auf ihm vorhanden. Der Marmolatakalk auf der Westseite des Harnisches ist sehr schön parallel mit ihm geplattet. Auf seiner Ostseite erscheinen die hornsteinführenden Plattenkalke wieder, die von hier an mehr die Beschaffenheit echter Buchensteiner Kalke annehmen. Sie sind in 2—3 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Gerade die obersten Teile, unter dem Marmolatakalk, sind deutlich knollig, mit schönen grünlichen Tuffzwischenlagen. Man kann also alle die geschichteten Kalke hier schon als Buchensteiner Schichten bezeichnen. Die Unterfläche des Marmolatakalkes bildet einen Ueberhang. Auf dem vorspringenden Teil sieht man unten einen Harnisch, der parallel zu den Schichten der Buchensteiner Kalke liegt und in NNW-Richtung gestreift ist. Das allgemeine Einfallen der Schichten ist hier etwa 15° E, mit schwachen Verbiegungen. Auch die Schichtflächen der Plattenkalke zeigen deutliche Streifen etwa in der Richtung NE.

Geht man noch etwas weiter gegen NE, so befindet man sich nun etwa in der Mitte zwischen P. 2367 und P. 2376. An dieser Stelle haben wir folgende Umstände vorgemerkt:

Der Marmolatakalk des Gipfels ist hellgrau, scheinbar dolomitisch, braust aber doch deutlich mit Salzsäure. Im ganzen ist er wenig geschichtet, doch schalten sich besonders im unteren Teil plattige Lagen, oft mit kleinen Hornsteinkonkretionen und mit grünlichen, weichen Tuffzwischenmitteln, ein. Die Platten sind etwa 5—10 cm dick. Die Neigung der Schichten ist meist gering, von wechselnder Richtung.

Am Fuß der Wand bilden die plattigen Kalke eine größere Masse. Etwa im obersten Meter sind es ebenflächige, manchmal fein breschige Kalke mit kleinen Hornsteinknöllchen. Gegen unten entwickeln sich rasch knollige, viel hornsteinreichere Buchensteiner Kalke. Sie haben nur $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit. Darunter sieht man noch etwas graue, mergelige, gestörte Kalke. Das allgemeine Einfallen scheint ungefähr 20° NE zu sein. Es gibt aber in den Plattenkalken viele Kleinfalten. Das Streichen der Achse einer solchen wurde mit N 40° W gemessen. Außerdem sind die Gesteine von einer Schar von Harnischen durchsetzt. Sie stehen senkrecht, streichen etwa NNE und sind sehr deutlich horizontal gestreift. Kleinere Harnische verlaufen etwa parallel mit der früher gemessenen Faltenachse. Es ist gut möglich, daß die Richtung der Harnische einfach zwischen NNW und NNE schwankt.

Im nordöstlichen Teil der NW-Wand der Rodella sieht man mehrfach die unmittelbare tektonische Auflagerung der Buchensteiner Hornsteinknollenkalke

auf die unteranisischen grauen Mergel. Diese sind etwas gequetscht. Im ganzen sind die Störungen aber sehr gering. Die Marmolatakalkwand bildet auch hier im NE oft einen deutlichen Ueberhang mit zahlreichen Harnischen. Zwei davon haben wir gemessen. Bei einem hatten die Streifen die Richtung ENE—WSW, bei dem anderen N 30° W — S 30° E. Wir finden auch hier dasselbe Schwanken um die Nordrichtung, wie früher. Unter den Harnischen zeigen typische Buchensteiner Schichten mit dünnen Pietra verde-Lagen leichte Wellen, deren Achsen ungefähr E—W verlaufen.

Der bisher ausführlich beschriebene tektonische Bau setzt sich im wesentlichen gleichartig über den breiten Rücken von P. 2367 gegen die Forcella di Rodella fort. In der Schichtfolge sind die vulkanischen Breschen jetzt viel reichlicher entwickelt. Weiter unten am Weg erscheint auch ein neues Schichtglied, das wir bisher nicht getroffen hatten, heller Contrinkalk mit Diploporen.

Bei P. 2367 sind ein paar kleine Querbrüche vorhanden, die den Zusammenhang aber nur ganz wenig unterbrechen. Der verhältnismäßig bedeutendste von ihnen wurde schon auf S. 50 erwähnt. Seine Sprunghöhe dürfte etwa 6 m betragen, denn um so viel ist die Gleitfläche auf seiner NE-Seite gegenüber der SW-Seite gesenkt.

Der niedere Rücken nördlich P. 2367 besteht zum überwiegenden Teil aus gröberen Breschen mit vielen verschiedenen Kalken, Porphyritblöcken und tuffigem Zwischenmittel. Ihrer Gesteinsbeschaffenheit nach könnte man diese Bresche für intrusiv halten. Wegen ihrer innigen Verbindung mit den geschichteten Wengener Tuffen im Hangenden dürfte sie aber wohl hauptsächlich durch Umschwemmungen benachbarter vulkanischer Explosionskegel entstanden sein. Auf demselben kleinen Rücken sind mehrere größere Massen eines grauen, etwas mergeligen, unregelmäßig geschuppten Kalkes vorhanden, der wohl in das Unteranis zu stellen ist. Die Breschen stoßen daran teilweise mit fast senkrechter Begrenzung. Ob es sich um vulkanische Blöcke handelt, um tektonische Scherlinge, oder worum sonst, ist wegen der Unzulänglichkeit der Aufschlüsse nicht zu entscheiden.

Von der Forcella di Rodella westwärts gegen den Rivo di Pozzates führen derzeit zwei Wege, ein älterer, auf der Alpenvereinskarte eingezeichneter weiter unten am Hang und ein neuer, nicht eingezeichneter wenig höher oben. Der untere Weg bietet das vollständigere Profil, am oberen sind aber die diploporenenreichen Gesteine viel besser aufgeschlossen. Wir beginnen mit diesem.

Profil am oberen Weg von der Forcella di Rodella gegen WSW (vergl. Ogilvie Gordon 1925 a, S. 191—192; 1927, S. 31, dazu S. 29, Anm. 2; Pia 1928, S. 235).

3. Das höchste aufgeschlossene Gestein sind hier helle, sehr reine Kalke mit vielen Seeigelstacheln. Sie bilden eine Linse, die gerade am besprochenen Weg am dicksten ist. Ihre Länge schätzten wir auf 15 m, ihre größte Dicke auf 5 m. Die Schichtung ist im unteren Teil undeutlich. Gegen oben wird sie deutlicher und ziemlich dünn. Der unterste Teil des Kalkes ist mylonitisiert und gelb gefärbt. 1 m über der Liegendgrenze erscheinen die ersten sicheren Diploporen. 3 m über der Basis ist das Hauptlager der *Diplopore annulatissima*. Weiter oben treten kleinere Exemplare auf, doch ließ sich in den Schlifften keine zweite Art nachweisen, wie wir anfangs dachten. Wir fassen diese hellen Diploporenkalke als eine heteropische Vertretung der oberanisischen Mergelkalke auf der Nordseite des Langkofels auf.

2. Bresche aus teilweise mehr als kopfgroßen Stücken folgender Gesteine: Feldspatreicher Porphyrit; feinere, vorwiegend kalkige Bresche unsicherer Natur; hellgrauer, reiner Kalk mit vielen Seeigelstacheln, vollkommen entsprechend dem Gestein Nr. 3; mürbe, gelbbraune, kristallin aussehende Mylonite, die aber ebenfalls in Form einzelner Blöcke auftreten. Die Mächtigkeit dieser Bresche, die wohl als tektonisch aufzufassen ist, beträgt am oberen Weg 2 m.

1. Graue, schuppige Mergelkalke, zweifellos dem oberen Teil des unteren Anis angehörig.

Schon aus diesem Profil dürfte zu entnehmen sein, daß der Sarldolomit an der Rodella nicht, wie Mutschlechner (1935, S. 26 und 40) vermutet, infolge Nichtabsatzes oder infolge vulkanischer Wegsprengung fehlt, sondern tektonisch zerrieben ist, so daß nur stellenweise Linsen und Blöcke von ihm übrig blieben.

Das Profil am alten, auf der Alpenvereinskarte eingezeichneten Weg ist vollständiger. Wir haben es schon früher (Ogilvie Gordon 1927, S. 122) ziemlich ausführlich dargestellt und verweisen wegen mancher Einzelheiten, besonders in den höheren Schichten, auf diese ältere Beschreibung.

12. Konglomerattuffe und Tuffe mit Kalkblöcken. Ihre Basis quert den Weg gleich nördlich der kleinen Biegung beim unteren Ende des „R“ von „Forcella di Rodella“ der Alpenvereinskarte.

11. Innige Wechsellagerung von Breschen und wohlgeschichteten, dunklen, mittelkörnigen Tuffen. Zu unterst scheint immer etwas Bresche zu liegen, aber höchstens wenige Dezimeter. Darüber folgt etwa $\frac{1}{2}$ m Tuff, dann wieder Bresche. Diese Schichten streichen dem Weg ganz parallel, begleiten ihn daher ein großes Stück weit. Einfallen N 10° E mit 30° Neigung. (Der Weg macht hier eine viel stärkere Biegung, als auf der Alpenvereinskarte dargestellt.)

10. Echter, wohlgebankter Buchensteiner Knollenkalk. Zwischen den Knollen liegt grünliche, feine Tuffmasse. Besonders im obersten Teil treten viele Hornsteinbänder auf.

9. Scheinbar intrusive Bresche aus Hornsteinknollenkalken und augitreichem Porphyrit. Mächtigkeit $\frac{1}{2}$ m, Länge des Aufschlusses am Weg 5 Schritt. In das nächst höhere Schichtglied 10 besteht ein allmählicher Uebergang.

8. Feinkörnige Bresche mit sehr viel Tuffmaterial und mit vielen kleinen Stückchen von hornsteinreichen Kalken. Einfallen der Bänke 32° N. Mächtigkeit $\frac{3}{4}$ m.

7. Bresche mit großen Porphyriten und vielen Stücken von Buchensteiner Schichten. Breite 10 Schritt.

6. Stark gestörte unteranisische Mergel. Streichen im ganzen etwa ESE, entlang des Weges. Breite 21 Schritt.

5. Bresche aus Muschelkalk, hellen Kalken, Porphyrit und viel feinkörnigerer Bresche. Diese ist wahrscheinlich intrusiver Entstehung. Breite 5 Schritt.

4. Sehr gequälter grauer Mergel des unteren Muschelkalkes. 7 Schritt.

3. Bresche aus Muschelkalk, hellen Kalken, Porphyrit. 2 Schritt breit.

2. Gelbliche, mylonitische und breschige Kalke. Im untersten Teil sind einige gesündere weiße Kalke vom Aussehen des Diploporenkalkes im vorigen Profil vorhanden. Gegen oben wird das Gestein rauhwackenartig. Es enthält immer noch einzelne festere Stücke hellen Kalkes. Zwischen beiden Ausbildungen besteht stellenweise ein deutlicher Uebergang. Ganz oben liegt wieder eine 2 dm starke Bank gesünderen Kalkes, der in den Mylonit allmählich übergeht. Länge der Aufschlüsse dieses Gesteines 48 Schritt.

1. Graue Mergel des Muschelkalkes, offenbar die Fortsetzung von Nr. 1 des vorigen Profiles. Sie fallen mittelsteil NNW.

Die Gesteine Nr. 2—7 dieses Profiles stellen eine tektonische Zertrümmerungs- und Verschuppungszone vor, die Fortsetzung der Schubfläche unter der Gipfelwand der Rodella. Die einzelnen ausgeschiedenen Lagen sind dementsprechend nicht weit zu verfolgen. Schon innerhalb der Aufschlüsse am Weg keilen manche von ihnen, besonders im mittleren Teil des Profiles, aus.

e) Das Gebiet des obersten Rivo di Pozzates.

(Vergl. bes. Phot. 22, Textfig. 5 und 7.)

In dem von der Forcella di Rodella gegen WSW herunterziehenden Graben ist unterhalb der beiden oben erwähnten Wege und gerade unterhalb des Aufschlusses mit den Diploporen eine tektonisch wichtige Entblößung. Zu oberst sieht man eine sehr grobe Bresche aus hellem Kalk und Augitporphyrit. Sie liegt mit glatter Fläche einem merklich gequetschten graublauen Mergelkalk auf, der jedenfalls in das Unteranis zu stellen ist. Man hat wieder den Eindruck, daß die hellen Diploporenkalke als große Blöcke in der Bresche stecken. Die Hauptschubfläche ist hier offenbar unter dem hellen Kalk, zwischen ihm und dem grauen Mergelkalk, zu suchen. Sie fällt N 5° W mit 45° Neigung. Etwa 8 m (senkrecht auf die Schichten) darunter trifft man im Graben kleine Aufschlüsse roter Sandsteine. Etwas weiter unten erkennt man, daß sie ungefähr parallel mit der Schubfläche einfallen.

Nördlich der Häusergruppe 2180 stehen in dem Hauptquellast des Rivo di Pozzates, der von der Grohmannspitze herunter kommt, Werfener Schichten an. Die Aufschlüsse wechseln hier stark. Im Jahre 1938 hatte ein kleines Hochwasser sie etwas verbessert. Man sah

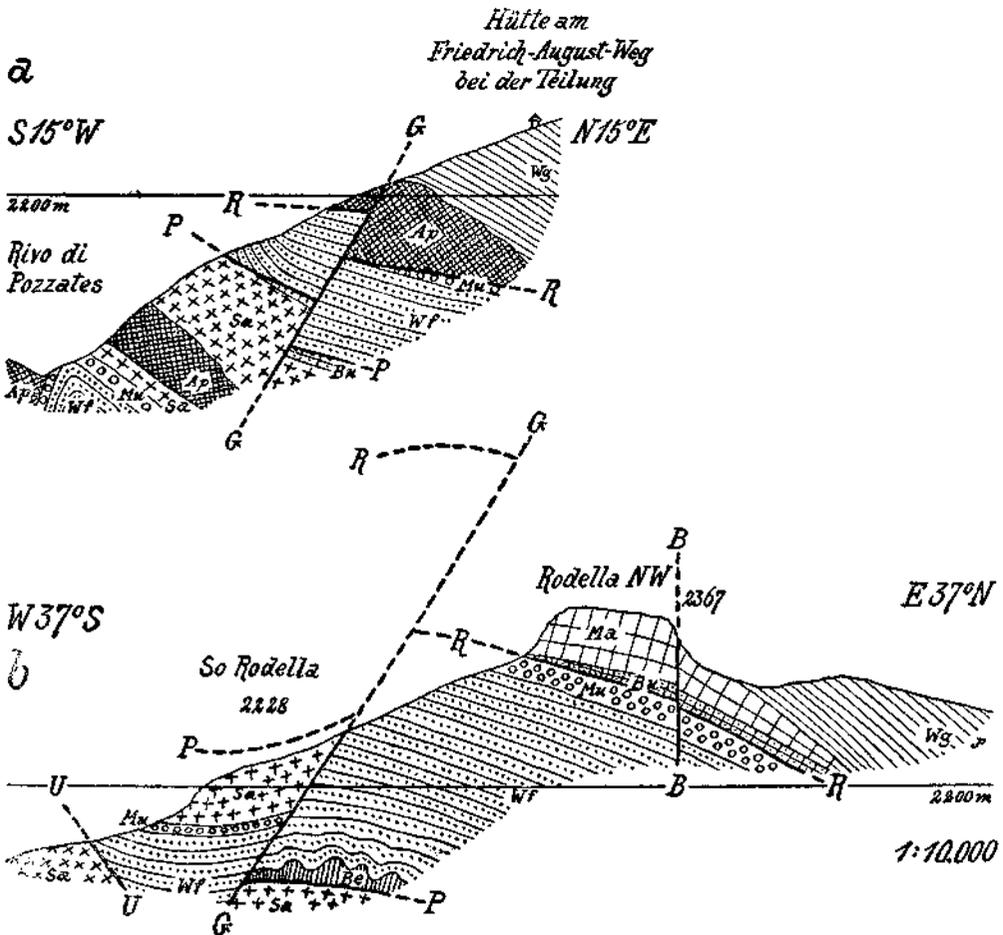


Fig. 7.

Zwei Profile aus dem Gebiet des oberen Rivo di Pozzates.

- a) Hang zwischen Rivo di Pozzates und Graben östlich Strentures,
- b) SW-Seite der Rodella.

Ap = Augitporphyrit
 B-B = Bruch an der Nordecke des
 Rodellagipfels
 Be = *Bellerophon*-Schichten
 Bu = Buchensteiner Schichten
 G-G = Gabbia-Störung
 Ma = Marmolatakalk

Mu = Unterer Muschelkalk
 P-P = Pedonell-Ueberschiebung
 R-R = Gipfelschubfläche der Rodella
 Sa = Sarldolomit
 U-U = untergeordnete Schubfläche
 Wt = Werfener Schichten
 Wg = Wengener Schichten

etwa 25 m nördlich der unten zu besprechenden Buchensteiner Schichten bei den Hütten zunächst graue Mergelschiefer und Kalke. Besonders die südlichsten, härteren Bänke sind deutlich gequetscht. Das Einfallen ist recht gleichmäßig E 40° N mit 48° Neigung. Nördlich folgen

im Hangenden rötliche, glimmerige Mergel, dann unteranisische Mergelschiefer. Sie fallen N 15° E mit 50° Neigung und zeigen Spuren von Quetschung. Auch Richthofensches Konglomerat ist in dieser Gegend zu sehen (Ogilvie Gordon 1927, S. 235, Taf. 25). Das Nächste, was man darüber trifft, sind deutlich geschichtete Tuffe mit großen Blöcken von Augitporphyr. Zwischen ihnen und dem Muschelkalk haben wir die Fortsetzung der Gipfelüberschiebung der Rodella festgestellt (Ogilvie Gordon 1927, Taf. 25). Erst weiter oben kommt fester Augitporphyr.

Die bei den Hütten 2180 und von hier südwärts folgenden, recht merkwürdigen Verhältnisse haben wir schon früher beschrieben (Ogilvie Gordon 1927, S. 235—36; 1928a, S. 149—151). Wir wiesen besonders darauf hin, daß Breschen und anisische Dolomite hier auffallend unkonform auf Werfener Schichten liegen. Die Breschen, die wir für tektonisch erklärten, sind ungewöhnlich mächtig entwickelt. Die Dolomite bilden in der Gabbia genannten Gegend „eine Reihe von auffallenden Felsklippen“. Wir erklärten sie als Teile einer ursprünglich zusammenhängenden Schubmasse und vermuteten, daß die Störungszone im Pozzatestal unterhalb P. 2180, die erwähnten Klippen und die Gipfelschubmasse der Rodella tektonisch zusammengehören.

Weller (1920, S. 63 und Profil 8) hielt den Sarldolomit nördlich So Rodella für eine in junger Zeit herabgeglittene Scholle. Ampferer hat die vorhandene Überschiebung gezeichnet (1929, Fig. 7B). Leider ist aus seiner Figur die genaue Stelle, auf die sie sich bezieht, nicht zu entnehmen, zumal die angegebenen Weltgegenden nicht stimmen können.

Um die bei den Hütten 2180 und von hier bachabwärts folgenden Aufschlüsse richtig zu verstehen, müssen wir uns nun zunächst auf den Westhang der Rodella, in die Gabbia und So Rodella genannte Gegend, begeben (Textfig. 5 und 7b).

Die Hütte 2201 gerade südlich des Rodellagipfels steht auf Werfener Schichten. (Der Weg, der von hier nach So Rodella führt, geht selbstverständlich nicht, wie es die Alpenvereinskarte darstellt, mitten durch den Steilhang, sondern nördlich um diesen herum zum Ostfuß der Felsen 2228.) Unter den Werfener Schichten folgt der *Bellerophon*-Kalk, der auf Sarldolomit überschoben ist. Wir haben diese Überschiebung, die bedeutendste der Südseite der Rodella, auf S. 48 die Pedonellüberschiebung genannt. Alle die erwähnten Schichten sind in dem großen Wildbachtrichter auf der SSW-Seite der Rodella ungemein verbogen und zerbrochen. Auf der Ostseite des Trichters sind die Verhältnisse noch halbwegs klar, auf der Westseite aber werden sie äußerst verworren. Man kann nicht immer sagen, wie die einzelnen Trümmer ursprünglich zusammengehörten.

Am Südfuß der Sarldolomiffelsen 2228 ist etwas unteranisischer grauer, mergeliger, gebankter Dolomit vorhanden. Er scheint ziemlich flach zu liegen. Der Weg führt ein Stück weit über ihn hin. Darunter folgen Spuren von roten Werfener Schichten, dann einzelne Dolomiffelsen. Sie setzen sich in die größere Dolomitmasse südlich Pescošta fort, hängen aber mit dem Dolomitzug der Kote 2099 nicht unmittelbar zusammen. Von dem Dolomit des Punktes 2228 scheinen sie durch einen schmalen Werfener Streifen ganz getrennt zu sein. Denn auch auf der SW-Seite der genannten Kote ist in etwa 2120 m Höhe ein Aufschluß zerquetschter Werfener Schichten. Vermutlich gehören Werfener Schichten und Muschelkalk in das normale Liegende von P. 2228, sind aber dem nächst tieferen Dolomit gegen S etwas aufgeschoben, wahrscheinlich nur an einer untergeordneten Störung.

Am Ostfuß der Wände 2228 steht am Weg eine in der Alpenvereinskarte nicht eingezeichnete Hütte. Der Dolomit der genannten Wand zieht sich hier mit einem spitzen Ausläufer fast bis in den nächst östlichen Graben hinunter. Auf der linken Seite dieses Grabens und in seinem Grund stehen dagegen Werfener Schichten an, die flach gegen die Rodella einfallen. Sie trennen den Dolomit der Kote 2228 von der Wandstufe, die von P. 2099 herüberzieht. Es geht zwischen beiden eine von uns schon im Jahre 1927 (Taf. 25) gezeichnete Störung durch, die sich in einer noch nicht genau untersuchten Weise in den Rivo da Fosell hinunter fortsetzt. Der Dolomit der Ostseite der Felsen 2228 ist stark gepreßt. An ihrem Ostfuß stehen sofort sehr gequetschte Werfener Schichten an, die im ganzen gegen die Rodella einfallen. Sie enthalten reichlich Bivalveplatten. Dort, wo sie schon etwas weniger gestört sind, maßen wir das Einfallen mit 32° NE. Für unteren Muschelkalk ist hier zwischen Sarldolomit und Werfener Schichten kein Platz. Sie werden offenbar durch die schon erwähnte Störung getrennt, die ziemlich steil gegen SW fällt und die Werfener Schichten senkrecht abschneidet. Wir bezeichnen sie als den Gabbia-bruch. Es handelt sich um einen verkehrten Bruch (vergl. S. 6). Man könnte wohl auch von einer Ueberschiebung sprechen, doch haben wir das in der Regel nicht getan, weil die Störung — wenigstens in dem näher untersuchten Abschnitt — immer wesentlich steiler als 45° geneigt ist. Man kann sie östlich und nördlich um P. 2228 herum verfolgen. Nirgends ist hier unterer Muschelkalk zu finden. Auf der Nordseite von P. 2228 zieht die Störungsfläche gegen NW herunter. Der größeren Dolomitmasse sind hier isolierte Dolomit-deckschollen vorgelagert (vergl. Karte). Nun geht der Bruch ein kurzes Stück weit ganz durch Werfener Schichten. An dem von der Forcella di Rodella herunterkommenden Weg ist er aber wieder recht deutlich.

An der Wegecke gleich südlich der Häuser Pescošta steht Sarldolomit an. Er gehört zu den Felsen nördlich Ren. Nördlich davon folgen am Weg zunächst etwas Werfener Schichten, die auch unterhalb des eingezeichneten Sträßchens, an der Abzweigung zu den Hütten Pescošta und bei diesen selbst, zu sehen sind. Das Hangende der Werfener Schichten ist am Weg nicht aufgeschlossen, wohl aber unter ihm, knapp nördlich der wiederholt erwähnten Hütten von Pescošta. Hier steht ein plattiger, grauer Kalk an, jedenfalls unterer Muschelkalk. Er ist ziemlich stark verbogen. Sehr gut sieht man diesen dünnbankigen unteren Muschelkalk auch auf der rechten Seite des Pozzatesgrabens, am Fuß der Dolomitwand gerade östlich des Wortes „Strentures“ der Alpenvereinskarte, hinziehen.

Geht man am Weg zur Forcella di Rodella gegen N weiter, so trifft man nach der schon erwähnten Unterbrechung der Aufschlüsse nördlich der Werfener Schichten zuerst wahrscheinlich etwas Sarldolomit. Dann folgt am Weg in einer Breite von 76 Schritt die oft besprochene Bresche. Wir kommen auf sie weiter unten zurück. Zunächst beschreiben wir nur ihre Beschaffenheit an dieser Stelle. Die Bruchstücke sind im untersten Teil am größten und sehr eckig. Gegen oben werden sie immer kleiner, schließlich sind sie nur mehr eigroß. Sie bestehen aus weißlichem oder grauem, kristallinem Sarldolomit, grauen Hornsteinkalken der Buchensteiner Schichten und hellgelben Kalken, wohl Marmolatakalk. Ueber der Bresche liegt wieder etwas löcheriger Dolomit, der am Weg 10 Schritt breit ist. Dann folgt der Gabbiabruch. Der Weg quert ihn auf der linken Seite des Grabens westlich des Punktes 2160 der Alpenvereinskarte. Die grauen Werfener Schichten unter ihm sind stark zerdrückt, so daß man die Lagerung nicht erkennt. Die Bruchfläche zieht sehr deutlich mit grabenauswärts gerichtetem Einfallen in den seichten Bachriß hinunter und auf der rechten Seite wieder empor (Taf. 11). Man sieht hier wieder sehr gut, daß sie die Schichten der Untertrias etwa senkrecht abschneidet. Diese fallen sanft und sehr gleichmäßig bergwärts. Nur unmittelbar am Kontakt sind sie etwas verbogen. Die Störungsfläche fällt 58° SW. Höher oben biegt sie sich etwas steiler auf. Sie weist ganz eindeutig auf die oben schon erwähnten Deckschollen nordwestlich Punkt 2228 hin, von denen eine turmförmig aufragt. Etwas nördlich des Grabens 2160 ist den Werfener Schichten am Weg, die reichlich *Pseudomonotis clarai* führen, eine ganz kleine Scholle von Bresche fast schichtenparallel eingepreßt. Sie ist nur etwa $\frac{5}{4}$ m dick und quer auf den Weg 2 m lang. Teilweise ist sie in gelben Mylonit verwandelt. Offenbar ist sie als ein abgespaltener Span der hier schon abgetragenen überschobenen Masse zu deuten.

Zwischen dem Graben 2160 und dem Pozzatesgraben besteht die gehobene Scholle teils aus stark zertrümmertem Sarldolomit, teils aus Bresche. Stellenweise liegt diese deutlich zwischen jenem und den Werfener Schichten. Oft hat man den Eindruck, daß zwischen Dolomit und Bresche ein vollständiger Uebergang und eine unregelmäßige Verzahnung besteht. Die abgesunkenen Werfener Schichten fallen N 10° E mit 43° Neigung.

