

Geologie der St. Vigiler Dolomiten.

Von Georg Mutschlechner, Innsbruck.

(Mit 1 geologischen Karte von G. Mutschlechner und P. Maibaur, 1 Profiltafel und 10 Textfiguren.)

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite.
Vorwort	164
Einleitung	164
1. Geographische und geologische Übersicht	164
2. Kurzer Rückblick auf die bisherige geologische Erforschung des Gebietes	168
Stratigraphisch-paläontologischer Teil	171
Übersicht	171
Kristallines Grundgebirge: Quarzphyllit	172
Perm	173
Grödner Sandstein	173
Bellerophon-Schichten	177
Trias	180
Werfner Schichten	180
Unterer Muschelkalk	183
Mendeldolomit	187
Plattenkalke des Oberen Muschelkalks	188
Buchensteiner Schichten	190
Buchensteiner Agglomerate — Tuffe	193
Wengener Schichten	194
Schlerndolomit	197
Raibler Schichten	198
Dachsteindolomit	200
Jura	203
Trias-Lias-Grenze	204
Unterer Jura (Lias)	218
Crinoidenkalke (Lias)	222
Ammonitico rosso (Malm)	227
Kreide	228
Untere Kreide	228
Kreidekonglomerat	230
Tektonischer Teil	232
1. Störungsflächen	233
2. Tektonische Einheiten	237
3. Verhältnis der tektonischen Einheiten zueinander	243
4. Bewegungsphasen	250
5. Selektive Tektonik	251
6. Zusammenfassung	253
Morphologie	253
A. Selektive Formgebung	254
B. Hebungswise Formentwicklung	255
C. Glaziale Formgebung	256
D. Karstbildungen	257

Diluvium	258
A. Moränen	258
B. Gehängebreccie	264
C. Terrassensedimente	265
Alluvium	266
A. Talalluvium — Seen	266
B. Bergsturzmassen	266
C. Schuttkegel, Gehängeschutt und Vegetationsbedeckungen	267
Nutzbare Ablagerungen und Mineralquellen	268
Verzeichnis der benützten Literatur	270

Vorwort.

Auf Anregung des Vorstandes des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Innsbruck, Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg, wählte ich das Gebiet der St. Vigiler Dolomiten zum Gegenstande meiner Dissertation, um die vor Jahren vom Innsbrucker Institut durchgeführten Aufnahmen auf ein nicht minder untersuchenswertes Teilgebiet auszudehnen. Einige leitende Gesichtspunkte waren schon von Professor Klebelsberg in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft (Bd. 79, 1927) behandelt worden.

Ich widmete dieser geologischen Neuaufnahme den größten Teil meiner Sommerferien in den Jahren 1928, 1929 und 1930 und konnte trotz Ungunst des Wetters die Kartierung bis zur Umgrenzung Piccolein—St. Vigil—Pragser Wildsee—Peitlstein—Fanes—Antonijoch—Pederoa durchführen.

200 Gesteinsproben und mehrere hundert Petrefakten wurden der Sammlung des genannten Institutes übergeben und sind dort verwahrt.

Meinem hochgeschätzten Lehrer, Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg, spreche ich hiemit für die willkommene Anregung und für seine wertvolle Hilfe bei der Ausarbeitung meinen ergebensten Dank aus.

Desgleichen danke ich bei diesem Anlasse dem Deutschen und Österreichischen Alpenverein, welcher auch dieser Kartierung seine Unterstützung nicht versagte, verbindlichst für die zweimalige Subvention und für die Bestreitung der Kosten des Kartendruckes.

Innsbruck, im November 1930.

Einleitung.

1. Geographische und geologische Übersicht.

Zwischen $46^{\circ} 35'$ und $46^{\circ} 43'$ nördlicher Breite gelegen und vom 12. Grad östlicher Länge durchschnitten, entfällt das bearbeitete Gebiet in die Aufnahmesektionen 1:25.000 Nr. 1—4 der österreichischen Spezialkarte 1:75.000, Blatt Nr. 5348 (Toblach und Cortina d'Ampezzo). Italienischerseits ist es in den „Tavolette“ 1:25.000 Marebbe (Enneberg), Sorafurcia (Furkel), Villabassa (Niederdorf), Croda Rossa (Hohe Gaisl), Alpe di Fanes und Badia (Abtei) der Carta d'Italia 1:100.000 Blatt VI. Bressanone, VII. Monguelfo, 11. Monte Marmolada, 12. Pieve di Cadore enthalten.

Mit seiner Fläche von 150 km^2 stellt es einen ansehnlichen Ausschnitt aus den Enneberger und Ampezzaner Dolomiten dar.

Der Nordrand verläuft von Piccolein über St. Vigil, dann durch das Foschedura- und Grünwaldtal bis zum Pragser Wildsee. Im E wird die Grenze vom obersten Boitettale gebildet, im S durch den Fanesbach und durch die Linie Kleinfanes—Antonjoch—Wengen, welche der unter

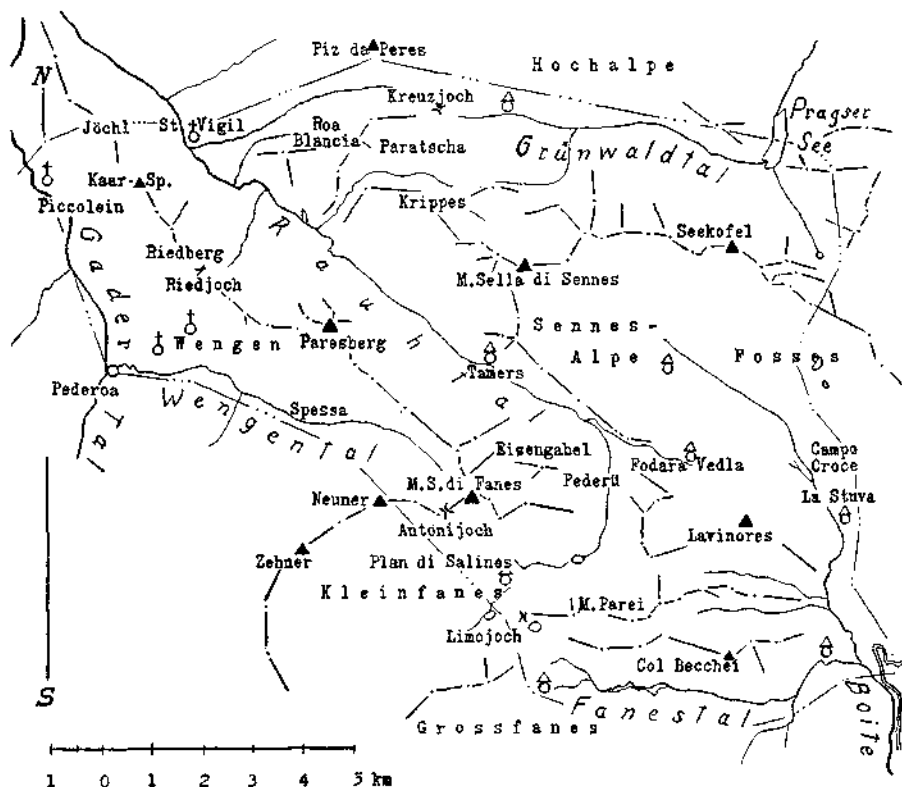


Fig. 1. Topographische Kartenskizze.

dem Namen „Villnösser Linie“ bekannten, W—E verlaufenden tektonischen Grenze folgt. Der Westrand liegt am Gaderbache.

Die Bezeichnung „St. Vigiler Dolomiten“ ist nach dem im siedlungsgeographischen Brennpunkte gelegenen Hauptorte St. Vigil gewählt, dessen Waldungen und Almen über Krippes, Sennes und Fodara Vedla bis nach Fanes, also fast über das ganze kartierte Gebiet, reichen. (Siehe topographische Kartenskizze.)

Der kürzeste und bequemste Zugang führt von N her durch das in Quarzphyllit geschnittene äußere Gadertal. Aus dem schluchtartigen engen Tal gelangt man in eine freundlich grüne Weitung, in deren Mitte das Kirchdorf St. Vigil liegt. Zugleich setzt das so überaus bezeichnende Landschaftsbild ein, dem die Dolomiten ihren Weltruf verdanken: Über niedrigen bewaldeten und besiedelten Vorbergen.

gebildet von den Gesteinen des oberen Perm, der unteren und mittleren Trias, erhebt sich unvermittelt das schroffe, kahle Hochgebirge, die eigentlichen Dolomiten, deren Baumaterial zur Hauptsache Schlern-dolomit, Dachsteindolomit und Liaskalke sind.

Bei St. Vigil schließt unter Beibehalt der bisherigen NW-SE-Richtung das Rauhtal an. Einer Störungslinie folgend, ist es cañonartig in die Dolomitmassen geschnitten, wodurch eine natürliche Zweiteilung des Gebietes bewirkt wird. Der Rücken im W verläuft, zunächst noch bewaldet, vom Jöchl (1536 m, Übergang ins Gadertal) zur Kaarspitze (1893 m), über den Riedberg (1940 m)¹⁾ und die Kreuzspitze (2020 m), setzt sich dann mit dem schroffigen Paresberg (2397 m) und einem langen, zerklüfteten Grat zum Monte Sella di Fanes (2654 m) fort, auf der ganzen Strecke die Wasserscheide gegen Wengen bildend. An den sonnseitigen, zum Gadertal und gegen Wengen absteigenden Hängen kommt der Vorbergcharakter in dem runden, sanften, nur ab und zu von Steilstufen durchsetzten Gelände besonders deutlich zum Ausdruck. Die tieferen Lagen tragen fruchtbaren Acker- und Wieseboden, darüber folgen üppige Bergmähder und dunkle Wälder. Erst der felsige, nur teilweise begrünte Paresberg ragt schroffer darüber auf.

Jenseits des Wengentales, das mit einem großen Felsenkessel am Monte Sella die Fanes endet, folgt die mächtige Gruppe des Hl. Kreuzkofels. Zwischen ihr und dem Monte Sella di Fanes führt das Antonijoch (2466 m) aus dem Wengentale nach Kleinfanes herüber, ins oberste Quellgebiet des Rauhtalbaches, welcher sich bei Zwischenwasser mit der Gader vereinigt und der Rienz zufließt.

Aus dem Rauhtal und Kleinfanes führt die breite Paßsenke des Limojoches (2172 m) zur Alpe Großfanes, von dort das Fanestal nach Peitlstein an der Dolomitenstraße. Bei Ponte alto mündet der von S aus einer fast 100 m tiefen, stellenweise nur 1 m breiten, unzugänglichen Schlucht kommende Travenanzesbach in den Fanesbach. Dieser führt sein Wasser dem Boite zu.

Zwischen Fanestal und Val di Rudo, bzw. Vallon da Mez liegt die Col Becchei-Gruppe. Ihre Flanken fallen nach N gegen Val di Rudo in steilen Plattenschüssen ab, während sie gegen S mit hohen Wänden über dem Fanesbach endigen. Die Bezeichnungen der einzelnen Gipfel wechseln in den Kartenwerken. Die höchsten Erhebungen sind: Monte Parei (2793 m, Croda del Becco in der österreichischen Spezialkarte), Croda del Becco (2735 m, Col Becchei di sopra in der Spezialkarte), Col Becchei alto (2512 m, Col Becchei di sotto), Croda d'Antruilles (2324 m) und Col Becchei basso (2287 m). Der östlichste Gipfel der ganzen Gruppe heißt „Il Falé“ (2268 m).

Von Pederù im Rauhtal vermittelt, in Serpentin ansteigend, ein häufig verschütteter Karrenweg den Übergang gegen Cortina d'Ampezzo. Er führt zunächst über die Paßhöhe Fodara Vedla in das Quellgebiet des Boite bei Campo Croce, dann über die Alpe La Stuva zwischen den Wänden der Lavinores und des Monte Cadini hindurch, an

¹⁾ In neuerer Zeit irrtümlich als Rittberg bezeichnet.

Son Pausen und dem zerschossenen Jagdschloß St. Hubertus vorbei nach Peitlstein. Von W münden drei Täler ein: Vallon da Mez und südlich davon Val d'Antruilles, beide getrennt durch den Kreiderücken von Antruilles. Das südlichste und zugleich größte ist das schon erwähnte Fanestal, dessen Bachlauf sich bei Peitlstein mit dem Boite vereinigt.

An die Fodara Vedla schließt sich gegen N die weite Hochfläche von Sennes-Fosses an. Dieses wellig-hügelige, z. T. verkarstete Gebiet wird im S von den Lavinores (2460 m, bei den Ladinern Sass la Par genannt) begrenzt, nach W bricht es mit kühnen Wänden und Türmen zu dem 1000 m tiefer gelegenen Rauhtal ab. Im N vom Monte Sella di Sennes (2787 m), Ricegon (2652 m), Senneser Karspitze (2663 m), ferner vom Kleinen Seekofel (2764 m) und der höchsten Erhebung des ganzen Kammes, dem Großen Seekofel (2810 m, einem bekannten Aussichtsberg), umrahmt, geht es nach E in das Gebiet der Roten Wand (2604 m) über.

Ein selten begangener Steig führt von der Sennesalpe zwischen dem Ricegon und dem Monte Sella di Sennes westwärts in das Krippetal, in dessen mittlerem Abschnitt zwei verfallende, heute nur mehr mit Kleinvieh befahrene Alpen liegen. Das von mächtigen Schuttströmen durchzogene Tal mündet mit einer Schlucht unweit des Kreidesees ins Rauhtal. Nördlich vom Krippetal erhebt sich der bis oben begründete Paratschazug oder Col di Latsch (höchste Erhebung 2451 m), dessen brüchiges Gestein (Mendel- und Schlerndolomit) an der Westseite eine weithin sichtbare, im Sonnenschein blendend weiße Halde, die sogenannte Roa Blanca, bildet. Seine Fortsetzung gegen W ist der steile, bewaldete Rücken des Plaberges. Der Schuttkegel, auf dem das Dorf St. Vigil liegt, stammt aus dem Roa Blanca- und Foscheduratal (Hochalmbach). Letzteres trennt den Paratscha vom Piz da Peres, dem westlichen Ausläufer der Olangener Dolomiten, bis zur Höhe des Kreuzjoches (2224 m). Jenseits dieser Wasserscheide entspringt auf der Hochalpe der Finsterbach, der in felsigem Bette dem Grünwaldtal zueilt, um sich bei der „Alten Kaser“ in den Talschottern zu verlieren und unterirdisch den blaugrün leuchtenden Pragser Wildsee zu speisen, dessen Abfluß sich als Pragser Bach, in die Rienz ergießt. In das hochaufgeschüttete und ständig von Vermurung durch neue Schuttmassen bedrohte Grünwaldtal führt von W ein Steig aus Krippes über die Cacagnares-Scharte (2313 m) herunter. Am Pragser See endet auch der Steig von der Egerer Hütte (am Nordrande des Sennesplateaus gelegen), der durch die Porta sora al forn (2388 m), durch den „Ofen“, ein mit Bergsturzböcken bedecktes Tal, in das „Nabige Loch“ und zuletzt über riesige Schuttfächer leitet.

Dauersiedlungen gibt es nur im Nordwesten des Gebietes. Hauptort ist das zur Gemeinde Enneberg gehörende Dorf St. Vigil mit etwa 500 Einwohnern. Im Gadertal liegen die Weiler Piccolein und Pederoa, letzterer gehört zur weit verstreuten Gemeinde Wengen. Im übrigen verteilen sich die Siedlungen auf kleinere Häusergruppen (z. B. Altwengen, Rung, Ciablun, Spessa), meist jedoch auf Einzelhöfe. Die höchste Dauersiedlung ist Biej, oberhalb Wengen, auf 1620 m Höhe.

Die Bevölkerung ist ladinisch, von kräftiger Gestalt und als intelligent, gutmütig und fleißig bekannt.

Im allgemeinen ist die wirtschaftliche Bedeutung des Bezirkes gering, weil etwa zwei Drittel der Fläche unproduktives Gelände sind.

Die einzigen Exportartikel sind Rinder und Pferde sowie Holz, das meist in unverarbeitetem Zustande zur Bahn geliefert wird.

Die Almwirtschaft ist noch ziemlich primitiv (keine Sennereien!), was teilweise damit erklärt werden kann, daß der Ertrag durch fortschreitende Entwaldung und Verkarstung und den hiedurch verschärften Wassermangel (z. B. Sennesalpe) merklich zurückgeht.

St. Vigil ist in letzter Zeit wieder ein viel besuchter Fremdenort geworden, dessen Anziehungskraft durch Modernisierung des verfallenden Bades Cortina noch wesentlich gewinnen könnte.

2. Kurzer Rückblick auf die bisherige geologische Erforschung des Gebietes.

Die ältesten mir bekannten Angaben stammen von Wissmann (70)¹⁾, der im Jahre 1840 Enneberg besuchte. Er kannte bereits die über dem „Glimmerschiefer“ folgenden „roten feinkörnigen Sandsteine mit einzelnen Stücken von Glimmerschiefen“ (Grödner Sandstein) sowie „grauen Kalkstein, roten Schieferton und roten Sandstein mit *Myacites Fassaensis*“ (Bellerophon- und Werfner Schichten). Auch findet sich bei Wissmann eine Beschreibung der von Lommel entdeckten „Schichten von Wengen“ mit ihrer reichen Fauna und Flora.