Auf der linken Seite des Pozzatesales erreicht die Bresche dann ihre größte Mächtigkeit. Ehe wir das Profil in diesem Graben weiter aufwärts verfolgen, betrachten wir noch kurz die Aufschlüsse etwas weiter unten. Die Felszeichnung ist hier auf der Alpenvereinskarte nicht ganz genau. Zwischen Pozzatesbach und Weg ist in etwa 2120 m Höhe noch ein gegen S blickendes Wandel vorhanden. Hier beobachtet man in dem Sarldolomit von unten her eingepreßte schmale Massen von Werfener Schichten (Ogilvie Gordon 1927, S. 236; 1928 a, S. 149—151), wohl Zeugen der inneren Bewegungen in den an der Gabbiastörung überschobenen Dolomiten (Taf. 12, Fig. 23). Gleich südwestlich dieser Stelle erreicht der auffallende Lagergang, der in dem Sarldolomit steckt, sein Ostende. Er zieht sich nicht so weit nach NE, wie Mutschlechner zeichnet, sondern spitzt etwas südlich der Dolomitwandeln, entweder im unteren Muschelkalk oder in den Werfener Schichten, aus.

Nun verfolgen wir das Profil im Pozzatesbach von dem Sarldolomit, über den der Wasserfall in Fig. 22 auf Taf. 12 herabstürzt, weiter tal-

aufwärts bis zu den Hütten 2180, wo wir es auf S. 64 verließen. Im Gegensatz zu früher (vergl. S. 64) scheint es uns jetzt notwendig, hier zwei wesentlich verschiedene und verschieden gerichtete Störungen anzunehmen: Die Gipfelverschiebung der Rodella zwischen unterem Muschelkalk und Konglomerattuffen (vergl. S. 64) und den Gabbiabruch, der die Schubfläche schneidet und über eine kurze Strecke oberflächlich unterbricht.

1. Grobe Bresche, vorwiegend auf der linken Bachseite aufgeschlossen. Ganz wenig reicht sie auch auf die rechte Bachseite.

2. Im Bach unten einige wenige Bänke von Knollenkalken. Zusammen mit Nr. 3 bilden sie eine überstürzte Falte. Einfallen des inversen Schenkels N 15° W, Neigung 62°, des Hangendschenkels N 30° W mit 31° Neigung. Der Liegendschenkel liegt den Breschen Nr. 1 ohne Anzeichen einer Störung auf. Auch im Sattelnern der überkippten Falte sind Breschen vorhanden. Ihre Bildung könnte hier aber mit der Falte selbst zusammenhängen, zumal wir an dieser Stelle in ihr keine anderen Gesteine als Buchensteiner Schichten bemerkt haben.

3. Unreine, schwärzliche Bänderkalke mit dünnen, langen Hornsteinbändern. Etwa 21½ m.

4. Hornsteinreiche Kalkbresche der Buchensteiner Schichten. Sie ist etwa 1 m dick und liegt mit ganz glatter Schichtfläche auf dem nächst tieferen Gestein (Nr. 3).

5. Reiner, dunkler Tuff mit wenigen Kalkstücken. Gegen unten nehmen diese zu. Dadurch sind die Gesteine 4 und 5 innig miteinander verbunden.

6. Blocktuffe aus Porphyrit.

Die Buchensteiner Schichten (Nr. 2 und 3) stehen bei den Hütten auf der Westseite des Baches, gleich nordwestlich P. 2180, an. Sie fallen hier W 15° S mit 58° Neigung. Sie tauchen also nicht unter die auf S. 62 erwähnten Werfener Schichten ein, sondern dürften von ihnen jedenfalls durch die Gabbiastörung getrennt sein.

Etwa 100 m westlich der Hütten 2180 ist in der Wiese noch ein Aufschluß eines Konglomerattuffes mit vielen Kalkstücken, der am ehesten als Buchensteiner Agglomerat zu deuten wäre. Weiter im W gelangt man in Werfener Schichten, ohne daß das Verhältnis der beiden Gesteine zu erkennen wäre. Wir haben die überschobene Lage der Untertrias an dieser Stelle schon bei früherer Gelegenheit erwähnt (Ogilvie Gordon 1927, S. 236). Mutschlechner zeichnet auf seiner Karte wohl die Werfener Schichten und ihre saigere Stellung, nicht aber die Ueberschiebung. Die Untertrias bildet bei ihm eine ziemlich ausgedehnte rundliche Masse, deren Natur einem unklar bleibt. Wir haben deshalb das Gebiet zwischen dem Rivo di Pozzetas und seinem ersten größeren rechten Seitenbach noch einmal besucht und vor allem die Ueberschiebung in einem Lichtbild festgehalten (Text-

fig. 7 a, Phot. 17, dazu Phot. 18). Der abgebildete Aufschluß liegt etwa 2150 m hoch am linken Ufer des erwähnten Nebenbaches auf einem ausgeprägten Felsvorsprung. Die Werfener Schichten stehen senkrecht. Die Ueberschiebung hat eine Neigung von 34° . Wir fassen sie als die an dem Gabbiabruch etwas gehobene Pendonellüberschiebung auf. Sie wird von einem kleinen Bruch durchschnitten, der S 50° E streicht und mit 73° gegen SW geneigt ist. Der Ostflügel ist um 6 m gesenkt. Vielleicht darf man annehmen, daß es sich um eine hangende Nebenstörung des Gabbiabruches handelt.

Etwa 100 m nordöstlich der Ueberschiebung kommt man aus den Werfener Schichten in Augitporphyrit, ohne daß die Grenze deutlich aufgeschlossen wäre. Sarldolomit und Buchensteiner Schichten fehlen. Wir haben deshalb schon früher geschlossen, daß hier die Gipfelüberschiebung der Rodella durchziehen muß. Das gleich zu beschreibende Profil bestätigt im wesentlichen diese Deutung. Die Werfener Schichten selbst sind nur an wenigen Stellen etwas besser zu sehen. Unweit des Augitporphyrites stehen graue Kalke mit sehr vielen Muscheln an. Sie fallen deutlich gegen den Berg ein. Etwas weiter unten sahen wir rötliche Kalke mit kleinen eckigen Bruchstücken grauen Kalkes und vielen Muschelquerschnitten. Wir vermuten, daß es sich hier um das Kokensche Konglomerat Wittenburgs (1908, S. 5; Klebelsberg 1935, S. 331) handelt. Unmittelbar darunter folgt grauer, kristalliner Dolomit in wenigen losen Stücken. Wir werden dieses wahrscheinlich auch zu den Werfener Schichten gehörige Gestein im nächsten Profil besser aufgeschlossen treffen.

In dem rechten Hauptast des Rivo di Pozzates, östlich Strentures, erhielten wir von etwa 2150 m Höhe aufwärts, gleich unterhalb des (unteren) Fußsteiges nach Masarei, folgendes Profil (von oben nach unten):

7. Geschichtete, teilweise sehr grobe Wengener Tuffe.

6. Fester Augitporphyrit, bildet beiderseits des Tales Wände und nimmt einen Raum von etwa 100 m Breite ein. Etwa 20 m über dem Talboden zieht er sich an den Hängen gegen S vor. Er überlagert also offenbar die nun zu nennenden Gesteine an einer Störungsfläche, höchstwahrscheinlich der Gipfelüberschiebung der Rodella.

5. Auf der linken Talseite sind in einer Breite von wenigen Metern lose Massen von Werfener Schichten zu sehen, rote, glimmerige Sandsteine, grün-graue Sandsteine usw. Sie mögen vielleicht von etwas höher oben heruntergerutscht sein. Jedenfalls handelt es sich aber um das westliche Ende der Werfener Schichten, deren überschobene Lagerung oben (S. 67—68) beschrieben wurde.

4. Grauer, kristalliner, besonders im unteren Teil sehr gequetschter, stellenweise wohl auch ursprünglich konglomeratischer Dolomit. Etwa 8 m. Einfallen

an einer Stelle N 15° W mit 35° Neigung. Das Gestein ist aber stark kleingefaltet. Wahrscheinlich gehört es auch zu den Werfener Schichten. Seine Nordgrenze folgt nicht den Schichten, sondern fällt mit 60° Neigung talauswärts. Wir fassen diese Störung als den Gabbiabruch auf. Die Sprunghöhe muß nach dem bei Nr. 6 gesagten mehr als 20 m betragen. Sie kann selbstverständlich viel größer sein.

3. Tuffkonglomerate mit einzelnen Lagen von Buchensteiner Schichten. Diese bilden nur kurze Schollen, die nicht weit streichen. Sonst sind sie aber ganz typisch: Hornsteinknollenkalke mit grünlichen Tuffzwischenlagen. Sie fallen — natürlich sehr unregelmäßig — 43° NW. Gesamtmächtigkeit dieses Schichtgliedes 15—20 m. Es muß von den Werfener Schichten Nr. 4 durch eine Ueberschiebungsfläche getrennt sein, jedenfalls derselben, an der wenig weiter östlich die Werfener Schichten auf Sarldolomit liegen.

2. Grobe Bresche aus gut kopfgroßen, gelegentlich auch metergroßen Stücken von hellen und dunklen Kalken und hellen Dolomiten. Unter den Kalken erkennt man nicht nur Buchensteiner Schichten, sondern sehr sicher auch *Bellerophon*-Schichten. Die Bresche ist besonders auf der rechten Seite entwickelt. Mächtigkeit vielleicht 10 m, schwankt aber stark. Sie entspricht wohl sicher der Bresche im Pozzatesgraben.

1. Gänzlich in große Trümmer aufgelöster Sarldolomit.

Die auf den vorstehenden Seiten ausführlich beschriebenen Aufschlüsse bestätigen also unser seit 1903 auf unseren Karten niedergelegtes Ergebnis, daß die Gipfelverschiebung der Rodella bis in die Nähe der Masareihütten verfolgt werden kann. Falls sie sich noch weiter nach W fortsetzt, müßte sie durch ein ausgedehntes Tuffgebiet verlaufen, in dem sie außerordentlich schwer zu finden wäre.

Den Gabbiabruch haben wir bisher nur auf einer Strecke von etwa 1 km genau verfolgt. Im W sind uns keine weiteren Aufschlüsse bekannt. Er muß hier bald unter den Moränen von Masarei verschwinden. Dagegen dürfte er sich nach SE jedenfalls fortsetzen und für die Deutung der Tektonik des Südhanges der Rodella recht wichtig sein. Insbesondere sieht die Dolomitscholle von Bruscola (etwa in der Mitte zwischen Rodellagipfel und Gries) ganz so aus, als ob sie zu der Schubmasse von Gabbia gehörte (vergl. Textfig. 8). Dasselbe wird von dem östlich anschließenden *Bellerophon*-Kalk gelten. Wir sind aber noch nicht in der Lage, darüber genaue Mitteilungen zu machen.

Die Bruchfläche ist nicht ganz eben, sondern sowohl in waagrechtlicher als in senkrechter Richtung deutlich gekrümmt. Sie fällt aber immer ziemlich steil etwa gegen SW ein. Daß der Südflügel wirklich überschoben und nicht etwa abgesunken ist, geht wohl schon daraus hervor, daß im Hangenden der Werfener Schichten von Pedonell kein Sarldolomit vorhanden ist, der hätte absinken können. Denn im Gipfelteil der Rodella fehlt der Sarldolomit entweder ganz oder er ist durch Contrinkalk ersetzt. Auch in dem Graben östlich Strentures

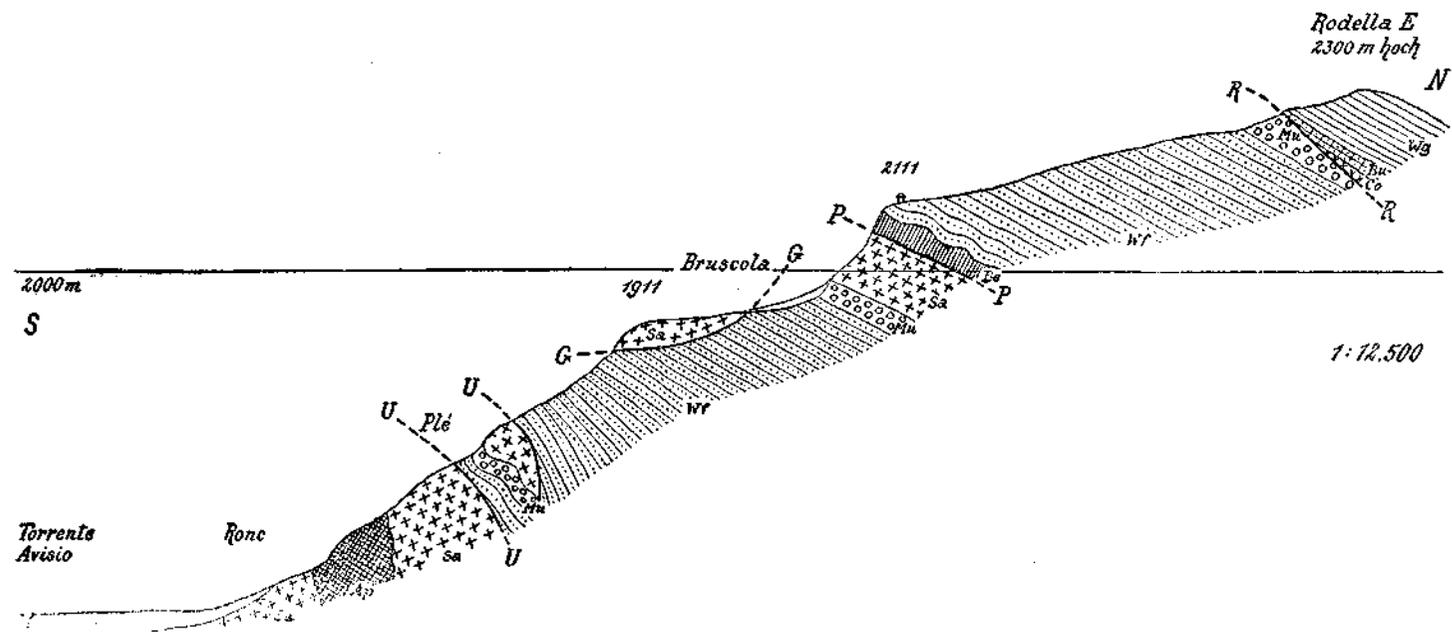


Fig. 8.

Vorläufiger Versuch eines N—S-Profiles durch den SE-Hang der Rodella, nach der Karte von Mutschlechner, einer unveröffentlichten Skizze von Ampferer und eigenen Beobachtungen.

- | | | |
|-----------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|
| Ap = Augitporphyrit | G—G = Gabbia-Störung | Sa = Sarldolomit |
| Be = Bellerophon-Schichten | Mu = Unterer Muschelkalk | U—U = untergeordnete Schubfläche |
| Bu = Buchensteinerschichten | P—P = Pedonell-Ueberschübung | Wt = Werfener Schichten |
| Co = Condrinkalk | R—R = Gipfelschubfläche der Rodella | Wg = Wengener Schichten |

war der Sinn der Bewegung deutlich zu erkennen (S. 69). Die überschobenen Werfener Schichten westlich der Hütten 2180 sind offenbar die am Gabbiabruch verworfene Fortsetzung der Werfener Schichten von Pedonell.

Der Betrag der an der Gabbiastörung erfolgten Bewegung ist nirgends genau zu messen. Ganz roh schätzen wir die senkrechte Verschiebung in So Rodella auf etwa 100 m, eher mehr als weniger. Wegen der steilen Neigung der Störungfläche ist die waagrechte Verschiebung von derselben Größenordnung. Gegen E scheint die Störung vielleicht an Bedeutung zuzunehmen.

Der Gabbiabruch gehört gewiß zu den jüngsten Störungen der Rodella. Das ergibt sich schon aus der starken Gesteinszertrümmerung, die an ihm erfolgt ist und wohl damit zusammenhängt, daß die heute aufgeschlossenen Gesteine der Oberfläche schon ziemlich nahe waren, als sie gegen einander bewegt wurden. Daß die Gabbiaschubfläche die Pedonellschubfläche abschneidet, ist an mehreren Stellen deutlich zu sehen, so in So Rodella und im Graben östlich Strentures. Weniger klar ist ihr Verhältnis zur Gipfelüberschiebung der Rodella. Doch dürften die Aufschlüsse in dem Graben östlich Strentures (vergl. S. 68, Fig. 7a) genügen, um zu beweisen, daß auch die Gipfelschubfläche älter ist, als die Gabbiaüberschiebung.

Einige Worte müssen wir schließlich noch über die wiederholt erwähnte Bresche des Pozzatesgrabens sagen (vergl. Ogilvie Gordon 1903, S. 31—33; 1927, S. 235, Taf. 25; Ampferer 1929, S. 253—55; Mutschlechner 1935, S. 41 und 42). Bekanntlich hat Ampferer dieses Gestein als eine sehr alte, tertiäre Gehängebresche erklärt, die auf gefalteten und abgetragenen Schichten liegt, aber selbst noch überschoben wurde. Für diese Deutung spricht vor allem das reichliche Vorkommen von Marmolatakalk in der Bresche. Wir haben keinen Anhaltspunkt dafür, daß dieses Gestein im Untergrund des Pozzatesgebietes auftritt und von dort aufgeschürft werden konnte. Dagegen ist sein Vorhandensein leicht zu verstehen, wenn es sich um vom Gipfel der Rodella herabgefallene Schuttmassen handelt. Dann wird allerdings das Auftreten der *Bellerophon*-Kalk-Stücke in der Bresche (S. 69) um so unbegreiflicher. Auch glaubten wir einen allmählichen Uebergang zwischen Bresche und Sarldolomit sicher feststellen zu können (S. 66). Schließlich spricht das Verhältnis der Buchensteiner Schichten bei den Hütten 2180 zu der Bresche, wie es Ampferer selbst (1929, Fig. 7A) ganz richtig darstellt, für eine tektonische Entstehung der Bresche (vergl. S. 67). Sonst müßten wir diese Buchensteiner Schichten als flach überschoben ansehen, wofür

gar keine Beweise vorliegen. Aus diesen Gründen scheint uns unsere alte Deutung der Bresche als eine tektonische doch noch vieles für sich zu haben. Die Marmolatakalkstücke in ihr müssen dann freilich von einem gänzlich zerriebenen Kalkvorkommen im Pozzatesgebiet stammen.

Im Schichtglied Nr. 6 (S. 68) führt ein Fußsteig etwas ansteigend gegen W, zunächst durch schlecht aufgeschlossenen Augitporphyrit. Dann kommt man unmittelbar in das Buchensteiner Agglomerat. Werfener Schichten sind hier nicht mehr zu sehen. Oberhalb der Wand nördlich Strentures sind recht gute Aufschlüsse. Die Wand selbst besteht aus ganz zerbrochenem Sarldolomit. Darüber liegen Tuffkonglomerate, dann hornsteinreiche Buchensteiner Plattenkalke, dann ein vulkanisches Gestein, vermutlich hier gleich Tuff, so weit die nun schlechten Aufschlüsse das erkennen lassen. Wir haben aus dieser Gegend früher (Ogilvie Gordon 1927, S. 71—72) ein ausführliches Profil gegeben, das auch die Fortsetzung der Schichtfolge gegen oben zeigt. Sobald man den Kamm zum Rivo Sass Lungo überschreitet, hören die Buchensteiner Schichten unter dem Weg plötzlich auf. Die Wiesen bis in den Graben hinein sind ganz glatt. Ihr Untergrund dürfte aus einem vollständig zersetzten vulkanischen Gestein bestehen. Hoch oben, etwa 60 m über den Hütten von Masarei, sieht man geschichtete Tuffe.

Der Sarldolomit, dessen Oberrand wir bisher gefolgt sind, hängt offenbar mit dem gleich südlich Masarei zusammen. Eine kleine Unterbrechung bildet nur der Lagergang von Augitporphyrit. Südlich Masarei, am Weg gegen Col dai zu, trifft man etwa 150 m südlich jener Hütten anstehenden Augitporphyrit. Er liegt ohne Zwischenschaltung von Buchensteiner Schichten auf dem Sarldolomit. Dagegen sind ihm einzelne kleine Schollen von Buchensteiner Schichten eingeschaltet. Eine größere Masse von ihnen steht am Weg in etwa 2120 m Höhe an. Unter ihr folgt gleich wieder Augitporphyrit, über ihr liegt ein blockförmig abgesondertes vulkanisches Gestein, das wir nicht für einen Konglomerattuff, sondern für stark zersetzten Porphyrit halten möchten. Weiter nördlich, etwa westlich der Hütten, stecken in ihm andere, kleinere Schollen von Buchensteiner Schichten. Offenbar handelt es sich um Platten und Trümmer, die der Porphyrit vom Sarldolomit abgehoben hat und die in ihm schwimmen.

Die drei Störungsflächen, die wir im Gebiet des Rivo di Pozzates so gut verfolgen konnten, sind in der unmittelbaren Umgebung von Masarei nicht mehr festzustellen. Es ist nach dem Befund in dem Graben östlich Strentures anzunehmen, daß der Gabbiabruch die beiden

anderen abgeschnitten hat. Außerdem verhindert aber die starke Bedeckung mit Quartär und besonders das Vorwiegen vulkanischer Gesteine in der Umgebung von Masarei einen Einblick in die Tektonik.

Ueerblicken wir die Beschreibung der geologischen Verhältnisse westlich des Rivo di Pozzates, so ergibt sich ein sehr eigentümliches und schwer verständliches Bild. Bei Masarei besteht kein Anlaß, eine Ueberschiebung anzunehmen. Eine solche folgt erst weiter unten, am Fuß des Sarldolomites. Die vorhandenen Unregelmäßigkeiten scheinen größtenteils auf vulkanische Vorgänge zurückzugehen. Im westlichen Pozzatesgraben schalten sich dieser Schichtfolge etwa in der Gegend der Buchensteiner Schichten einige Meter von Werfener Gesteinen ein. Sie werden gegen E immer mächtiger und setzen sich in die breite Werfener Zone von Pedonell unter der Rodella fort. In ihrem westlichen, schmalen Teil erscheinen sie nur wie eine Einpressung in eine sonst normale Schichtfolge. Weiter im E wird die Reihe vollständiger, unten treten *Bellerophon*-Schichten hinzu, oben Muschelkalk. Immer aber erscheint das Ganze wie eine fremde, von zwei Schubflächen begrenzte Masse. Denkt man sie sich weg, so ergibt sich zufällig eine fast normale Schichtfolge, da die Buchensteiner Schichten über der oberen Schubfläche auf den Sarldolomit unter der unteren zu liegen kämen.

Das Auskeilen der Gesteinsmasse zwischen den beiden Schubflächen kann auf zwei Umständen beruhen. Die obere Störung mag gegen W tiefer in die Werfener Schichten eingreifen. Man muß jedoch beachten, daß im Pozzatesbach unter ihr noch Muschelkalk vorhanden ist. Wichtiger ist deshalb wahrscheinlich, daß die untere Ueberschiebung gegen W ausklingt, daß in ihr immer jüngere Teile der Werfener Schichten über den Sarldolomit geschoben sind.

f) Der Ostkamm der Rodella. (Vergl. Taf. 13.)

Unser auf den vorigen Seiten gemachter Versuch, die Gipfelüberschiebung der Rodella gegen W, vom Rivo di Pozzates gegen Masarei zu verfolgen, war mit beträchtlichen Schwierigkeiten verbunden. Vermutlich wirken verschiedene Umstände zusammen, um diese so groß zu machen: Das Ueberhandnehmen von Intrusionen, das Eingreifen anderer schlecht aufgeschlossener Störungen und wohl auch das Ausklingen der Ueberschiebung selbst. Gegen E dagegen, auf der Strecke von Pra maur bis zum Rivo di Salei, ist die Ueberschiebung ausgezeichnet zu verfolgen (vergl. auch Ogilvie Gordon 1910, S. 74; 1927, S. 237). Man hat hier den weiteren Vorteil, daß sie fast nur über vollständig freies, leicht zugängliches und dabei doch

hinlänglich aufgeschlossenes Gelände verläuft, so daß man sie weithin überblicken und sich leicht zurecht finden kann (vergl. unsere Taf. 13). Die einzelnen unten zu beschreibenden Wandeln entsprechen sicherlich einzelnen tektonisch begrenzten Blöcken und Linsen von Kalk. Wenn es sich um durchlaufende Bänke handelte, müßten auch die Wandeln gleichmäßig hinziehen. Diese Auflösung der Gesteine in einzelne Linsen, die einen ständigen Wechsel der lückenhaften Schichtfolge in der Schubzone bedingt, ist für die Tektonik des Ostkammes der Rodella besonders bezeichnend. Man kann dieses Gebiet als Typus für das Verhalten dünner harter Gesteine an einer Schubfläche ansehen, die zwischen mächtigere weiche Schichten eingelagert sind.

Mit der Beschreibung schließen wir zunächst an S. 54 an. In der Wiese gleich südlich der Hütte Pra maur stehen Buchensteiner Kalke und darüber Buchensteiner Konglomerate mit vielen Porphyritstücken an. Sie erzeugen in der Wiese einen deutlichen Gehängeknick, doch kommt es nicht zur Bildung von Wandeln. Noch etwas westlich des Steiges von Pra maur gegen S hören die Aufschlüsse der Buchensteiner Kalke plötzlich auf. In ihrer Fortsetzung stehen Campiler Schichten an. Nördlich davon, etwa 15 m höher oben am Hang, sieht man aber auf der Wiese einen kleinen Zug Buchensteiner Kalkmassen mit Konglomeraten, der sich gegen W nicht fortsetzt. Sein Westende liegt etwa 25 m südöstlich der Hütte Pra maur. Die Verbindungslinie der Enden der beiden Kalkzüge hat die Richtung N 10° W. In dieser Richtung muß also wohl ein Bruch verlaufen, dessen Westflügel um etwa 20 bis 30 m abgesunken ist.

Der obere Kalkstreifen erstreckt sich nur wenig weit nach E. Gleich östlich des Steiges Pra maur—Pendonell stößt er gegen graue, mergelige Kalke des unteren Anis. Etwa 10 m weiter oben setzt das Konglomerat in einer deutlichen Bank auf der Wiese wieder fort. Die Verbindung der beiden Enden der Buchensteiner Schichten verläuft diesmal SW—NE. Die Entfernung der beiden Enden beträgt etwa 30 m.

Das Buchensteiner Band zieht nun über den vorspringenden Rücken südlich der Zahl 2283 auf der Alpenvereinskarte. Gerade auf der Westseite dieses Kammes stehen in unmittelbarer Berührung mit dem Buchensteiner Konglomerat etwas graue Kalke, wohl unterer Muschelkalk, an. Vielleicht 8 m unter dem Buchensteiner Konglomerat sieht man in der Wiese einen kleinen Aufschluß von anstehendem Richthofenschen Konglomerat. Es ist ziemlich feinkörnig, rot gefärbt, scheinbar nur etwa 15 cm mächtig und besteht hauptsächlich aus Kalken der Werfener Schichten. Es fällt 28° NE. Offenbar fehlt hier also wieder der Sarldolomit und überhaupt ein großer Teil der anisischen Stufe. Die vielen kleinen Störungen in dem eben beschriebenen Abschnitt lassen es verständlich erscheinen, daß es kaum möglich sein wird, die Tektonik in einem weniger gut aufgeschlossenen und morphologisch weniger einfach gebauten Gebiet aufzulösen.

Ueber dem Buchensteiner Konglomerat folgt auf dem Kamm südöstlich Pra maur ein kleiner Wiesenstreifen. Dann erheben sich Wandeln aus gut geschichteten Tuffen, die gegen P. 2322 zu sehr gut aufgeschlossen sind. Sie enthalten viele bis $\frac{1}{2}$ m große Blöcke von hartem Augitporphyrit, der oberflächlich oft rötlich gefärbt ist. Der Tuff selbst ist fast schwarz. Stellenweise

führt er viele Landpflanzenreste. Echte kugelige Absonderung ist manchmal angedeutet, aber nicht sehr schön entwickelt. Man erkennt deutlich, daß diese Kugeln etwas ganz anderes als die Porphyritgerölle sind.