Ein Jahr später (1841) bereiste Klipstein (37) erstmals das Rauhtal und das Gadertal. Bei seiner Wanderung über das Riedjoch, bei ihm Riedpaß oder Glambapaß genannt, fand er „weißliche Kalkfragmente, eingebacken in eine bald schwarz-, bald olivgrüne kompakte Masse, . . . Conglomerate aus hellgrünen und weißlichgelben, wahrscheinlich in größerer Tiefe vorkommenden Kalksteinen“, also das, was wir heute „Buchensteiner Agglomerate“ nennen. Klipstein behält die von Wissmann eingeführte Bezeichnung „Schichten von Wengen“ bei. Seine Arbeit bedeutet insofern einen weiteren Fortschritt, als er betont, daß es sich um keine lokale Bildung handeln könne, da man die Wengener Schichten über das Abteital hinaus verfolgt habe. In seinen auch heute noch beachtenswerten Ausführungen, denen auch einige Profile beigegeben sind, beschreibt er das massenhafte Auftreten der Leitfossilien *Daonella Lommeli* und *Posidonomya wengensis* sowie Einschlüsse von Schwefelkieswürfeln in den Wengener Schichten.

Im Sommer 1844 begann Vereinskommisär Trinker im Auftrage des „Geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg“ mit den Aufnahmen in Südtirol. Sein Reisebericht (5) enthält einige interessante Angaben über das Gadertal. Er unterscheidet „roten und weißen Sandstein, grobkörnig, mit größeren Quarzausscheidungen“ (Grödner Sandstein). Weiters konstatiert er das Gipsvorkommen in der

¹⁾ Die Zahlen verweisen auf die Nummern des Literaturverzeichnisses am Schlusse der Arbeit.

Piccoleiner Schlucht und schwarzen Kalk mit Bitumengehalt (Bellerophonkalk). Die Buchensteiner Agglomerate entsprechen seiner „Breccie, bestehend aus eckigen Stücken eines grauen Kalkes, eingeschlossen in eine porphyryähnliche oder doleritische Grundmasse“. Außerdem finden wir bei Trinker eine Beschreibung der Wengener Schichten an der St. Barbara-Kirche in Wengen.

1846 veröffentlicht Emmrich (13) die Ergebnisse seiner in den Jahren 1840 und 1841 unternommenen Reisen nach Enneberg. Er gibt eine knappe, aber vorzügliche Zusammenstellung der bisherigen Kenntnisse. Unter anderem beobachtet er die „schönen Zickzackverbiegungen“ in den kristallinen Schiefern, beschreibt den Grödner Sandstein, die Gipsstöcke usw. Ihn interessierten auch die Störungen des Schichtverbandes im Gadertal.

1849 erschien die „Geognostische Karte Tirols“, eine für jene Zeit bewunderungswürdige Leistung eines kleinen Vereines. Das Blatt 7 dieser Karte enthält bemerkenswerte Eintragungen, freilich noch unter Verwendung der alten Bezeichnungen: Tonglimmerschiefer (Quarzphyllit); roter und grauer Sandstein (Grödner Sandstein); Gips in der Piccoleiner Schlucht (die Vorkommen bei St. Vigil waren nicht bekannt); Unterer Alpenkalk (Bellerophon-Schichten); Mittlerer Alpenkalk, die ganze Schichtfolge von den Werfner Schichten bis zu den Buchensteiner Agglomeraten (einschließlich) umfassend; doleritischer Sandstein und Halobien-schiefer; Dolomit des Oberen Alpenkalkes, d. i. alles vom Schlern-dolomit aufwärts. Die Karte trägt genaue Fallzeichenangaben und Fundorte für Versteinerungen.

Eine kleine Arbeit von L. Tschurtschenthaler (68) aus dem Jahre 1853 bringt für unser Gebiet nichts wesentlich Neues. Bemerkenswert ist der Abschnitt über die „Dolomitisationstheorie“.

1860 gibt Richthofen in seinem berühmten Werk (58) eine umfassende Darstellung der geologischen Verhältnisse mit einer neuen, grundlegenden, seither allgemein üblich gewordenen stratigraphischen Gliederung. Die Bellerophon-Schichten stellte Richthofen zu den Seiser Schichten, also in die unterste Trias. Auf Richthofens „Geognostischer Karte“ ist der größte Teil des Gebietes enthalten. Die Quelle des Bades Cortina bringt Richthofen mit den Gipsstöcken in Verbindung. Zum ersten Mal wird auch den Quartärlagerungen ein kleines Kapitel gewidmet. Wertvoll sind Richthofens Schilderungen über die Rolle der Gesteine im Bilde der Landschaft, interessant seine Gedanken über die „Villnösser Linie“.

1873 und 1874 veröffentlicht Loretz (44, 45) seine Beobachtungen im Gebiete östlich des Rauhtales und liefert auch eine gute geologische Karte. Uns interessieren vor allem seine Angaben über die Trias-Juragrenze und den Liaskalk, die bei den betreffenden Kapiteln zitiert werden. Loretz gebührt das Verdienst, den bis dahin so stiefmütterlich behandelten Gebirgsteil von Krippes-Sennes als erster gründlich durchforscht zu haben. Bei ihm finden wir auch eine genaue Beschreibung der Crinoidenkalke, Diphyakalke und des Neocom bei der Alpe La Stuva samt kleinen Fossilisten aus diesen Gesteinen. Außerdem erkannte

Loretz die „Bruchspalte“ bei Campo Croce (Val Salata-Störung). Seine Arbeiten, die eine Fülle von Detailbeobachtungen enthalten, bilden eine wichtige Bereicherung der geologischen Erfahrungen.

1873 besucht Klipstein abermals das Gebiet von Wengen und Fanes und bringt hierüber kurze Notizen (38).

Gleichzeitig, etwa seit Beginn der siebziger Jahre, erfolgt die Neuaufnahme der gesamten Südtiroler Dolomiten durch Mojsisovics, unterstützt von mehreren Geologen. Die Aufnahmen in den St. Vigiler Dolomiten stammen zum größten Teil von Hoernes (21). Die Zusammenfassung der gewonnenen Ergebnisse erscheint 1879 im klassischen Werk von Mojsisovics (47) mit der „Geologischen Übersichtskarte des Tirolisch-Venetianischen Hochlandes“, in der auch unser Arbeitsgebiet enthalten ist. Obwohl seither reichlich 50 Jahre verstrichen sind und inzwischen manches durch neuere Ansichten überholt wurde, bleibt diese Arbeit nach wie vor die beste, für einige Gebiete noch immer einzige Grundlage, auf welche alle Detailforschungen zurückgreifen müssen.

1881 untersuchte Klipstein zum letztenmal die Enneberger Dolomiten. Die damals durchgeführten Aufnahmen umfassen u. a. den Unteren Muschelkalk oberhalb Wengen. Die hierüber erschienene Publikation (38) enthält auch ein „Profil des Gadertales zwischen Piccolein und St. Leonhard“, eine Beschreibung von Fanes sowie eine Fossilliste der „Hierlatzfauna“ bei der Alpe La Stuva.

1900 erscheint eine rein paläontologische Arbeit (80). Böse und Schlosser unterzogen in einer Monographie die Brachiopoden aus den Crinoidenkalken von La Stuva einer eingehenden Untersuchung und stellten das mittelliasische Alter dieser Fauna fest.

1902 schrieb Blaas seinen bekannten Geologischen Führer (7). Dieses Werk vermittelt in übersichtlicher Weise alle bis dahin bekannten stratigraphischen und tektonischen Eigenheiten des ganzen Gebietes.

Eine Abhandlung Kobers (39) aus dem Jahre 1908 beschäftigt sich mit dem „Dachsteinkalkgebirge“, wobei nicht nur die Stratigraphie und Paläontologie von der karnischen Stufe aufwärts behandelt werden, sondern auch die früher vernachlässigte Tektonik eingehend erläutert wird. Der Arbeit ist eine Karte 1:75.000 beigelegt, die als tektonische Übersichtskarte gute Dienste leistet und neben der alten Karte von Mojsisovics die einzige Grundlage für Spezialkartierungen in den nordwestlichen Ampezzaner Dolomiten (im weiteren Sinne) bildet.

Furlani lieferte kleinere, mit Profilen ausgestattete Beiträge zur Geologie des Kammgebietes zwischen Piccolein und St. Vigil und über die „Villnösser Linie“ im Wengental (11, 15).

In neuester Zeit wurden die geologischen Kenntnisse dieses Gebietes durch größere Publikationen bedeutend erweitert:

1927 veröffentlicht Klebelsberg (34) seine am Kreuzkofel, in Fanes, Sennes und am Seekofel gemachten Beobachtungen über die Ermittlung der Trias-Jura-Grenze mit Hilfe eines Grenzhorizontes und weist nach, daß Liaskalke eine weit größere Verbreitung haben, als früher bekannt war. — Gleichzeitig erschienen auch Klebelsbergs

Untersuchungen über die eiszeitlichen Verhältnisse in den Dolomiten, worin die meisten Moränen des Aufnahmebereiches beschrieben sind (34).

Der nordwestliche Teil des Gebietes, d. i. die nähere Umgebung von St. Vigil und Wengen, wurde zuletzt von Ogilvie Gordon (50) kartiert und in der „Geologischen Aufnahmskarte des Enneberggebiets, 1:25.000“ dargestellt. Das interessante Überschiebungsgebiet östlich von St. Vigil und im Raume Gadertal—Rauhtal—Wengental wird darin ausführlich behandelt und durch Profile, Bilder und Skizzen veranschaulicht.

1928 erschien das „Wanderbuch durch die westlichen Dolomiten“ von Ogilvie Gordon (51), in dem das Wengental, das Riedjoch und die Roa Blanca besprochen werden.

Gleichzeitig veröffentlichte Klebelsberg einen „Geologischen Führer durch die Südtiroler Dolomiten“, dessen überaus lehrreiche Exkursionen Nr. 8, 9 und 11 den Bau dieses Abschnittes schildern (36).

Außerdem erschienen kleinere glazialgeologische Beiträge von Klebelsberg (35) und Ampferer (2).

Heft 16 der Schlernschriften von 1929 bringt die „Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen“ von B. Sander. Die Karte berührt das Gebiet von Piccolein (61).

Stratigraphisch-paläontologischer Teil.

Im Aufbau der St. Vigiler Dolomiten lassen sich folgende Formationsglieder feststellen:

Alluvium	}	Quartär
Diluvium		
Kreidekonglomerat	}	Kreide
Untere Kreide		
Diphyakalk	}	Tithon
Acanthicusschichten (<i>Ammonitico rosso</i>)		
Lias	}	Jura
Trias-Lias-Grenzbildungen		
Dachsteindolomit	}	Trias
Raibler Schichten		
Schlerndolomit		
Wengener Schichten		
Buchensteiner Agglomerate — Tuffe		
Buchensteiner Schichten		
Plattenkalke des Oberen Muschelkalks		
Mendeldolomit		
Unterer Muschelkalk		
Werfner Schichten		
Bellerophon-Schichten	}	Oberes Perm
Grödner Sandstein		
Basalbildungen		
Quarzphyllit		Vorpermisch

Kristallines Grundgebirge.

Quarzphyllit.

Das kristalline Grundgebirge, der Brixner Quarzphyllit, kommt nur am nordwestlichen Rande des Aufnahmgebietes zwischen Sankt Vigil und Piccolein zutage und taucht südwärts alsbald unter. Seine Grenze gegen das Hangende läßt sich von St. Vigil entlang der Talfurche südlich der Gehöfte Pedagà bis zum Höhenpunkte 1576 m, dem Kreuz nordnordwestlich vom Jöchl, verfolgen. Von dort aus durchschneidet die Phyllitgrenze das nördliche Gehänge der Piccoleiner Schlucht sowie die steilen Äcker von Flöß und verläuft dann annähernd parallel mit dem Bache, der von den Siedlungen Groß- und Kleinjoch gegen Piccolein hinabfließt. Auf der Höhe von Ciablun biegt sie gegen W.

Das Gestein ist ein ziemlich dichter, stark metamorphosierter Phyllit von grauer bis graubrauner, selten grünlicher, in der Anwitterung meist rostbrauner Farbe und von seidigem, durch parallel gestellte Glimmerblättchen auf den Spaltungsflächen bewirktem Glanze.

Unter dem Mikroskope sieht man im Dünnschliffe das typische Quarzphyllitbild: ein äußerst feinkörniges Aggregat, an dem mit Sicherheit nur Quarz, heller Glimmer (Sericit) und Feldspat sowie Magnetit zu erkennen sind, letzterer fein verteilt und in einzelnen größeren Einsprenglingen.

Als Ausgangsmaterial wird man tonig-sandige Sedimente vorpermischen Alters annehmen können, deren ursprünglich sehr vollkommene Schieferstruktur durch intensive Knetung und Feinfältelung oft bis zur Unkenntlichkeit verwischt erscheint (Paraphyllit). Auch die häufig auftretende, parallel zur Schieferung gerichtete Anordnung der Quarzgänge ist auf nachkristalline tektonische Durchbewegung in Verbindung mit molekularer Umlagerung zurückzuführen. Im Faltenscheitel sind diese Quarzbänder zu mannigfach geformten, oft wunderbar profilierten Leisten zusammengepreßt, die dann an der Oberfläche als schneeweiße oder je nach Eisengehalt gelbliche bis rötliche, parallel verlaufende Rippen auswittern.

Intrusionen magmatischer Gesteine wurden in diesem Abschnitte nicht festgestellt, ebenso wenig Einschlüsse von Marmor und anderem Karbonatgestein.

In der Nähe der Kontaktzone mit dem Hangenden finden sich Anflüge von Chlorit, z. B. an der Nordseite der Piccoleiner Schlucht.

In hinreichend großen Stücken brechend, liefert der Brixner Quarzphyllit guten, lagerhaften Baustein. Die innige Verzahnung und Kleinfaltung macht ihn widerstandsfähig und die fast rechtwinkelig zur Faltungsachse verlaufenden „bevorzugten Bruchflächen“ erleichtern seine Gewinnung und Zurichtung. Während also die älteren tektonischen Einflüsse die Dichte und Kohärenz des Gesteins erhöhten, lockern die jüngeren Störungen seinen Zusammenhalt in der Querrichtung.¹⁾

Morphologisch ist diese Zone charakterisiert durch flache Kuppen und mäßig geneigte Hänge ohne Steilstufen.

Die Böden leiden an der Kalkarmut, zumal jüngere Auflagerungen fehlen, zeichnen sich aber durch relativ hohen Kaligehalt aus. Die lehmigen Verwitterungsprodukte speichern die Niederschlagswässer auf

¹⁾ Notizen über die Verwendung siehe Kapitel „Nutzbare Ablagerungen“.

und bewirken oberirdische Ableitung des Überschusses. Örtlich verursachen sie dadurch wohl kleine Sumpfbildungen, z. B. oberhalb Solesseit, bei größerem Neigungswinkel auch Absitzungen.

Von den heimischen Holzarten gedeiht auf diesen Böden in dieser Höhe die flachwurzelnende Fichte am besten. Der Landwirtschaft dienende Grundstücke verlangen Kalkdünger.

Perm.

Grödner Sandstein.

Über den Brixner Quarzphyllit transgrediert der permische Grödner Sandstein. Der Kontakt liegt meist verdeckt, doch läßt sich an den spärlichen Aufschlüssen, von denen hauptsächlich zwei in Betracht kommen (Piccoleiner Schlucht und Jöchl), ein Zwischenglied, die sogenannten

„Basalbildungen“

erkennen. Sie stellen hier einen Aufarbeitungshorizont ausgesprochen stratigraphisch-sedimentären Ursprunges dar und können, wenigstens in diesem Gebiete, nicht als tektonische Breccie gedeutet werden. Damit soll nicht bestritten werden, daß sie bei randlichen Überschiebungen eine, wenn auch bescheidene Rolle als Bewegungshorizont gespielt haben mögen.

Sie bilden eine zwischen $1\frac{1}{2} m$ und $1 m$ mächtige Lage teils brecciöser, teils konglomeratischer Aufarbeitungsprodukte. Unvollkommene Rollung, Korngrößen bis zu $5 cm$ längsten Durchmessers sowie Rotfärbung durch Eisengehalt kennzeichnen diesen Horizont. Hauptbestandteile sind Quarz und gefalteter Quarzphyllit aus dem aufgearbeiteten Grundgebirge. Letzterer von gleicher Beschaffenheit wie im Liegenden, somit ein Beweis, daß der Brixner Quarzphyllit schon deformiert und metamorph war, bevor die permischen Sedimente abgelagert wurden. Das Bindemittel ist Glimmer.

Auf diese auch als Grundkonglomerat oder Verrucano bezeichneten Basalbildungen folgt unmittelbar der

Grödner Sandstein.¹⁾

Die sichtbare horizontale Verbreitung des Grödner Sandsteins erstreckt sich auf einen schmalen, von W gegen E an Breite abnehmenden Streifen. In der Gegend von Piccolein weicht die Ausdehnung nicht unerheblich von der Darstellung in der Karte Ogilvie Gordons ab. Wenn auch das Gelände meist verschüttet oder mit Vegetation verdeckt ist, kann man doch an zahlreichen Stellen, z. T. recht gut erschlossen, den Grödner Sandstein noch weit über Ciablun hinaus, fast bis zu den Häusern von Flöß verfolgen. Von geeigneten Standpunkten aus läßt sich übrigens bei guter Beleuchtung die im einzelnen unübersichtliche Verbreitung des Gesteins dank seiner intensiven Rotfärbung (Steige, brachliegende Äcker) in großen Zügen erkennen.

¹⁾ Die Quarzporphyrplatte ist in den St. Vigiler Dolomiten nicht entwickelt.

Von dem schon bekannten Vorkommen am Ausgange des Foscheduratales, östlich von St. Vigil, ist bloß der südlichste Teil in die Karte aufgenommen. Hingegen wurde am unteren Ende des Spornes, welcher dieses Tal von der südlicher gelegenen Roa Blanca trennt, ein kleiner, noch nicht bekannter, allerdings schon stark verwitterter Aufschluß festgestellt, welcher die weitere Verbreitung gegen E andeutet.

Der sonst recht eintönige Grödner Sandstein gliedert sich in je eine untere und obere rote und in eine mittlere graue Zone. Die Mächtigkeit des oberen und mittleren Horizontes erreicht je etwa 30 m, die des untersten durchschnittlich 15 m.

Der Übergang aus den Basalbildungen vollzieht sich ganz allmählich. Zuerst wird die Korngröße geringer und gleichmäßiger. Das Gestein nimmt intensive Rotfärbung und immer deutlicher werdende Bankung an. Auch im Kornbestand tritt eine Änderung ein. Während in den Basalbildungen ein Vorherrschen des Quarzphyllites zu konstatieren war, wird dessen Anteil nun immer kleiner. Dafür überwiegen Quarz und Kaliglimmer in einem eisenschüssigen Bindemittel.

Quarzporphyrstücke wurden im Grödner Sandstein dieses Gebietes nirgends gefunden.¹⁾

Nördlich von Ciablun sind in einem kleinen Bachrisse rote, feinkörnige, von dünnen Quarzadern durchzogene Sandsteine, darunter graue, gelbliche bis braune Bänke, die mit grünen, schieferigen Bändern wechsellagern, erschlossen.

Stellenweise, z. B. am Jöchl, kann man eine Sortierung nach Korngrößen wahrnehmen, indem Lagen von großen, 1 cm und darüber messenden, wohlgerundeten Quarzkörnern im Verbande der normal ausgebildeten Sandsteine auftreten. Überhaupt scheint sich der Grödner Sandstein im Aufnahmsbereiche durch gröbere Körnung von jenem der Nachbarbezirke zu unterscheiden.

In eigenartige lithologische Verhältnisse gewährt der Aufschluß, welcher $\frac{1}{2}$ km westlich vom Dorfe St. Vigil liegt, Einblick. Man trifft dort im grauen, grobkörnigen Sandstein zahlreiche Quarzeinsprenglinge von Nußgröße, die auffallend schön gerundet sind. Daneben finden sich faustgroße Stücke von Quarzphyllit eingebettet. Berechtigen diese Feststellungen auch nicht zu generalisierenden Schlüssen auf die Entstehungsweise des Grödner Sandsteins, so könnten sie doch zur Klärung der noch ungelösten Frage seiner Genesis beitragen. Von den Vertretern der Theorie des äolischen Bildungsprozesses wird stets die schlechte Rollung — „höchstens kantengerundet“ — manchmal auch die geringe Korngröße hervorgehoben, zwei Argumente, welche für obige Fundstelle offenbar widerlegt werden!

Bestimmbare Fossilien wurden nicht gefunden. Nur spärliche verkohlte Reste bedecken die Schichtflächen.

Als Zerfallsprodukt ergibt sich entweder feiner Quarzsand oder in den höheren Horizonten, die nicht selten tonige Zwischenlagen enthalten, roter Mulm, welcher letzterer an nassen Stellen einen zähen Letten bildet.

1) Ein anderes Ergebnis war auch kaum zu erwarten, weil es einer schon öfter bestätigten Regel entspricht, daß der hangende Grödner Sandstein dieselbe mineralogische Zusammensetzung wie die Unterlage — in unserem Falle Quarzphyllit — aufweist. Das nächste Quarzporphyrvorkommen (Bürstling, Umgebung der Dußlerhütte) ist über 10 km entfernt.

Die trockenen, mageren Kieselböden genügen der anspruchslosen Föhre (*P. silvestris*) mit ihren charakteristischen Begleitern (*Juniperus*, *Erica*), lassen aber die Fichte nur vereinzelt aufkommen. In feuchten Lagen stellt sich die Erle (*A. incana*) ein.

Das Trinkwasser, das dem Grödner Sandstein entspringt, ist hier durchwegs schlecht und gilt als ungesund.¹⁾

Siedlungen finden sich im Grödner Sandsteinbereiche nur bei Piccolein.

Über die Verwendung des Sandsteins sowie anderer Felsarten aus jüngeren Formationen wird im Abschnitte „Nutzbare Ablagerungen“ berichtet.

Im mittleren Horizont des Grödner Sandsteins fand sich eine bisher unbekannt gebliebene Einschaltung von Massengestein. Die beste und zugleich bequemst zugängliche Fundstelle liegt am Kamme (Wasserscheide) zwischen der Piccoleiner Schlucht und dem Gehänge westlich von St. Vigil, halbwegs zwischen dem Jöchel (1536 m) und dem Kreuz auf Punkt 1576. Bei einiger Aufmerksamkeit gewahrt man hier in zirka 1560 m Höhe eine WNW-ESE streichende, die Wegfurche schneidende, einer Wasserabkehre ähnliche Gesteinsrippe, die sich durch ihre dunklere Färbung deutlich von der Umgebung abhebt. Vom Fahrweg aus läßt sich ihr Ausstrich schräg ansteigend über den um wenige Meter höheren Kamm noch etwa 50 m weit in die steile, hier baumbestandene Piccoleiner Schlucht verfolgen. Ein kleiner, in die Schlucht hinabführender Steig verläuft streckenweise auf den Schichtflächen. Gegen E verschwindet das Gestein im Waldboden, erscheint aber in zirka 1520 m Höhe abermals an dem von Soleseit kommenden Weg in einem kleinen Aufschlusse. (Siehe Skizze.)

Das Massengestein befindet sich zweifellos in einem tektonisch nicht veränderten Kontakt mit den hier mittelsteil gegen SSW einfallenden Bänken des grauen Grödner Sandsteins. Am Kamme streicht es N 60° W und fällt mit 45°—50° gegen SSW. Bei Messungen an anderen Stellen ergaben sich geringe Differenzen, und zwar: Streichen N 65° bis 75° W, Fallen 40°—50° gegen SSW, die aber ohne weiteres verständlich sind, wenn man berücksichtigt, daß etwa 100 m weiter südlich eine Überschiebungsfläche den Kamm quert.

Eine genaue Überprüfung der Einschaltung im Verhalten zu ihrem Liegenden und Hangenden ergab zunächst nicht die geringste Andeutung einer durchgreifenden Lagerung. Sie ist vielmehr den Sandsteinbänken

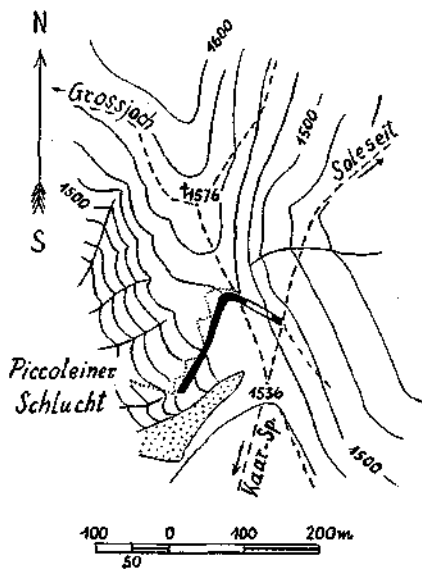


Fig. 2. Situationsskizze zum Massengesteinsgang am Jöchel bei St. Vigil.

¹⁾ J. Th. Haller (18) verwies vor 100 Jahren auf die im Landstriche Piccolein—St. Martin—Untermoj vorkommende „Rhachitis in Verbindung mit Kretinismus“.

vollkommen parallel gelagert und macht die mäßigen Verbiegungen mit, die hier der Grödner Sandstein zeigt. Auch die Mächtigkeit ist konstant. Sie beträgt $\frac{1}{2}$ m.

Es könnte sich demnach um einen Erguß während der Ablagerung des Grödner Sandsteins handeln. Daß dieser Fall nicht gegeben ist, zeigt die Beschaffenheit der Kontaktzone. Nicht nur an der Liegend- sondern auch an der Hangendgrenze kann man nämlich trotz der starken Zersetzung und Brüchigkeit des Materials noch deutlich erkennen, daß der Grödner Sandstein durch das Magma verändert wurde. Der Sandstein ist auf einem 1—2 cm breiten Saume nicht mehr körnig entwickelt, sondern in ein dichtes, graues Gestein umgeschmolzen, mithin kontaktmetamorph geworden. An einer Stelle ist eine Art „Breccie“ zu sehen, d. h. eine innige Vermischung von losgerissenen Partien des Nebengesteins mit dem Magma. Diese beiden Tatsachen — Fritting und Vorhandensein eines brecciösen Salbandes im Hangenden — weisen mit Bestimmtheit auf einen Gang, denn bei einem deckenförmigen Ergusse hätte es niemals zu den beschriebenen Veränderungen an der Hangendgrenze kommen können.

Im Ganggestein habe ich folgende Kluftsysteme, die von jüngeren tektonischen Vorgängen herrühren, gemessen:

1. Streichen N 70° E, Fallen 50° gegen NNW.

2. " N 30° W, " 45° " NE.

3. " N 15° E, saiger. Dieses System steht senkrecht zur Streichrichtung des Ganges.

Schon beim Anschlagen und bei Betrachtung mit freiem Auge kann man an dem ungemein zähen und harten, in der Anwitterung grau- bis rostbraunen, im frischen Bruche grauschwarzen Gestein zahlreiche größere Bestandteile, hauptsächlich Biotit und mitunter auch Calcit, unterscheiden.

Das Gestein zeigt porphyrische Struktur. Unter dem Mikroskope erscheinen in der ziemlich grobkörnigen Grundmasse deutlich einzelne größere Einsprenglinge von Augit und Biotit.

An der Zusammensetzung sind beteiligt:

Augit. Bildet sechseckige, achteckige sowie rundliche Durchschnitte, deren zentrale Partie häufig farblos erscheint. Längs der Spalten und randlich in grünliche (chloritische) Zersetzungsprodukte umgewandelt, welche die Kristalle maschenartig durchsetzen. Die ursprüngliche Spaltbarkeit ist aber überall noch deutlich erhalten. Vereinzelt Zwillinge nach (100). Zahlreiche Magnetiteinschlüsse.

Biotit. Große Individuen einer eisenreichen Varietät mit starkem Pleochroismus. Meist mit einem Saum von Ilmenit umgeben.

Apatit. In Form von langen, dünnen Nadeln. Häufig aber auch Schnitte senkrecht auf c. Nicht selten eingewachsen in Biotit und Calcit.

Calcit. Mit deutlicher Spaltbarkeit nach (1011). Das Gestein ist zersetzt, mithin der Calcit wahrscheinlich besser als sekundär zu betrachten. Z. T. Pseudomorphosen nach Augit.

Olivin. Sehr spärlich! Manchmal als Einschluß im Augit.

Magnetit. Erscheint bald ziemlich gleichmäßig verteilt, bald stellenweise angehäuft. Umsäumt nicht selten den Apatit. Auch hübsche „Kristallskelette“ und „Schnüre“, entstanden durch Aneinanderreihung von mehreren Individuen, wurden beobachtet. Im allgemeinen entlang den Spalttrissen sitzend.

Spinell, und zwar Picotit. Grünliche bis braune unregelmäßig begrenzte Kristalle.

Chlorit. Im gewöhnlichen Lichte schwach grünlich. Bildet feine, radialstrahlige Aggregate.

Chromit. Winzige Oktaeder von kirschroter Farbe.

Quarz, Feldspat und Glas konnten nicht beobachtet werden.

Nach dem Vergleich dieser mikroskopischen Diagnose mit den Angaben bei Rosenbusch (59, 60) handelt es sich bei dem vorliegenden Ganggestein nicht um ein typisches Glied aus der Gruppe der feldspatfreien Gesteine, sondern um ein augitreiches, basisches Zwischenglied, das dem Augitit am nächsten steht.¹⁾

Das spezifische Gewicht beträgt 2.75.

Es ist anscheinend das erste Ganggestein, das mitten aus dem Grödnert Sandstein der Südlichen Kalkalpen bekannt wurde. Nach meinem Befunde ist es ein echter Gang im grauen (mittleren) Horizont des Grödnert Sandsteins, somit jünger als dieser. Der Mangel an unmittelbar damit vergleichbaren Vorkommen erschwert die Altersdeutung um so mehr, als der Grödnert Sandstein hier von jüngeren Schichten nicht mehr überlagert wird. Immerhin beweisen Harnische am Ganggestein, daß das Magma schon vor der Alpenfaltung eingebrungen war.

Bellerophon-Schichten.

Die im Hangenden des Grödnert Sandsteins folgenden Bellerophon-Schichten liegen zwar ebenfalls nur im NW des Aufnahmebezirkes zu Tage, nehmen aber im Kartenbilde eine viel größere Fläche ein. Man wird kaum fehlgehen, wenn man sie bei der Kartierung dort, wo die untere stratigraphische Grenze nicht scharf ausgeprägt ist, mit den ersten Dolomitbänken und Gipslagen beginnen läßt.

Vom Campilltal herüberstreichend, übersetzen sie unterhalb Palestrang die Gader. Es sind hauptsächlich dunkle, zum Teile fossilführende Kalke, die hier beide Talseiten bilden. Dem allmählichen Ansteigen der Schichtflächen entsprechend, kommen weiter nördlich immer tiefere (ältere) Bänke zum Vorschein. Während bei Preromang die untersten Gehängepartien noch durch quartäre Ablagerungen (Terrassensedimente und Gehängeschutt) verhüllt sind, begegnen wir knapp ober dem Bauernhofe Rungadutsch bereits den ersten Gipsvorkommen in ziemlicher Mächtigkeit. Das nördlich angrenzende Gebiet ist schlecht erschlossen. Erst in der Piccoleiner Schlucht und deren Umgebung sind die Bellerophon-Schichten, besonders die Gipsfalten, in einem steilen Anschnitte deutlich zu sehen. Der südliche Teil der Schlucht wird fast ausschließlich von Bellerophon-Schichten gebildet.

Südöstlich vom Jöchl durchschneiden ihre Kalke und Dolomite mit schräg einfallender Schichtfläche die dicht bewaldeten Hänge der Kaar Spitze — nur südwestlich von St. Vigil ist an einigen kleinen Rutschstellen Gips entblößt — und endigen im Graben südlich der St. Vigiler Säge unvermittelt an einer Störungsfläche.

Etwa $\frac{3}{4}$ km östlich tauchen auf der gegenüberliegenden Talseite die Bellerophon-Schichten unter einem mächtigen Schuttkegel wieder hervor und bilden den Sockel des Plaberges (höchste Erhebung Punkt 1651 m), die Einfassung der Roa Blanca und den Südhang des genannten Berges.

Außerdem konnten zwei kleine, bisher nicht bekannte Aufschlüsse festgestellt werden, welche beide den obersten Bellerophon-Schichten

¹⁾ Auch an dieser Stelle möchte ich nicht versäumen, Herrn Professor Dr. Bruno Sander vom Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Innsbruck für seine gütige Mitwirkung bei der Untersuchung der Dünnschliffe zu danken.

angehören. Der eine liegt am Steig westlich von Punkt 1653 auf dem Felsporn zwischen dem Roa Blanca- und Foscheduratale, der andere im letztgenannten Tale in zirka 1500 m Höhe.

Am Aufbau der Bellerophon-Schichten beteiligten sich: Gipse, Dolomite, Rauhwacken und Sandsteine sowie Kalke.

Im großen ganzen kann man vertikal drei Zonen unterscheiden, deren unterste von Dolomit und Gips, deren mittlere vorzugsweise von Rauhwacken gebildet wird, während helle und dunkle Kalke, bzw. Dolomite die oberste Schicht zusammensetzen. Eine nur scheinbare, durch Dislokation verursachte Ausnahme besteht in der Roa Blanca, wo Gips auch noch in höheren Lagen vorkommt.

In der Karte wurden die Gipseinlagerungen, soweit sie erschlossen sind, durch Punktierung angedeutet. Derartige Vorkommen liegen:

bei Rungadutsch im Gadertal im Walde versteckt, von der Straße aus nur schwer sichtbar,

östlich von Piccolein, deutlich entblößt an der Südseite der Piccoleiner Schlucht,

westlich von St. Vigil am Fuße der Kaarspitze,

besonders aber in der wild zerfurchten Roa Blanca an den Westabstürzen des Paratscha.