Südwestlich der Kote 2219 ist ein Aufschluß eines hellen Kalkes, vielleicht oberanischen Alters (sog. „Mendolakalk“ = Contrinkalk, vergl. S. 5). Darauf liegt im E etwas Buchensteiner Konglomerat. Die Stelle bietet nichts Besonderes.

Der nächste Aufschluß, genau am Südfuß der Wandeln von P. 2219, ist viel lehrreicher. Zu unterst sieht man Campiler Schichten, die mit 33° Neigung $E 7^{\circ} N$ fallen. Sie werden von einer vollständig schichtenparallelen Störungsfläche abgeschnitten. Darauf liegt heller, sehr stark gequetschter Kalk. Er zeigt eine deutliche Klüftung, die mit 55° Neigung $W 30^{\circ} S$ fällt. Die Klüfte stehen also fast senkrecht auf die Schubfläche. Ganz wenig höher oben sieht man die Wengener Konglomerattuffe. Auf der Photographie 26 geht die Schubfläche von links oben gegen rechts unten. Rechts ist sie durch einen Ueberhang, links durch ein Grasband bezeichnet.

Südöstlich P. 2219 gelangt man zu einem Aufschluß mit einem großen, schon von weitem sichtbaren Kalkblock. Das erste Gestein, das im W aus der Wiese auftaucht, ist ein sehr knolliger, hornsteinreicher Buchensteiner Kalk mit hellgrünem Zwischenmittel zwischen den Knollen. Er fällt 20° NW und ist etwa 2 m mächtig. Gegen E kommt unter ihm der ungeschichtete weißliche Kalk heraus. Man sieht deutlich, wie die Buchensteiner Schichten sich mit einigen Verbiegungen über ihn hinaufheben. Diesen hellen Kalk möchten wir wieder für oberanisch halten. Er ist stark geklüftet. Die Klüfte fallen 65° W. Am Fuß der Kalkwände ist ihrer ganzen Länge nach ein Ueberhang, der eine 2–3 m tiefe und etwa mannshohe Höhle überdeckt. Offenbar liegt sie unter einer Schubfläche. Das Dach fällt $N 15^{\circ} E$ mit 33° Neigung, ist aber stark gewellt. Die Achsen der Wellen streichen ungefähr N–S. Unter der Schubfläche sieht man hie und da, besonders im E, stark zertrümmerte, gebankte, mergelige, grünlichgraue Kalke, wohl schon Campiler Schichten. Wenige Meter darunter stehen in der Wiese die roten Sandsteine der Campiler Schichten an. Zwischen den Kalk und die Werfener Schichten ist stellenweise eine gut entwickelte, bis 12 cm dicke tektonische Bresche eingeschaltet. Sie enthält auch rote Gesteinstückchen. Am Ostende des großen Kalkblockes schienen die überlagernden Buchensteiner Schichten zu fehlen. Sie reichen aber nahe bis an dieses Ende heran. In Phot. 25 sieht man den Kalkblock, den Ueberhang, der das Durchstreichen der Gipfelüberschiebung der Rodella bezeichnet, bei der auffallenden Zirbe gerade noch das Ende der Buchensteiner Schichten, oben die Konglomerattuffe.

Wenige Meter östlich des großen Kalkblockes und ganz wenig weiter unten ist in der Wiese wieder ein kleiner Aufschluß von Buchensteiner Knollenkalken, ganz von der Beschaffenheit wie die vorigen. Sie fallen 25° SE, scheinen also durch eine Schichtverbiegung, nicht durch einen Bruch in diese tiefe Lage gekommen zu sein.

Die nächste, ziemlich lange Kalklinse, beim „s“ von „Monte di Gries“ der Alpenvereinskarte, besteht nur aus Buchensteiner Knollenkalken von einigen Metern Dicke. Sie fallen mittelsteil unter die darüber aufgeschlossenen Konglomerattuffe ein, die auch den Kamm bilden. Leider ist der Kontakt zwischen den beiden Gesteinen nicht zu sehen, obwohl die Aufschlüsse einander bis auf

3 m nahe kommen. Offenbar fehlt aber ein Teil der oberen Buchensteiner Schichten, entweder infolge einer schwach transgressiven Lagerung der Wengener Schichten, oder infolge Auftretens einer zweiten, untergeordneten Schubfläche. Die Buchensteiner Knollenkalke reichen gegen E bis etwa 25 m vor die Stelle, wo der Kamm der Cresta di Norei sich teilt.

Wir gelangen nun zu dem großen, nicht leicht deutbaren, aber jedenfalls sehr wichtigen Aufschluß in den Wänden des östlichen Teiles der Cresta di Norei, westlich der Hütte von Bencomun (Phot. 29). Wir haben diesen östlichen Teil der Gipfelüberschiebung, zusammen mit dem anschließenden Abschnitt bis Pra maur, im Jahre 1903 beschrieben und die Darstellung später ergänzt (Ogilvie Gordon 1903, S. 59, 69; 1927, S. 237). Wir wiesen besonders auf das Blockwerk innerhalb der überschobenen Scholle hin, das sowohl die Wirkung vulkanischer Explosionen als tektonischen Druckes zeige. Weller (1920, S. 77) beschreibt die Bresche eingehender. Sie sei das Ergebnis einer Explosion, die älter sein muß, als die Ablagerung der Wengener Konglomerattuffe. Das wird zutreffen, wenn wir auch nicht annehmen, daß die „Blocktuffe“ als solche „aus dem Meeresgrund emporgeschleudert worden“ sind. Zu einem vollen Verständnis kann Weller freilich nicht kommen, weil er die Ueberschiebungserscheinungen nicht beachtet. So bildet sich ihm die sonderbare Vorstellung, daß der Sarldolomit in Gestalt konkordant auf den Werfener Schichten liegender Polster von nur 1—2 m Mächtigkeit abgesetzt wurde. Es ist auch nicht gut denkbar, daß die vulkanische Explosionsbresche den Werfener Schichten so glatt aufgelagert wurde, wie sie heute auf ihnen liegt. Wie sollte denn diese glatte Oberfläche entstanden sein? Sollte die Explosion die jüngeren Triasschichten entlang einer Schichtfläche abgehoben und zertrümmert haben? (Man muß sich vor Augen halten, daß die Werfener Schichten zur Zeit der Explosion sicher nirgends bloß lagen.)

Dieselbe Stelle haben wir später beschrieben und abgebildet (Ogilvie Gordon 1927, S. 237—238, Taf. 14, Fig. 53). Wir glauben aber infolge wiederholter Besichtigung, der damaligen Darstellung wesentliche Punkte hinzufügen zu können. Die auftretenden Gesteine zerfallen naturgemäß in 3 Gruppen:

3. Sedimentärtuffe. Sie liegen der nächst tieferen Schichtgruppe mit einer recht scharfen, der Hauptsache nach ebenen Trennungsfäche auf, die nur dort aufgebogen ist, wo in dem liegenden Schichtglied größere Schollen auftreten (vergl. unten). Zu unterst liegen geschichtete Tuffe, die schon Pflanzenreste, an vielen Stellen aber auch zahlreiche Kalkstückchen enthalten. 1—2 m weiter oben beginnen die groben Konglomerattuffe mit großen Augitporphyritblöcken. Auch in sie sind dünnsschichtige Tuffe mit Landpflanzenstückchen eingeschaltet.

Mutschlechner (1935, S. 31) gibt eine gute Beschreibung der Konglomeratuffe und (S. 32) eine zutreffende Erklärung ihrer Entstehung durch die Zerstörung von Vulkaninseln.

2. Riesenbresche aus verschiedenen Porphyriten, Werfener Schichten, hellen anisischen Kalken, Buchensteiner Kalken, Kalkkonglomeraten und wohl noch anderen Gesteinen. Die Grundmasse ist tuffartig. Die Trümmer der Werfener Schichten sind oft stark verbogen. Außer Blöcken enthält die Bresche auch größere, ihrer Basis ungefähr parallel liegende Gesteinsschollen, hauptsächlich von Buchensteiner Schichten. Der größte davon befindet sich unmittelbar unter der Hangendgrenze. Die Oberfläche der Riesenbresche ist eine schöne, ebene, manchmal mit etwas gestreiftem Kalzit überzogene Schichtungsfläche. Die erwähnte große Buchensteiner Scholle wird unmittelbar von geschichteten Tuffen überlagert. Die Mächtigkeit der Bresche samt den eingeschlossenen größeren Schollen beträgt etwa 10 m.

Gegen E wird die Bresche immer dünner und etwa 50 m unterhalb der Stelle, wo die Schubfläche über den Südrücken der Cresta di Norei zieht, geht sie zu Ende. Allerdings ist ihre Basis nicht aufgeschlossen, aber jedenfalls sind Konglomeratuffe und Werfener Schichten einander hier schon ganz nahe. Ob die Bresche schon ursprünglich eine gedrungen linsenförmige Gestalt hatte, oder ob die heutige Form — ähnlich wie bei den hellen Kalken weiter im W — der Hauptsache nach auf die Ueberschiebung zurückzuführen ist, läßt sich schwer sagen. Eine große Verbreitung kann die Riesenbresche nie gehabt haben, da wir sie weiter im W nirgends mit denselben Merkmalen wiederfanden.

Daß die Riesenbresche im wesentlichen durch eine vulkanische Explosion entstanden ist, wird sich kaum bezweifeln lassen. Es ist aber wohl möglich, daß die Stücke durch die Meereswellen noch etwas verfrachtet wurden und dabei durcheinander geglitten sind.

Viel späterer Entstehung sind dagegen die zahlreichen kleinen Harnische, die die Bresche und gelegentlich auch einzelne ihrer Gerölle durchsetzen.

1. Campiler Schichten (vergl. auch Weller 1920, S. 23). Sie nehmen die Fläche der Bleike westlich Bencomun, südlich der Wände, ein. Vorwiegend handelt es sich um rote schieferige Sandsteine mit vielen Myophorien. Auch Ammonitenbruchstücke und andere, oft gut erhaltene Reste kommen vor. Auffallend ist die ruhige, gleichmäßige Lagerung der Werfener Schichten. Sie fallen streng parallel mit der gleich zu beschreibenden Schubfläche E 40° N mit 38° Neigung.

Die Werfener Schichten sind von der Riesenbresche durch die Gipfel-Schubfläche der Rodella getrennt. Die obersten 2 m des Gesteines unter dieser sind in hellgraue, dünnblättrige, weiche Schiefer fast ohne megaskopischen Glimmer verwandelt, die schon Weller (S. 23) aufgefallen sind und die wir als einen feinen Mylonit beschrieben haben (Ogilvie Gordon 1927, S. 237). Die darunter folgenden härteren Kalkbänke sind großenteils in Linsen aufgelöst. Der Harnisch an der Basis der Bresche ist gut aufgeschlossen. Einzelne härtere Gerölle springen aus dieser etwas vor und erzeugen auf ihr Wülste. Ein solcher dicker, längs gestreifter Wulst verläuft in der Richtung S 10° W — N 10° E. Außerdem sind auf dem Harnisch breitere, flachere Wellen zu erkennen. Wenn man diese als Kleinfalten auffaßt, müßten sie vermutlich etwa senkrecht auf die Bewegungsrichtung verlaufen. Es kann sich aber auch um

Hohlkehlen in der Bewegungsrichtung handeln. Wir maßen die Richtung der Achsen einiger dieser Wellungen:

N 25° W, N 15° E, N 10° E.

Die Richtung scheint also ungefähr dieselbe wie bei den Streifen und etwa nord-südlich zu sein.

Im unteren Teil der Bleike von Bencomum, ein Stück westlich der Hütte 1941, erhebt sich aus den Werfener Schichten ein sehr merkwürdiger vulkanischer Gang (Phot. 27 und 28). Sein Ostende liegt in etwa 1980 m Höhe. Auf Mutschlechners Karte ist er annähernd richtig eingezeichnet. Er ragt mauerartig über das umgebende Gelände auf, ist 2—3 m breit und etwa 50 m lang. Er streicht W 30° S und fällt mit einer Neigung von 85° gegen S, steht also fast senkrecht. Auf der Südseite ragt er entsprechend dem allgemeinen Gelände, abfall viel höher empor, als auf der Nordseite; hier nur etwa 1—2 m; dort mindestens 10 m. Er besteht aus einer Bresche aus Augitporphyrit, Werfener Schichten, grauen Kalken der unteren Buchensteiner Schichten usw. Die Begrenzungsflächen sind sehr eben, nur mit feinen, wenig geneigten Streifen bedeckt, die besonders auf der Nordseite deutlich sind. Man könnte sie für Striemen auf einem Harnisch halten, wir haben aber die Ueberzeugung gewonnen, daß es sich vielmehr um einen Abdruck der Schichtung der durchbrochenen Werfener Schichten handelt. In den Rillen sind noch kleine Stückchen von diesen zu finden. Auf der Südseite kleben der vulkanischen Bresche einzelne kleine Schollen von Werfener Schichten an, die von der Abtragung verschont wurden (Taf. 15, Fig. 28). Man sieht auf dieser Seite auch, daß der Gang im westlichen Teil von Werfener Schichten bedeckt ist. Er ist also zwar in einer fast senkrechten Kluft, aber nicht in senkrechter Richtung, sondern schräg gegen E aufgestiegen.

Die richtige Einfügung dieses Ganges in die Gesamtgeologie der Gegend wäre von ziemlich großer allgemeiner Bedeutung. Leider wird sie sich nicht eindeutig durchführen lassen. Es wäre vor allem notwendig, zu wissen, ob wir in dem Gang die zu der Riesenbresche der Cresta di Norei gehörige Ausbruchsöffnung zu erblicken haben, in die ein Teil der Trümmermasse von oben zurückgefallen ist. Die Annahme liegt sicher nahe. Wir wissen natürlich nicht, wie groß der Breschenhaufen ursprünglich war und wie weit er etwa durch Wasser verfrachtet wurde. Sicher ist aber, daß Ausbruchspunkt und ausgeworfene Masse heute noch ganz nahe beisammen liegen. Nach unseren Messungen dürften sie nicht mehr als 200 m von einander entfernt sein. Da zwischen ihnen die Schubfläche durchgeht, könnte der Betrag der Verschiebung jedenfalls nur recht bescheiden sein. Auch

über die Richtung der Bewegung kann man keine sehr genauen Angaben ableiten, da bei der kleinen Entfernung der Vergleichspunkte durch eine geringe Wasserverfrachtung der Auswürflinge ein sehr bedeutender Fehler entstehen müßte. Man wird nur sagen können, daß die Schubbewegung vermutlich gegen W bis NW gerichtet war.

Leider müssen wir mit der Möglichkeit rechnen, daß die enge Nachbarschaft von Ausbruchspunkt und Bresche eine rein zufällige ist. Es können ja leicht mehrere andere Gänge im Gebiet nördlich der Cresta di Norei unter den Wengener Tuffen oder südöstlich von ihr unter den Bergsturzmassen verborgen sein.

Die Gegend von Sora Pradel haben wir diesmal nicht näher untersucht. Aus unserer früheren Beschreibung (Ogilvie Gordon 1927, S. 238) geht hervor, daß die Gipfelverschiebung der Rodella hier zunächst noch mit ungefähr gleichbleibenden Merkmalen weiter streicht, bis sie am Rivo di Mezzolom von einem Bruch abgeschnitten wird.

Gerade bei dem Kreuz nächst der Kehre 1892 erscheinen hellgraue Kalkplatten. Unmittelbar darunter sind größere Aufschlüsse in roten Werfener Schiefeln. Weiter oben am Hang sieht man die Wand der Blocktuffe, die von der Cresta di Norei herüberziehen. An dem Fußweg, der vom Kreuz nach W geht, sind ebenfalls zuerst noch rote Werfener Schichten zu sehen. Dann fehlen Aufschlüsse bis zu den Hütten von Bencomum.

Wir haben die Gipfelverschiebung der Rodella jetzt also vom Rivo di Pozzates bis zum Rivo di Val verfolgt. Mit Ausnahme weniger Stellen zeigt sie ein recht flaches, ungefähr nördliches Einfallen. Es muß sehr auffallen, daß diese oberste Störung stets eine ganz andere Beschaffenheit hat, als die tieferen Ueberschiebungen des Rodellahanges, daß an ihr immer jüngere Schichten unter Ausschaltung von Zwischengliedern auf wesentlich älteren liegen. Auf die Bedeutung dieses Umstandes werden wir im allgemeinen Teil zurückkommen.

Hier stellen wir nur noch die Beobachtungen zusammen, die einen Schluß auf die Bewegungsrichtung an der Gipfelverschiebung der Rodella zulassen.

a) Auf der NW-Seite des Rodellagipfels.

- Schichtflächen mit Striemen ENE—WSW (S. 57),
- senkrechter Harnisch mit waagrechten Striemen in Richtung NW—SE (S. 57),
- steiler Harnisch mit waagrechten Striemen N 15° E—S 15° W (S. 59),

schichtenparalleler Harnisch mit Striemen NNW—SSE (S. 59),
 Schichtflächen mit Striemen NE—SW (ebenda),
 Kleinfalten mit Streichen der Achsen N 40° W—S 40° E (S. 59),
 horizontal gestreifter Harnisch mit Streichen NNE—SSW (S. 59),
 flacher Harnisch mit Streifen ENE—WSW (S. 60),
 ein anderer mit Streifen N 30° W—S 30° E,
 Buchensteiner Schichten mit Wellungen, die E—W streichen (S. 60).

b) Im Gebiet des obersten Rivo di Pozzates.

Einfallen des inversen Schenkels einer überstürzten Falte N 15° W
 (S. 67),

c) Auf dem Ostkamm der Rodella.

Streichen von Klüften N 30° W—S 30° E (S. 75),

Streichen von Klüften N—S (S. 75),

Verlauf eines dicken Wulstes auf einem flachen Harnisch bei Ben-
 comum S 10° W—N 10° E (S. 77),

Richtung der Wellen auf demselben Harnisch N 25° W—S 25° E,
 N 15° E—S 15° W,
 N 10° E—S 10° W
 (S. 78).

Um einen besseren Ueberblick zu gewinnen, tragen wir die Beobachtungen über die vermutliche Bewegungsrichtung auf eine Windrose auf, die ganz so gebaut ist, wie bei einem Faltungsdiagramm (vergl. Pia 1923). Jede Beobachtung wird durch eine Strecke von 1/2 cm Länge dargestellt (Fig. 9).

In Anbetracht der wenigen Beobachtungen wird man aus dem Diagramm noch nicht viel schließen dürfen. Ziemlich auffallend ist das vollständige Fehlen von Anzeichen für eine rein ost-westliche Bewegung. Ob tatsächlich, wie es scheinen könnte, mehr als eine Hauptbewegungsrichtung vorhanden ist, oder ob die Abweichungen von der N—S-Richtung nach beiden Seiten nur zufällige sind, könnte man erst entscheiden, wenn viel mehr Messungen vorliegen. Auch die Natur der wiederholt erwähnten Klüfte bleibt zweifelhaft. Aus dem Schrifttum (z. B. Thiele 1934) gewinnt man ja überhaupt den Eindruck, daß die Entstehung der Klufsysteme und ihre Beziehungen zur Tektonik alles eher als geklärt sind. Außerdem handelt es sich in unserem Fall nicht nur um steile Klüfte, sondern auch um andere Bewegungsspuren. Die überkippte Falte im Gebiet des obersten Rivo di Pozzates scheint auf Bewegung gegen SSE hinzudeuten. Sie muß aber nicht mit der Gipfelüberschiebung der Rodella zusammenhängen.

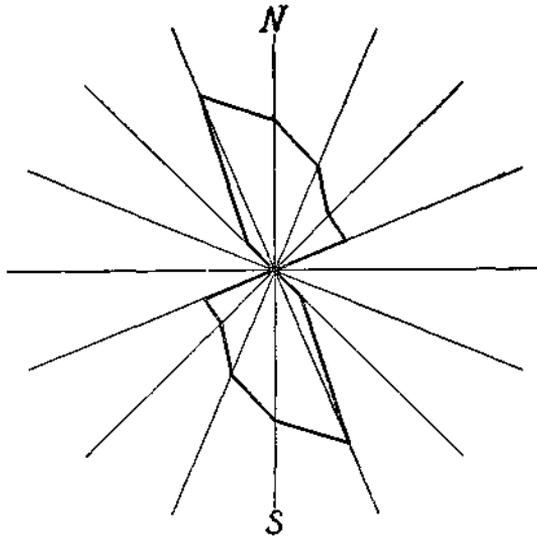


Fig. 9.

Graphische Darstellung der Bewegungsspuren im Gebiet der Gipfelschubfläche der Rodella.

Jede beobachtete Spur einer Bewegungsrichtung ist durch eine auf einem Radius aufgetragene Strecke von $\frac{1}{2}$ cm Länge dargestellt.

g) Die tieferen Hangteile der Rodella.

Wie schon erwähnt (S. 47), ist es nicht unsere Absicht, auf diesen Geländeteil näher einzugehen. Wir verweisen auf mehrere ältere Darstellungen (Ogilvie Gordon 1903, S. 31 ff.; 1927, S. 232—234, 240—243; Mutschlechner 1935, S. 40; Klebelsberg 1928, S. 137—141) und heben nur wenige Punkte hervor. Stratigraphisch besonders wichtig sind die Profile des tieferen Anis der Umgebung von Campitello. Wir haben das am besten aufgeschlossene, im unteren Rivo di Pozzates, schon ausführlich beschrieben (Ogilvie Gordon 1927, S. 16). Besonders hervorzuheben ist die große Mächtigkeit des Richthofenschen Konglomerates (etwa 10 m) und das häufige Auftreten von Landpflanzenresten. Beides deutet wohl darauf hin, daß in ziemlich geringer Entfernung Land vorhanden war.

Bei der Hütte 2203 auf der Pedonellwiese südöstlich des Rodella-gipfels sind Seiser Schichten mit *Pseudomonotis clarai* aufgeschlossen. Mutschlechner hat in ihrem Liegenden etwas *Bellerophon*-Schichten aufgefunden. Von den Wänden südlich des Wortes „Sora Sass“ der Alpenvereinskarte läuft eine zusammenhängende Zone von Sarldolomit zu der Grabenvereinigung südlich des Wortes „Pedonell“ und von hier weiter am Hang gegen SW. Die Hangendgrenze des Do-

lomites zieht in jeden Graben vollständig hinein. Sie liegt also sehr flach. Die vorhandene geringe Neigung dürfte gegen NNW gerichtet sein. Die Dolomitwanden sind nicht ganz zusammenhängend, sondern sehen aus, als ob es sich um eine stark zertrümmerte Platte handelte.

9. Das Gebiet des Sellajoches.

Ueber dieses ausgedehnte, teilweise nicht besonders gut aufgeschlossene, auch stark mit Quartär bedeckte Wiesenland haben wir ebenfalls wenig zu sagen. Von dem obersten Rivo di Pozzates war schon die Rede (S. 45—46). Die Stratigraphie der Wengener und Cassianer Schichten beiderseits des Sellajoches haben wir in einer älteren Arbeit behandelt (Ogilvie Gordon 1903, S. 23—28, 63, Fig. 12 und 13). Besonders die höheren Horizonte sind auf den N- und NE-Hängen des Passes mehrfach gut zu untersuchen. Die Schichten zeigen vielfach kleine Falten und Brüche. Diese Störungen sind oft auf wenig mächtige Schichtgruppen beschränkt. Es zeigt sich darin der tektonische Einfluß der Verschiedenheit in der lithologischen Beschaffenheit dieser Schichtgruppen.

Recht allgemein ist die Ueberzeugung ausgesprochen worden, daß Langkofel- und Sellagruppe ursprünglich zusammenhingen, daß sie nur durch Erosion getrennt wurden (z. B. Mojsisovics 1879, Seite 232). Wir möchten dieser Ansicht nicht geradezu widersprechen, aber doch darauf hinweisen, daß außer der Erosion auch tektonische Störungen an der heutigen Trennung der beiden Berggruppen beteiligt sein mögen. Wir haben wiederholt hervorgehoben, daß über das Sellajoch nord-südliche Brüche verlaufen (Ogilvie Gordon 1927, S. 239 bis 240). Wir geben zu, daß diese in den weichen Schiefen und Tuffen und auf den schlecht aufgeschlossenen Wiesenböden schwer zu kartieren sind. Andererseits ist aber gewiß nicht anzunehmen, daß die recht zahlreichen Brüche, die wir im Kamm der Rodella feststellen konnten (S. 53, 60, 74), gegen N sofort aufhören. Diese Ueberlegung hat eine allgemeinere Bedeutung, denn sie hängt mit der Frage zusammen, ob die Sellagruppe die tektonischen Bewegungen des Langkofels notwendig mitgemacht haben muß. Die erwähnten Brüche können recht gut als Blattverschiebungen diese Bewegungen im E begrenzen.

Das Quartär am Sellajoch haben Klebelsberg (1928, S. 132) und Mutschlechner (1935, S. 46) kurz behandelt. Wir haben ihren Darstellungen nichts Wesentliches hinzuzufügen.

II. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE.

1. Stratigraphie.

a) *Bellerophon*-Schichten.

Sie treten nur an einer Stelle auf dem Südhang der Rodella, wo sie von Mutschlechner entdeckt wurden, ein wenig in den Bereich unserer Untersuchungen ein und geben zu keinen weiteren Bemerkungen Anlaß.

b) Werfener Schichten.

Auch sie haben ihr Hauptverbreitungsgebiet auf der Südseite der Rodella bis gegen Bencomun. Sie sind hier mächtig und fossilreich entwickelt (vergl. S. 57—58 und 77). Weniger mächtig, aber auch reich an guten Versteinerungen sind sie auf der entgegengesetzten Seite der Langkofelgruppe, am Col da mesdi (S. 27). Tektonisch sehr wichtig sind dünne Einschaltungen von Werfener Schichten an Ueberschiebungen, so zwischen den beiden Quellästen des Rivo di Pozzates (S. 68) und besonders am Nordfuß des Langkofels (S. 20—21).

Die Gesteinsbeschaffenheit der Werfener Schichten der Dolomiten darf als bekannt vorausgesetzt werden. Wir erinnern nur an folgende Punkte:

Eine scharfe Trennung der Seiser und Campiler Schichten ist nicht möglich.

Pseudomonotis clarai soll auch in der Langkofelgruppe weit in die Campiler Schichten hinein reichen (S. 27).

Am obersten Rivo di Pozzates fanden wir zweifelhafte Spuren des Kokenschen Konglomerates (S. 68).

In derselben Gegend scheint es in den Werfener Schichten auch Dolomite zu geben (S. 68 und 69).

c) Das untere Anis.

a) Das unteranisische Konglomerat („Richthofensche Konglomerat“).

Auf Grund der neuen Fossilfunde und als Folge fortgesetzter stratigraphischer Vergleiche halten wir es jetzt für recht sicher, daß dieses tiefere Konglomerat innerhalb der Langkofelgruppe auf den SE-Hang beschränkt ist. Man findet es mächtig entwickelt im unteren Teil des Pozzatesgrabens (vergl. S. 81), viel dünner am Hang der Rodella (S. 57 und 74).