Die Gipslagen sind gewöhnlich höchstens je $\frac{1}{2}$ m mächtig und wechsellagern mit dünnen, grauen bis schwarzen Dolomit- und Tonbändern. Der ziemlich feinkristalline Gips ist weiß, seltener rötlich und häufig durch dunkle lehmige Beimengungen verunreinigt. Mit ihm zusammen treten graue Dolomite und gleichfarbige „Rauhwacken“ auf.

Letztere unterscheiden sich von den Rauhwacken der mittleren Abteilung dadurch, daß sie feinzellig sind und in der Regel Gipsdrusen und -adern enthalten. Die relativ plastischen Gips Horizonte zeigen starke Biegungen und Faltungen.

Typische großzellige Rauhwacken sind an den Hängen des Roa Blanca-Tales entwickelt. Ihnen fehlt im Gegensatz zu den beschriebenen Varietäten jeglicher Gipsgehalt.

Die oberste Abteilung der Bellerophon-Schichten setzt sich hauptsächlich aus hellen und dunklen, mehr oder weniger stark bituminösen Kalken zusammen. Dolomite und Sandsteine nehmen nur ganz untergeordnet Anteil. Letztere sind graubraune Kalksandsteine mit reichlicher, besonders auf den Schichtflächen vermehrter Glimmerführung (Kali-glimmer). Sie sind in geringer Mächtigkeit am Jöchl (Punkt 1536) zu finden. Wandert man von hier auf die Kaarspitze oder in südöstlicher Richtung auf sanft ansteigendem Wege gegen Punkt 1621, so durchquert man die ganze obere Abteilung der Bellerophon-Schichten.

Es sind hier, beginnend bei Punkt 1536, d. i. von unten nach oben, erschlossen:

- Graubrauner, glimmerführender Sandstein,
- helle, von Calcitadern durchzogene Kalke,
- dunkle, bituminöse Kalke mit *Bellerophon* sp.
- Dolomit,
- Algenkalk,
- Ostracodenkalk,
- dunkle Kalke mit kleinen Muscheln (*Pecten*),
- kavernöser Dolomit (Zellendolomit).

In der Roa Blanca wechsellagern mit den dunklen, bituminösen Kalken, die hier ausnahmsweise viel hellen Glimmer führen, schieferige und mergelige Lagen, in denen Ogilvie Gordon (50, S. 361) kleine Ammoniten fand. An manchen Stellen wurden „Stinkkalke“ mit flüssigem Bitumen auf den Klüftflächen beobachtet.

In einer steilen Runse, die vom Plaberg (Punkt 1561) herabführt, stehen an: Zu unterst dunkler, bituminöser Kalk, in höheren Lagen etwas heller und reichlich von Kalkspatadern durchzogen. Darüber folgt gelblicher, im frischen Bruch grauer, von Drusen erfüllter Dolomit, der bei der Verwitterung zu feinem Grus zerfällt.

Dunkler Kalk mit Crinoiden, ganz durchsetzt von Hohlräumen, deren Wände meist mit Calcit ausgekleidet sind.

Bituminöser Schiefer.

Harter, grauer Kalk.

Dunkelgrauer, dünngebänkter Kalk mit weißen Adern.

Ein Detailprofil gibt auch Ogilvie Gordon (50, S. 361).

Oberhalb Preromang im Gadertale fand ich hellgrauen Mergelkalk mit zahlreichen kleinen Einschlüssen von schwarzem, kieseligen Kalk.

Die Mächtigkeit der Bellerophon-Schichten kann nur schätzungsweise mit 150—200 m angegeben werden, da einerseits nicht überall der ganze Komplex erschlossen ist, anderseits aber besonders die unteren Horizonte intensiv gefaltet sind.

Die Bellerophon-Schichten, vornehmlich die dunklen Kalke, lieferten nur eine spärliche Ausbeute an Versteinerungen:

Foraminiferen am Jöchl.

Korallenreste oberhalb Preromang.

Avicula sp.

Pecten sp. (cf. *Gümbeli* Stache) nördlich der Kaarspitze.

Bellerophon sp. Durchschnitte häufig, gute Exemplare selten. Fundstellen bei Preromang, an den Abhängen der Kaarspitze, Foscheduratal, Roa Blanca, am Holzlieferwege südöstlich von Punkt 1312, d. i. südsüdwestlich von St. Vigil und an der Südseite des Plaberges.

Natica sp. oberhalb Preromang.

Ostracoden Jöchl, Plaberg.

Unbestimmbare Algenreste . . . Plaberg.

Im Landschaftsbilde gibt sich der Unterschied der einzelnen Abteilungen innerhalb der Bellerophon-Schichten meist recht gut zu erkennen. Während die Dolomite und Kalke im allgemeinen dichte Föhren- und Fichtenwälder tragen und nicht selten kleine, niedrige Steilstufen bilden, mitunter auch von schuttgefüllten Gräben durchzogen sind, neigen die gipsführenden Horizonte der unteren und mittleren Schichten mehr zur Bildung von steilen, kahlen Runsen und Buckeln. Gipsingen von der Form bis zu 3 m tiefer Trichter und flacher Rinnen kann man am Plaberg und besonders schön im Walde östlich von Tolpeit, am Steige zum Piz da Peres beobachten. Charakteristisch für die Gipslagen ist, wie gesagt, auch deren intensive Verfaltung. Ein Musterbeispiel für diese bietet der „Crep dai Otg“ in der Piccoleimer Schlucht.

Die aus den Bellerophon-Schichten entspringenden Quellen führen hartes, in der Regel viel schwefelsauren Kalk enthaltendes, herb schmeckendes Wasser. In bezug auf den Geschmack macht die zum

Bade Cortina bei St. Vigil gehörende Heilquelle, welche an anderer Stelle eingehender besprochen wird, eine Ausnahme.

Trias.

Werfner Schichten.

Aus den Bellerophon-Schichten gehen ohne deutlich ausgeprägte Grenze allmählich die Sedimente der skytischen Stufe hervor. Die dunklen Kalke, bzw. Dolomite des oberen Perm verbinden sich wechsel-lagernd mit dünngeschichteten Mergeln, schließlich werden letztere herrschend.

Horizontale Verbreitung: Die Werfner Schichten treten als breiter Saum unter den Ablagerungen der anisichen Stufe fast überall zutage. Auf eine Strecke von mehr als $1\frac{1}{2}$ km bilden sie das Kammstück zwischen der Kaarspitze und dem Col Fegnus. Von dort lassen sie sich durch dichte Wälder über die Siedlungen von Costamajor und Palestrong bis zum Gaderbach, gegen E aber weit hinab durch das Rauhtalgehänge verfolgen, bis ihre Fortsetzung tektonisch gestört ist. Ein kleiner Aufschluß liegt südwestlich von Punkt 1266 (westlich Kreidesee).

Östlich des Steiges zum Riedjoch, wo von früheren Autoren — zuletzt auch noch von Ogilvie Gordon — Wengener Schichten kartiert wurden, konnte ich nach mehrmaliger Durchstreifung in der Richtung der Fallinie im Walde und in den unterhalb anschließenden Bergwiesen Campiller Schichten mit Fossilien feststellen. Aufschlüsse sind allerdings spärlich. Die Hütte am Waldrand (Punkt 1519) steht beispielsweise auf roten Mergelschiefern der Campiller Schichten. Zwischen 1600 und 1700 m Höhe durchquert dort der graue Campiller Horizont als kleine Steilstufe den Wald. Bei Punkt 1680 liegt neben dem Dachsteindolomit des Paresberges ein für das Studium der Tektonik wichtiges Vorkommen, desgleichen in der Kreuzspitzflexur oberhalb Fontanella in der Gemeinde Wengen.

Jenseits des Rauhtales sind die Werfner Schichten sehr reduziert und obendrein wegen starker Verschüttung und üppiger Vegetationsdecke schwer zu finden und abzugrenzen. Das bedeutendste Vorkommen liegt an der West- und Südwestseite des Plaberges, wo die Werfner (Seiser und Campiller) Schichten längs einer Schubfläche unter Bellerophon-Schichten heraustreten und sich am Fuße dieses Berges, ungefähr entlang der Schichtenlinie 1300, über 1 km weit verfolgen lassen. Dürftig erschlossen trifft man Campiller Schichten noch in dem mit Bergsturm-massen bedeckten Waldgelände zirka $\frac{1}{2}$ km westlich vom Triangulierungspunkt 1944 m an. Das nördlichste Vorkommen liegt im Foscheduratale bei Punkt 1600. Man kann es gut gegen S verfolgen. Der kleine Felskopf im oberen Teile der Roa Blanca-Halde besteht aus Seiser Schichten.

In der Karte mußte auf die Darstellung der althergebrachten Zweiteilung der Werfner in Seiser und Campiller Schichten verzichtet werden. Eine durchgehende Scheidung ist hier nämlich wegen des dichten Pflanzenkleides nicht möglich. Wo aber die Werfner Schichten in größerer Ausdehnung bloßliegen, kann man in vertikaler Richtung deutlich vier annähernd gleich mächtige Abteilungen unterscheiden:

1. Eine unterste Gruppe bilden die Seiser Schichten (Zone der *Pseudomonotis Clarai*), die sich von ihrer Unterlage (Bellerophon-Schichten) durch hellere Färbung und Glimmergehalt unterscheiden. Sie bestehen aus graubraunen Mergeln und Kalken, die braun oder noch häufiger gelblich anwittern. Ein weiteres Merkmal zur Unterscheidung bildet die Fossilführung. Die Reste einer artenarmen, individuenreichen Fauna (*Pseudomonotis*, „Myaciten“) bedecken ganze Schichtplatten und verleihen ihnen ein wulstiges Aussehen.
2. Das Koken'sche Konglomerat konnte ich nicht finden. Es war auch im Schutt nirgends anzutreffen, scheint daher hier nicht entwickelt zu sein. Einen recht gut brauchbaren Ersatz für diesen Trennungshorizont bot mir ein roter „Gastropodenoolith“, bestehend aus zahllosen kleinen Gastropoden (Typus *Coelostylina werfensis* Witt.), den ich an der Kaarspitze knapp über sicheren Seiser Schichten feststellte. Mit ihm setzt zugleich auch jene intensive Rotfärbung ein, welche durch die zweite Zone meiner Gliederung anhält. Sie wird ausschließlich von roten, dünntafeligen, glimmerreichen Mergeln und Schiefern gebildet und ist auch paläontologisch insofern charakterisiert, als in ihr lokal zahlreiche, meist schlecht erhaltene Fossilien (ohne Kalkschale) auftreten.
3. Auf diesen Horizont folgt eine graue Abteilung, die am Col Fegnus, Paresberg und an anderen Fundstellen das Leitfossil der Campiller Schichten, *Naticella costata* Münster, mitunter auch Ammoniten führt. Es sind graue bis graubraune Mergel und Kalke, häufig stark tonig, die — falls fossilfrei — mit gewissen Lagen des Unteren Muschelkalks so große Ähnlichkeit zeigen, daß man oft versucht wäre, sie als solchen zu kartieren, wenn nicht abermals im Hangenden eine
4. Zone folgen würde, die aus roten, untergeordnet auch grauen oolithischen Kalken und Kalksandsteinen besteht. Die Sandsteine erweisen sich bei Betrachtung mit der Lupe zusammengesetzt aus zahlreichen kleinen eisenhaltigen, daher rot bis rostrot gefärbten Ooiden, die höchstens $\frac{1}{3}$ mm Durchmesser erreichen. Das Bindemittel ist kalkig. An einigen Stellen treten in diesen Kalken und Sandsteinen Muscheln (Myophorien, Gervillien) geradezu gesteinsbildend auf. Ihr Erhaltungszustand ist aber so ungünstig, daß keine nähere Bestimmung gelang.

Diese drei letztesbeschriebenen Horizonte, einschließlich des „Gastropodenooliths“, stelle ich auf Grund ihrer petrographischen Beschaffenheit und Fossilführung in die Zone der *Naticella costata* Münster. Sie entsprechen also in ihrer Gesamtheit den Campiller Schichten.

Während das Koken'sche Konglomerat anscheinend fehlt, finden sich im Verlande der oberen Campiller Schichten Konglomeratbänke, auf die schon O. Reithofer (56, S. 270) aufmerksam gemacht hat. Gleich beim letzten, nördlichsten Hause von Pederoa, am orographisch rechten Ufer der Gader, ist eine zirka 3 m mächtige Konglomeratbank erschlossen, die schräg ansteigend durch den steilen Waldhang in nördlicher Richtung verfolgt werden kann.

In einem Graben südwestlich von Punkt 1484 sind drei derartige Bänke in einer Mächtigkeit von 2 bis 3 m zu erkennen, die mit roten Kalkmergeln und Sandsteinen (6–8 m) wechsellagern. Die Mehrzahl der Gerölle entstammt zweifellos den Campiller Schichten (graue und rötliche Kalke und Kalksandsteine), nur einzelne helle dolomitische Einschlüsse dürften von aufgearbeiteten Bellerophon-Schichten herrühren. Die Körner erreichen alle Dimensionen bis zu 3 dm Durchmesser. Das Bindemittel ist kalkig, die Rollung vorwiegend schlecht. Unter Campeï geht die Konglomeratform ganz verloren, so daß man schließlich eine typische Breccie feststellen kann. Im Handstück läßt sich das Konglomerat vom Richthofen'schen Konglomerat nicht immer unterscheiden. Ich habe diesen Vergleich mit Stücken aus verschiedenen Teilen der Dolomiten durchgeführt. Daß es mit diesem keinesfalls identisch ist, konnte einwandfrei nachgewiesen werden, da im Hangenden noch sichere Campiller Schichten folgen.

Südöstlich von Punkt 1824 (Col Fegnus-Gebiet) zeigen die obersten Lagen der Campiller Schichten grüne Färbung.

In den Wiesen und Äckern westlich von Campeï stehen mehrere Bänke von hellem, z. T. rotgesprenkeltem Dolomit bis dolomitischem Kalk an, die zusammen mit den erwähnten Konglomeraten und Breccienlagen sich deutlich als niedere, unbegrünte Steilstufen aus dem Wiesengelände abheben. Das Gestein ist sehr hart und führt vereinzelt Muscheln, von denen einige als Gervillien bestimmt werden konnten.

Rauhacken konnte ich in den Werfner Schichten nicht beobachten. Hingegen tritt im Graben unterhalb Campeï, ober der kleinen Brücke in 1230 m Höhe rötlicher Gips als Kluftausfüllung auf.

Im übrigen bilden die Werfner Schichten eine ziemlich eintönige Gesteinsgruppe. Problematica, Wellenfurchen, Trockenrisse sowie eigentümliche Hieroglyphenbildungen sind häufig zu sehen. An der Kreuzspitze enthalten die roten Mergel und Kalksandsteine der Campiller Schichten merkwürdige krumme Stengel, die vielleicht als Sedimentausfüllung von Kriechspuren mariner Würmer zu deuten sind.

Über die Mächtigkeit der Werfner Schichten lassen sich keine sicheren Angaben machen, weil sich die dünnplattigen Schiefer und Mergel tektonischen Beanspruchungen gegenüber plastisch verhalten haben. Mit 350 m dürfte die Mächtigkeit nicht überschätzt sein, etwa 80 m würden auf die Seiser Schichten entfallen. Diese Beträge gelten nur am breiten Bergrücken zwischen Gader- und Rauhtal. Für das Überschiebungsgebiet der Roa Blanca sind die Werte viel geringer, weil dort beträchtliche Teile der Werfner Schichten ausgequetscht sind.

Aus dem kartierten Gebiete sind bisher fast keine Fossilien der Werfner Schichten beschrieben worden. Der Erhaltungszustand ist meistens sehr schlecht. Ein Teil des gesammelten Materials, hauptsächlich kleine Gastropoden, mußte deshalb bei der Bestimmung ausgeschieden werden. Bestimmt wurden:

Aus den Seiser Schichten:

<i>Pseudomonotis Clavai</i> Emmr.	{	Roa Blanca: Nördl. von Punkt 1796 (Felskopf am Oberrand der großen Halde). In der Schlucht westlich der St. Vigiler Säge.
<i>Pseudomonotis aurita</i> Hauer		
<i>Anodontophora fassaensis</i> Wissm.		

Aus den Campiller Schichten:

<i>Pseudomonotis</i> cfr. <i>Telleri</i> Bittner	südöstlich von Pederöa.
<i>Pseudomonotis</i> sp. cfr. <i>spinicosta</i> Witt.	Paresberg — NW.
<i>Pseudomonotis</i> n. sp.	östlich von Costamajor.
<i>Gervillia</i> sp.	Gadertal, unterhalb Sovi.
	Gadertal, unterhalb Costamilan.
	Gadertal, unterhalb Campej.
<i>Pecten microtis</i> Witt.	westlich vom Col Fegnus (nördlich von Punkt 1637).
<i>Pecten discites</i> Schloth.	Graben unter Campej.
<i>Pecten</i> sp.	nördlich der Kreuzspitze.
	östlich von Costamajor.
<i>Anodontophora canalensis</i> Cat.	nordöstlich vom Col Fegnus.
<i>Anodontophora fassaensis</i> Wissm.	östlich von Costamajor.
<i>Myophoria cardisoides</i> Schloth. var. <i>transiens</i>	
Rübenstrunk	Graben unterhalb Campej.
<i>Myophoria laevigata</i> Alberti form. typ.	Graben unterhalb Campej,
	östlich von Costamajor.
<i>Myophoria</i> cf. <i>fallax</i> Seeb. var. <i>subrotunda</i>	Nordgehänge des Foschedurabaches (südlich von Punkt 1929 am Weg zum Kreuzjoch.)
Bittner	
<i>Turbo rectecostatus</i> Hauer	südöstlich von Pederöa; Paresberg — NW.
<i>Naticella costata</i> Münster	südöstlich von Pederöa; Graben unter Campej; am Weg von Campej nach Costamajor; südöstlich von Palestrom. Col Fegnus (Punkt 1864). Paresberg — NW. Rauhtal, südlich von Punkt 1519.
<i>Coelostylina werfensis</i> Witt.	Kaarspitze; Plaberg.
<i>Dinarites dalmatinus</i> Hauer	südöstlich von Pederöa.
<i>Tirolites cassianus</i> Quenst.	Paresberg — NW.