Bekanntlich haben die Meinungen über die Altersstellung des besprochenen Konglomerates sehr geschwankt. Richthofen (1860, S. 51), Weller (1920, S. 24—25) und andere hatten es als obersten Teil der Campiler Schichten aufgefaßt; Mojsisovics (1879, S. 46) stellte es in den unteren Muschelkalk. Wir haben uns in unseren

neueren Arbeiten dieser zweiten Auffassung angeschlossen (Ogilvie Gordon 1927, S. 6, 19—20). Entscheidend für diese Deutung ist der Umstand, daß das Konglomerat in manchen Teilen der Dolomiten über einem hellen Dolomit liegt, der als anisisch angesehen werden muß (Ogilvie Gordon 1927, S. 22; 1928a, S. 8—9; Pia 1937, S. 29 und 40).

Daraus geht aber außerdem hervor, daß das Richthofensche Konglomerat überhaupt nicht dem allerältesten Teil der anisischen Stufe entspricht. Wo, wie in den westlichen Dolomiten, unter ihm keine anisischen Gesteine vorhanden sind, ist wohl eine Schichtlücke anzunehmen. Das wird auch durch das reichliche Auftreten heller Dolomitgerölle in dem Konglomerat bestätigt (Ogilvie Gordon 1910, S. 70; Weller 1920, S. 25, der von weißen Kalken spricht; viele spätere eigene Beobachtungen). Es dürfte kaum möglich sein, im Skyth oder im Perm ein Schichtglied zu nennen, aus dem diese abgeleitet werden können. Sie dürften vielmehr von einem gänzlich zerstörten unteranisischen Saridolomit stammen.

Wie aus diesen Bemerkungen schon hervorgeht, bringen wir die Bildung des Richthofenschen Konglomerates mit einer ziemlich ausgedehnten Trockenlegung der westlichen Dolomiten am Beginn der anisischen Zeit in Verbindung. Das ist bisher kaum klar ausgesprochen worden, wenn Klebelsberg (1935, S. 332) es auch andeutet. Richthofen scheint umgekehrt an eine plötzliche raschere Senkung des Meeresbodens gedacht zu haben (1860, S. 287 und 289). Wie dadurch eine vermehrte Schotterzufuhr bewirkt werden soll, ist wohl nicht zu verstehen.

Wir möchten also das Richthofensche Konglomerat für ein Transgressionskonglomerat halten — trotz der Einwände, die P a u c a (1937) gegen diesen Begriff erhebt. Wir meinen damit, daß es wenigstens teilweise durch die Wirkung der Meereswellen auf eine auftauchende und wieder versinkende flache Landmasse erzeugt wurde; Wir wollen aber nicht ausschließen, daß auch kurze, manchmal stark anschwellende Bäche bei der Bildung mitwirkten.

β) Die anderen unteranisischen Gesteine („unterer Muschelkalk“).

Von ihnen ist hier nicht mehr viel zu sagen. Der Facieswechsel ist schon in dieser Stufe ziemlich lebhaft, obwohl in der Langkofelgruppe noch keine hellen Dolomite auftreten. Am reichsten ist die Entwicklung auf der Südseite der Gruppe (S. 81 und 57). Dagegen können wir in dem Profil der *Pela dei mori* nur ziegelrote Mergel in das untere Anis stellen (S. 27). In dem Hauptaufschluß der Langkofel-

überschiebung dürften die tieferen Bänderkalke vermutlich unteranisch sein (vergl. S. 21).

Unter den Fossilien des besprochenen Schichtgliedes sind die Myophorien der *Rodella* hervorzuheben (Ogilvie Gordon 1927, S. 235). Weller führt (1920, S. 26) Diploporen an. Da er keine genaueren Fundorte nennt, ist mit der Angabe nichts anzufangen.

d) Das höhere Anis.

Anders, als in den nordöstlichen Dolomiten, ist es in den westlichen Dolomiten bisher nicht gelungen, die anisische Hauptstufe in Stufen unterzuteilen. Es liegt das jedenfalls an der Fossilarmut, der geringen Mächtigkeit und vor allem an der Lückenhaftigkeit der Entwicklung. Wir müssen uns deshalb damit begnügen, ungefähr einen jüngeren Teil von dem schon beschriebenen älteren zu trennen.

Die lithologische Mannigfaltigkeit ist im höheren Anis noch größer, als im tieferen. Da das zeitliche Verhältnis der verschiedenen Facies von Ort zu Ort wechselt, ist die Reihenfolge, in der sie besprochen werden, ziemlich willkürlich. Wir beginnen mit der dolomitischen Facies.

a) Der (obere) Sarldolomit und der Contringkalk.

Wir stimmen auf Grund von Beobachtungen, die wir beide selbständig durchgeführt haben, darin überein, daß an der Mendel kein anisischer Diploporendolomit nachweisbar ist (vergl. Ogilvie Gordon 1927, S. 28; Pia 1937, S. 20). Der Dolomit der Mendel ist Schlerndolomit. Es versteht sich also eigentlich von selbst, daß man den Namen Mendeldolomit nicht für ein anisisches Gestein verwenden kann. Wir gebrauchen deshalb den Namen Sarldolomit. Genauer wäre das jetzt zu besprechende Schichtglied als oberer Sarldolomit zu bezeichnen (Pia 1937, S. 44), doch ist ein solcher Zusatz in einem Gebiet, in dem der untere Sarldolomit fehlt (vergl. S. 84), kaum notwendig.

Faziell gleicht der Sarldolomit ungemein dem Schlerndolomit. Schon Richthofen (1860, S. 59 und 92) hat betont, daß beide im Handstück petrographisch nicht zu unterscheiden sind. Wir haben im ersten Teil dieser Arbeit feststellen müssen, daß die Frage, welchem dieser beiden Gesteine ein Vorkommen zuzurechnen ist, manchmal kaum gelöst werden kann (S. 9).

Im Gegensatz zu dem, was bis vor kurzem allgemein gelehrt wurde, ist die Verbreitung des Sarldolomites selbst in dem kleinen Gebiet, dem die vorliegende Arbeit gewidmet ist, keine geschlossene. Er fehlt in der Gegend I strentsch am Nordfuß des Langkofels höchst wahrscheinlich primär (S. 26). Nahe westlich und östlich dieser Stelle

erscheint er, jedoch nicht in ganz gleicher stratigraphischer Lage. Während er an der *Pela dei mori* den oberen Teil der Kalke und Mergel mit *Diplopora annulatissima* vertritt, unterlagert er nordwestlich Sa cöul dasselbe Schichtglied (S. 15 und 28).

Den Dolomit des *Piz de sella* haben wir auf der Karte ebenfalls als Sarldolomit ausgeschieden. Daß sein Alter nicht gesichert ist, wurde schon dargelegt (S. 9, auch 27).

Tierische Fossilien sind im Sarldolomit selten. Wir hatten nur vereinzelte Echinodermen, Korallen und Spongien zu erwähnen (S. 15). Dagegen sind Diploporen auf der NW-Seite der Langkofelgruppe in ihm recht häufig. Man trifft sie nicht nur auf der *Pela dei mori* (S. 28), sondern auch in den kleinen Vorkommen südlich davon und auf der NW-Seite des Plattkofels (S. 31 und 32). So weit wir die Fossilien bestimmen konnten, handelt es sich durchwegs um *Diplopora annulatissima*. Wellers abweichende Angabe (1920, S. 27) dürfte wohl auf unrichtiger Bestimmung beruhen.

Ganz allgemein sind Diploporen im Sarldolomit viel häufiger als im Schlerndolomit. Es ist nicht unbegreiflich, wenn Richthofen (1860, S. 59—63) zu der allerdings unrichtigen Ansicht gelangte, sie seien ausschließlich für jenen bezeichnend.

Die im Schrifttum sehr verbreitete Vorstellung, daß der Sarldolomit als eine Riffbildung zu deuten ist, geht bis auf Richthofen (1860, S. 288) zurück. Wir müssen dem gegenüber betonen, daß wir in diesem Horizont nie die bezeichnenden Merkmale eines Riffgesteines, wie Uebergußschichtung oder Riffblöcke, beobachtet haben. Wenn man nicht einfach alle organogenen reinen Kalke und Dolomite als Riffbildungen bezeichnen will, was wir für unzweckmäßig halten, kann man den Sarldolomit nicht hier einreihen. (Vergl. über den Begriff des Riffes Pia 1933, S. 11—12.)

Im höheren Teil der *Rodella* ist der Sarldolomit durch einen sehr hellen, ungeschichteten Kalk ersetzt, von dem allerdings nur kleinere Linsen erhalten sind (S. 61 und 75). Im Gegensatz zu Mutschlechner (1935, S. 26) müssen wir diese Erscheinung tektonisch erklären (S. 74—77). An der *Forcella di Rodella* enthält der oberanisische Kalk reichlich *Diplopora annulatissima* und Seeigelstacheln (S. 61). Man bezeichnet diesen Kalk, der in der *Buffaure*-, *Costabella*-, *Uomo*- und *Vallaccia*-Gruppe den Sarldolomit ersetzt (Ogilvie Gordon 1927, S. 25—26), meistens als *Mendolakalk*. Dieser Name ist noch weniger passend, als „*Mendoladolomit*“, da an der *Mendel* in der *Mitteltrias* ja überhaupt keine Kalke auftreten. Wir schlagen deshalb für die hellen anisischen Kalke, die im *Contrintal*

verhältnismäßig große Flächen einnehmen, die Bezeichnung Contrinkalk vor. Im Alter dürfte dieser Kalk auf dem Rodellarücken wegen des Vorkommens der gleichen Diplopore ziemlich genau dem Sarnldolomit der *Pela dei mori* entsprechen, d. h. er ist alleroberstes Anis und wird unmittelbar von Buchensteiner Schichten überlagert.

β) Oberst-anisische mergelige Kalke und Schiefer („oberer Muschelkalk“).

Schon in unseren älteren Arbeiten über die westlichen Dolomiten haben wir diese Gesteine, die den unteren Buchensteiner Schichten bei Mojsisovics, Weller (S. 29) und anderen entsprechen, als obersten Teil des alpinen Muschelkalkes aufgefaßt. Vergleiche etwa das Profil von Ciamp da Pinöi, Ogilvie Gordon 1910, S. 6. Später haben wir die stratigraphische Bedeutung des Schichtgliedes weiter herausgearbeitet und es in verschiedenen Gebieten verfolgt (Ogilvie Gordon 1925 a). Wir haben auch schon einen kurzen Ueberblick über die Geschichte seiner Erforschung gegeben (Ogilvie Gordon 1927, S. 28—29). Es erweist sich vielfach als ein wichtiger Leithorizont zur Gliederung der Mitteltrias. Das wichtigste Fossil darin ist *Diplopore annulatissima*. Auch Bivalvenplatten wurden mehrfach beobachtet (S. 23 und 28). Außer in der hier beschriebenen Langkofelgruppe im engeren Sinn finden sich die bituminösen Kalke und Mergel mit *Diplopore annulatissima* auch weiter im N, gegen das Grödental zu, auf dem Ciamp da Pinöi, sowie auf den Gehängen Sora Freina und Sora Piculëi. Die Vorkommen sind stratigraphisch wichtig, weil die Profile hier nicht so gestört sind, wie unter dem Langkofel. Auf dem Nordhang des Sass da Saliceng (Nordseite der Buffauregruppe) ist die Gesteinsentwicklung etwas ungewöhnlich (Ogilvie Gordon 1927, S. 32). Mutschlechner hat bituminöse Kalke mit *Diplopore annulatissima* in Buchenstein nachgewiesen (1933, S. 204; vgl. auch Ogilvie Gordon 1929, S. 366).

Die Facies der oberstanischen bituminösen Mergel und Schiefer ist weiter verbreitet, als die leitende Diplopore. Man findet sie ohne diese auch auf der Nordseite des Grödentalles (Ogilvie Gordon 1927, S. 33), im Enneberg (ebend. S. 322), im mittleren Cordevolegebiet (Nöth 1929, S. 144), im Cadore (Ogilvie Gordon, 1934, S. 74) usw. Besonders im Enneberg bilden die weichen Mergel gelegentlich recht auffallende, breite Terrassen über der Steilstufe des Sarnldolomites.

Während eine Reihe neuerer Aufnahmegeologen der Zurechnung der besprochenen Schichten zum obersten Anis gefolgt ist, bezeichnet Klebelsberg (1935, S. 337) sie neuerdings wieder als untere

Buchensteiner Schichten. Sein Standpunkt ist aber nicht frei von Widersprüchen, denn er sagt unmittelbar vorher, daß die Buchensteiner Schichten das Fassan vertreten, und unmittelbar nachher, daß seine „unteren Buchensteiner Schichten“ noch Ammoniten der *Trinodosus*-Zone enthalten. Das verträgt sich offenbar nicht recht. Es ist wohl sicher zweckmäßig, wenn man alle Gesteine, die noch die *Trinodosus*-Fauna enthalten, zur anisischen Hauptstufe rechnet, so daß der Beginn der ladinischen Hauptstufe mit dem ersten Erscheinen der *Diplopora annulata* zusammenfällt.

Die mergelig-bituminöse Ausbildung der Zone der *Diplopora annulatissima* ist in der Langkofelgruppe nur unterhalb der Nordwand aufgeschlossen. Auf der Rodella dürfte sie wohl schon ursprünglich ganz durch weiße Kalke mit derselben Alge vertreten sein. Aber auch auf der Nordseite haben die besprochenen Schichten nicht überall den gleichen stratigraphischen Umfang. In den Aufschlüssen von I strentsch vertreten sie allem Anschein nach die ganze *Annulatissima*-Zone (vergl. S. 19 ff.). Bei der Ampezzanquelle sind sie zu stark gestört und zu wenig aufgeschlossen, als daß man ihren Umfang genau beurteilen könnte (S. 16). Weiter im W aber, an der Pela dei mori, wo sie von hellem Dolomit mit *Diplopora annulatissima* überlagert werden, erreichen sie nur wenige Meter Mächtigkeit und entsprechen nur dem untersten Teil der Zone (S. 28).

Die wichtigsten Gesteine des „oberen Muschelkalkes“ sind dünn-schichtige, oft gebänderte Kalke, Mergel und bituminöse Schiefer. Im untersten Teil treten in der Regel eine oder mehrere Konglomeratbänke auf (S. 20, 22 und 28). Vielfach sind die mergeligen Gesteine sehr reich an kleinen inkohlten Stückchen von Landpflanzen. Die *Annulatissima*-Schichten liegen, wie wir im ersten Hauptteil der Arbeit zeigten, in den Aufschlüssen von I strentsch und Pela dei mori nicht, wie weiter im N, auf Sarldolomit, sondern auf Mergeln oder mergeligen Kalken, die höchst wahrscheinlich dem Unteranis angehören. Da sie außerdem die eben erwähnten Konglomerate führen, lag es nicht fern, sie ebenfalls als unteranisisch anzusehen und nur den darüber folgenden Dolomit in das Oberanis zu stellen. In der Tat scheint Mutschlechner (1935, S. 25) dieser Meinung zu sein, wenn er sich auch nicht sehr klar ausdrückt. Es ist deshalb wohl der Mühe wert, die Gründe zusammenzufassen, die uns zu beweisen scheinen, daß die *Annulatissima*-Schichten auch auf der Nordseite des Langkofels in das Oberanis zu stellen sind (vergl. auch S. 23).

Diplopora annulatissima ist sonst nie in tieferen Teilen des Anis gefunden worden.

Die sie am Langkofel enthaltenden Gesteine gleichen denen des obersten Anis in den nördlicheren Teilen der Dolomiten.

Die Konglomerate von I strentsch sind von dem Richthofenschen Konglomerat deutlich verschieden, z. B. durch ihre graue, nicht rote Farbe und durch die plattenförmigen Geschiebe, die selbst wohl aus Muschelkalkgesteinen bestehen.

Bei I strentsch werden die *Annulatissima*-Schichten von Buchensteiner Dolomit, bei der Ampezzanquelle von Schlerndolomit überlagert. Freilich ist der Kontakt in beiden Fällen ein tektonischer, so daß dieser Beweisgrund weniger Wert hat. Auf der Pela dei mori liegt über den Mergelkalcken allerdings ein anisischer Dolomit, der dann seinerseits von Buchensteiner Schichten überlagert wird. Die geringe Mächtigkeit der Mergelkalke an dieser Stelle spricht aber sehr dafür, daß der Sarldolomit mit *Diplopora annulatissima* den obersten Teil der Muschelkalkgesteine von I strentsch seitlich vertritt.

Man wird also wohl sagen dürfen, daß das oberanisische Alter der Konglomerate und Mergelkalke am Nordfuß des Langkofels so gut gesichert ist, wie dies eben in Ermanglung einer Cephalopodenfauna, möglich ist.

Auf Grund der Zusammensetzung der Konglomerate scheint es, daß zur Zeit ihrer Bildung anisische Plattenkalke und wohl auch Werfener Schichten der Abtragung zugänglich waren. Daß Land in der Nähe war, beweisen auch die schon auf S. 88 erwähnten massenhaften kohligen Pflanzenreste. Man wird aber nicht behaupten können, daß auch das Gebiet des jetzt besprochenen Profiles selbst trockengelegt war. Eher sieht es aus, als ob die Gerölle, der Ton und die Pflanzenreste von einer unweit gelegenen Insel eingeschwemmt worden wären (Ogilvie Gordon 1927, S. 160). Da weiter im N die Konglomerate des Oberanis viel feiner werden und schließlich fehlen und die terrigenen Bestandteile überhaupt abnehmen (Ogilvie Gordon 1927, S. 29—30 und 160), werden wir die Quelle der klastischen Sedimente wohl im S, unter der Langkofelmasse, zu suchen haben (ebend., S. 31). Wiederholt wurde ja schon darauf hingewiesen, daß wir in dieser Gegend eine Erhebung des Bodens anzunehmen haben (Weller, S. 45; Ogilvie Gordon 1927, S. 113; ähnlich eigentlich auch schon Richthofen, 1860, S. 191—92), auf der sich vom Beginn des Ladins an reine Dolomite bilden konnten. Wir haben vor einiger Zeit gezeigt (Pia 1930, S. 35), daß dort, wo im Oberanis Konglomerate auftreten, die Dolomitbildung meist schon im Fassan einsetzt. Die Insel unter der Langkofelgruppe wird wohl nur klein gewesen sein. Immerhin muß sie Steilabbrüche aufgewiesen haben, an

denen die Brandung die Küste angriff. Eine Meeresströmung scheint die Geschiebe größtenteils gegen N verfrachtet zu haben, denn südlich der Langkofelgruppe finden wir nichts von ihnen. Das Auftauchen einer kleinen, aber nicht ganz flachen Insel weist wohl eher auf tektonische als auf epirogenetische Vorgänge hin.

e) Buchensteiner Schichten.

Ihre wohlbekannteste Gesteinsbeschaffenheit muß hier nicht noch einmal erörtert werden. Wo sie voll entwickelt sind, erscheinen als das bezeichnende Gestein die grauen, hornsteinreichen Knollenkalke. Sie gehen häufig in die Agglomerate über, von deren Entstehung noch ein Wort zu sagen sein wird. Sehr bezeichnend sind ferner die weit verbreiteten Lagen im verwitterten Zustand grünlicher Tuffe, die meist als *Pietra verde* bezeichnet werden. (Es scheint allerdings, daß Richthofen, 1860, S. 140, 204, unter diesen Namen etwas wesentlich anderes verstanden hat, denn die *Pietra verde* würde nach ihm nur an wenigen Stellen vorkommen und über den Wengener Schichten liegen.)

Die typischen Buchensteiner Schichten mit den Hornstein-Knollenkalcken sind vorwiegend im Gebiet der Rodella und überhaupt auf der Südostseite der Langkofelgruppe entwickelt (vergl. S. 53—76). Auf der Westseite des Rodellagipfels sind Uebergangsgesteine zwischen Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk vorhanden (vergl. S. 91). Die Buchensteiner Schichten des Piz Dauridel sind nur Blöcke und Schollen im Augitporphyr (S. 33).

Die Buchensteiner Schichten auf der Nordseite der Langkofelgruppe weichen durch ihre mehr oder weniger dolomitische Beschaffenheit von der normalen Ausbildung ab. In den Aufschlüssen von *I strentsch* und *Sa cöul* sind die obersten Buchensteiner Schichten hauptsächlich durch dunkelgraue, sandige Bänderkalke mit dünnen Hornsteintagen und knollige Dolomite vertreten, die schwache Einschaltungen grünlicher Tuffe führen (S. 24).

Auf der *Pela dei mori* werden mergelige feinschichtige Dolomite als Buchensteiner Schichten gedeutet (S. 28). Sie verlieren sich gegen E und S ganz allmählich im Schlerndolomit (S. 30 und 31). Auf der NW-Seite des Plattkofels sind sie ähnlich entwickelt (S. 32).

Am Piz de sella sind jetzt nur geringe Spuren von Buchensteiner Schichten, hauptsächlich grüne Tuffe, zu sehen (S. 10).

Die Buchensteiner Hornsteinkalke stammen jedenfalls aus einem etwas tieferen Meer, als der Schlerndolomit, wenn es sich auch keineswegs um Tiefseebildungen handeln wird (Weller 1920, S. 84). Ihr Kieselsäuregehalt wird seit Richthofen (1860, S. 293 und 322)

vielfach mit dem Beginn der ladinischen Vulkantätigkeit in Zusammenhang gebracht. Das dürfte in irgendeiner Form wohl zutreffen. Vielleicht ging die Bildung kieselsäurereicher Quellen den Aschenausbrüchen etwas voran. Man müßte aber auch überlegen, ob die Kieselsäure nicht von zersetzten Aschen stammt.

Die Agglomerate sind wohl nur zum geringen Teil sedimentäre Breschen. Vielfach gehen sie in die gewöhnlichen Buchensteiner Gesteine in einer solchen Weise über, daß man an eine intrusive Bildungsweise, durch Infiltration mit Augitporphyr-Magma, denken möchte. Daß die Auflösung der festen Gesteinsbänke in eckige Bruchstücke durch kleine tektonische Bewegungen gefördert wurde, wie wir das schon lange vermuteten (Ogilvie Gordon 1899, S. 567 bis 69; 1903, S. 67—69), möchten wir auch heute nicht von der Hand weisen.

f) Marmolatakalk.

Dieses Gestein greift nur an der Rodella, wo wir sein Auftreten im Jahre 1925 nachgewiesen haben (Ogilvie Gordon 1925 b), mit einem letzten Ausläufer in das Gebiet unserer Untersuchungen herein. Von den verschiedenen Deutungen des Gipfelkalkes der Rodella war schon auf S. 50 die Rede. Ueber seine lithologische Beschaffenheit und Fossilführung vergl. S. 49 und 59. Seine Hauptmasse ist ungeschichtet, doch treten gelegentlich nicht nur an der Basis, sondern auch in höheren Teilen dünn geschichtete Lagen auf (S. 57). Am verbreitetsten ist die Schichtung dort, wo die ganze Masse gegen E auskeilt. Es bleibt aber sehr unsicher, ob man hier von Uebergußschichtung sprechen darf (S. 54).

Mit den Buchensteiner Schichten an seiner Basis ist der Marmolatakalk durch Uebergangsgesteine verbunden, gebankte, helle Kalke mit massenhaft kleinen Hornsteinkonkretionen (S. 55, 57, 59). Von den Wengener Schichten der Nordseite wird er diskordant überlagert. Sein Alter kann also recht genau als oberfassenisch bestimmt werden.

g) Wengener Schichten.

Als Wengener Schichten bezeichnen wir ein ladinisches, schieferiges, untergeordnet auch kalkiges Gestein, das immer sehr reich an Tuffmaterial ist. Landpflanzenreste sind in ihm bekanntlich sehr verbreitet, aber nur selten gut erhalten. Typisch sind im Bereich der Langkofelgruppe etwa die wiederholt beschriebenen Aufschlüsse unter der Grohmannspitze (Ogilvie Gordon 1927, S. 120, Weller 1920, S. 33). Für ihre Beschaffenheit am Piz de sella verweisen wir auf die örtliche Beschreibung (S. 10).

Zu den Wengener Schichten im weiteren Sinn rechnen wir auch die Konglomerattuffe, die auf der Südseite der Langkofelgruppe allgemein verbreitet sind. In einer geschichteten tuffigen Grundmasse, die oft Landpflanzenbruchstücke enthält, liegen zahlreiche, teilweise recht große, wohlgerundete Gerölle von Augitporphyr (vergl. auch die Beschreibung bei Ogilvie Gordon 1927, S. 121 und bei Mutschlechner 1935, S. 31). Wir haben (a. ang. O.) schon darauf aufmerksam gemacht, daß die Augitporphyrblöcke in diesen Tuffen echte Gerölle sind. Sie sind also wesentlich verschieden von den kugeligen Absonderungen mancher Tuffe, wie man sie auf der Nordseite des Piz de sella oder auf dem Ostkamm der Rodella beobachten kann, aber auch von echten vulkanischen Bomben. Diese sind nach der neueren Auffassung vorwiegend Bruchstücke älterer Teile der Umgebung der Ausbruchsstelle, nur zum geringen Teil erhärtete Lavafetzen. (Vergl. Twenhöfel 1926, S. 185). Sie wurden nicht durch das Wasser, sondern der Hauptsache nach durch vulkanische Explosionen an den Ort ihrer Ablagerung gebracht und sind deshalb auch nicht deutlich gerollt (vergl. S. 37). Den Unterschied zwischen den Konglomerattuffen und den Trümmerlaven hat schon Mojsisovics (1879, S. 158—59) in zutreffender Weise auseinandergesetzt. Richthofen (1860, S. 138—39) dürfte die Tätigkeit des Wassers bei der Bildung seiner „Eruptivtuffe“ etwas unterschätzt haben.

Die Konglomerattuffe sind einesteils auf der Westseite des Fassajoches, andernteils auf dem Ostkamm der Rodella, z. B. bei Pra maur und auf der Cresta di Norei, sehr gut aufgeschlossen und leicht zu untersuchen (S. 74—75 und 76). Nach Mutschlechner würden sie aus dem oberen Fassan bis in das untere Cordevol reichen (1935, S. 32—33). Wir haben weiter oben (S. 35—36) auseinandergesetzt, daß wir die von ihm beschriebene Faciesverzahnung zwischen Tuffkonglomeraten und Cassianer Schichten nicht annehmen können. Dagegen wird man gewiß mit der Wahrscheinlichkeit zu rechnen haben, daß der Absatz der Konglomerattuffe schon im jüngeren Fassan begann.

Kalkblöcke treten nur in den Wengener Schichten der Umgebung der Rodella auf, am obersten Rivo di Pozzates (S. 46), auf der Forcella die Rodella (S. 51), nördlich Pra maur (S. 52). Wie schon im ersten Hauptteil der Arbeit erwähnt, dürften diese Blöcke nicht vom Schlerndolomit der Langkofelgruppe, sondern eher von einer Marmolatakalk-Masse im SE unseres Gebietes stammen, deren äußerster Ausläufer uns auf dem Rodellagipfel erhalten ist.

Die Wengener Schichten lagern sich an den Marmolatakalk der Rodella unkonform an (S. 51).