Die Werfner Schichten bilden natürlich wie sonst so auch in den St. Vigiler Dolomiten einen wichtigen Quell- und Vegetationshorizont. Ihre zwischen 1100 und 1900 m liegenden Ausstriche tragen dichte Fichten-, Tannen- und Lärchenwälder, die nur an wenigen Stellen (Kaarspitze, Col Fegnus) von Bergmähdern durchbrochen sind. Das üppige Vegetationskleid verdanken sie den mürben, fruchtbaren Mergeln und Schiefern und ihrer reichlichen Durchfeuchtung.

Im allgemeinen bilden die Werfner Schichten steile, schlecht erschlossene, von tiefen Gräben und Schluchten durchzogene Hänge. Eine Schlucht mit Steilstufen verläuft vom Col Fegnus gegen NE und mündet in der Nähe der St. Vigiler Säge in das Rauhtal.

Gehängerutschungen kann man häufig beobachten, besonders dort, wo die Schichtplatten parallel zum Hang einfallen.

Unterer Muschelkalk.

In konkordanter Auflagerung folgt über den roten und grünen sandigen Mergelplatten der obersten Campiller Schichten im Gebiete des Col Fegnus, u. zw. südöstlich von Punkt 1824 das sogenannte „Muschelkalkkonglomerat“ (Wittenburgs Richthofensches Konglomerat). Hier ist die einzige Stelle, wo ich diese Transgressionsbildung gesehen habe. Bezüglich ihrer stratigraphischen Stellung schließe ich mich der Auffassung jener Autoren an, welche dieses Konglomerat zum Muschelkalk rechnen.

Die Bestandteile sind fast durchwegs hell (weiß, grau, gelblich bis braun). Sie erweisen sich bei Behandlung mit verdünnter HCl als Dolomit, bzw. dolomitischer Kalk, stellen also allem Anschein nach Aufarbeitungsprodukte der Seiser, eventuell auch mittleren Campiller Schichten vor. Unzweifelhafte Campiller Schichten (rote oolithische Sandsteine) sind nur vereinzelt zu finden. Die Rollung ist im allgemeinen unvollkommen, die Mehrzahl der Stücke ist eckig oder bloß kantengerundet. Nicht selten sind aber auch gut gerollte Körner von geringem Durchmesser (2 bis 4 mm), während sich sonst die Korngröße um 1 bis 2 cm bewegt. Das Bindemittel ist ein feinkörniger brauner. Glimmer führender Kalksand und Mergel. An der erwähnten Stelle beträgt die Mächtigkeit $3\frac{1}{2}$ m.

Im übrigen Gebiete ist das Muschelkalkkonglomerat nicht entwickelt. Hier liegt über den Campiller Schichten direkt der Untere Muschelkalk engeren Sinnes. Die Verfolgung dieses mitunter ganz dünnen Schichtpaketes durch das dicht bewaldete Gelände ist recht zeitraubend. Auch die Abgrenzung gegen die Werfner Schichten bereitet Schwierigkeiten. Andererseits erleichtert die Fossilführung sowie die vorwiegend dolomitische Fazies der unteren Horizonte einigermaßen die Ermittlung der Liegendgrenze. Die Scheidung gegen das Hangende wird durch die ebenfalls dolomitische Ausbildung und sonstige Ähnlichkeit des Mendeldolomits sehr erschwert, ja fast unmöglich gemacht. Vergleiche auch unter „Mendeldolomit“.

Auch in diesem Gebiete setzen in der anisichen Stufe die ersten Anzeichen einer heteropischen Differenzierung ein. Kaum irgendein Gestein der ganzen Schichtserie weist auf relativ engem Raume derartige fazielle Unterschiede auf wie der Untere Muschelkalk. Es lassen sich alle Übergänge von der rein dolomitischen über die dolomitisch-kalkige zur kalkig-bituminösen Entwicklung verfolgen.

Am Paratscha und im Foscheduratal (östlich von St. Vigil) herrscht, abgesehen von ganz unbedeutenden Einschaltungen bunter Konglomerate und roter, bzw. grauer, z. T. verkohlte Pflanzenreste führender Mergel, dolomitische Ausbildungsform. Gegen SW (jenseits des Rauhtales), am Wege zum Riedjoch, läßt sich bereits ein allmähliches Ausklingen der letzteren erkennen. Während das Vorkommen nordöstlich von Punkt 1441 ausschließlich von Dolomit gebildet wird, kann man ein paar hundert Meter gegen NW, in einem kleinen Graben unweit der Quelle bereits die ersten Kalkbänke mit Brachiopoden (*Spirigera trigonella*, *Terebratula vulgaris*) beobachten. Vorwiegend dolomitische Entwicklung habe ich in der streichenden Fortsetzung dieses Aufschlusses gegen NW, bzw. W sowie im Gehänge oberhalb der Wiese „Roterings“ kartiert. Im weiteren Verlaufe verdeckt Waldboden und Gehängeschutt den Muschelkalk, daher sind die Untersuchungsergebnisse hier nicht befriedigend. Nördlich von Punkt 1751 folgen über den Campiller Schichten hell- bis dunkelgraue, meist dünngeschichtete Kalke.

Bei Campeï ist der Untere Muschelkalk sehr geringmächtig und überdies von den darüberliegenden dunklen Gesteinen (Mendeldolomit und „Grenzzone“) kaum zu unterscheiden. Der sicherste Anhaltspunkt ist das Auftreten von Hornsteinen im Muschelkalk.

Gelegentlich sind Fossilien zu finden. So sind z. B. im Walde südlich von Campeï einzelne Platten von dünngeschichtetem, grauem Kalk voll winzig kleiner Versteinerungen, von denen einige als *Damesiella torulosa* Tornquist¹⁾ bestimmt werden konnten.

In einem Seitengraben unter Campeï folgen über den oberen Campiller Schichten dickgebantke Kalke, die nach oben in einen Hornstein führenden Kalk übergehen. Der Hornstein ist schwarz und tritt hier in Form von kleinen Linsen und Knauern auf. Eingeschaltet sind im frischen Bruche hellgraue, braun anwitternde Kalke. Die Hornsteinführung reicht nicht weit. Ähnlich ist das Vorkommen am Weg zwischen Campeï und Costa. Bei Pederöa hingegen handelt es sich um dünnplattigen bituminösen Kalk.

Am Paresberg beginnt der Untere Muschelkalk in einer Höhe von 1800 bis 1820 m und bildet westlich des Grabens eine Steilstufe, die von hellem, bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure ganz schwach brausendem Dolomit aufgebaut wird und in höheren Lagen Hornstein führt. Im Hangenden folgt mylonitisierter Dolomit.

Als weithin sichtbare Wandflucht durchzieht der Untere Muschelkalk (einschließlich des Mendoldolomits) das Gehänge oberhalb Wengen.

Südöstlich der Kreuzspitze (Punkt 2020) hat der Rugialdbach eine Schlucht ausgefressen, an deren Südostrand ein Steig herabführt. Längs dieses Steiges wurde folgendes Profil durch den Muschelkalk aufgenommen:

Hangendes: Buchensteiner Schichten (in 1790 m Höhe). Darunter bituminöser Kalk und Mendoldolomit.

- | | |
|--|-------------------|
| 11. Grauer, kompakter Dolomit | 10 m |
| 10. Kavernöser drusiger Dolomit und dolomitischer Kalk | 12–15 m |
| 9. Graubrauner, sandiger Kalk, deutlich gebantk | 4 m |
| 8. Sehr harte Konglomeratlagen, grau. Im frischen Bruch erscheint die innerste Partie blaugrau. Fossilführend | 4–5 m |
| 7. Eine Folge von schöngeschichteten, groben Konglomeraten (faustgroße rote Kalknollen), die mit Kalksandsteinen wechsellagern. Mit Crinoiden und Brachiopoden | 2 m |
| 6. Rote glimmerreiche, sandige Mergel ²⁾ | wenige Zentimeter |
| 5. Fossilführender Mergelkalk mit Mergelzwischenlagen | 1 m |
| 4. Graue bis graubraune, sandig-glimmerige Lagen mit Crinoiden und Brachiopoden | 1 m |
| 3. Zwei graue Kalkbänke | zusammen 0–30 m |
| 2. Heller, kompakter Dolomit, mit HCl schwach brausend. Übergehend in schneeweißen, zuckerkörnigen, porösen Dolomit mit Kalkalgen ³⁾ | 5 m |
| 1. Hellgrauer, dickgebantkter, schwach kalkiger Dolomit. Nach unten zu dünngeschichtet. Mit Steinkernen von Bivalven | zirka 15 m |

Liegendes: Wengener Schichten (unterhalb der Schubfläche).

Gesamtmächtigkeit des Muschelkaltes zirka 60 m

¹⁾ Diese merkwürdige Form wurde zuerst von Tornquist (102, S. 676) bei Campitello gefunden und als Gastropode bezeichnet. Philipp (95, S. 62), der zahlreiche Individuen bei seinen Aufnahmen an der Forcella (westlich von Predazzo) fand, hielt *Damesiella* für eine Muschel. Meine Exemplare stimmen mit den Abbildungen in beiden Arbeiten überein, erlauben aber wegen ihres unvollständigen Erhaltungszustandes vorläufig keine sichere Deutung bezüglich ihrer systematischen Stellung.

²⁾ Dasselbe Gestein, aber von grüner Farbe, ist in der Schlucht gleich hinter dem kleinen Zaungatter zu finden. Die rote Varietät ist im Handstück von gewissen Lagen der oberen Campiller Schichten kaum zu unterscheiden.

³⁾ Die Gattung läßt sich aus den Bruchstücken nicht bestimmen.

Der Untere Muschelkalk ist bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen unterworfen. Die größte Mächtigkeit (zirka 100 m, z. T. aber tektonisch vergrößert) wurde im S des Foschedura-Tales festgestellt. An anderen Orten, beispielsweise bei Campe, schrumpft sie auf wenige Meter zusammen. Am Paresberg hingegen beträgt sie wieder 40—50 m.

Im Gelände tritt der Untere Muschelkalk nur dort als Wandflucht hervor, wo er größere Mächtigkeit erlangt und annähernd sählig liegt.

Im Gehänge südlich der Kreuzspitze und am Rugialdbach ober den Bauernhöfen von Cols (Gemeinde Wengen) sammelte ich nachstehende Fauna:

- Korallen
Encrinurus hilliformis Schloth.
Rhynchonella trinodosi Bittner
 „ *decurtata* Gir.
 „ *var. devota* Bittner
Spiriferina fragilis Schloth.
 „ *pia* Bittner
 „ *pectinata* Bittner
 „ (*Mentzelia*) *Mentzelii* Dunk.
 „ „ { *Köveskalliensis* Suess (Boeckh)
 „ „ { *var. microrhyncha*
Spirigera trigonella Schloth.
Terebratula (Coenothyris) vulgaris Schloth.
Aulacothyris angusta Schloth.
 Gastropoden
 Bruchstück eines Ammoniten
 Zahn von *Acroodus*.

Bemerkungen zur Liste.

Ein Teil der beschriebenen Brachiopodenformen wurde bereits in Bittners Monographie (74) ausführlich besprochen und mit recht guten Abbildungen versehen.

Meine Fundorte „südlich der Kreuzspitze“ bzw. „Rugialdbach“ sind mir aus der Literatur nicht bekannt geworden. Bei Bittner wird nur ganz allgemein „Wengen“ oder „Wengener Kirche“ angegeben.¹⁾

Die meisten Fossilien beherbergen die Horizonte 4, 5, 7 und 8 des Profils. Aus den harten Kalken sind vollständige Exemplare nur schwer herauszubringen. Als vorzügliches Einbettungsmaterial erweisen sich die sandigen Mergel.

¹⁾ Die letztgenannte Fundortsbezeichnung kann man auch heute noch bei der Bevölkerung hören. Sie beruht auf einem Irrtum. Bekanntlich haben frühere Aufnahmegeologen (vor allem Mojsisovics) ihre Ammoniten aus den Wengener Schichten „im Hangenden eines aus Augitporphyrtuff und Kalkbreccien bestehenden Walles nächst der alten Kirche von Wengen“ bezogen (47, S. 276). Petrefakthändler, Bergführer usw. verkaufen ihre an anderen Stellen gefundenen und aus ganz verschiedenen Formationen stammenden Versteinerungen unter Angabe des inzwischen berühmt gewordenen Fundortes „Wengener Kirche“ (gemeint ist die Kirche in Altwengen). Hier ist aber nirgends der Untere Muschelkalk — weder im Anstehenden noch in Blöcken — zu finden. Das nächste Vorkommen liegt fast 1 km entfernt.

Mendeldolomit.

Aus dem Unteren Muschelkalk geht wieder ohne scharfe Grenze die obere Abteilung der anisischen Stufe, der Mendeldolomit, hervor. Er vertritt auch in den St. Vigiler Dolomiten den „Oberen Muschelkalk“.

Die Verbreitung des Mendeldolomits ist an jene des Muschelkalks gebunden, mit welchem er bei ebener Schichtlage als helles Felsenband die Waldregion durchzieht. Bei mittelsteilem Einfallen verhält er sich wie der Muschelkalk und bildet gut bewaldete Hänge.

Der Mendeldolomit beteiligt sich am Aufbau von zwei eng benachbarten, in fazieller Hinsicht aber verschiedenen Bereichen:

1. Am Paratscha und überhaupt im ganzen Gebiete östlich des Rauhtales herrscht rein dolomitische Fazies. Vom Unteren Muschelkalk läßt sich hier der Mendeldolomit nur schwer, vom hangenden Schlerndolomit mangels zwischengeschalteter Buchensteiner Schichten und wegen seiner lithologischen Ähnlichkeit ohne Fossilfunde überhaupt nicht trennen. Deshalb ist hier auch seine Ausscheidung in der geologischen Karte unterblieben. Die petrographische Beschaffenheit stimmt mit jener aus den übrigen Dolomitengruppen altbekannten überein: Es ist ein, besonders in den tiefsten Lagen, gutgeschichteter, hochkristalliner, löcheriger Dolomit von heller, oftmals reinweißer Farbe. Nicht selten zeigt er auch einen Stich ins Rötliche. Dadurch unterscheidet er sich halbwegs von den grau bis gelblich gefärbten und außerdem kompakteren Übergangshorizonten des Unteren Muschelkalks. Fossilien konnte ich nicht finden.

2. Westlich des Rauhtales, zwischen St. Vigil und Wengen, liegt der zweite Faziesbezirk. Da es sich hier um eine mehr oder weniger bituminöse Entwicklung handelt, kann man wohl kaum mehr von Mendeldolomit (im strengen Sinne) sprechen. Um keine Verwirrung in die Nomenklatur zu bringen, bleibe ich bei der guten alten Bezeichnung „Mendeldolomit“ und füge hinzu „in bituminöser Fazies“. Er ist ebenfalls ein hochkristalliner, aber feinkörniger, von keinerlei Hohlräumen durchsetzter Dolomit. Seine Farbe variiert je nach dem Bitumengehalt zwischen hellgrau, bräunlich und dunkelgrau.¹⁾ Schon beim Anschlagen heller Gesteinsproben kann man einen schwachen Bitumengeruch feststellen. Die unteren Partien sind gebankt, nach oben zu wird er sehr massig. Einzelne Lagen sind schwach kalkig, brausen daher bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure etwas auf. Eine rein kalkige Entwicklung fehlt jedoch vollständig.

An Versteinerungen fand ich Gastropoden (Turmschnecken), Muscheln (*Pecten*) und Kalkalgen sowie verkohlte Blattreste. Die Fundstellen liegen südöstlich vom Col Fegnus, u. zw. südsüdöstlich von Punkt 1824 am Oberrand einer Felsflucht und südöstlich von der Kreuzspitze.

¹⁾ Nöth gibt in seiner „Geologie des mittleren Cordevolegebietes“ (48, S. 143) eine kurze Schilderung über die bituminöse Ausbildung des Mendeldolomits, welche mit meinen Beobachtungen in den St. Vigiler Dolomiten gut übereinstimmt. Auch ein durchgeführter Vergleich an Handstücken aus beiden Gebieten ließ keinen Unterschied erkennen.

Die Mächtigkeit wechselt sehr stark. Am Paratscha schätze ich den Mendeldolomit auf 100 m. Am Rugialdbache ist er etwa 15 m, zwischen Pederoa und Campeï höchstens 10 m mächtig.

Plattenkalke des Oberen Muschelkalks.

Frau Ogilvie Gordon hatte bereits im Jahre 1910 (49) auf ein dünnes Paket „dunkler, spröder, dolomitischer und bituminöser Kalke . . .“ aufmerksam gemacht, die in der Langkofelgruppe unmittelbar über dem Mendeldolomit folgen.

Frauenfelder (14) konstatierte in den Tessiner Alpen ebenfalls einen stark bituminösen Horizont und belegte ihn mit der Bezeichnung „Grenzzone“.

Inzwischen hat Ogilvie Gordon Belegstücke aus verschiedenen Teilen der Südtiroler Dolomiten gesammelt und seither wiederholt in ihren Arbeiten (1925—1929) auf die Wichtigkeit dieses Horizontes hingewiesen. Es ist ihr Verdienst, dessen Bedeutung erkannt und seine stratigraphische Stellung fixiert zu haben. Das, was frühere Autoren, soweit ihnen diese „Grenzzone“ überhaupt bekannt war, zu den Buchensteiner Schichten rechneten, wird nun auf Grund mehrerer Fossilfunde als höchster Horizont zum „Oberen alpinen Muschelkalk“ gestellt.

Auch in diesem Arbeitsgebiete ist fast überall zwischen dem Mendeldolomit und den untersten Buchensteiner Schichten ein ganz geringmächtiges System dunkler, bituminöser Kalke eingeschaltet. In der Karte ließ sich dieser Horizont nicht eigens darstellen. Er ist zum Mendeldolomit gerechnet.

Soweit die ungünstigen Aufschlußverhältnisse einen Einblick in diese nur wenige, maximal 5 m mächtige Zone gestatten, kann man eine Folge von dunklen bis schwarzen Kalken beobachten, deren unterste Partien fast immer dünngeschichtet sind, während die oberen Lagen in Form von 10—20 cm dicken Bänken auftreten. Sie sind durchwegs bituminöse Kalke mit kohligem Glanz auf den Kluftflächen, der dadurch entsteht, daß diese mit Bitumenkriställchen übersät sind. Flüssiges Bitumen ist allenthalben zu finden. Der Gehalt an letzterem ist manchmal so groß, daß man beim Zerschlagen des Gesteins ganzen Nestern von zähem Asphalt begegnen kann. Gleichartige Einschlüsse findet man in den Wohnkammern der Ammoniten. Aus einer derselben floß eine ansehnliche Menge Bitumens, welches so zähflüssig war, daß es sich zu einem fast meterlangen Faden ausziehen ließ. Brauneisenkonkretionen konnte ich nicht beobachten. Hingegen fanden sich zwischen dem Paresberg und der Kreuzspitze an einzelnen Stellen Bänderdolomite.

Verhältnismäßig gut aufgeschlossen ist das Paket südlich von Campeï. Dort habe ich im steilen Walde unterhalb des Weges, der von Campo nach Campeï führt, in ca. 1440 m Höhe folgendes Profil aufgenommen:

Hangendes: Buchensteiner Schichten.

5. Bituminöser Kalk, z. T. verdeckt. Angenommen 3—5 m.

4. Gelbbraune Lettenlage, aus mürben Mergelschiefern entstanden, 0·05 m.

3. Fossilführender Kalk, der sich durch besonders hohen Bitumengehalt auszeichnet, 0·20 m.

2. Dunkler, bituminöser Kalk 0·50 m.

1. Bituminöser Mendeldolomit 5 m.

Liegendes: Unterer Muschelkalk mit Hornsteinschnüren und -linsen.

Bemerkenswert ist die reichliche Fossilführung dieses Horizontes und der verhältnismäßig günstige Erhaltungszustand der eingeschlossenen Petrefakten; u. zw. ist die Fauna fast ausschließlich auf die 20 cm mächtige Lage (Nr. 3 im Profil) beschränkt, während man in der nächst tieferen bzw. höheren Bank nur vereinzelt Versteinerungen findet. Da das Gestein ziemlich splittiger bricht, kann man mit Leichtigkeit gute Stücke sammeln. Andererseits ist die ganze Bank durch die bei der Gebirgsbewegung erfahrenen Pressungen in Quadern von ca. 20 cm Kantenlänge zerfallen, was der Erhaltung größerer Einschlüsse ungünstig ist.

Die fossilführende Schichte tritt am Fahrwege nach Campej, wo fast die ganze Schichtfolge in einer Flexur erschlossen ist, nochmals zutage. Auch hier wird die Ammonitenbank von jener mürben, verwitterten Mergelschichte überlagert.

Es scheint sich um eine lokale Anreicherung und Zusammenschwemmung zu handeln, womit auch das isolierte Auftreten und die Menge der einzelnen Individuen gut übereinstimmt.

Die Fauna selbst besteht fast ausschließlich aus Muscheln und Ammoniten. Außerdem sind sehr selten kleine Gastropoden samt Brut enthalten. Brachiopoden fehlen vollständig. Ebenso konnte ich bis jetzt noch keine Spur von Algenresten entdecken, wie sie Ogilvie Gordon aus dem gleichen Horizont anderer Dolomitenbezirke, z. B. vom Langkofel, beschreibt.

Bestimmt wurden: *Orthoceras* sp.
Meekoceras sp.

Im Hangenden der Plattenkalke, bzw. dort, wo diese fehlen, über dem Mendoldolomit, folgen die Gesteine der ladinischen Stufe. Die St. Vigiler Dolomiten gehören zu jenen verhältnismäßig seltenen Gebieten, in denen bereits unmittelbar über den höchsten Ablagerungen der anisischen Stufe eine grundsätzliche Gliederung in der Faziesentwicklung eintritt. Es lassen sich deutlich zwei vollkommen verschiedene Bildungsbereiche unterscheiden, deren Ablagerungen durch die ganze ladinische Stufe für das betreffende Gebiet ihren lithologischen Charakter wahren.

Im allgemeinen diene folgende Gegenüberstellung zur Orientierung über die Schichtfolge der mittleren Trias in den St. Vigiler Dolomiten:

Wengen—Paresberggebiet (zwischen Wengen- und Gadertal, St. Vigil—Tamers—Antonijoch):	Übriges Aufnahmegebiet:
Raibler Schichten nicht sichtbar	Raibler Schichten
Wengener Schichten	
Buchensteiner Agglomerate + Tuffe	Schlerndolomit
Buchensteiner Schichten	
Plattenkalke	
Bituminöser Mendoldolomit	Mendoldolomit in normaler Ausbildung

Auf der nordöstlichen Seite des Rauhtales liegt der rein dolomitische, auf der gegenüberliegenden Paresbergseite der vulkanische oder doch vulkanisch beeinflusste Faziesbereich. Trotz der Tiefe des Tales ist die Grenze der beiden Bereiche nirgends erschlossen, so daß Ort und Art des Überganges sich nicht feststellen lassen. Der Paresbergzug hat sich längs des Rauhtales so weit in die Tiefe gesenkt, daß die Untergrenze des Dachsteindolomits unter die heutige Talsohle zu liegen kommt. Zweifellos ist dieses tief erodierte und später beträchtlich aufgeschüttete Tal gerade durch den Fazieswechsel bedingt, wie dies auch in anderen Dolomitentälern, wo die Verhältnisse ähnlich liegen, der Fall ist.

Im Gebiete von Wengen vertreten die Tuffe der Buchensteiner und Wengener Schichten die ladinische Stufe. Cassianer Schichten fehlen im kartierten Gebiete.

Buchensteiner Schichten.

Im vulkanisch beeinflussten Bereiche beginnt die ladinische Stufe mit dem ersten Auftreten knolliger, hornsteinführender Kalke, denen grüne Tuffe (*Pietra verde*) zwischengeschaltet sind. Außerdem beteiligen sich Plattenkalke, Kieselkalke, dunkle Kalkschiefer und Bänderkalke an der Zusammensetzung dieser Gesteinsfolge, die wir seit v. Richthofen als Buchensteiner Schichten bezeichnen.

Hinsichtlich deren Verbreitung ergeben sich bedeutende Unterschiede gegenüber den bisherigen Darstellungen. Bei Quattes, westlich der St. Genesius-Kirche in Wengen, fand sich ein noch unbekanntes Vorkommen. (Näheres folgt bei Besprechung der *Pietra verde*.) Auch das Acker- und Wiesenland zwischen Quattes und Pederöa scheint fast ausschließlich in Buchensteiner Schichten zu liegen, wenigstens gehören die darin zutage tretenden Gesteine sowie jene in den Schutthalden der *Pietra verde* an. In der Gegend des Riedberges liegt das z. T. schlecht erschlossene Kammstück nördlich des Überganges (Punkt 1833) bis über den Punkt 1751 hinaus in den Buchensteiner Schichten. Von hier aus lassen sie sich als Steilstufe mit schräg einfallender Schichtfläche durch dichten Wald bis in die Riedwiesen (Punkt 1720) verfolgen. Eine Fortsetzung jenseits dieser konnte ich nicht feststellen. Bisher unbekannt war das Vorkommen in der Schlucht südlich der St. Vigiler Säge. Eine zirka 50 m mächtige, mitunter stark gefaltete Felsmauer zieht aus dieser Schlucht gegen E, bis die reichliche Vegetation der Bergwiese „Roterings“ ihre Ausstriche verdeckt. Man kann die hellen Felsen schon von der Rauhtalstraße aus sehen.

Der Gipfel (richtiger Vorgipfel) der Kreuzspitze (Punkt 2020), auf dem das Kreuz steht, liegt noch im Mendeldolomit und nicht in den Buchensteiner Schichten. Am Fuße des Paresberges stimmen meine Aufnahmen mit der Karte Ogilvie Gordons besser überein.

Der Begriff „Buchensteiner Schichten“ wird in bezug auf seine zeitliche und paläontologische Umgrenzung verschieden definiert. Das Für und Wider soll hier nicht näher untersucht werden, weil das hiesige Verbreitungsgebiet verhältnismäßig klein ist und weil die spärlichen

Fossilfunde keine Stellungnahme gestatten. Bei der Aufnahme im Felde ließ ich mich mehr von lithologischen Gesichtspunkten leiten. In dieser Arbeit werden die eingangs genannten Kalke, Schiefer und Tuffe in ihrer Gesamtheit als Buchensteiner Schichten zusammengefaßt. Sie entsprechen also der Zone zwischen den Plattenkalken und der dunklen Tuffgruppe im Liegenden der Buchensteiner Agglomerate.

Die Buchensteiner Schichten beginnen in der Regel mit geschieferten Bänderkalken, die mit dünnen Lagen von grünem Tuff (*Pietra verde*) wechsellagern. Darüber liegen dann gut geschichtete Knollenkalken, welche vorzugsweise die unteren und mittleren Partien der Buchensteiner Schichten einnehmen. Es sind, wie bereits angedeutet, gut geschichtete feste Kalke, die Bänke bis zu 20 cm Dicke bilden, meistens aber nur 3—5 cm messen. Die Oberfläche der Knollenkalken ist unebenwulstig, was z. T. auf den reichen Gehalt an Hornsteinen zurückzuführen ist. Nicht selten findet man dünne gelbgrüne bis rötliche Mergelzwischenlagen und Mergelüberzüge auf den Schichtflächen. Diese Farbtöne im Verein mit der wulstigen Oberfläche erinnern sehr an manche Reiflinger Kalke in den Nördlichen Kalkalpen (Martinsbühel, Flexenstraße usw.). In vielfachem Wechsel sind auch den Knollenkalken mehr oder weniger dünne Lagen von *Pietra verde* eingeschaltet.

Die *Pietra verde* erlangt ihre größte Mächtigkeit — mindestens 5 m — an einem Feldweg westlich von Quattes in der Gemeinde Wengen. An dieser Stelle wurden bisher Wengener Schichten kartiert. Ein zweites zirka 3 m mächtiges Vorkommen, das ebenfalls bequem zugänglich ist, befindet sich bei Campeï (am Bächlein unweit der großen Zirbe).

Die *Pietra verde* ist ein grüner Tuff von variierender Beschaffenheit hinsichtlich der Zusammensetzung und Korngröße. Dementsprechend ist auch die Farbe kleinen Schwankungen unterworfen. Am häufigsten trifft man hellgrüne Töne (Patina), welche die ganze Tufflage gleichmäßig durchziehen. Ich sammelte aber auch Gesteinsproben, die im frischen Bruch einen hellgrauen (unzersetzten) Kern erkennen ließen. Hauptbestandteile der *Pietra verde* sind: Feldspat, Calcit, Seladonit (chlorithaltiges Silikat, das die Grünfärbung bewirken soll), heller und dunkler Glimmer. Manchmal treten größere Feldspatleisten (bis zu 3 mm) auffällig hervor und verleihen dadurch dem Gestein ein gesprenkeltes Aussehen. In der Anwitterung herrschen hell- bis dunkelgrüne und bräunliche Töne vor. Ein mir von der Westseite des Riedberges vorliegendes Stück zeigt die Braunfärbung durch den hier massenhaft enthaltenen, teilweise verrosteten Biotit (Fe) sehr deutlich.

Als Seltenheit kann man im Walde südlich von Campeï eine Art „Kugeltuff“ beobachten. In einem grobkörnigen, hauptsächlich aus Feldspäten gebildeten Bindemittel liegen gut gerundete Stücke dichter, feinkörniger *Pietra verde* von zirka $\frac{1}{2}$ cm Durchmesser.

In der Schlucht nordnordwestlich von Punkt 1561 (d. i. im Graben südlich der St. Vigiler Säge) fand ich ausnahmsweise eine aus Buchensteiner Kalken stammende Hornsteinknolle im Verlande der *Pietra verde*.

Bei dem kleinen Wasserfall in der genannten Schlucht enthalten die untersten Knollenkalken eine 20—25 cm mächtige Lage von dunkelrotem Hornstein.

Westlich vom Riedberg führen die Kalke in 1720 m Höhe in den Klüften flüssiges Bitumen.

Die Knollenkalke bilden nicht überall den höchsten Horizont der Buchensteiner Schichten, sie sind vielmehr sehr häufig von dunklen, braunen bis schwarzen Plattenkalken überlagert. Das sind dünn-geschichtete, leicht spaltbare Kalke, in denen man kleine Ammoniten und verkohlte Pflanzenreste finden kann. Sie sind bald schwach bituminös, bald sandig, mitunter aber auch tuffig entwickelt. Ein derartiges Vorkommen liegt beispielsweise am Fuße des Paresberges (nordwestlich von Punkt 2023), desgleichen etwas weiter nördlich, oberhalb der in das Rauhtal hinabführenden Runse.

Die höchsten Lagen der Buchensteiner Schichten sind dunkle, bituminöse dünngeschichtete Schiefer, die gelegentlich Ammoniten (? *Trachyceras*) enthalten.

In den obersten Buchensteiner Schichten wurden verschiedentlich Breccienlagen beobachtet. Es handelt sich um dickgebankte, feinkörnige Breccien, die von manchen feinkörnigen Agglomeraten bloß durch das Fehlen des tuffigen Bindemittels zu unterscheiden sind. Bei Betrachtung frischer Bruchstellen lassen sie sich leicht auseinander halten. Im angewitterten Zustande hingegen wird die Ähnlichkeit insofern erreicht, als der relativ härtere Hornstein den Atmosphärien gegenüber größeren Widerstand leistet als der von ihm umschlossene Kieselkalk. Der Hornstein bildet daher erhabene Krusten mit rauher Oberfläche und sieht dadurch dem Bindemittel der Agglomerate sehr ähnlich.

Die Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten beträgt 40—60 m. Die intensive Fältelung könnte manchmal größere Beträge vortäuschen.

Die Buchensteiner Schichten sind verhältnismäßig arm an Versteinerungen. Lediglich die oberste Zone lieferte eine befriedigende Ausbeute. In der folgenden Liste bedeutet (u.) untere, (o.) obere Buchensteiner Schichten.

<i>Daonella tyrolensis</i> Mojs.	Campei (o.),
„ cf. <i>tyrolensis</i> Mojs.	nordnordwestlich vom Riedberg, nördlich von Punkt 1893 (u.),
„ <i>badiotica</i> Mojs.	Campei (o.),
„ cf. <i>Pichleri</i> Gümbel	Rauhtal, östlich von Punkt 1751 (o.),
„ <i>Taramellii</i> Mojs.	Campei (o.),
„ sp.	Campei (o.),
<i>Posidonia wengensis</i> Wissm.	nordöstlich von Campei,
<i>Protrachyceras Reitz</i> Boeckh.	Wengen, ¹⁾
? <i>Trachyceras</i> sp.	östlich der Kreuzspitze (o).

Landschaftlich präsentieren sich die Buchensteiner Schichten als steile, von kleinen Wandfluchten durchzogene Hänge. Der vielfache Wechsel von harten und weichen Lagen im Vereine mit dünner Bankung begünstigte die starke Faltung dieser Gesteine. Der Geübte kann daran die Buchensteiner Schichten schon aus einiger Entfernung leicht erkennen. Derartige Faltungen sind besonders schön bei der Säge in Pederoa und am Wege von Campo nach Campei zu beobachten.