Wie wir und andere schon wiederholt dargelegt haben, sind die Wengener Schichten, nicht nur die Porphyritgerölle und die geschichteten Tuffe samt den Landpflanzenresten, sondern auch die Schiefer, im wesentlichen mehr oder weniger zersetzte Abtragungsprodukte vulkanischer Inseln (Weller 1920, S. 33; Ogilvie Gordon 1927, S. 163—64; Mutschlechner 1935, S. 32; Pia 1937, S. 74). Nur in den kalkigen Lagen ist ein gewisser planktogener Einschlag, wohl eher in Gestalt eines physiologischen oder chemischen Füllungskalkes als eines organischen Kalkes, anzunehmen.

h) Cassianer Schichten.

Der Uebergang der Wengener zu den Cassianer Schichten ist zunächst durch eine merkliche Aenderung der Sedimentation bedingt. Zwar ist das Gestein immer noch reich an vulkanischen Tuffen. Daneben spielen aber rein kalkige Anteile jetzt eine große Rolle. Sie treten in Gestalt regelmäßig geschichteter, größtenteils deutlich organogener Kalk auf, in denen neben Korallen und Echinodermen Blaualgen (Sphärocodien) zu den wichtigsten Gesteinsbildnern gehören. Oft handelt es sich aber um Anhäufungen von blockförmigen, Kalkmassen, die aus dem Bereich einer anderen Facies in den der Tuffe gerollt oder gegliitten sind. Besonders im untersten Teil der Cassianer Schichten spielt diese Art von Kalken eine ziemliche Rolle (vergl. S. 37 und 44). Der Uebergang von der Wengener zur Cassianer Facies ist also zunächst durch ein Nachlassen der vulkanischen Tätigkeit bedingt. Die vulkanischen Inseln, die nicht mehr genügend weiter wuchsen, wurden rasch abgetragen und die Zufuhr vulkanischen Materiales in die Sedimente ließ nach. Infolgedessen konnte sich eine reichere Fauna entwickeln. Andererseits fand die Brandung mehr als bisher Gelegenheit, reine organische Kalke anzugreifen und in Blöcke zu zerschlagen. Auf diesen Punkt kommen wir in dem Kapitel über den Schlerndolomit zurück.

Die kalkigen, seltener dolomitischen Blöcke in den Cassianer Schichten bezeichnen wir mit Mojsisovics als Riffsteine oder Riffblöcke. Dagegen vermeiden wir, wie schon bei früherer Gelegenheit (Pia 1937, S. 86) dargetan, den Namen Cipitkalk wegen seiner Vieldeutigkeit.

Wie aus den vorstehenden Bemerkungen schon hervorgeht, ist der Unterschied zwischen Wengener und Cassianer Schichten zunächst ein facieller (Rothpletz 1894, S. 38—39; Klebelsberg 1935, S. 364 bis 65; wohl auch Weller 1920, S. 32, der allerdings daneben von einem „Wengener Horizont“ spricht). Freilich dürfte Weller (S. 39) zu weit gehen, wenn er sich vorstellt, daß der Facieswechsel weniger

vertikal als horizontal, bei der Annäherung an die Schlerndolomitriffe, erfolgte. Es handelt sich doch zum guten Teil um die Wirkung veränderter allgemeiner, nicht rein örtlicher Sedimentationsbedingungen, eben des schon besprochenen Nachlassens der vulkanischen Tätigkeit. Ueber weite Strecken folgen ja Wengener Schichten, Cassianer Schichten und obercordevolischer Schlerndolomit senkrecht übereinander. So viel ist aber gewiß richtig, daß man nicht wissen kann, ob der Facieswechsel in allen Teilen der Dolomiten gleichzeitig erfolgt ist. Es wäre leicht möglich, daß er in größerer Entfernung von den Haupteruptionszentren etwas früher eintrat. Wir verweisen in diesem Zusammenhang auch noch einmal auf die Frage des Auftretens von *Daonella lommeli* in den Cassianer Schichten (S. 37—38).

Dieselbe Einschränkung, wie für die Trennung der Wengener und Cassianer Schichten, muß auch für die Unterscheidung der unteren und oberen Cassianer Schichten gemacht werden. Man darf sich gewiß nicht vorstellen, daß die faunistischen Unterschiede zwischen diesen drei Gesteinen vorwiegend rein zeitlich bedingt sind. Ganz sicher lebten die Gattungen und die meisten Arten der oberen Cassianer Schichten auch während des unteren Cordevols, ja während des Langobards schon irgendwo im alpinen Meeresgebiet. So bald sie in einem Bereich günstige Bedingungen fanden, siedelten sie sich in größerer Menge an und ihre Reste wurden dem Sediment beigemischt. Der Uebergang von den unteren zu den oberen Cassianer Schichten kann also in verschiedenen Gegenden zu etwas verschiedener Zeit erfolgt sein. Damit soll nicht behauptet werden, daß es unmöglich wäre, unter- und obercordevolische Schichten gleicher Facies zu unterscheiden. Es wäre dazu aber jedenfalls eine ausgiebige Fortsetzung unserer faunistischen Arbeiten, verbunden mit genauen Beobachtungen und Aufsammlungen an Ort und Stelle, notwendig.

Wichtigere Aufschlüsse von Cassianer Schichten haben wir im ersten Hauptteil der vorliegenden Arbeit von folgenden Stellen beschrieben: Nördlich des Piz de sella (S. 8), am Ostfuß des Langkofels (S. 14), nördlich des Fassajoches (S. 35), am obersten Rivo di Chiavenna (S. 44), unter der Grohmannspitze (S. 44—45, 45—46). Vermutlich sind auch in der Ostwand des Langkofels Cassianer Kalke vorhanden, von denen die großen Blöcke südlich Sa cöl stammen (S. 13—14).

i) Schlerndolomit.

Dieses Schichtglied, an dessen genetische Deutung ein großer Teil des Schrifttums über die Dolomiten anknüpft, ist gewiß immer noch das merkwürdigste des Gebietes. Wir werden uns nicht damit

aufhalten, seine allgemein bekannte Beschaffenheit zu beschreiben. Seiner Hauptmasse nach ist der Schlerndolomit ungeschichtet, doch findet man hie und da, besonders in der Nähe der Faciesgrenzen, wohlgeschichtete Teile, die wertvolle Anhaltspunkte für die Lagerung geben (z. B. S. 32). Manche Absonderung, die früher für Schichtung gehalten wurde, sehen wir jetzt als eine tektonische Plattung an (S. 13).

Es bezweifelt heute wohl niemand, daß der Schlerndolomit ein organogenes Gestein ist. Die Reste der ihn aufbauenden Organismen sind aber zum sehr großen Teil unkenntlich oder doch unbestimmbar geworden — wenn die Fossilarmut auch gerade in der Langkofelgruppe nicht so groß ist, wie es manchmal dargestellt wird. Unter diesen Umständen gehen die Meinungen darüber, welche Gruppen von Lebewesen in erster Reihe das Gestein aufbauen, begrifflicherweise auseinander. Crinoiden, Gastropoden usw. sind gelegentlich zu finden, werden aber bei der Entstehung kaum eine maßgebende Rolle gespielt haben. Verhältnismäßig am reichlichsten trifft man Korallen und Kalkschwämme (S. 13, 25). Diploporen konnten wir nur an einer Stelle, am Fuß der Nordwand des Langkofels, nachweisen (S. 16), allerdings in ziemlicher Menge. *Diplopora annulata* (?) erfüllt hier den tiefsten Teil des Schichtgliedes. Sie scheint überhaupt im Fassan ihre reichlichste Entwicklung erlebt zu haben. Ihr Vorkommen an der erwähnten Stelle ist ein sicherer Beweis dafür, daß das Meer am Beginn des Ladin hier ganz seicht war, daß also die große Mächtigkeit des Schlerndolomites nur durch eine fortdauernde Senkung des Meeresbodens erreicht werden konnte. Es sei noch einmal daran erinnert, daß Richthofen (1860, S. 59—60) zu der Meinung gelangt war, das Fehlen der Diploporen sei geradezu bezeichnend für Schlerndolomit.

Weller (1920, S. 41—42) tritt für die organische Natur der Evinospongien des Schlerndolomites ein. Leider sind unter diesem Namen sehr verschiedenartige, teils organische, teils anorganische Gebilde verstanden worden. Es ist wohl möglich, daß es sich zum Teil um Blaualgenkalk-Knollen handelt. Die von Weller beschriebenen Strukturen möchten wir dagegen eher für anorganisch halten.

Foraminiferen mögen am Aufbau des Schlerndolomites mitbeteiligt sein. Es dürfte kaum Aussicht bestehen, sie in dem kristallinen Gestein nachzuweisen. Zu wenig wird bei den Erörterungen über die Bildung des Schlerndolomites manchmal beachtet, daß es in der Trias noch keine Corallineen gab und daß die ihnen wahrscheinlich nahe verwandten Solenoporaceen niemals ähnlich ausgedehnte Massenanhäufungen bilden, wie die jüngeren Lithothamnienkalke.

Im ganzen wird man wohl vermuten dürfen, daß die Organismen im Schlerndolomit ähnlich vergesellschaftet waren, wie in einem rezenten Korallenkalk, in dem ja auch oft die Korallen an Masse nicht die erste Rolle spielen. Algen traten vielleicht etwas mehr zurück, Kalkschwämme mehr hervor, als in den jüngeren Absätzen gleicher Facies.

Weller (1920, S. 40) meint, daß der Schlerndolomit auf der Nordseite des Langkofels unmittelbar und oft ohne scharfe Grenze auf Sarldolomit liegt. Das trifft aber kaum irgendwo zu. Mehr oder weniger deutliche Spuren von Buchensteiner Schichten konnten wir in der Regel feststellen, vielleicht mit Ausnahme beschränkter Strecken nordwestlich des Langkofelgipfels und nördlich des Plattkofelgipfels.

Die Mächtigkeit des Schlerndolomites ergibt sich nach unseren Profilen für den Langkofel, wo das Ladin nur durch Schlerndolomit vertreten ist, zu 1150 m, für die Grohmannspitze, wo der Dolomit nur dem oberen Cordevol entspricht, zu 550 m. Sie ist also etwas größer, als bisher im Schrifttum angenommen (Ogilvie Gordon 1910, S. 46; Weller 1920, S. 40; Klebelsberg 1935, S. 341). Daß diese Mächtigkeit durch Abtragung noch nicht wesentlich vermindert sein kann, zeigen die bekannten kleinen Reste von Raibler Schichten auf der Grohmannspitze und dem Langkofeleck.

Bezüglich des Alters des Schlerndolomites standen sich lange zwei Meinungen gegenüber. Richthofen war überzeugt, daß der Schlerndolomit im wesentlichen ein besonderes Schichtglied und jünger als die Cassianer Schichten sei. Nach der von Mojsisovics begründeten und heute allgemein angenommenen Lehre dagegen wurde während der ganzen ladinischen Zeit Schlerndolomit gebildet, wenn der Bereich dieses Absatzes sich auch stark änderte und sich besonders gegen Ende des Ladin über weite früher dolomitfreie Gebiete ausdehnte. Unsere Darstellung in der örtlichen Beschreibung bestätigt der Hauptsache nach diese Deutung. Wir fanden beispielsweise am Nordfuß des Langkofels zu unterst einen sicher fassanischen Dolomit (S. 24). Die Hauptmasse des Dolomites des Langkofels muß dagegen langobardisch und cordevolisch sein (S. 25).

In neuerer Zeit ist zu diesen beiden alten Deutungen nun aber eine sehr beachtenswerte dritte, in einem gewissen Sinn vermittelnde getreten (Hummel 1928). Danach hätte sich Schlerndolomit zwar zu verschiedenen, aber nicht zu allen Zeiten des Ladin gebildet. Außer einer unterkarnischen Riffphase (bei der es sich aber wohl kaum je um echte Riffbildung handelt) unterscheidet Hummel eine oberfassanische und eine cordevolische Riffphase, die durch eine der

Hauptsache nach langobardische Eruptivphase getrennt sind. Er entgeht dadurch der bekannten Schwierigkeit, daß sich zur Zeit der großen Eruptionen unweit von diesen ganz reiner Dolomit ohne merkliche Tuffbeimengung gebildet haben soll.

Hummels Darlegungen dürften ihrem Wesen nach vor allem für jene Teile der Dolomiten gelten, in denen die großen triadischen Ausbrüche stattgefunden haben. Für vulkanferne Teile, wie die Prager Dolomiten, scheinen sie wohl nicht zuzutreffen. Hier dürfte sich auch während des Langobard Dolomit gebildet haben (Pia 1937 S. 79 bis 84). Dagegen waren wir für die Langkofelgruppe schon vor Hummel zu der Vermutung gelangt, daß der langobardische Anteil des Dolomites sehr wenig mächtig sei (Ogilvie Gordon 1927, S. 143). Wir befinden uns dabei im Gegensatz zu Mojsisovics, der glaubte, daß in isopischen Dolomitgebieten die Hauptmasse des Schlerndolomites langobardisch sei (1879, S. 483—85).

Sollte jemand meinen, daß bei der großen Mächtigkeit des Schlerndolomites eine Bildung während eines kleineren Teiles des Ladin nicht denkbar sei, so kann man ihm entgegenhalten, daß der rein obercordevolische Schlerndolomit manchmal eine erstaunliche Dicke erreicht (nach Pia 1937, S. 55 fast 2000 m).

Die Deutung, die Hummel für das Alter des Schlerndolomites gibt, muß uns sofort daran erinnern, daß wir ja auf der Westseite des Plattkofels ziemlich gut einen älteren und einen jüngeren Dolomit trennen konnten, zwischen denen eine Sedimentationsunterbrechung von unbekannter Dauer anzunehmen ist (S. 39, 45). Ähnlich soll nach der Darstellung von Heissel und Ladurner der Aufbau des Schlern sein. Auf seiner S- und W-Seite ist der Dolomit ganz vorwiegend alt, etwa oberfassanisch bis unterlangobardisch. Er wird oben durch eine Einschaltung von Wengener Laven begrenzt. Der cordevolische Schlerndolomit zwischen Wengener Laven und Schlernplateauschichten ist hier nach der Karte nur etwa 80 m mächtig. Auf der NE-Seite ist er viel dicker, vielleicht 600 m. Er baut hier die Roßzähne, die Platten, die Euringer- und Santnerspitze auf. Wie am Plattkofel (S. 39) ist auch am Schlern der jüngere Dolomit oft mehr rötlich, der ältere aber mehr grau (Heissel und Ladurner, S. 24). Viele Einzelheiten müßten auf dem Schlern erst nachuntersucht werden.

Die Frage des Alters der beiden Schlerndolomite läßt sich in der Langkofelgruppe nicht vollständig klären. Der jüngere ist sicher cordevolisch, wohl größtenteils obercordevolisch, wie aus seinem schon eingehend beschriebenen Verhältnis zu den Cassianer Schichten hervorgeht. Der ältere begann sich im Fassan zu bilden. Es ist die Mög-

lichkeit aber nicht auszuschließen, daß er während des Langobard noch fortwuchs. Wir werden deshalb eine neutrale Bezeichnungsweise wählen und einfach von unterem oder älterem und oberem oder jüngerem Schlerndolomit sprechen. Wir betonen, daß beide Gesteine einander nicht überall überlagern, sondern vielfach nebeneinander liegen. Die Namen „unterer“ und „oberer“ sind also nicht räumlich, sondern stratigraphisch zu verstehen.

Nach diesen Voruntersuchungen können wir uns nun der Frage zuwenden, welche Form der Schlerndolomitstock der Langkofelgruppe vor seiner Umgestaltung durch tektonische Störungen und Erosion hatte. Daß diese Form recht gedrungen war, ergibt sich aus dem Auftreten heteropischer Absätze rings um die Gruppe. Der Dolomitkörper kann bei einer Dicke von rund 1 km an seiner Basis kaum mehr als 5 km längsten Durchmesser (in der Richtung SW-NE) gehabt haben. Sein hangendster Teil dehnte sich allerdings weit über das Tuffgebiet des Sellajoches gegen E aus und setzte sich in die Sellagruppe fort. Gegen W und S dürfte eine solche pilzförmige Erweiterung aber schon immer gefehlt haben. Vermutlich gehören die Seiser Alpe und die Val Dona zu den Gebieten, in denen niemals Schlerndolomit vorhanden war.

Die Gestalt der ursprünglichen Begrenzung des älteren Schlerndolomites ist uns nicht nur auf dem Plattkofel erhalten, sondern ganz ähnlich am Rand des Rosengartens, auf dem Mantello, den Alpenplatten usw. Wir können danach vermuten, daß die Langkofelgruppe damals im ganzen ein kuppelförmiges oder kegelförmiges Gebilde war. Die ursprüngliche Neigung der Mantelfläche berechnet Weller (S. 48) unter Berücksichtigung der nachträglichen Faltung zu etwa 30°. Ob, wie Mojsisovics (1879, S. 202) glaubt, auch auf der Ostseite eine recht steile Böschung vorhanden war, konnten wir nicht ausmachen (S. 45). Vielleicht war das Meer hier von Anfang an seichter, die Böschung weniger hoch.

Der ältere Schlerndolomit des Langkofels sitzt einer dünnen Lage von Buchensteiner Schichten auf, die vielleicht unter der ganzen Masse durchzieht. Auf der Nordseite fanden wir Anzeichen für ein mehrfaches Ineinandergreifen der Dolomit- und der Buchensteiner Facies in Gestalt sehr flacher Keile (S. 19—20, 23—24, 30). Da Weller (S. 50) auf dem Grat des Plattkofels, also am Oberrand der Böschung, Spuren von Raibler Schichten fand, muß hier fast die ganze Dolomitmasse dem älteren Riff angehören. Für einen jüngeren Schlerndolomit bleibt kaum Platz.

Ueber die genaue Art der Bildung des älteren Schlerndolomitstockes ist aus den Beobachtungen nur wenig zu entnehmen. Die kon-

glomeratähnliche Beschaffenheit des Gesteines auf der ursprünglichen Oberfläche gegen die Tuffe (S. 43) und die wiederholt beschriebene, der Platte des Plattkofels parallele Uebergußschichtung (Mojsisovics 1879, S. 199; Weller 1920, S. 40) spricht im Zusammenhalt mit dem Befund an dem jüngeren Schlerndolomit wohl dafür, daß wir den älteren Dolomitkegel im wesentlichen als eine untermeerische Schutthalde aufzufassen haben. Wir hätten uns also nicht vorzustellen, daß er auf seiner ganzen Oberfläche durch organische Kalkfällung emporwuchs. Die kalkbildenden Organismen lebten vielmehr hauptsächlich auf einem mittleren, höchsten Teil etwas nordöstlich des heutigen Plattkofels, der den Meeresspiegel erreichte. Der von ihnen gebildete Kalk wurde durch die Wellen als ein Schuttmantel rings um das lebendige Riff ausgebreitet. Das so rekonstruierte Bild erinnert unerwartet deutlich an ein Atoll, wenn man auch keine Andeutung dafür kennt, daß eine Lagune vorhanden war.

Dieses ältere Riff umfaßte den Plattkofel und den nördlichen Teil des Langkofels. Dagegen schloß es den Zahnkofel, Innerkoflerturm, die Grohmannspitze und das Langkofeleck nicht ein. Im NW reichte es wohl ein wenig über die heutige Verbreitung des Schlerndolomites hinaus.

Es ist gegenwärtig eine sehr allgemein angenommene Ueberzeugung, daß die Schlerndolomitstöcke auf Erhöhungen des Meeresgrundes zu wachsen begannen. Wir haben das wiederholt auseinandergesetzt (z. B. Ogilvie Gordon 1927, S. 113, Fig. 17; 1928 a, S. 20, Fig. 7; Pia 1930, S. 35; auch Weller 1920, S. 46). Hummels Begriffe der Schwellenfacies und Beckenfacies beruhen auf derselben Vorstellung. Sie geht in ihren Grundzügen wohl bis auf Richthofen zurück, der sich ja dachte, daß der Schlerndolomit stellenweise Erhöhungen des Sarldolomites aufsitze, die während der Bildung der ladinischen Tuffe aus dem Meer herausragten (1860, S. 59, 64 usw.). Nur wenige Forscher, wie besonders G ü m b e l (1873, S. 71), waren der entgegengesetzten Ansicht, daß die Dolomite aus küstenferneren, tieferen Meeresteilen stammen. In der Langkofelgruppe ist es nun aber möglich, unsere theoretische Vorstellung besonders gut durch Beobachtungen zu belegen. Wir sahen ja (S. 89), daß wir allen Grund haben, in dieser Gegend während des obersten Anis eine kleine Insel anzunehmen. Es ist gewiß sehr wahrscheinlich, daß diese Insel auch bei einer nachfolgenden leichten Senkung des Meeresbodens eine Untiefe bildete, auf der die Rifforganismen leben konnten, während ringsum in tieferem Wasser Buchensteiner Schichten gebildet wurden. Diese Facies griff nur gelegentlich, wohl infolge einer rascheren Senkung,

randlich mit gewissen Uebergangsgesteinen etwas auf die Untiefe über, wie wir das auf der Nordseite des Langkofels verfolgen konnten.

Während einer gewissen Zeit muß dann die Zufuhr an neuem Material aufgehört haben, sonst wäre die deutliche Trennung zwischen jüngerem und älterem Dolomit, wie wir sie auf der Westseite des Plattkofels fanden, kaum zu verstehen. Wann diese Pause in der Dolomitbildung begann, können wir in der Langkofelgruppe nicht erkennen. Wir können nur sagen, wann sie endete, nämlich zur Zeit der untersten Cassianer Schichten. Die Blocklagen, mit denen die Bildung der Cassianer Schichten anhebt (S. 44), scheinen uns darauf hinzuweisen, daß damals die Zufuhr von Schutt aus einem wachsenden, den Meeresspiegel erreichenden Riff mit erneuerter Kraft einsetzt.

In welchem Zustand befand sich die Dolomitmasse während der Unterbrechung ihres Wachstumes? Wie kommt es, daß wir in ihr nirgends Absätze der Wengener Tuffe finden, die knapp südlich von ihr so mächtig entwickelt sind? Auf die zweite Frage könnte man zunächst mit der Vermutung antworten, daß der Dolomitstock aufgetaucht war. Dann müßte er aber doch wohl von den Wellen angegriffen worden sein. Nun haben wir aber festgestellt, daß sich in den Wengener Schichten keine aus der Langkofelgruppe stammenden Kalk- oder Dolomitblöcke nachweisen lassen (S. 46 und 51). Wir werden also damit rechnen müssen, daß der Dolomit im Gegenteil zur langobardischen Zeit die Meeresoberfläche nicht erreichte und deshalb nicht angegriffen wurde. Unter normalen Verhältnissen wächst eine Masse organogenen Kalkes in einem warmen, seichten Meer gewiß immer außerordentlich rasch bis zur Oberfläche des Wassers. Wenn dies während des Langobard nicht eintrat, muß es durch besondere Umstände verhindert worden sein. Entweder hatte die Wassertiefe plötzlich zu stark zugenommen, so daß das Riff ertrank; oder das Wachstum der Organismen wurde durch andere Umstände — etwa mechanische oder chemische Verunreinigung des Wassers — verhindert. Die zweite Deutung, die auch Hummel (1928, S. 226) bevorzugt, dürfte die richtige sein. Denn das Fehlen tuffiger Auflagerungen dürfte, wenn das Riff nicht aufgetaucht war, wohl nur durch lebhafte Wasserbewegung erklärbar sein, die die Oberfläche des Dolomitkegels rein fegte; Eine solche lebhafte Strömung wird aber kaum in große Tiefe gereicht haben.

Es ist zuzugeben, daß wir von den Verhältnissen während der Absatzpause des Schlerndolomites noch keine sehr anschauliche Vorstellung haben. Vielleicht könnte man durch eine gründliche Untersuchung der Plattkofelböschung etwas mehr Einblick gewinnen —

eine weniger schwierige als unangenehme Aufgabe. (Der ganze Hang dient zahlreichen Schafen zur Weide.) Es wird mehrfach angegeben, daß der Böschung im unteren Teil noch kleine Reste von Cassianer Schichten aufliegen (Ogilvie Gordon 1927, S. 144; Mutschlechner 1935, S. 38). Sie finden sich in der Nähe der Auflagerung des jüngeren Dolomites und weisen wohl darauf hin, daß dieser zum Teil nicht unmittelbar auf dem älteren Dolomit, sondern auf einer Zwischenschicht von Mergeln aufruht.

Da der obere Schlerndolomit eine so viel breitere Fläche, als der untere einnimmt (S. 98), könnte man erwarten, daß er von Anfang an als eine ziemlich ebene Platte gleichmäßig emporwuchs. In Wirklichkeit sind gerade für ihn viel zahlreichere und überzeugendere Beweise des Vorhandenseins steiler Gehänge und beträchtlicher Höhenunterschiede zu erbringen, als für den unteren Schlerndolomit. Am wichtigsten sind die Riffblöcke und die Uebergußschichtung, für die wir in der Langkofelgruppe eine Anzahl ausgezeichnete Beispiele vorführen konnten. Wir verweisen für die Uebergußschichtung auf die Abbildungen Taf. 7, Fig. 12 und Taf. 8, Fig. 14. Es sei besonders hervorgehoben, daß die Cassianer Schichten unmittelbar am Fuß der Grohmannspitze fast vollständig horizontal liegen, daß also die Neigung der Schichten im Schlerndolomit eine ursprüngliche sein muß. Auch auf dem Plattkofel ist die Uebergußschichtung recht gut ausgebildet (S. 39 und 99). Wir können uns kaum vorstellen, daß diese stark schrägen, unregelmäßigen Bänke anders entstanden sind, als durch periodische Zufuhr von Schutt von höheren Teilen des Riffes.

Wie auf S. 13 auseinandergesetzt, muß man sich hüten, gewisse sehr steile tektonische Plattungen des Schlerndolomites mit Uebergußschichtung zu verwechseln. Unter so steilem Winkel konnten untermeerische Schuttmassen ja auch nicht abgelagert werden.

Die Riffsteine sind größere Blöcke, die bis in das Absatzgebiet von Tuffen oder Mergeln gerollt sind. Auch sie sind also ein Beweis für eine bedeutende Unebenheit des Meeresbodens. Fast immer treten zahlreiche Blöcke in bestimmten Gesteinslagen nebeneinander auf. Sie können sich zu mächtigen Bänken vereinigen, wie in den unteren Cassianer Schichten am Rivo Chiarvanna (vergl. S. 44). An dieser Stelle wird das grobe Konglomerat wieder von Tuffen überlagert. Es ist sozusagen zunächst beim bloßen Versuch der Bildung eines jüngeren Riffes geblieben. Oft aber haben die Blockmassen als Unterlage für die Entwicklung eines jüngeren Schlerndolomites gedient. Nächst dem Fassajoch ist diese Erscheinung ausgezeichnet zu sehen (S. 40). Sie ist in den Dolomiten überall verbreitet und wurde

dementsprechend schon oft beschrieben (Mojsisovics 1879, S. 171; Ogilvie Gordon 1927, S. 162; 1928a, S. 13; Pia 1937, S. 109).