¹⁾ Aus der Sammlung des „Museum Ferdinandeum“ in Innsbruck.

Buchensteiner Agglomerate — Tuffe.

Überall dort, wo die Buchensteiner Schichten als Kalke mit zwischengeschalteten Tuffen entwickelt sind, werden sie von den sogenannten Buchensteiner Agglomeraten überlagert. Cornelius (9) bezeichnet diese Bildungen sehr treffend als Explosivtuffe, Ogilvie Gordon nennt sie auch Tuffkalkbreccien (50).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Buchensteiner Agglomerate liegen stets konkordant zwischen den Buchensteiner Kalken und Wengener Schichten. Eine Unterlagerung durch letztere oder Einbettung in diese käme eventuell nur für das kleine Vorkommen nordöstlich von Punkt 1868 (Gebiet südlich vom Paresberg) in Frage. Größere Verbreitung erlangen die Agglomerate in dem schon öfters erwähnten Graben südlich der St. Vigiler Säge, wo sie am orographisch rechten Gehänge des Grabens eine zirka 80 m hohe Felswand aufbauen, an deren Oberrand der sogenannte „Col de scoffer“ (Punkt 1561) liegt. Bisher wurden hier Werfner Schichten kartiert. Der nördliche Teil der Riedwiesen liegt ebenfalls in Explosivtuffen. Vom Riedberg lassen sich die Schichtköpfe der Agglomerate als maximal 30 m hohe Mauer fast 1 km weit gegen S verfolgen. Die übrigen Vorkommen stimmen im großen ganzen, abgesehen von kleinen Abweichungen, zur Darstellung in der Karte Ogilvie Gordons.

Unbekannt waren die Aufschlüsse gegenüber dem Bade „Romeslungs“ (Rumschlungs) sowie im innersten Wengental, östlich von Punkt 1848.

In einem grünlichgrauen bis braunen, tuffigen Bindemittel liegen zahlreiche Einschlüsse von hellen Gesteinsstücken, zumeist Kalken, die sich stets als beim Aufstieg des Magmas zertrümmertes Material der Buchensteiner Schichten erweisen. Viel spärlicher sind schwarze Hornsteine enthalten. In der wilden Runse am Paresberg-Westabsturze fand ich in zirka 1880 m Höhe im Verlande der Buchensteiner Agglomerate ein Stück *Pietra verde*. Sichere Einschlüsse von Gesteinen älterer Formationen waren nicht zu finden. In der Gegend des Riedberges sind manchmal kleine Augitporphyritbrocken zu beobachten. Die Verteilung der Einschlüsse ist sehr verschieden. Bald sind sie so gehäuft, daß das Bindemittel ganz zurücktritt, bald wieder sind in letzterem nur wenige Kalkstücke enthalten. Auch die Korngröße ist schwankend. Sie bewegt sich im allgemeinen um 1—3 cm. Ganz feinkörnige Lagen wechseln mit grobkörnigen. Stellenweise, z. B. am Abbruch des Riedberges gegen W, sind kleine Schollen von deutlich gebankten Buchensteiner Kalken enthalten. Die einzelnen Körner sind eckig, kantestumpf oder gerundet. Das Bindemittel ist Tuff, der bei angewitterten Agglomeraten ein schlackenartiges Aussehen annehmen kann.

In der Schlucht südlich der St. Vigiler Säge fand ich im dichten Tuff der untersten Agglomerate Pyrit in Würfeln und Kombinationen.¹⁾

Knapp unter dem Gipfel des Riedberges enthalten die obersten Agglomerate etwa 1 m unter der Hangendgrenze eine 5 cm mächtige Lage von dunklen Schiefen mit unbestimmbaren Ammonitenresten.

¹⁾ Nach Aussage des Müllers Compoyer in Wengen wurde Pyrit früher auch in den Felsen gegenüber der Mühle, wo ich ebenfalls Agglomerate kartierte, gesammelt.

Die Fundstelle liegt in zirka 1930 m Höhe am Abstieg vom Gipfel zum Punkt 1833.

Im Gelände bilden die Agglomerate steile, spärlich mit Gras überzogene Hänge oder deutlich gebankte Mauern (Riedberg-Westseite).

Ohne irgendwelche Anzeichen einer Grenze gehen aus den Buchensteiner Agglomeraten ganz allmählich dunkle Tuffe hervor. Eine Abtrennung dieses geringmächtigen Paketes ist in der Regel nicht durchführbar. Deshalb habe ich diesen Horizont in der Karte nicht eigens ausgeschieden, sondern zu den Agglomeraten geschlagen. Oberhalb der erwähnten Schiefer am Riedberg steht eine tiefschwarze Tufflage an, die Spuren einer *Daonella* und eines Ammoniten enthielt. Ob diese Tuffe noch zum Buchensteiner Horizont gehören oder schon Wengener Alter haben, bleibt unentschieden. Vermutlich handelt es sich um einen Teil dessen, was Ogilvie Gordon als „Palagonittuffe“ bezeichnet.

Da diese Tuffeinschaltung wie überhaupt die Grenze gegen die Wengener Schichten schlecht erschlossen und bisweilen (am Riedberg) schwer zugänglich ist, mußte ich auf eine genaue Untersuchung verzichten.

Bemerkenswert ist das vollständige Fehlen von primär gelagertem Augitporphyr. Hingegen sind zwei kleine Vorkommen von Plagioklas führenden Laven zu verzeichnen. Das eine liegt bei der St. Barbara-Kirche in Wengen, das andere im unteren Teile der Riedwiesen auf zirka 1600 m Höhe.

Wengener Schichten.

Als Wengener Schichten wurden in dieser Arbeit jene Tuffablagerungen von mittelladinischem Alter ausgeschieden, die abseits der Dolomitstöcke im Hangenden der Buchensteiner Agglomerate, genauer auf deren geringmächtiger Tuffauflagerung (s. oben), folgen.

Die Wengener Schichten sind ausschließlich auf den westlichsten Teil des Aufnahmegebietes beschränkt, von wo sie nach ihrer Entdeckung durch Lommel die Bezeichnung „Schichten von Wengen“ erhalten haben. Ein Vergleich meiner Eintragungen in die geologische Karte mit den bisherigen Aufnahmen läßt bedeutende Unterschiede hinsichtlich der Horizontalerstreckung erkennen. Während die älteren Karten zwischen dem Riedberg (1940 m) und der Holzknechtshütte im sogenannten Harrasserwald bei Punkt 1519 (Rauhtalseite) die Signatur für Wengener Schichten enthalten, bin ich auf Grund gewissenhafter Begehungen zur Ansicht gekommen, daß dies nur für den obersten Teil der Riedwiesen zutrifft, weil ich im tieferen Gehänge sichere Campiller Schichten (Fossilfunde usw.) nachweisen konnte. Auch im eigentlichen Wengen ist die Verbreitung der Wengener Schichten nicht so groß, als man bisher angenommen hatte. Mancher Aufschluß zeigte hier typische Buchensteiner Agglomerate.

Neu sind zwei Aufschlüsse im innersten Wengener Tal: nordöstlich bzw. östlich von Punkt 1848, ungefähr dort, wo die Dolomitwände des Neuner sich dem Paresberg nähern.

Ogilvie Gordon (50) hat eine Aufteilung der Tuffgruppe in „Palagonittuffe“ und Wengener Schichten (*sensu stricto*) versucht. Diese Gliederung konnte ich in diesem Gebiete nicht durchführen. An der Westseite des Riedberges (1940 m, oberhalb Wengen) habe ich den Übergang von den Agglomeraten zu den Wengener Schichten verfolgen können und dabei festgestellt, daß letztere bereits in ihren tiefsten Lagen auffallend große Ähnlichkeit mit jenem höheren Horizont aufweisen, den Ogilvie Gordon als Wengener Schichten bezeichnet. Außerdem kann man in den Halden am Westabsturze des Riedberges zahlreiche Fossilien (Wengener Typen) finden, die nur vom Oberrand jener hohen N-S streichenden Felsmauer stammen können, wo die Schichtgrenze (liegende Buchensteiner Agglomerate, hangende Wengener Schichten) verläuft. Diese Momente — lithologische Übereinstimmung und Fossilführung — haben mich also bewogen, den ganzen Tuffkomplex über den Buchensteiner Agglomeraten als Wengener Schichten zu bezeichnen. Übrigens fehlt es in den vegetationsreichen Böden der Wengener Schichten an hinlänglichen, namentlich an durchgehenden Aufschlüssen, die eine weitergehende Zergliederung gestatten würden.

Am Riedberg beginnen die Wengener Schichten mit dunklen, feinkörnigen, scharfkantig splinternden Tuffen, denen eiförmige Gebilde eingelagert sind, die man vielleicht als „Tuffbomben“ auffassen kann. Damit meine ich jene kopfgroßen, wohlgerundeten Tuffkugeln und -ellipsoide, auf welche schon Trautwein in seiner Arbeit über die Geißlergruppe (67) aufmerksam gemacht hat. Eine derartige Bombe kann man schälen wie eine Zwiebel, indem sich zahlreiche Schalen von $\frac{1}{2}$ bis 1 cm Dicke ablösen lassen, bis schließlich ein kleiner, relativ harter (weil unverwitterter) Kern von Nuß- bis Eigröße übrigbleibt.

Die Tuffschiefer sind meist ganz erfüllt mit Versteinerungen, vor allem Daonellen.¹⁾ Trotzdem will es nur selten gelingen, schöne und große Exemplare zu bekommen, weil die einzelnen Schalenklappen sich meist übergreifen. Gänzlich fossilfreie Tuffe habe ich nirgends auf größere Erstreckung verfolgen können. Selbst in grobkörnigen, grünen Tuffen waren noch vereinzelt Daonellen zu finden. Bezüglich der Verbreitung von Ammoniten habe ich die Beobachtung gemacht, daß kleine Formen fast überall vorkommen, größere Exemplare hingegen nur in den tiefsten und in den höchsten Horizonten enthalten sind. Verkohlter Pflanzenhäcksel ist hauptsächlich in feinkörnigen, grauen und blaßgrünen Tuffen eingebettet, gut erhaltene und bestimmbare Pflanzenreste sind sehr selten.

Auf diese etwa 3—5 m mächtige Bildung folgen dann schon die typischen Wengener Schichten: graue, graugrüne und grüne, äußerst feinkörnige Tuffe, die fast immer verkohlte Pflanzenreste und nicht selten auch kleine Ammoniten (*Trachyceras*-Formen) von 1 bis 2 cm Durchmesser beherbergen. Mit ihnen zusammen erscheinen dünntafelige, graubraune Tuffschiefer, welche die Hauptmasse der Wengener Schichten bilden. Daneben spielen graue Mergel und Schiefer, braunrote, kieselige Kalke und graue Kalksandsteine nur eine ganz untergeordnete Rolle.

¹⁾ Das massenhafte Vorkommen ist auch der einheimischen Bevölkerung seit langem bekannt und Anlaß zu einem regen Handel geworden. In Wengen werden die flachen, radial berippten Schalen der *Daonella* allgemein als „Sonnen“ bezeichnet.

Unweit des Paresberges treten vereinzelt, so z. B. in der Umgebung der Hirtenhütten bei Punkt 2023, braune Kalksandsteine und Kalke auf, die stark an Cassianer Schichten erinnern, von diesen sich jedoch durch das Vorwalten der Leitfossilien für die Wengener Schichten, *Daonella Lommeli* und *Posidonia wengensis*, unterscheiden. Aus einem derartigen Kalke stammt ein gut erhaltenes Exemplar von *Orthoceras elegans* Münster. Echte Cassianer Schichten wurden hier nirgends beobachtet. Die Nordgrenze ihrer Verbreitung liegt bereits südlich des Wengener Tales in den Armentara-Wiesen.

In fossilieren Tuffen der Wengener Schichten finden sich hübsche Pyritkugeln mit zirka 3 cm Durchmesser, die wahrscheinlich Hohlraumausfüllungen darstellen.

An manchen kleinen Ammoniten kann man einen roten Überzug beobachten, dessen Natur nicht zu ermitteln war. Vielleicht sind es feinste Ausblühungen von Manganverbindungen.

Gips konnte in den Wengener Schichten dieses Gebietes nicht gefunden werden.

Die Mächtigkeit der Wengener Schichten schwankt zwischen 50 und 150 m.

Nachfolgend bringe ich eine Zusammenstellung der von mir in den Wengener Schichten gefundenen Versteinerungen einschließlich einiger Museumsexemplare, die in der Liste mit + bezeichnet sind.¹⁾

<i>Daonella Lommeli</i> Wissm.	Oberhalb Alt-Wengen; oberhalb Ciablun; am Riedberg; in den Riedwiesen; im Paresberggebiet, und zwar nördlich und nordnordwestlich von Punkt 1868; ost-südöstlich von Punkt 2023.
<i>Posidonia wengensis</i> Wissm.	Wengen; Alt-Wengen; oberhalb Ciablun; im Paresberggebiet; nordnordwestlich von Punkt 1844 und ost-südöstlich von Punkt 2023.
<i>Avicula globulus</i> Wissm.	Fast überall zusammen mit <i>Daonella Lommeli</i> und <i>Posidonia wengensis</i> .
<i>Orthoceras elegans</i> Münster	Südlich vom Riedberg und ost-südöstlich von Punkt 2023.
+ <i>Trachyceras Archelaus</i> Laube	Wengen.
„ ? <i>doleriticum</i> Mojs. ..	Riedberg — SW.
„ sp.	Wengen; ober Alt-Wengen; nördlich von Ciablun; Riedberg; nordöstlich von Punkt 1868.
+ <i>Protrachyceras ladinum</i> Mojs.	Wengen.
+ <i>Joannites</i> n. f. ind.	Wengen.
„ cf. <i>trilobatus</i> Mojs.	Paresberg — S (nordöstlich von Punkt 1868).
+ <i>Monophyllites wengensis</i> Klipst. ..	Wengen.
„ cf. <i>wengensis</i> Klipst. ..	Riedberg — SE.
„ sp.	Riedberg — SW.
<i>Arcestes</i> sp.	Nordöstlich von Punkt 1868; in den untersten Wengener Schichten am Unterlauf des Rugsaldbaches (bei der Brücke).
<i>Proarcestes esinensis</i> Mojs.	Im Gehänge oberhalb Alt-Wengen.
Fischschuppe	Wengen.
Farnfederchen	Nördlich von Ciablun.
<i>Voltzia</i> Brongniart sp. indet. ...	Nordöstlich von Ciablun.
? <i>Zamites</i>	Wengen.

Im Gelände erweisen sich die Wengener Schichten als äußerst charakteristisches, leicht zu erkennendes Gestein. Sie bilden nur ganz

¹⁾ Aus dem „Museum Ferdinandeum“. Ohne nähere Fundortsangaben, aber der Vollständigkeit halber hier einbezogen.

selten steile, kahle Hänge. Fast immer sind sie — oft zum Leidwesen des Geologen — unter einer üppigen Vegetationsdecke verhüllt. Ihre Fähigkeit, das Niederschlagswasser wie ein Schwamm zu sammeln und langsam wieder abzugeben, macht sie zum wichtigsten Quell- und Kulturhorizont des Gebietes. Quellen versiegen erst nach monatelanger Trockenheit. Die Wasseraufspeicherung hat aber auch Sumpfbildungen und Solifluktionen im Gefolge, wovon man sich am besten innerhalb Spessa sowie oberhalb der Siedlungen Campeï, Rung und Biej überzeugen kann. An den genannten Orten sind Fließbewegungen nach Art eines zähflüssigen Breies erfolgt. Daß das Gelände auch heute noch in Bewegung ist, verraten schiefstehende Bäume, frische Rutschstellen, Risse usw.

Das Verwitterungsprodukt der Mergel ist ein zäher blaugrauer Lehm, jenes der Tuffe und Schiefer¹⁾ eine dunkle fruchtbare Erde. Ehemals eine Alpe, ist Wengen heute dank seiner guten Böden durch jahrhundertelange Bearbeitung eine relativ dichtbesiedelte Berggemeinde geworden.

Schlerndolomit.

Im Gebiete östlich des Rauhtales setzt sich die Rifffbildung durch die ganze ladinische Stufe hindurch fort. Von der Ablagerung des Mendeldolomits an bis in die karnische Stufe (Raibler Schichten) herrscht rein dolomitische Fazies. Der Schlerndolomit umfaßt hier die Horizonte der Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten.

Verbreitung: im E des Rauhtales beteiligt er sich am Aufbau des Gebirges zwischen St. Vigil und dem Pragser Wildsee und reicht dabei noch beträchtlich über das Aufnahmegebiet hinaus in die nordwärts anschließenden „Olinger Dolomiten“. Die bedeutendsten Erhebungen in dieser Zone sind: Piz da Peres (2507 m) und Dreifingerspitz (2475 m), getrennt durch das Foscheduratal vom Paratscha oder Col di Latsch (2451 m) und Campospitz (2331 m). Die nördliche Einfassung des Grünwaldtales, die sogenannte Hochalpe, mit ihrem östlichen Ausläufer, dem Schwarzen Berg (2088 m), liegt ganz im Schlerndolomit, im S des Tales sind nur mehr zwei größere Erosionsreste erhalten geblieben. Zirka 8 km weiter südlich taucht infolge einer Verwerfung der Schlerndolomit an den Südstürzen der Eisengabel auf. Hier bildet er in 2000 m Höhe im Liegenden der Raibler Schichten eine kleine Felsflucht. Dieser Aufschluß ist das einzige Vorkommen sichtbaren Gesteins ladinischen Alters im Innern des Sennes-Fanes-Hochlandes.