Auf der Südostseite der Langkofelgruppe liegt der jüngere Schlerndolomit den Cassianer Schichten sehr ruhig auf (Ogilvie Gordon 1928a, S. 33). Auf der Ostseite haben wir einzelne Andeutungen für eine Faciesverzahnung kennen gelernt (S. 13—14, 15, 17). Der Nordfuß besteht aus älterem Schlerndolomit. Weitaus am schönsten ist das Ineinandergreifen von jüngerem Schlerndolomit und Tuffen auf der Westseite, nächst dem Fassajoch, zu sehen (S. 39—43). Diese Erscheinungen sind im ersten Hauptteil der vorliegenden Arbeit so ausführlich beschrieben worden, daß wir hier nicht auf sie zurückzukommen brauchen. Wir haben keinen Grund, anzunehmen, daß der jüngere Schlerndolomit auf der Westseite des Plattkofels je eine große Mächtigkeit erreicht hat. Wahrscheinlich wurde er bald wieder von Tuffen überlagert, die auch auf die Plattkofelböschung übergriffen, aber heute schon fast ganz der Abtragung zum Opfer gefallen sind. Uebrigens bietet die Bildungsweise gerade dieses jüngeren Schlerndolomites auf der Westseite der Plattkofels einige Schwierigkeiten. Nehmen wir an, daß der höchste Teil des älteren Dolomites vom Fuß der Böschung etwa 1 km entfernt war und daß diese Böschung eine Neigung von 30° hatte, so mußte der Riffuß etwa 500 bis 600 m tief unter dem Meeresspiegel liegen. (Aus der Karte erhält man noch etwas größere Zahlen, was aber von nachträglichen Störungen kommen mag.) In dieser Tiefe konnten die dolomitbildenden Organismen wohl nicht gedeihen. Wenn wir also nicht annehmen wollen, daß die Riffböschung zeitweilig viel weniger geneigt war, was allzu willkürlich wäre, müssen wir vermuten, daß der jüngere Schlerndolomit der Westseite des Plattkofels nicht an Ort und Stelle gewachsen ist, sondern zur Gänze aus Sturzblöcken von höheren Teilen des Riffes, das sein Wachstum wieder aufgenommen hatte, besteht. Wo kein tuffiges, sondern ein dolomitisches Bindemittel vorhanden ist, kann man diese Blöcke nach der Dolomitisierung scheinbar nicht mehr erkennen.

Dagegen muß die ausgedehnte jüngere Schlerndolomitmasse auf der Ostseite der Langkofelgruppe, die sich in die Sella fortsetzt, offenbar zum überwiegenden Teil an Ort und Stelle gewachsen sein. Wahrscheinlich war hier das Meer infolge Ablagerung von Tuffen und Cassianer Kalken hinlänglich seicht und der Boden fest genug, daß die Rifforganismen rasch große Flächen besiedeln konnten.

Wir fassen zum Schluß die Entstehungsgeschichte der Schlerndolomitmasse der Langkofelgruppe in wenigen Sätzen zusammen: Bald nach Beginn des Ladin entwickelte sich auf einer versinkenden Insel

ein kleines Riff, das bei weiter steigendem Meeresspiegel rasch mehrere hundert Meter emporwuchs. Es war von einem unterseeischen Schuttmantel umgeben, der mit etwa 30° Neigung gegen die umgebenden Meeresgebiete, in denen Buchensteiner Schichten abgesetzt wurden, abfiel.

In einem mittleren Teil der ladinischen Zeit stellte das Riff sein Wachstum, wohl infolge des Einflusses der vulkanischen Ausbrüche, vorübergehend ein. Es war damals wahrscheinlich ganz vom Meer bedeckt und der Brandungswirkung entzogen.

Im Oberladin nahm es sein Wachstum wieder auf. Dabei wuchs der oberste Teil des alten Riffes aber kaum mehr in die Höhe. Der neue Dolomit lagerte sich vielmehr auf den Böschungen ab — wohl ein Zeichen dafür, daß die Senkung des Meeresbodens so ziemlich aufgehört hatte. Große Mengen von Riffblöcken wurden durch die Wellen losgerissen und in die umgebenden, etwas tieferen Meeressümpfe verfrachtet. Sie bildeten teils nur Blocklagen, teils kleine Anhäufungen von „detritärem“ Schlerndolomit, die sich der alten Riffböschung auflagerten und sich mehrfach mit den Cassianer Schichten verzahnten. Auf der Westseite des alten Riffes bekamen die Tuffe das Uebergewicht und griffen auch auf die Böschung des unterladinischen Schuttkegels über. Auf der Ostseite dagegen, wo das umgebende Meer seichter war, breitete sich die Dolomitfacies im Oberladin weit, über die ganze Sellagruppe aus. Am Ende des Ladin war ein ausgedehntes Seichtmeer mit einem wahrscheinlich ziemlich unebenen Dolomitgrund vorhanden, in dem dann die karnischen Gesteine entstehen konnten. Ob damals auch im Bereich der Seiser Alpe ähnliche Verhältnisse, wie im Bereich der Dolomitstöcke herrschten, wissen wir freilich immer noch nicht.

k) Die karnische Stufe.

Da wir über sie keine neuen Beobachtungen angestellt haben, genüge hier der kurze Hinweis auf einige ältere Schriften:

Mojsisovics 1879, S. 202—04;

Weller 1920, S. 49—50;

Ogilvie Gordon 1927, S. 149;

Mutschlechner 1935, S. 35.

Die Ausbildung des Gesteines nähert sich der auf dem Schlernplateau. Es soll in Unebenheiten der Oberfläche des Schlerndolomites eingelagert sein. Bemerkenswert sind die geschichteten, sphärocodienreichen Dolomite, die mehrfach als Unterlage der Raibler Schichten angegeben werden. Sie dürften wohl unserem Dürrensteindolomit (Pia 1937, S. 115) entsprechen, also unterkarnisch (julisch) sein.

1) Die vulkanischen Gesteine.

Wir haben ihnen diesmal keine eingehenderen Untersuchungen gewidmet. Der Tektoniker empfindet ihre Anwesenheit häufig als sehr störend. An sich würden sie aber immer noch genug interessante Fragen bieten, die ein dankbarer Gegenstand für eine vorwiegend petrographisch gerichtete Feldarbeit wären.

Von den Tuffen war schon bei den betreffenden Schichtgliedern die Rede. Es sei nur noch an die kugelige Absonderung erinnert (vergl. S. 92). Richthofens Vergleich der Kugeln, in die manche Augitporphyrite zerfallen, mit Bomben (1860, S. 133) hat wohl zu der Vermengung von Kugeltuffen, Tuffkonglomeraten und echten Anhäufungen vulkanischer Bomben beigetragen.

Was nun die festen Erstarrungsgesteine betrifft, so geben wir zunächst eine kurze Uebersicht ihrer wichtigeren Vorkommen in dem untersuchten Gebiet.

Den Augitporphyrit des Piz de sella (S. 10) hat Richthofen als Lagergang gedeutet (1860, S. 192). Wir können diese Auffassung nicht abstreiten, haben aber keine Beweise für sie gesehen. Weller (1920, S. 83) nennt das Gestein einen Melaphyr, Mutschlechner (1935, S. 30) einen Plagioklasporphyrit.

Auf der Ostseite des Piz de sella konnten wir das Vorhandensein eines Ganges wahrscheinlich machen, der den Dolomit verändert hat (S. 10—11). In seiner nächsten Nähe verläuft ein Bruch, dessen Beziehungen zu dem Gang aber nicht aufgeschlossen sind.

Ausgedehntere Intrusionen sind in der Gegend von Masarei und Strentures südlich der Grohmannspitze vorhanden (S. 72).

An der Forcella di Rodella und auf der Nordseite des Rodellagipfels gibt es Intrusivbreschen (S. 58—62). Auf der Ostseite der Rodella trafen wir wieder einen Gang, der räumlich mit einem Bruch nahe verknüpft ist (S. 52). Er hat den Marmolatakalk etwas metamorphosiert.

Die vulkanische Riesenbresche von Bencomum muß, wie aus ihrer Ueberlagerung durch Wengener Schichten hervorgeht, jedenfalls mitteltriadischen Alters sein. Dasselbe wird wohl auch für den benachbarten Gang gelten (S. 76—79).

Nach diesem Ueberblick wenden wir uns noch kurz der Frage des Alters der vulkanischen Erscheinungen zu. Daß ein großer Teil von ihnen mitteltriadisch sein muß, geht aus dem Verhältnis der Tuffe zu den anderen Sedimenten unzweifelhaft hervor. Wir haben früher auseinandergesetzt (Ogilvie Gordon 1927, S. 41), daß wir den Beginn der Ausbrüche in das Oberfissan stellten. Von da an dauerten sie bis in das Obercordevol (ebend. S. 134 und 140). Diese

Ansicht ist seitdem ziemlich allgemein angenommen worden (z. B. Mutschlechner 1935, S. 33). Die Einwendungen Hummels (1928, S. 227) scheinen mehr nomenklatorischer Art zu sein. Darauf brauchen wir hier nicht einzugehen.

Dagegen sei noch einmal darauf hingewiesen, daß mehrere der im Vorstehenden beschriebenen Gänge vielleicht mit tektonischen Störungen in Beziehung stehen. Zwar sind die Aufschlüsse in keinem Fall ganz zwingend, das Zusammenvorkommen ist aber so häufig, daß man schwer an einen Zufall glauben kann. Wir haben solche Fälle soeben von der Ostseite des Piz de sella und von der Ostseite der Rodella erwähnt. Früher haben wir dieselbe Erscheinung aus dem untersuchten Gebiet schon wiederholt beschrieben (z. B. Ogilvie Gordon 1903, S. 54, 69; 1910, S. 74; vergl. auch Ampferer 1929, S. 254—55). Weller ist ebenfalls überzeugt, daß die Intrusionen sich oft an tektonische Linien halten (1920, S. 60, 61, 66). Während wir jedoch schlossen, daß die letzten vulkanischen Erscheinungen sich erst nach Beginn der alpinen Gebirgsbildung abgespielt haben, glaubt Weller umgekehrt, daß ein großer Teil der Störungen triadisch ist. Nun lehnen wir das Vorhandensein einer triadischen Tektonik in den Dolomiten gewiß nicht ab (vergl. Ogilvie Gordon 1910, S. 12; 1927, S. 112 und 317). Dennoch scheint es uns nicht möglich, die erwähnten Störungen, die älter als gewisse Intrusionen sind, von den sonstigen alpinen, d. h. oberkretazischen bis tertiären Umformungen der Gesteine zu trennen. Wir müssen also — in Uebereinstimmung mit Ampferer — an der Ansicht festhalten, daß es in der Langkofelgruppe auch junge, vermutlich alttertiäre Intrusionen gibt. Sie scheinen petrographisch von den triadischen nur wenig verschieden zu sein. Möglicherweise würde eine umfangreiche Untersuchung von Proben doch noch dazu führen, auch auf Grund der Gesteinsbeschaffenheit eine alte und eine junge Gruppe zu unterscheiden. Bisher ist das aber nicht gelungen.

m) Quartär.

Da es ja nicht unsere Absicht war, eine geologische Monographie der Langkofelgruppe zu liefern, sondern einige bestimmte Fragen klären zu helfen, haben wir uns mit den jüngsten Ablagerungen nicht näher befaßt. Wir verweisen nur auf die Erwähnungen S. 11, 27, 42, 45, 53, 82.

2. Tektonik.

Es scheint vielfach die Ansicht zu herrschen, daß die Aufgabe der Tektonik letzten Endes darin besteht, eine Synthese eines Gebirges, seine Zerlegung in eine Reihe großer Einheiten und die Feststellung

von deren gegenseitiger tektonischer Lage, zu liefern. Von diesem Standpunkt aus wäre der Wert einer ganz genauen tektonischen Untersuchung eines Gebietes mit verhältnismäßig geringer Störungsstärke, wie die Langkofelgruppe, einigermaßen zweifelhaft. Es scheint uns aber, daß die Tektonik noch eine Reihe anderer Fragen zu bearbeiten hat, deren Beantwortung den großen regionalen Zusammenfassungen sogar vielfach vorausgehen muß. Hieher gehören die Zusammenhänge zwischen Störungstypus und Gesteinsbeschaffenheit; die Umstände, die bei einer bestimmten zweiseitigen Druckrichtung für den Sinn der liegenden Falten und Ueberschiebungen (die Vergenz) maßgebend sind; das Auftreten, das zeitliche Verhältnis und die gegenseitige Beeinflussung verschiedener Druckrichtungen in demselben Gebirge und vieles andere. Diese Fragen können dort nicht beantwortet werden, wo übermächtige Deckenbewegungen alle feineren Unterschiede und abweichenden Störungen gleichgehobelt haben. Sie sind der Beobachtung nur dort zugänglich, wo der Grad der tektonischen Störungen ein bescheidener geblieben ist.

Dazu kommt, daß ja auch die allgemein bedeutsamsten stratigraphischen Fragen, wie die mit den Faciesgegensätzen zusammenhängenden, nicht gelöst werden können, so lange man kein Bild davon hat, in welchem Ausmaße und in welchem Sinn die Beziehungen der einzelnen Schichtglieder zu einander nachträglich verändert worden sind. Die verschiedenen Deutungen, die das Verhältnis des Schlerndolomites zu den tuffreichen Gesteinen auf der Nordseite des Langkofels und der Westseite des Plattkofels erfahren hat, oder die wechselnden Ansichten über die Ursache der Lücken in der Schichtreihe auf dem Ostkamm der Rodella sind höchst aufschlußreiche Beispiele für diese Art von Verknüpfung zwischen Stratigraphie und Tektonik. Im allgemeinen wird immer nur betont, daß eine geklärte Stratigraphie die Voraussetzung für eine Aufhellung der Tektonik ist. Es ist aber nicht minder wahr, daß die wirklich bedeutsamen genetischen Fragen der Stratigraphie eines Gebietes ohne genaue Kenntnis der Tektonik nicht beantwortet werden können. Beide Forschungsrichtungen der Geologie können sich eben nur gemeinsam weiter entwickeln.

Daß die tektonischen Störungen für das morphologische Bild der Dolomiten, besonders für den Zerfall in eine Anzahl wohl abgegrenzter Gebirgsstöcke, von beträchtlicher Bedeutung sind, hat grundsätzlich wohl schon Mojsisovics (1879, S. 109) zugegeben. Bei der Einzelforschung ist dieser Gesichtspunkt allerdings lange Zeit stark vernachlässigt worden.

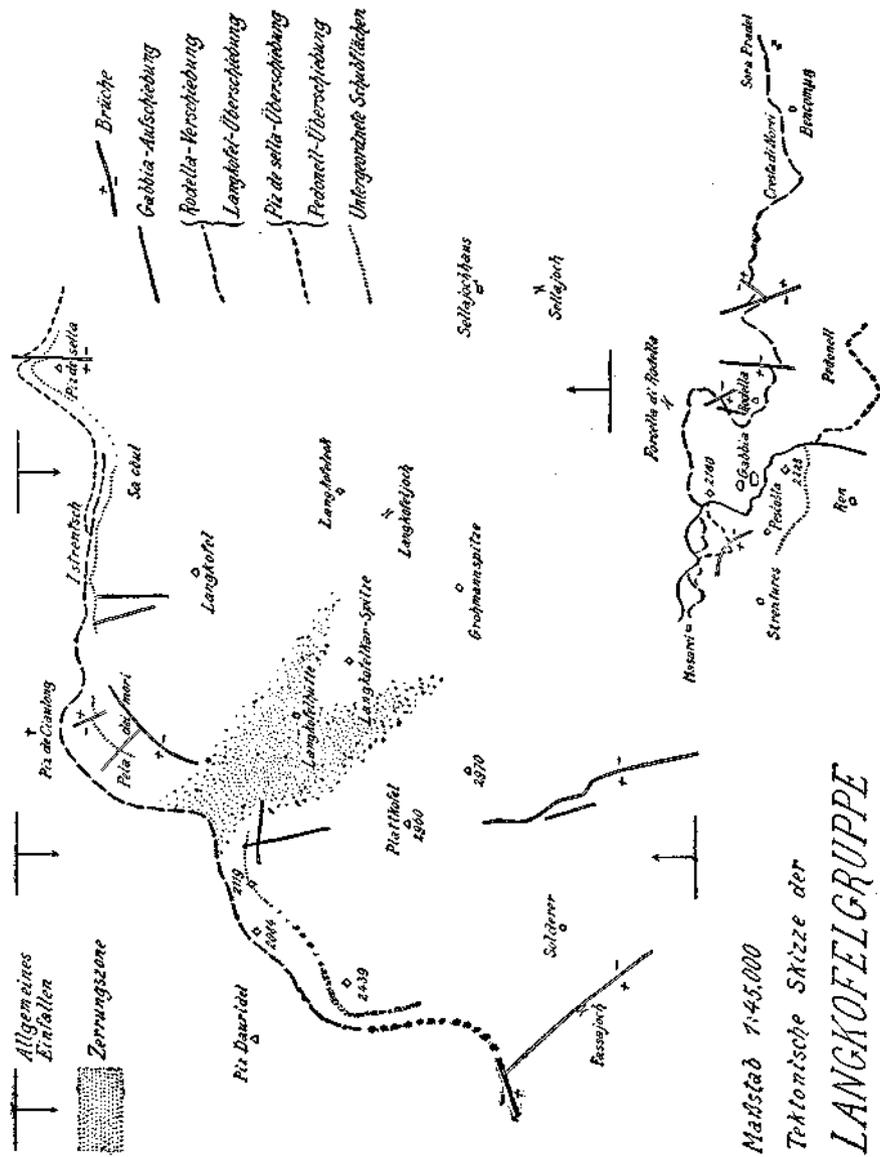


Fig. 10.

Besonders bezeichnend für die Tektonik der Dolomiten scheint uns das Auftreten der allerverschiedensten Schubrichtungen zu sein. Wir haben das schon vor langer Zeit hervorgehoben (Ogilvie Gordon 1894, S. 55 und in späteren Arbeiten). Ein gewisses Uebergewicht südlicher und später westlicher Bewegungen über die anderen Richtungen ist allerdings wahrnehmbar. Man hat also nicht, wie in einem

Faltengebirge, den Eindruck, als ob der ganze Sedimentstoß in einer bestimmten Hauptrichtung bewegt und zusammengeschoben wäre. Viel eher sieht es aus, als ob die Sedimente der Dolomiten auf einer Unterlage aufsäßen, die sich allseitig zusammengezogen hat, so daß die Sedimentdecke etwas zu groß wurde und sich nach den verschiedensten Richtungen etwas faltete oder zusammenschob. Wenn Mutschlechner (1935, S. 41—42) meint, die tektonischen Bewegungen in der Langkofelgruppe seien rein nordwärts gerichtet, ist das gewiß viel mehr der Ausdruck einer theoretischen Ueberzeugung als die Wiedergabe von Beobachtungen.

a) Die Falten.

Die Langkofelgruppe liegt in einer etwa E—W streichenden, ziemlich flachen Mulde. Wir haben das schon wiederholt betont (Ogilvie Gordon 1928a, S. 51) und es läßt sich so deutlich belegen, daß es ziemlich allgemein angenommen wurde (z. B. Mutschlechner 1935, S. 41—42). Die tieferen Schichten fallen sowohl von N als von S unter die Dolomitmasse, die die höchsten Berge bildet, ein.

Die Absonderungsflächen im Dolomit, die vielfach gegen außen fallen, haben wir bei der Einzelbeschreibung teils als tektonische Klüfte erkannt, teils als Uebergußschichtung (S. 13, 43, 47 usw.).

b) Die Ueberschiebungen.

Die Ueberschiebungen, von denen wir zu handeln hatten, sind durchwegs von sehr bescheidenem Ausmaß. Meist wird der Betrag der gegenseitigen Bewegungen der Schollen einige hundert Meter nicht übersteigen.

Sehr gut ist an mehreren Stellen zu beobachten, daß die Bewegung nicht längs einer einzigen Fläche erfolgt ist, sondern daß mehrere Begleitstörungen vorhanden sind (S. 17, 19, 22, 23—24, 29, 32, 55, 59, 75). Ihre Harnische deuten oft auf etwas verschiedene Richtungen. Offenbar verschoben sich die Gesteinskörper nächst der Hauptfläche beim Vorrücken auch seitlich gegeneinander.

Wir glauben die Ueberschiebungserscheinungen in drei verschieden gerichtete und verschieden alte Gruppen zusammenfassen zu können, wie das Ogilvie Gordon schon früher dargelegt hat.

Zunächst können wir (Ogilvie Gordon 1899, S. 609; 1927, S. 313—15; 1928a, S. 55—61; Pia 1937, S. 145 und an vielen anderen Stellen) in den Dolomiten überhaupt und so auch in der Langkofelgruppe, zwei Hauptstörungsphasen unterscheiden:

a) einen nord-südlichen Schub, der die seit langem bekannten Falten und die zugehörigen Ueberschiebungen gegen SSW und NNE erzeugt hat,

β) einen jüngeren Schub, der in unserem Fall von E gegen W gewirkt hat. Dazu kommen

γ) jüngste Störungen, Brüche oder steile Ueberschiebungen gegen NE, die aber an Bedeutung gegenüber den beiden vorigen Gruppen sehr zurückstehen und überhaupt nur stellenweise abzutrennen sind (vergl. S. 114).

a) Die älteren Süd- und Nordüberschiebungen.

Sie stehen wohl mit der Bildung der alten WNW—ESE-Falten in unmittelbarer Beziehung. Wir rechnen zu ihnen vor allem die tieferen Schuppen der Rodella, die in der vorliegenden Arbeit nur zum geringen Teil besprochen wurden (S. 48). Für sie scheint eine Bewegungsrichtung gegen SSW festzustehen. Sie fallen — teilweise recht flach — gegen NNE ein. Die gegen S blickende Kleinfalte bei der Hütte 2180 am Rivo di Pozzates mag mit dieser Bewegung zusammenhängen (S. 67).

Zu demselben Schub und in dieselbe Zeit werden wohl die bekannten zuerst von Salomon (1895) beschriebenen Ueberschiebungen auf der Südseite der Marmolata gehören (Ogilvie Gordon 1928, S. 180 ff.; Cornelius 1926).

Wir möchten aber auch vermuten, daß die Ueberschiebung nördlich des Piz de sella (S. 8) und die oberhalb seines Sarldolomites (S. 9 und 11) derselben Faltungsphase angehören. Nördlich des Ciamp da Pinöi schließen sich noch ähnliche Störungen an, die aber nicht in den Bereich der gegenwärtigen Untersuchung fallen.

Wir stellen uns also vor, daß bei dieser ersten Faltungsphase die Langkofelmulde gebildet und weiter zusammengedrückt wurde. Während die mittleren Teile der Mulde durch die starre Schlerndolomitmasse vor stärkeren Deformationen bewahrt blieben, wurden an den Rändern bzw. in den benachbarten Antiklinalen sowohl gegen SSW als gegen N oder NNE kleine Schuppen emporgeschoben. Diese Bewegungen aus der Synklinale gegen die benachbarten Antiklinalen findet man in den Dolomiten fast gesetzmäßig, wenn die Sättel aus mannigfachen weicheren Schichten bestehen (vergl. dazu die theoretische Ableitung von Willis 1935, S. 421, Fig. 11).

β) Die Langkofelüberschiebung und die Gipfelverschiebung der Rodella.

Die Langkofelüberschiebung ist auf der Nordseite des Langkofels am besten aufgeschlossen. Wir konnten dort erkennen, daß sie die Piz de sella-Ueberschiebung abschneidet (S. 31). Jene ist also etwas jünger als diese und daher vermutlich auch jünger als die tieferen Rodellaschuppen. An den Ausstrichen untertriadischer und

anisischer Schichten läßt sich die Störung gut auf die Nordseite des Plattkofels hinüber verfolgen. Von hier an wird sie weniger deutlich. Wir hatten (S. 35—36) Grund, zu vermuten, daß sie sich schließlich mit dem Fassajoch-Bruch verbindet, doch ist sie in diesem westlichsten Teil nicht nur weniger gut aufgeschlossen, sondern sicher auch weniger bedeutend.

Die Richtung der Bewegung an der Langkofelüberschiebung haben wir meist als westlich bezeichnet (Ogilvie Gordon 1927, S. 204, 315, 368—69; 1928 a, S. 60). Wenn wir gelegentlich von einem Nordschub sprachen (Ogilvie Gordon 1928 a, S. 51), bezog sich dies auf die örtliche Schubrichtung in den Aufschlüssen am Nordfuß des Langkofels, die wir durch eine Ablenkung der Bewegung erklärten. Wir möchten unsere frühere Auffassung nun dahin ergänzen, daß die jüngere Hauptbewegung in der eigentlichen Langkofelgruppe (ohne die Rodella) als ganzes wohl gegen NW gerichtet war. Damit soll aber noch nichts über die Richtung des tektonischen Schubes ausgesagt sein (vergl. S. 113). Für eine nordwestliche Bewegung spricht vor allem der bogenförmige Verlauf der Stirn der Schubmasse von N über NE nach E. Im mittleren Teil, auf der NW-Seite der Gruppe, konnte sich die Ueberschiebung offenbar am freiesten entfalten, denn hier ist am meisten Untertrias hoch emporgetragen worden.

An den Enden des Bogens, d. h. am Westfuß des Plattkofels und am Nordfuß des Langkofels, nimmt die Bedeutung der Ueberschiebung rasch ab (S. 31 und 35—36). Hier war die Bewegung also gehemmt. Das mußte dazu führen, daß Drehungen der bewegten Gesteine um senkrechte Achsen eintraten, und zwar wurde der Langkofel im Sinn des Uhrzeigers gedreht, der Plattkofel im entgegengesetzten Sinn (vergl. S. 31). Sicherlich waren diese drehenden Bewegungen nur unbedeutend. Trotzdem führten sie dazu, daß in der Mitte der Gruppe längs einer von SE gegen NW gerichteten Achse Zerrungen auftraten. Man wird sich natürlich nicht vorstellen müssen, daß eine offene Spalte gebildet wurde, aber der Dolomit sank entlang einer Schar von Brüchen und Klüften etwas zusammen. Es entstand so eine Schwächezone, die die Grundlage für die spätere Ausbildung des Langkofelkares wurde.

Der bogenförmige Verlauf des Stirnrandes der Schubmasse ist ein Abbild des freieren Vorschubes auf der NW-Seite der Langkofelgruppe und der Hemmung im SW und NE.

Wir verwenden für Drehungen von Schollen um eine senkrechte Achse den Ausdruck Torsionen (Ogilvie Gordon 1899, passim; 1903, S. 3, 15; 1910, S. 86—87; Pia 1937, S. 231). Obwohl das Vorkommen solcher Bewegungen vielfach bestritten wird (z. B. Mutsch-

Lechner 1935, S. 39), glauben wir in den Dolomiten doch eine Anzahl von Beispielen dafür aufgezeigt zu haben. Uebrigens wird es natürlich kaum vorkommen, daß eine solche Drehung genau in einer horizontalen Ebene vor sich geht. Fast immer wird irgendein Teil der Scholle dabei auch aufsteigen oder absinken. In unserem Fall wird der NW-Rand an der Ueberschiebung etwas gehoben worden sein. Die Bewegung kann also am ehesten als schraubenförmig gekennzeichnet werden.

Ziemlich einleuchtend ist in der Langkofelgruppe der Zusammenhang der Ueberschiebung mit einer ursprünglichen bedeutenden Faciesgrenze. Die Zerreißung der Schichten trat dort ein, wo der starre Schlerndolomit an das Tuffgebiet des Jendertales grenzte. Da er, wie wir auf Seite 99 sahen, gerade auf seiner NW-Seite bis in die Buchensteiner Schichten hinunterreichte, konnte er auch tiefere Teile der Trias in seiner Bewegung mitnehmen, zumal diese hier ursprünglich verhältnismäßig hoch lagen (S. 89, 99; Ogilvie Gordon 1927, S. 204). Daß dieses „Mitnehmen“ nicht ganz vollkommen erfolgte, ergibt sich aus der weiten Verbreitung untergeordneter Störungen an der Basis des Schlerndolomites bzw. des Sarldolomites (S. 108). Im NE und SW, wo der Dolomit mit den Tuffen vielfach verzahnt war, konnte er sich von ihnen bei der Geringfügigkeit der Bewegung nicht vollständig losreißen. Diese innigere Verbindung der Gesteine — und wohl auch das Vorhandensein der älteren Längsantiklinen — war die Ursache dafür, daß der Vorschub hier gehemmt wurde, was wieder zu den eben auseinandergesetzten Folgen — Torsionen und Bogenform des Schubrandes — führte.

Die Schichtverschiebung des Gipfelteiles der Rodella zeichnet sich, wie schon auf S. 48 und 79 hervorgehoben, zunächst dadurch aus, daß an ihr niemals ältere Schichten auf jüngeren liegen. Es sind vielmehr jüngere Schichten über ältere bewegt worden, wobei ein Teil der Serie, vorwiegend im Bereich der anisischen Hauptstufe, entweder ganz unterdrückt oder in verhältnismäßig kleine Linsen aufgelöst wurde.

Westlich des oberen Pozzatesgrabens scheint die Rodellaschubfläche die Pedonellueberschiebung abzuschneiden, wenn die Verhältnisse infolge des Hinzutretens des Gabbiabruches auch nicht allzu klar sind. Wir glauben also annehmen zu sollen, daß die Gipfelverschiebung der Rodella nicht zu den tieferen Ueberschiebungen des Rodellahanges gehört, sondern etwas jünger als diese ist. Welche Rolle sie aber im Gesamtbau der Langkofelgruppe spielt, läßt sich vorläufig noch nicht sicher entscheiden.

Unsere erste Deutung (Ogilvie Gordon 1903, S. 15, 58—61, 63) — zu einer Zeit allerdings, als der genaue Verlauf der Störung noch nicht bekannt war — ging dahin, daß es sich um einen schwach geneigten gemeinen Bruch handle, an dem die Schichten gegen NW abgeglitten seien. Die Neigung betrage manchmal nur 15° — 20° . Später, nach der Entdeckung der Schubfläche auf der S-Seite des Rodella-gipfels, wurden wir dazu geführt, anzunehmen (Ogilvie Gordon 1927, S. 316, 318—19), daß die Gipfelverschiebung der Rodella und die Langkofelüberschiebung eng zusammengehören, daß an beiden Bewegungen im selben Sinn erfolgt sind.

Dem steht eine zweite Deutungsmöglichkeit gegenüber, die wir auch schon gelegentlich in Betracht gezogen haben (Ogilvie Gordon 1928 a, S. 52—53), daß nämlich an der Gipfelverschiebung ebenso wie an den tieferen Rodellaüberschiebungen eine Bewegung gegen S erfolgt ist. In diesem Falle würden Gipfelschubfläche der Rodella und Langkofelüberschiebung nicht unmittelbar zusammenhängen. Sie mögen aber immer noch auf denselben Schub zurückgehen. Für eine solche gemeinsame Entstehung verschieden gerichteter Bewegungen bieten sich wieder zwei Möglichkeiten dar: Der Zusammenschub kann primär etwa in der Richtung NW-SE erfolgt sein, wobei die tieferen Schichten sich falteten, die hangenden festeren Gesteine aber, Schlern-dolomit, Marmolatakalk und auch die ladinischen Eruptivgesteine, beiderseits über das Vorland etwas überschoben wurden. Das wäre also eine Unterschiebung, wie Ampferer (1929, S. 249) sie beschreibt.

Es könnte aber auch sein, daß die Bewegungen an der Langkofel-überschiebung und der Gipfelverschiebung der Rodella auf einen etwa ost-westlichen Schub zurückgehen, der infolge verschieden großer örtlicher Widerstände zu einer NW-Bewegung am Langkofel und zu einem südsüdwestlichen Ausweichen an der Rodella führte.

Wir müssen die verschiedenen Beweisgründe, die für die eine oder andere Deutung sprechen, hier noch einmal kurz überblicken.

Die Neigung der Schubfläche gegen NNE paßt am besten zu einer Bewegung gegen SSW. Wir haben aber schon bei früherer Gelegenheit (Ogilvie Gordon 1910, S. 51) darauf hingewiesen, daß in den Dolomiten keine allgemein gültige Beziehung zwischen Neigung der Schubflächen und Schubrichtung besteht. Einesteils sind die Schubflächen oft nachträglich selbst gefaltet, andernteils könnte es sich in unserem Fall ja um eine Abgleitung der höheren Schichten handeln, die dann naturgemäß in der Richtung des Einfallens erfolgt wäre.

Wie wir ausführlich zeigten, ist die oberste Rodellaschubfläche von den tieferen in ihrem ganzen Bau auffallend verschieden (vergl. S. 111). Das könnte damit zusammenhängen, daß die Bewegungsrichtung an beiden eine verschiedene

war. Selbstverständlich kann es aber auch auf andere Umstände, etwa auf Verschiedenheiten in der ursprünglichen Beschaffenheit der Gesteine, zurückgehen.

Das Auftreten von Marmolatakalk auf der Rodella, eines Gesteines, das sonst weiter im SE beheimatet ist, wäre vielleicht ein Anhaltspunkt für eine Bewegung gegen NW (Ogilvie Gordon 1927, S. 316). Bei der sehr unregelmäßigen Form der ladinischen Faciesbereiche kann es sich aber auch um eine ursprüngliche Zunge dieses Gesteines handeln.

Der Umstand, daß sowohl die Gipfelverschiebung der Rodella als auch die Langkofelüberschiebung gegen W, gegen das Fassajoch zu, undeutlich werden und an Bedeutung stark abzunehmen scheinen, spricht dafür, daß beide nicht unmittelbar zu verbinden sind, daß an beiden also auch nicht, wie auf S. 112 erwogen, gleichgerichtete Bewegungen erfolgten.

Die Beobachtungen über die vulkanischen Breschen und den Gang von Bencomun schienen auf eine Bewegung gegen W oder NW zu deuten. Wir sahen aber schon auf S. 79, daß dieser Schluß sehr unsicher ist.

Aus der Zusammenstellung der Striemen auf den Harnischen und der Kleinfalten (S. 80) ergaben sich eine Hauptbewegungsrichtung NNW—SSE und bedeutende Abweichungen besonders gegen NE. Ob diese zu einem einheitlichen nordsüdlichen Druck gehören, läßt sich kaum entscheiden.

In den Cassianer Schichten unter der Grohmannspitze trafen wir eine gegen SW blickende Kniefalte, vielleicht ein Anzeichen einer Differentialbewegung in dieser Richtung (S. 47).

Am meisten Gewicht dürfte unter diesen Beobachtungen wohl denjenigen über den Verlauf der Striemen auf den Harnischen, und zwar besonders auf der Schubfläche selbst, zukommen (vergl. S. 77—78). Sie scheinen für eine Bewegung der hangenden Schichten gegen S bis SSW oder umgekehrt, jedenfalls aber nicht gegen NW zu sprechen. Bei den geringen Schubweiten, mit denen wir es in der Langkofelgruppe zu tun haben, sind bedeutende örtliche Abweichungen der Bewegungsrichtung viel eher möglich, als bei großen Deckenschüben. Wir halten deshalb die Hypothese, nach der die Ueberschiebungen am Langkofel und im obersten Teil der Rodella durch örtliche Ablenkungen eines ost-westlichen Druckes erklärt werden, für wahrscheinlich. Sie paßt sich auch am besten den Befunden auf der Höhe der Sellagruppe und auf der Westseite des Pitschberges an. Diese Pitschbergüberschiebung haben wir als die nördliche Fortsetzung der Langkofelüberschiebung aufgefaßt (Ogilvie Gordon 1927, Taf. 21), mindestens in dem Sinn, daß derselbe E-W-Schub sich an beiden Störungen geäußert hat. Die Schubbewegungen nach W und WNW setzen sich nordwärts gegen das Secedagebiet fort (vergl. die Kartenskizzen bei Ogilvie Gordon 1927, Fig. 62 und 63). Im Fassatal dürfen wir wohl die verschiedenen kleinen, gegeneinander gerichteten Ueberschiebungen am Hang der Mon Dona- und Buffaure-Gruppe, zwischen Campitello und Pera, mit demselben Schub in Zusammenhang bringen. Sie weisen

auf eine örtliche Bewegungsrichtung gegen SE und NW hin. Wir stellen uns also nicht vor, daß sie in die tieferen Schubflächen der Rodella übergehen, sondern daß sie jünger als diese sind und ungefähr im unteren Durontal enden. Es läge nahe, hier eine größere Blattverschiebung anzunehmen, die man vielleicht mit dem Fassajoch-Bruch (siehe S. 33) verbinden könnte. Es ist aber auch möglich, daß das Ausklingen der Mon Dona-Störungen und das Einsetzen der Langkofelstörungen in den weichen Tuffen des oberen Durontales allmählich, ohne scharfen Bruch erfolgt.

γ) Die Gabbiaaufschiebung.

Eine ganz junge, steile, etwa gegen NE gerichtete Aufschiebung konnten wir auf der SW-Seite der Rodella nachweisen (vergl. S. 64 ff.). Wahrscheinlich wird sie sich auch auf der Südostseite verfolgen lassen. Sie muß wohl auf einen besonderen, gegen NE gerichteten Schub zurückgeführt werden, der sonst in den Dolomiten nur eine geringe Rolle zu spielen scheint.

Ueberschiebungen gegen NE sind auf der Nordseite der Buffauregruppe vorhanden (Ogilvie Gordon 1927, S. 298, 313). Wir haben aber keinen Grund zu behaupten, daß sie gleichaltrig mit dem Gabbiabruch sind. Eher mag dies von den jungen NW-SE-Brüchen gelten, die wir (Ogilvie Gordon 1927, S. 190) aus dem Pitschberggebiet nördlich von Gröden beschrieben haben. Im Enneberg haben wir (Ogilvie Gordon 1927, S. 369) ein gut entwickeltes System junger Brüche, Flexuren und Falten beschrieben, die alle älteren Schubmassen gestört haben. Diese jungen Falten streichen NW~SE und sind gegen SW gewendet.

c) Die Brüche.

Da das häufige Auftreten von Brüchen in der Langkofelgruppe und ihrer Umgebung auch in neuesten Arbeiten bestritten wurde, haben wir auf deren sichere Feststellung besondere Sorgfalt verwendet. Wir geben unten eine tabellarische Uebersicht. Wie immer werden die darin aufgezählten Brüche nur einen kleinen Teil der im Gebiete wirklich vorhandenen vorstellen. Beispielsweise müssen ja die Spalten und Scharten im Schlierndolomit der Langkofelgruppe auf Brüche mit geringer Schichtverschiebung zurückgeführt werden (vergl. die Karten von Ogilvie Gordon 1927 und Mutschlechner 1935).

Nur an einem einzigen der in der Tabelle angeführten Brüche konnte die Richtung der Striemen unmittelbar festgestellt werden. Sie sind am Fassajoch-Bruch ungefähr horizontal. Die Beobachtungen an anderen Klüften, an denen nicht verschiedene Gesteine aneinander stoßen, zeigen, daß das in der Langkofelgruppe, wie ganz

allgemein in den Alpen, die Regel ist. Wir haben das schon früher hervorgehoben (Ogilvie Gordon 1910, S. 67, 81, 90). Wir dürfen also schließen, daß die Brüche der Hauptsache nach Blattverschiebungen sind. Sie trennen Schollen, die ungefähr parallel miteinander,

Uebersicht der Brüche in den höheren Teilen der Langkofelgruppe.

Nr.	Lage des Bruches	Richtung	Gesenkte Seite	S.
1	Piz de sella, östlich des Gipfels	N	E	11
2	Col da mesdi	NW	SW	30
3	Pela dei mori, W-Seite	N 30° W		30
4	Pela dei mori, SW-Seite	NE	SE	31
5	Plattkofel, N-Fuß	E?	S?	32
6	Fassajoch, NW-Seite, bei P. 2213	WNW	NNE	33, 35, 36
7	Fassajoch, NW-Seite, nordwestl. P. 2213	ENE	NNW	36
8	Peles del Rafreider, bei P. 2430	NNW	ENE	44, 45
9	Peles del Rafreider, westl. d. vorig.	NNW	?	45
10	Pozzatesgebiet, westl. d. Hütten 2180	N 50° W	NE	68
11	Rodella N, etwas südl. P. 2367	NNW	ENE	50, 60
12	Rodella, östl. d. Gipfels	N	E	53, 54
13	Pra maur, östl. d. Hütte	N 10° W	W	74
14	Pra maur, etwas östl. d. vorigen	NE	NW	74

aber in verschiedenen Ausmaß, vorgeschoben wurden. Die Brüche werden demnach vorwiegend in der Richtung des Gebirgsschubes stehen, wogegen die Ueberschiebungen senkrecht darauf streichen.

So weit sich dies bei der geringen Zahl untersuchter Brüche bestimmen läßt, scheinen unter ihnen die Richtung NNW und benachbarte vorzuherrschen. Das zeigt keine deutliche Beziehung zu den Hauptschubrichtungen.

Wir haben versucht, ein sinnvolleres Bild zu gewinnen, indem wir die Brüche einzelner Teile des untersuchten Gebietes getrennt behandelten. Es zeigen sich aber auch dann keine Gesetzmäßigkeiten. Das liegt nicht nur an der zu geringen Zahl der Beobachtungen, sondern wohl auch an dem starken Wechsel der Bewegungsrichtung selbst innerhalb engbegrenzter Gebietsabschnitte.

Einige der Brüche müssen recht jung sein, da sie die Gipfelverschiebung der Rodella verwerfen.

d) Einige andere tektonische Erscheinungen.

α) Klüftung.

In den örtlichen Beschreibungen hatten wir wiederholt eine steile Klüftung der ungeschichteten Kalke und Dolomite zu erwähnen, die früher gelegentlich mißdeutet wurde; so im Schlerndolomit der Ostseite des Langkofels (S. 13, Richtung N 30° W), der Westseite desselben Berges (S. 32, Richtung N 10° E), im untersten Sarldolomit des Hauptaufschlusses der Langkofelüberschiebung (S. 20, Richtung N 30° W), im Marmolatakalk der SW-Seite der Rodella (S. 55, Richtung N 10° W) und im Contrinkalk auf dem Ostkamm der Rodella (S. 75, Richtung N und N 30° W). Die Klüfte stehen immer steil bis senkrecht. Sie sind in größerer Zahl vorhanden, so daß sie das Gestein in Platten zerlegen. Eine deutliche Striemung fehlt stets, es handelt sich also nicht um Harnische.

Die Deutung der besprochenen Klüfte ist nicht leicht. An Schiefungsflächen senkrecht auf die Druckrichtung wird man in den reinen, massiven Kalken und Dolomiten wohl nicht denken dürfen. Eher könnte man annehmen, daß es sich um Zugrisse in der Richtung des Druckes handelt, auf deren Bedeutung Thiele (1934, S. 19) hingewiesen hat. Auffallend ist die nahe Uebereinstimmung in der Richtung der an ziemlich weit entfernten Stellen gemessenen Klüfte. Drei unter sechs Beobachtungen ergaben ein Streichen N 30° W, die anderen weichen nicht sehr stark davon ab.

β) Tektonische Breschen.

Sie wurden an den betreffenden Stellen schon ausführlich beschrieben, so daß hier ein kurzer Hinweis genügt. In geringer Mächtigkeit finden sie sich begreiflicherweise an sehr vielen Störungen des untersuchten Gebietes, so z. B. an der Gipfelverschiebung der Rodella gegen die Cresta di Norei zu (S. 75). Mächtiger sind sie an derselben Störung auf der Südseite des Rodellagipfels selbst und am Steig südwestlich der Forcella di Rodella ausgebildet (S. 55, 61, 62). Eine ganz ungewöhnliche Entwicklung erreichen Breschen aber im Bereich des obersten Pozzatesbaches (S. 66 und 71—72). Wir haben schon auseinandergesetzt, daß wir ihnen auch hier eine tektonische Entstehung zuschreiben möchten und daß wir sie auf den Gabbiabruch zurückführen.

Die außerordentlich starke Entwicklung tektonischer Breschen auf der S- und W-Seite der Rodella möchten wir uns durch folgende Umstände erklären: Auf Grund der ursprünglichen Schichtfolge, besonders aber auf Grund der Schuppenbildung an den älteren Rodellaüberschiebungen liegen hier ziemlich dünne Platten spröder Kalke und Dolomite, wie Marmolatakalk und Sarldolomit, zwischen sehr plasti-

schen Gesteinen — *Bellerophon*-Schichten, Werfener Schichten, Wengener Schichten. Dieser Schichtstoß wurde in verhältnismäßig junger Zeit noch einmal tektonischen Beanspruchungen unterworfen. Damals war ein bedeutender Teil der hangenden Schichten durch Erosion schon entfernt, die heute aufgeschlossenen Gesteine befanden sich wohl nur mehr einige hundert Meter unter der damaligen Erosionsoberfläche. Die Sprödigkeit der Dolomite und Kalke wurde also nicht mehr durch einen hohen Gebirgsdruck gemildert. Zwischen den weichen Schichten wurden sie Biegungsbeanspruchungen ausgesetzt, durch die sie in eckige Trümmer zerlegt wurden. Diese wurden dann, wie aus der mannigfachen Zusammensetzung der Breschen zu ersehen ist, an den Ueberschiebungen noch etwas gewälzt und vermengt.

e) Abschließende Bemerkungen.

Ueber das Alter der im Bereich der Langkofelgruppe nachgewiesenen auf einander folgenden tektonischen Bewegungen läßt sich mangels an Oberkreide und Tertiär nichts sagen. Nur ihre Reihenfolge ließ sich ziemlich gut erkennen.

Der erste Schub wirkte ungefähr nord-südlich und erzeugte zunächst eine große, flache Mulde, dann Ueberschiebungen an mäßig steil bis flach gegen die Muldenmitte einfallenden Störungen. Sie waren vorwiegend gegen S bis SSW, am Piz de sella aber gegen N gerichtet.

Der zweite Schub erfolgte ungefähr nach W. Die hohen Teile der Langkofel- und Plattkofelgruppe wurden durch ihn unter leichten Drehungen etwa gegen NW verschoben. Vielleicht — aber das blieb unsicher — gehört die Gipfelverschiebung der Rodella zu derselben Störungsphase. Es könnte sich um ein gegen S gerichtetes Herausquellen der weicheren Schichten unter der Wirkung des ost-westlichen Druckes handeln. Zu derselben Phase rechnen wir endlich auch die Ueberschiebungen auf der Westseite des Pitschberges und auf dem Südosthang des Mon dona.

Bezeichnend für die Langkofelüberschiebung und die Rodellaverschiebung ist, daß die Störungsflächen keine Neigung zeigen, in die Tiefe zu setzen. Wir haben den Eindruck, daß es sich um Bewegungen handelt, durch die vorwiegend die ladinischen und jüngeren Schichten von ihrem Untergrund losgelöst wurden. Aus diesem wurden nur stellenweise kleinere Späne oder Schollen mitgenommen. Der Schub scheint also in den höheren Teilen der Schichtfolge angegriffen zu haben. Das wäre vielleicht durch die Annahme zu erklären, daß er von der Schlerndolomitmasse der Sella ausging, jedenfalls zu einer Zeit, als diese noch mit dem Schlerndolomit des Langkofels in Verbindung stand — denn sonst wären wohl einfach die weichen Tuffe zwischen

den beiden Dolomitstöcken emporgepreßt worden. Nun findet man ja bekanntlich auf der Höhe der Sella ganz besonders schöne Spuren einer ausgiebigen Bewegung der Schichten von E nach W. Diese Schübe konnten gewiß nicht erfolgen, ohne daß auch die Unterlage bis zu einem gewissen Grad in derselben Richtung beansprucht wurde. Es scheint uns, daß sich so ein einigermaßen verständliches Bild der tektonischen Vorgänge während des Westschubes ergibt.

Wie in den Prager Dolomiten (Pia 1937, S. 145) würden sich auch in der Langkofel + Stellagruppe die Schubflächen um so flacher legen, je weiter man in der Richtung des Schubes, d. h. gegen W geht.

Zuletzt erfolgte im Gebiet der Rodella an der Gabbiastörung ein schwacher Aufschub in der Richtung NE bis N. Wir haben sie mit den jüngsten Bewegungsphasen in Beziehung gebracht, die wir aus dem Enneberg, dem Pitschberggebiet und dem Fassatal beschrieben haben (vergl. S. 114).

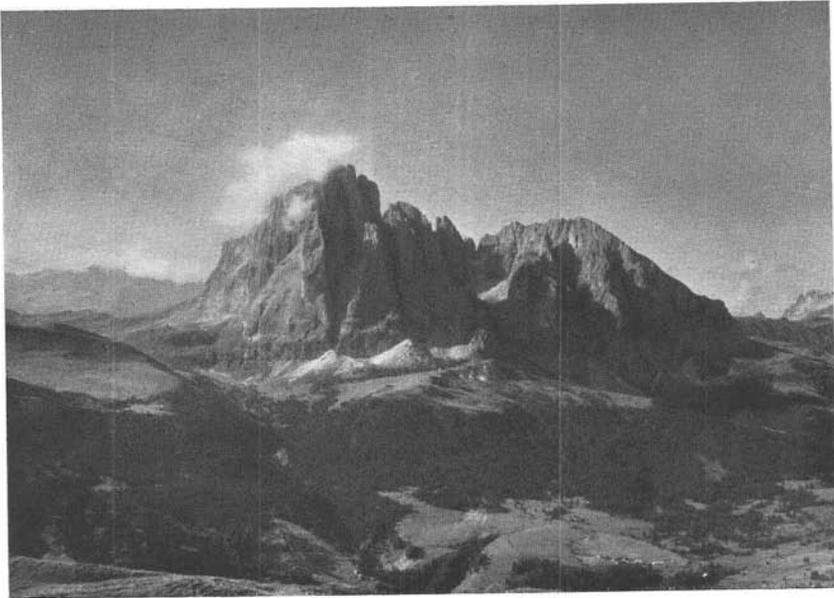
ANHANG.

TAFELN 1—18

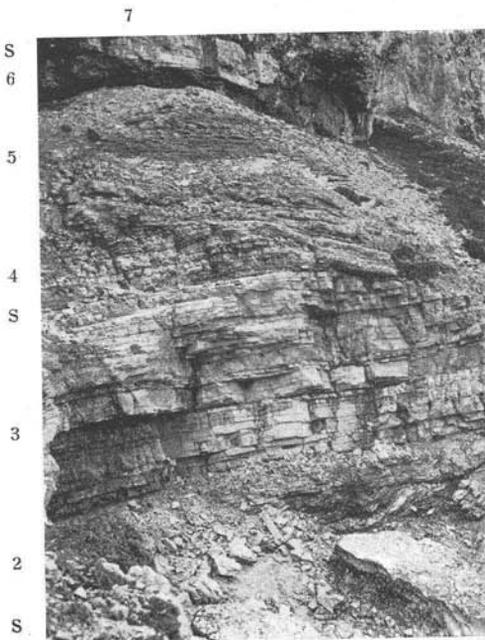
zu

Maria Ogilvie Gordon — Julius Pia

Zur Geologie der Langkofelgruppe in den Südtiroler Dolomiten.



Phot. 1.
Die Langkofelgruppe von N, vom Pitschberg.
Vergl. Textfig. 2.



Phot. 2.
Der westliche Teil des Haupt-
aufschlusses von I strentsch
am Nordfuß des Langkofels.
S = Schubflächen,
1—7 vergl. Profil auf S. 20—24.

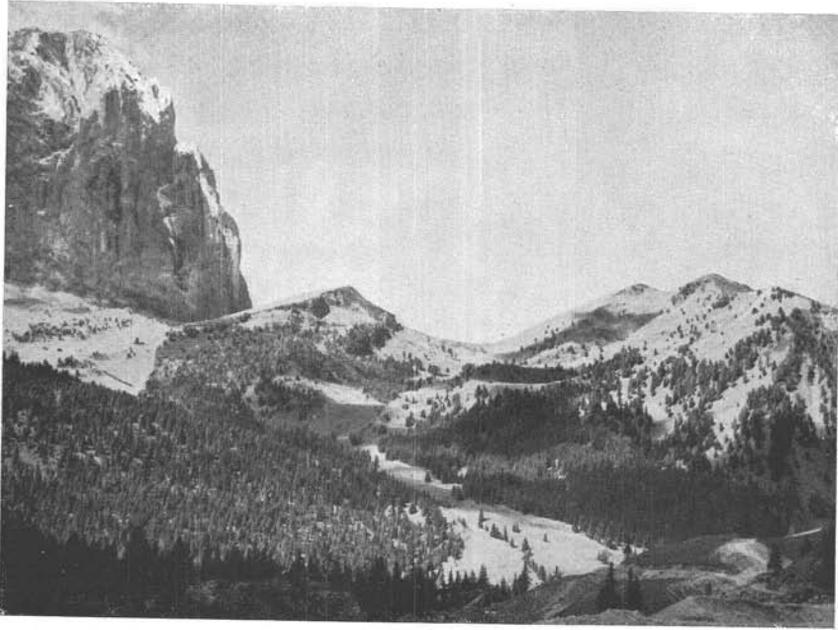
TAFEL 2.

Phot. 3.

Der NE-Teil der Langkofelgruppe von der Fahrstraße zum Sellajoch, nächst der Abzweigung der Straße zum Grödner Joch in der Val Gralba. Links die NE-Wand des Langkofels. Gleich rechts davon der Piz de sella. Sein oberstes Wandel ist Augitporphyrit, das tiefere Sarldolomit. Im Sattel rechts davon Cassianer Schichten. Im rechten Teil des Bildes Piz da Ciamp da Pinöi und Piz Pranseis, vorwiegend Augitporphyrit. Vergl. S. 8.

Phot. 4.

Blick vom Osthang des Mont de Sóura gegen E. Im Hintergrund die Sella-gruppe. Davor links der Piz de sella. Seine obere Wand besteht aus Augitporphyrit, das tiefere helle Wandel aus Sarldolomit, der hier z. T., besonders gegen das rechte Ende der Aufschlüsse zu, konglomeratisch ist. Im rechten Teil des Bildes oben der Schlerndolomiffelsen von Sa cöul. Das Wandel darunter ist Sarldolomit, die beschattete Wand ganz rechts aber Schlerndolomit. Bei „Mo“ zieht das Muschelkalkband durch, das allerdings erst im Graben drinnen abgeschlossen ist. Der dunkle Streifen durch das ganze Bild nächst dem Vordergrund ist der Schatten des Langkofels. Vergl. S. 8, 15, 17.



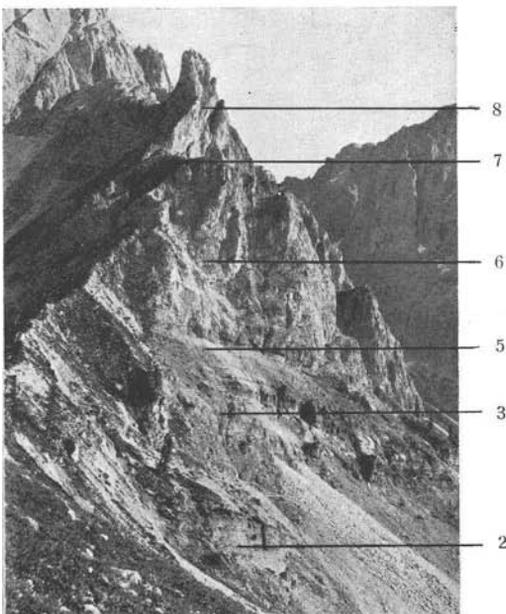
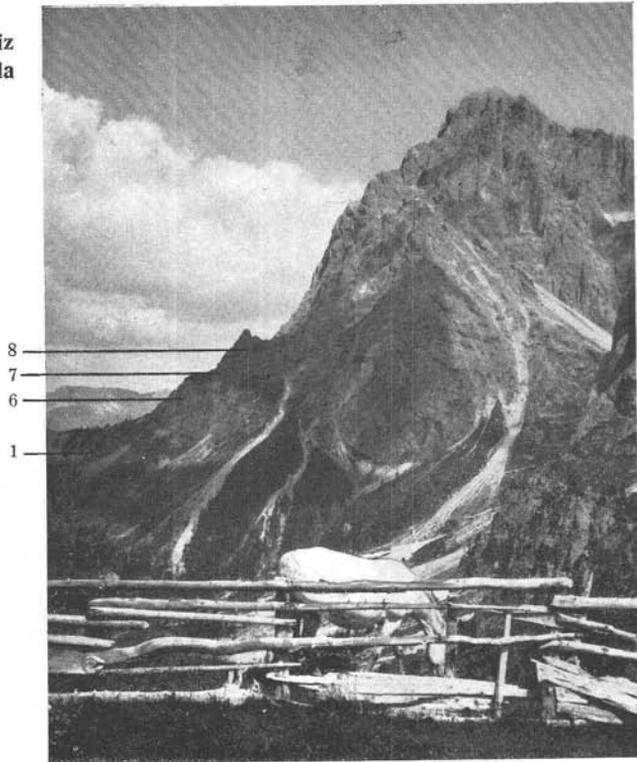
Phot. 3.



Mo

Phot. 4.

Phot. 5.
Der Langkofel vom Piz
Dauridel, mit der Pela
dei Mori.
Vergl. Textfig. 3.
1—8 vergl. Profil
auf S. 27—28.



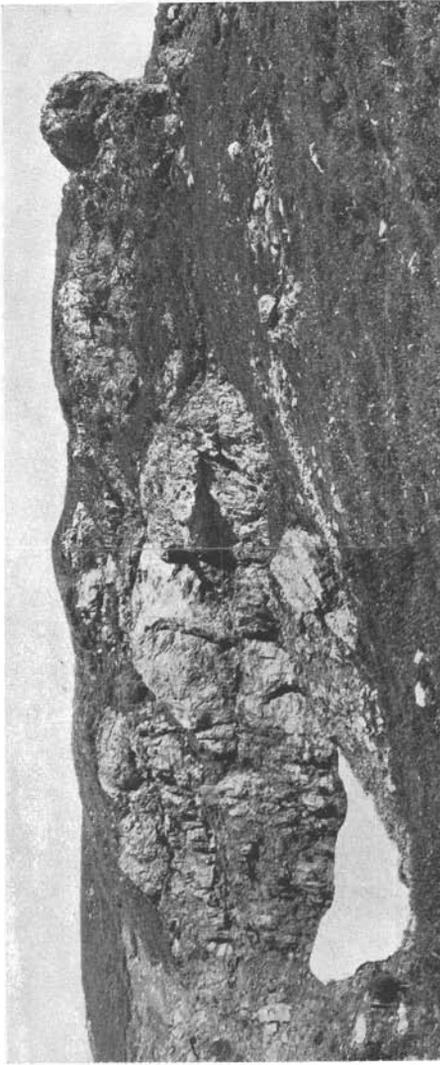
Phot. 6.
Die Pela dei mori
vom Piz de Ciaulong.
2—8 vergl. Profil auf S. 27—28.



Phot. 7.
Der Plattkofel aus der Gegend östlich des Zallinger.
Vergl. Textfig. 3 u. 4.



Phot. 8.
Der Plattkofel vom Fahrweg nordwestlich des Fassajoches,
etwa ost-südöstlich des Zallinger.
Vergl. Phot. 7.



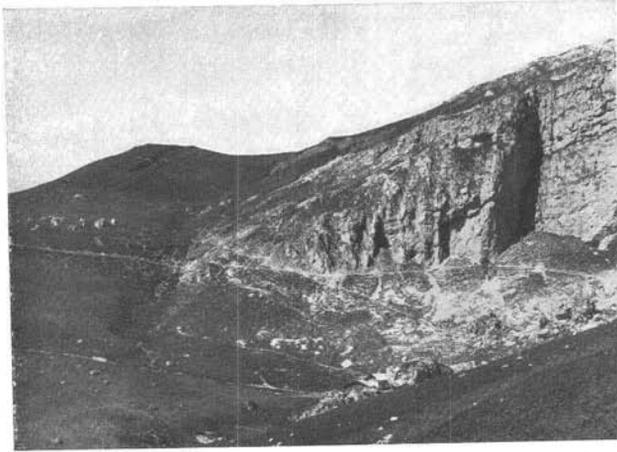
Phot. 9 u. Fig. 9 a.

Der Aufschluß bei P. 2213 nördlich des Fassajoches von NW.

Vergl. S. 35.

- Ca = Cassianer Schichten
- F = Fassajoch-Bruch
- Pb = Kalk-Porphyrithresche
- Sc = Schlerndolomit
- Wg = Wengener Tuffe





Phot. 10.

Der Solderer und P. 2428 auf der SW-Seite des Plattkofels von S.
Auskeilen des jüngeren Schlerndolomites in Cassianer Schichten.

Er löst sich gegen links in Blöcke auf.

Vergl. S. 38, 39 u. Textfig. 5.

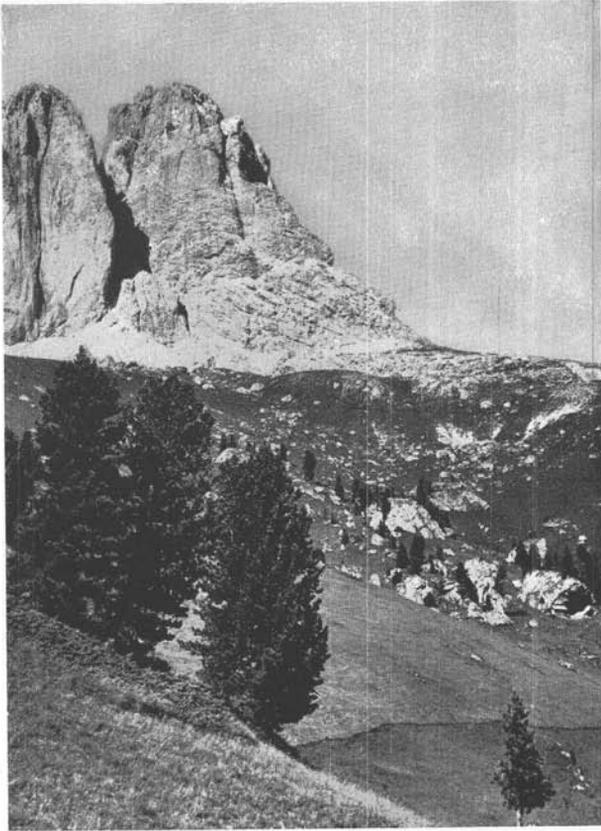


Phot. 11.

Blockschichten an der Basis des jüngsten Schlerndolomites südöstlich P. 2445
auf der SW-Seite des Plattkofels.

Darunter Cassianer Schichten.

Vergl. S. 40 u. Textfig. 3 u. 4.



Phot. 12.
**Innerkoflerturm
und Grohmannspitze von
wenig südlich Masarei.**
Uebergußschichtung im
unteren Teil des Schlerndolomites.

Vergl. S. 47 u. Textfig. 5.



Phot. 13.
**Blick von P. 2464 auf der
Westseite des Plattkofels
gegen N.**

Eintauchen des älteren
Schlerndolomites unter
den jüngeren (gegen
links).

Vergl. S. 39.



Phot. 14.

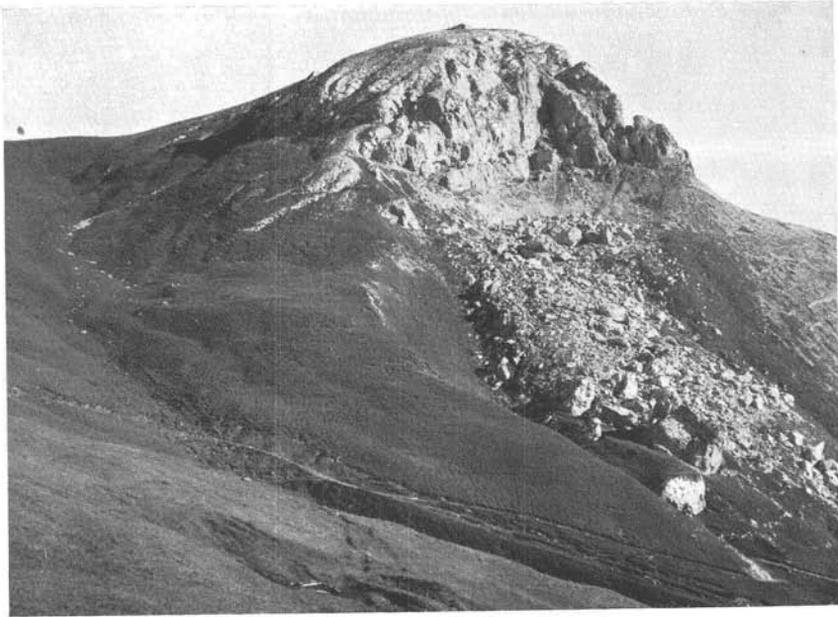
Die unteren Cassianer Schichten am Rivo Chiarvenna,
vom alten Friedrich-August-Weg aus.

Ausgezeichnete Blockstruktur. Darüber der Schlerndolomit der Südseite der
Langkofelgruppe; rechts, an der Grohmannspitze, mit Uebergußschichtung.
Vergl. S. 44, 47 u. Textfig. 5.



Phot. 15.

Teil der Cassianer Blockschichten im
oberen Bild, links nächst dem höch-
sten Abschnitt des Wandels, aus
der Nähe.



Phot. 16.
Die Rodella aus der Richtung N 30° W.
Vergl. Textfig. 6.



Phot. 17.
Ueberschiebung von senkrecht gestellten Werfener Schichten (rechts) auf Sarl-dolomit (links unten) an der Pedonell-Schubfläche zwischen den beiden Quell-
ästen des Rivo di Pozzates.
Vergl. S. 68, Textfig. 5, Phot. 18 u. Phot. 22.

TAFEL 10.

(Aus Ogilvie Gordon 1927. Die Druckstöcke zu dieser Tafel wurden von der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, freundlichst leihweise zur Verfügung gestellt.)

Phot. 18.

Blick vom Westhang der Rodella auf die Felswände auf der rechten Seite des oberen Rivo di Pozzates.

Ap = Augitporphyrit-Gänge

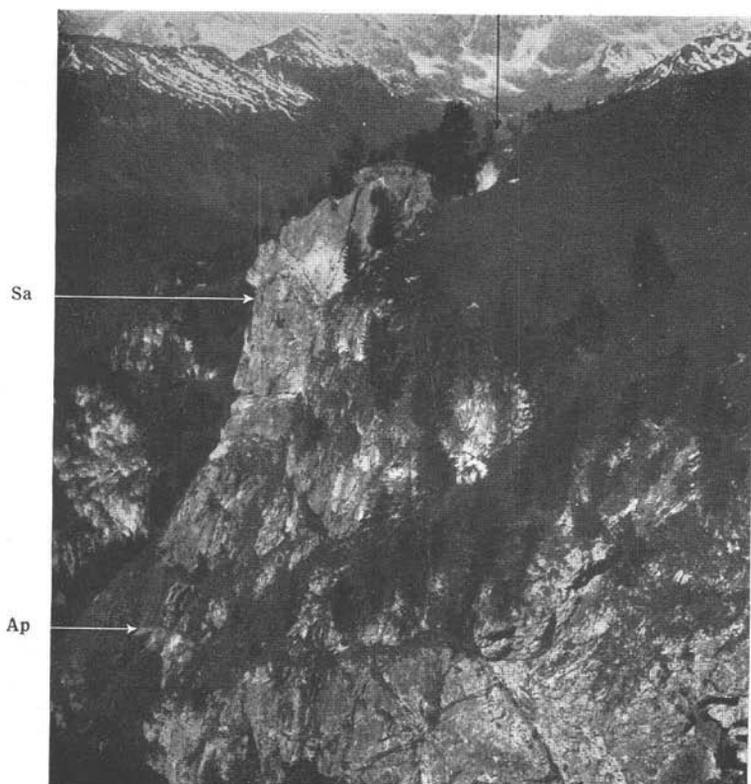
Sa = Sarldolomit

Wf = die überschobenen Werfener Schichten, die in Phot. 17 aus der Nähe gezeigt sind.

Phot. 19.

Der untere Teil der NE-Wand des Langkofels von E. Links vorne die Schlerndolomitwand von Sa cöul. Rechts davon das Band 2188, mit aufgeschlossenen oberen Buchensteiner Schichten im hinteren Teil, bei Bu. S = Schubfläche, Sc₁ = tieferer, fassanischer Schlerndolomit, Sc₂ = cordevolischer Schlerndolomit, Sc_b = gebankter Schlerndolomit. Vergl. S. 15, 25.

Wf



Phot. 18.

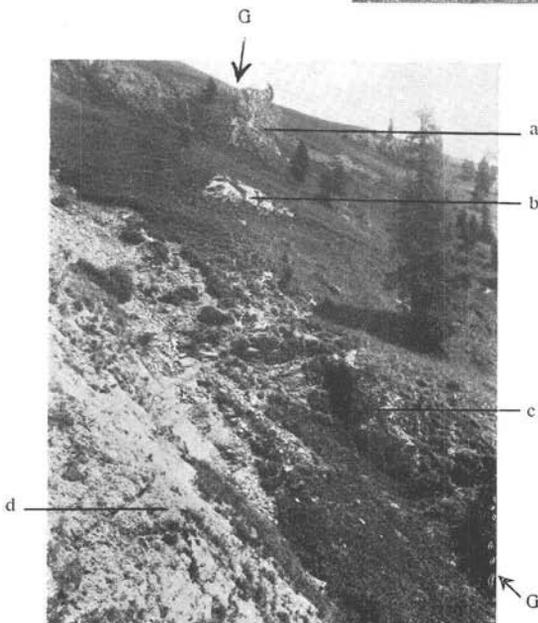
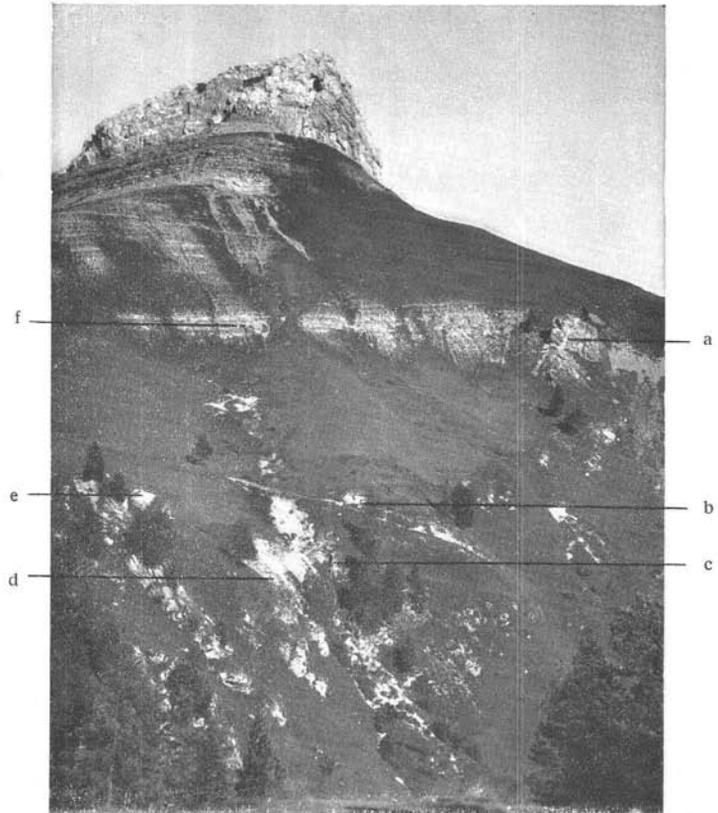


Phot. 19.

Phot. 20.
 Die Rodella aus der
 Gegend von Phot. 17,
 zwischen den Quell-
 ästen des
 Rivo di Pozzates.

Man sieht in den Graben westlich P. 2160,
 den der Gabbia-Bruch
 quert. „Der Vorder-
 grund ist gehoben.
 a, c = Sarldolomit;
 b, e = tekton. Bresche;
 d, f = Werf. Schichten.

Vergl. S. 65 u.
 Textfig. 5.



Phot. 21.
 Teil der Ansicht Phot. 20 aus
 der Nähe. Die Buchstaben ent-
 sprechen denen im oberen Bild.
 G—G = Gabbia-Bruch.

TAFEL 12.

Phot. 22.

Blick vom Weg oberhalb Pescošta gegen den Oberlauf des Rivo di Pozzates und die Langkofelgruppe. Im Hintergrund von links nach rechts die Schlerndolomitspitzen P. 2862, Zahnkofel, Innerkoflerturm, Grohmannspitze und Langkofeleck. Etwas unter diesem eine der Hütten 2180. Ganz links am Oberrand der unteren Wand, nächst dem Zeichen „Wf“, die Stelle des Lichtbildes 17 mit den überschobenen Werfener Schichten. Vergl. S. 62 ff. und Textfig. 5.

Ap = Lagergang von Augitporphyr

Br = tektonische Bresche

Ca = Cassianer Schichten

Sa = Sarldolomit

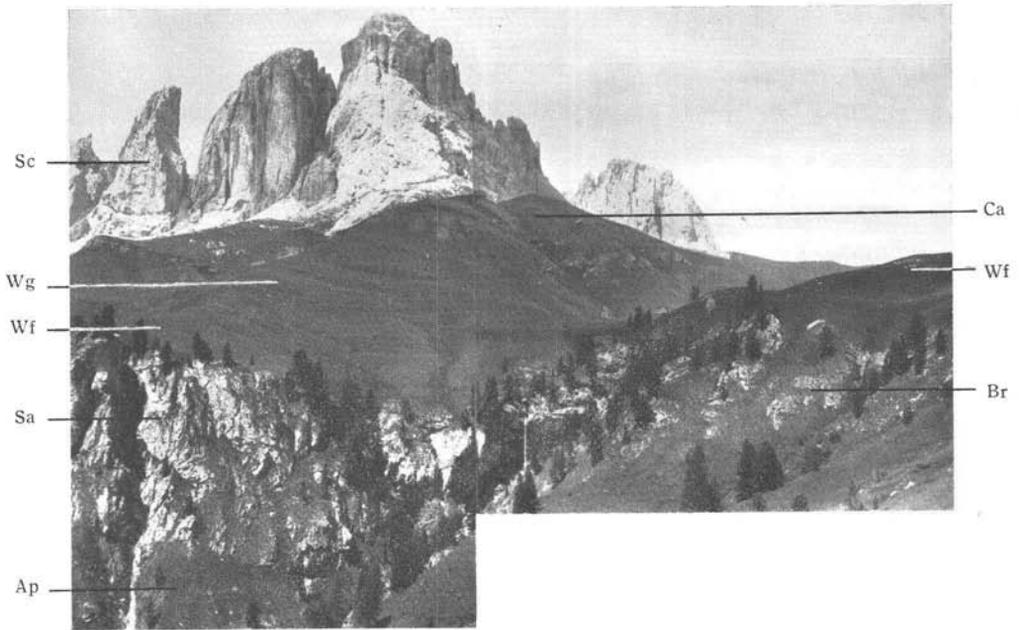
Sc = Schlerndolomit

Wf = Werfener Schichten

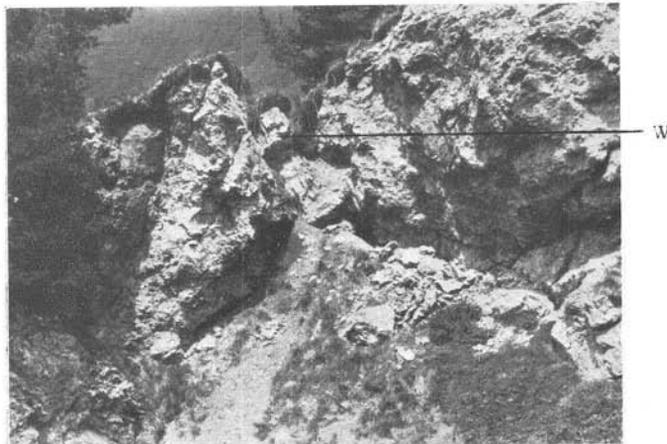
Wg = Wengener Schichten

Phot. 23.

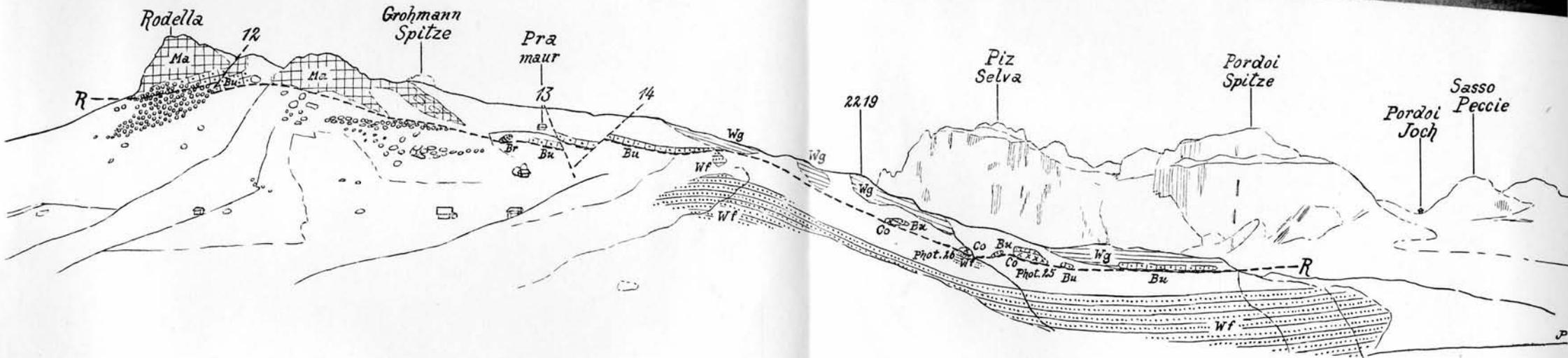
Aufschluß in einem linken Nebengraben des Rivo di Pozzates nördlich Pescošta. Eine schmale Masse steilgestellter Werfener Schichten (Wf) ist von unten in Sarldolomit eingepreßt. Vergl. S. 66.



Phot. 22.



Phot. 23.



Phot. 24 und Fig. 24 a.

Ansicht der Rodella von etwas nördlich Sora sass aus. Rechts dahinter die Sellagruppe.

Die Gesteine sind nur dort eingezeichnet, wo sie deutlich aufgeschlossen sind.

Siehe S. 53—54, 73—76.

Br = tektonische Bresche
 Bu = Buchensteiner Schichten
 Co = Contrinkalk
 Ma = Marmolatakalk

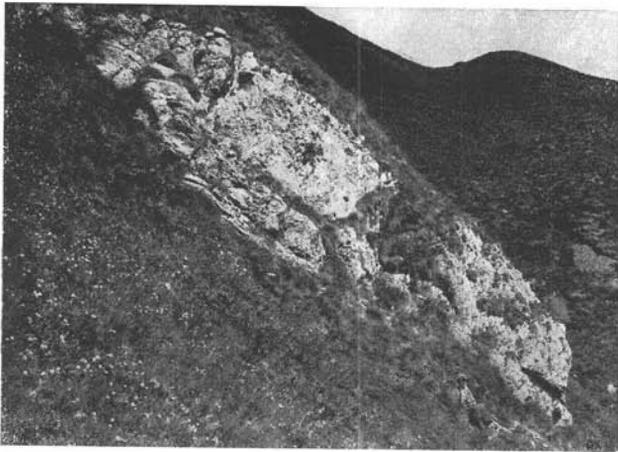
R—R = Gipfelschubfläche der Rodella
 Wf = Werfener Schichten
 Wg = Wengener Schichten
 12, 13, 14 = Brüche. Vergl. S. 115.



Phot. 25.

Contringkalklinse südöstlich P. 2219 auf dem Ostkamm der Rodella.

Unter dem Ueberhang in der Bildmitte gequetschte Campiler Schichten.
Bei der Zirbe das Ende der Buchensteiner Schichten. Oben Wengener Blocktuffe.
Vergl. S. 75 u. Fig. 24 a auf Taf. 13.



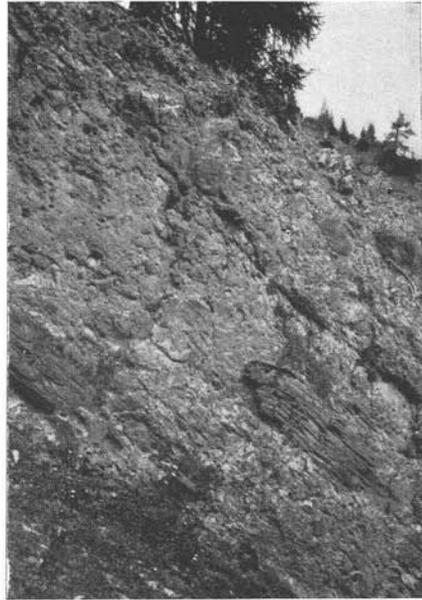
Phot. 26.

Contringkalklinse südlich P. 2219 auf dem Ostkamm der Rodella.

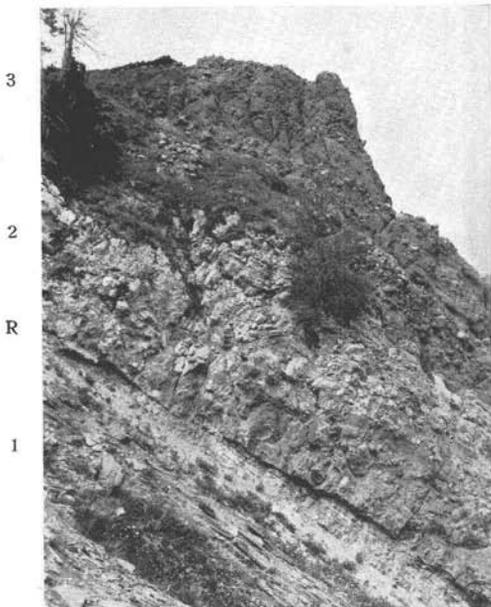
Darunter Campiler Schichten.
Vergl. S. 75 u. Fig. 24 a auf Taf. 13.



Phot. 27.
 Der Gang von Bencomun (östlich der Rodella) aus ESE, fast im Streichen.



Phot. 28.
 Teil der Südwand des Ganges von Bencomun (östlich der Rodella).
 Reste der umhüllenden Werfener Schichten.
 Vergl. S. 78.



3

2

R

Phot. 29.
 Aufschluß der Rodella-Schubfläche auf der Südseite der Cresta di Norei (östlich der Rodella).
 Vergl. S. 76.

R—R = Schubfläche.



Phot. 30.
Die Langkofelgruppe von S, vom Ponsin im Mon Dona.
Vergl. Textfig. 5.