¹⁾ Die Analyse eines Wengener Tuffschiefers ergab (26):

CaCO ₃	80.4
SiO ₂	16.0
Fe ₂ O ₃	1.4
Mn ₂ O ₄	1.0
H ₂ O.....	1.1
Spuren von Chlor, Schwefelsäure und Phosphorsäure.	

Summe.. 99.9

Der Schlerndolomit ist ein massiger, häufig in mächtige, viele Meter dicke Bänke (Krippesgebiet) gegliederter Dolomit von schneeweiß bis grauer Farbe. Untergeordnet treten wohl auch rötliche, gelbe, graue, auch graublaue und braune Farbtöne auf (S und SW der Hochalpenhütten). Hingegen konnte ich rote, schieferige Lagen hier nirgends bemerken. Die Verwitterungsfarbe ist grau, durch Eisenverbindungen auch gelb und rötlich. Im allgemeinen ist der Schlerndolomit ähnlich wie der Mendeldolomit ziemlich feinkristallin und porös bis drusig. Mitunter ist er auch dicht und dann fast immer kieselig ausgebildet, was durch Strichproben festgestellt wurde (Kreuzjoch—Hochalpe). Eine kalkige Entwicklung des Schlerndolomits habe ich im Gebiete nicht beobachten können.

Die obersten Schlerndolomitlagen sind am Campospitz (östlich vom Paratscha) ganz erfüllt mit oolithischen Bildungen von 1 bis 2 cm Durchmesser, die beim Betupfen mit verdünnter Salzsäure schwach brausen. Bemerkenswert ist ferner das Auftreten von „Großoolithischen Strukturen“, welche in der Anwitterung eine knollig-höckerige Oberfläche zeigen. Sie sind sicher auch eine fossile Sinterbildung, ähnlich den Großoolithen im gleichaltrigen (ladinische Stufe) Wettersteinkalk der Nördlichen Kalkalpen.

Für die höchsten Schlerndolomitlagen bezeichnend ist auch eine aus der Ferne (etwa von der Krippesalpe gegen Cacagnares) gut sichtbare Bankung, bzw. Schichtung.

Bestimmbare Fossilien konnte ich nirgends finden.

Östlich und westlich vom Kreuzjoch ist der Schlerndolomit auffällig stark mylonitisiert, ohne daß man jedoch „Mylonitzonen“ abgrenzen kann.

Die Mächtigkeit beträgt, soweit sie sich im Rauhtal und im Grünwaldtal schätzen läßt, mindestens 500 m.

Der Schlerndolomit zählt daher auch in den St. Vigiler Dolomiten zu den Hauptfelsbildnern. Steile Hänge und pralle, nur von wenigen Klüften durchzogene Wände mit Ansätzen zu schlanken Türmen (Nordseite des Paratscha) sind für ihn charakteristisch. Tief eingeschnittene, mit Bergsturzmaterial und Schutt erfüllte Täler verleihen der Landschaft ein eigenartiges Gepräge.

Der Schlerndolomit zeugt wenig fruchtbare Böden, bloß auf den Höhen der Hochalpe kann eine ärmliche Almwirtschaft betrieben werden. Die Felsen sind brüchig, nur dürrig mit Gras und Latschen bewachsen. In tieferen Lagen stocken auf dem Schlerndolomit schütterere Föhren-, Fichten- und Lärchenwälder.

Raibler Schichten.

Vollkommen konkordant liegen zwischen dem Schlern- und Dachsteindolomit als Sedimente der karnischen Stufe die Raibler Schichten eingebettet.

Im N des Aufnahmebezirkes lassen sich ihre Schichtköpfe als schmales, gelbgrünes Band vom Herrstein über Punkt 1705, einer Felskanzel am Südostufer des Pragser Wildsees, mit mehreren durch Schutthalden verursachten Unterbrechungen gegen Krippes und dann rechtwinklig nach

S abbiegend über Punkt 2011 entlang der Runse „Rü de Würz“ bis ins Rauhtal verfolgen, wo sie unter einem großen Schuttkegel verschwinden. Auf ihre Fortsetzung unter der heutigen Rauhtalsole weisen die Vorkommen im Kessel von Fanès. Dort zeigt der südlich von Pederü liegende, nach N offene Quelltrichter bei günstiger Beleuchtung die charakteristische grünliche und rötliche Gesteinsbänderung der Raibler Schichten in der oberen Hälfte der Böschung. Gegen 200 m südlich bilden sie in der Talweitung dann wieder die untersten Felspartien zu beiden Seiten. Am Südgehänge der Eisengabel trifft man vereinzelte, dünn-geschichtete Aufschlüsse 2 1/2 km weit gegen W. Im SE, wo sie sich durch ihre bunte Färbung auffällig von den überlagernden Dachsteindolomitwänden des Valsé abheben, biegen sie zum tiefen Einschnitt bei Punkt 2360 hinauf. Ihre östlichst erschlossene Fortsetzung liegt im Vallon da Mez.

Wo sich die Raibler Schichten nicht schon morphologisch zu erkennen geben, erleichtern ihre lebhaften, dabei aber immer unreinen Farbentöne die Unterscheidung vom Nachbargestein. Alle Farbenschattierungen von rot, gelb, grün, blau, braun bis dunkelgrau sind hier vertreten.

Am besten lassen sich die eigenartigen, sehr wechselnden lithologisch-petrographischen Verhältnisse in einem Detailprofil veranschaulichen;

Profil auf Cacagnares, dem Einschnitte von Punkt 2013 am Übergang von Krippes ins Grünwaldtal:

Liegendes: Dünnebankter Schlerndolomit.

Die untersten Partien der Raibler Schichten, eventuell noch oberste Schlerndolomitlagen, bilden eine Folge von dünn-geschichtetem Dolomit, wobei härtere, der Erosion besser widerstehende Lagen mit weichen, zu feinem Grus verwitternden Bänken wechsellagern. Es ist ein feinkörniger, kristalliner Dolomit, der meist gelblich verwittert und bisweilen dünne Krusten von Brauneisenerz trägt.

Darüber folgt ein dem beschriebenen ähnlicher, in der Verwitterung aber doch nicht so intensive Färbung zeigender Dolomit, dem in stratigraphisch höheren Lagen in geringer Mächtigkeit leicht verwitternde, rote, grünblaue bis grüne, dolomitische Mergel (mit verdünnter Salzsäure schwach brausend) eingeschaltet sind.

Hierauf beginnt ein mehrfacher Wechsel von dünnen Dolomitbänken mit mürben, zu dunklem, manchmal fast schwarzem Mulm verwitternden, braunen und grünen Dolomitmergeln und Schiefern. Auch eine kalkige Bank wurde beobachtet. Aufschlüsse am tiefsten Punkte des Sattels.

Die höheren Horizonte werden durch eine Reihe von Dolomitbänken mit weichen, verwitterten Zwischenlagen gebildet, deren genaue Untersuchung infolge Verschüttung unmöglich ist.

Hangendes: Wohlgeschichteter Dachsteindolomit.

Die beschriebenen Ablagerungen sind nur an der Westseite des Überganges erschlossen. Die Ostseite ist vollkommen von Schutt verhüllt.

Die Gesamtmächtigkeit der Raibler Schichten erreicht hier zirka 30 m.

Von den Raibler Schichten auf der Südseite des Krippetales gibt Frau Ogilvie Gordon (50, S. 326) ein Profil, das sie südöstlich der unteren Hütten aufgenommen hat, das sich aber nicht ganz mit meinen Beobachtungen deckt. Die wiederholten Bemühungen, ein lückenloses Profil von dieser Lokalität zu bekommen, scheiterten leider an der Unzugänglichkeit einiger wichtigen Stellen. Immerhin kann ich aber folgende neuen Gesteinstypen angeben, die ich bei verschiedenen Begehungen im Gebiete südöstlich der unteren Krippeshütten gesammelt habe:

a) Ziemlich verbreitet ist ein grünlichgrauer, hell anwitternder Dolomitmergel mit starkem Tongeruch. Mit verdünnter Salzsäure betupft, braust er nur ganz schwach.

An frischen Bruchstellen, besonders aber an der angewitterten Oberfläche, sind zahlreiche Brauneisenerzkörner von unregelmäßiger bis kugeliger Gestalt (Kügelchen bis 2 mm Durchmesser), mitunter auch krustenförmige Überzüge zu beobachten.

b) Ein zumindest für obigen Fundort bisher nicht bekanntes Gestein fand ich an verschiedenen Stellen im Schutt der Raibler Schichten, nämlich einen hochkristallinen, dunkelrot und grün gefärbten Dolomit, der bei flüchtiger Betrachtung einen feinkörnigen Crinoidenkalk vortäuschen könnte. Die Behandlung mit verdünnter Salzsäure ergab überraschenderweise völlige Dolomitisierung. Bemerkenswert ist, daß in der Gesteinsprobe viele Querschnitte von Crinoiden zu sehen sind.

c) Nordwestlich von Punkt 2011 ist in einer Mächtigkeit von mehreren Metern ein graublauer Kalk mit Kieselknollen erschlossen.

d) Eine oolithische Bildung: Winzige Eisenerzkügelchen, bis 1 mm Durchmesser, von radialstrahligem Bau und gelbbrauner Kernpartie sind durch ein dunkelrotes (? limonitisches) Bindemittel verkittet.

Die übrigen Gesteinstypen sind schwach kalkig bis rein dolomitisch. Zum Teil sind es graue, grobspätige Dolomite, denen kleine Rasen von Dolomitekristallen aufsitzen, oder bunt, gelb und rötlich gefärbte, feinkörnige dolomitische Bänke, die besonders für die mittleren Horizonte charakteristisch sind.

Ogilvie Gordon (50, S. 326) hat erstmalig die Raibler Schichten dieses Gebietes auch paläontologisch belegen können. Die Fossilführung ist nur ganz gering. Am häufigsten sind Steinkerne oder Hohldrücke von *Megalodonten*.

Ich fand in den Raibler Schichten folgende Versteinerungen:

<i>Apiocrinus</i> sp.	} Krippestal, nördlich von Punkt 2011.
<i>Myophoria</i> sp.	
<i>Megalodon</i> sp.	

Morphologisch treten die Raibler Schichten besonders auffällig in Erscheinung. Sie bringen eine wohlthuende Abwechslung in die überwältigende Szenerie der kahlen, bleichen Dolomitmassen durch Farbenwechsel, Gliederung des Aufbaues, Wasserspeicherung und Vegetationsförderung. Bei flachem Einfallen treffen wir sie als begrünte Terrasse, die das Liegende schützt, bei steilerem (Cacagnares, Forcella) entstehen infolge der leichteren Verwitterbarkeit (selektive Erosion) tiefe Einschnitte, welche den Verkehr begünstigen und Weganlagen erleichtern.

Dachsteindolomit.

Die Raibler Schichten werden im ganzen Gebiete vom Dachsteindolomit überlagert. Die alte Bezeichnung „Dachsteinkalk“ für dieses Gestein ist nach den neueren Forschungen unhaltbar geworden, weil für die höchsten, kalkig entwickelten Partien liasisches Alter festgestellt wurde (34). Der Dachsteindolomit umfaßt in den St. Vigiler Dolomiten die norische und — wie in den folgenden Kapiteln noch begründet wird — auch noch die rhätische Stufe.

Die weite Verbreitung des Dachsteindolomits geht aus der Karte deutlich hervor. Als gewaltige Riffplatte erstreckt er sich über einen Großteil des Gebietes und bildet die weiten Dolomitekessel von Sennes-Fanes, in denen auch noch jüngere Gesteine zum Absatz gekommen sind. Eine Reihe von bekannten, wenn auch nicht höchsten Gipfeln, liegen im Dachsteindolomit: im S die Laviniores (2460 m), die Croda de grand Vallon (2612 m) und der Falé (2268 m), im W — jenseits des tief eingeschnittenen Rauhtales — die Eisengabel (2532 m) und

der Paresberg (2397 m). Im N flankiert der Monte Sella di Vigil (2669 m), der Ricegon (2652 m) und die Senneser Kaarspitze mit 2663 m. Am Aufbau der übrigen höchsten Spitzen beteiligt sich ebenso wie an der Einfassung der Hochfläche von Sennes im E (Hohe Gaisl) vorwiegend Liaskalk.

Über den bunten Mergelschiefern der Raibler Schichten folgt zunächst ein im Handstück dem Schlerndolomit sehr ähnliches Gestein, das aber im Gegensatz zu diesem auffallend gute Schichtung zeigt. Es ist ein heller, ziemlich reiner Dolomit, von zahlreichen Hohlräumen durchzogen, deren Wände mit Calcit- und Dolomitrasen besetzt sind. Auch äußerlich zeichnet sich der Dachsteindolomit durch seinen Reichtum an aufgewachsenen Kristallen aus, die Größen bis zu 3 cm erreichen können. Der höchste Horizont ist häufig mit bis zu 1 dm dicken, schön gebänderten Sinterbildungen überzogen, deren parallel angeordnete Individuen senkrecht zu den Schichtflächen stehen.

Etwa 100 m über der Liegendgrenze treten im Verlande des Dolomits dünne, gelbgrüne Einlagerungen von dolomitischen Mergeln auf, die aus der Ferne Raibler Schichten vortäuschen können. Gut zu beobachten ist diese Erscheinung zwischen Krippes und Tamers. Ähnlich verhält es sich im innersten Wengental mit einem kleinen Vorkommen nord-nordöstlich von Punkt 2003 und vielleicht — nach unverbindlichen Fernbeobachtungen — auch am Fuße des Neuner (Nonores) und am Armentaraberg in der benachbarten Kreuzkofelgruppe.

Die Hauptmasse des Dachsteindolomits ist gleichmäßig dolomitisch entwickelt. Eine rein kalkige Ausbildung habe ich nirgends getroffen. Schwach kalkige, aber nicht horizontbeständige Lagen sind allenthalben zu konstatieren.

Im frischen Bruch ist der Dachsteindolomit stets hell (weiß bis grau oder mit einem Stich ins Rötliche), in der Anwitterung weiß, grau, gelb, ockerfarben und braun. Die höchsten Bänke sind oft schneeweiß und hochkristallin.

Vom normalen Gesteinscharakter abweichende Verhältnisse sind sehr selten. Am Kleinen Seekofel ist in der steilen Rinne, die von der Scharte bei Punkt 2614 in das Grünwaldtal zieht, eine himbeerrote dolomitische Lage erschlossen.

In den untersten Felsen knapp über den ausgequetschten Wengener Schichten an der Südseite des Paresberges kommt dichter Hornstein vor. Das Lagerungsverhältnis ist dort recht eigenartig. Man sieht eine zirka 2 m mächtige Anhäufung von roter und grünlichgrauer Hornsteinsubstanz, deren randliche Partien sich in kleine Apophysen auflösen, die das umgebende Gestein wurzelartig durchziehen. Aus der Literatur ist mir etwas damit Vergleichbares bisher nicht bekannt geworden. Dasselbe Gestein beobachtete ich auch als Haldenstück im Graben westlich vom Paresberg in zirka 1820 m Höhe.

Im oberen Krippestal und im Bereiche der Alpe Fodara Vedla kann man sehr häufig mylonitisierten Dolomit finden. Scharf begrenzte Mylonitzonen lassen sich jedoch auch hier nicht feststellen. Die Gesteinszertrümmerung an der Kriegsstraße auf Fodara Vedla rührt z. T. von Sprüngen her.

Im gletschergerundeten Terrain nordnordöstlich vom Monte Sella di Sennes, u. zw. nordnordwestlich von Punkt 2334 zeigt der Dachsteindolomit bescheidene Ansätze zur Verkarstung, die sich aber mit jener der Liaskalke kaum vergleichen lassen.

Der Dachsteindolomit ist dem Alter nach der zweite Hauptfelsbildner in den St. Vigiler Dolomiten. Seine größte Mächtigkeit erreicht er im Rauhtal bei Tamers mit fast 1000 m.

Er birgt eine individuenreiche, aber artenarme Fauna, von der jedoch meist nur mehr die Steinkerne oder Hohldrücke erhalten sind. Beim Zerschlagen des Gesteins spalten häufig diese Steinkerne längs vorgezeichneten Klüften, so daß nur selten etwas Bestimmbares übrigbleibt. Meine Funde waren:

<i>Myophoria</i> sp.	Krippes, Fodara	Vedla	
<i>Megalodon</i> sp.	"	"	Rauhtal, Paresberg.
<i>Turbo</i> sp.	"	"	"

Für die Gestaltung des Landschaftsbildes ist der Dachsteindolomit hier ausschlaggebend. Es sei nur auf das Rauhtal verwiesen, dessen großartige Felsszenerie zur Hauptsache im Dachsteindolomit liegt. Dort läßt sich der Gesteinscharakter am besten studieren: steile, schroffe, mit Schutt überstreute Hänge wechseln mit prallen, fast horizontal geschichteten Wänden (Tamerser Wand). Wo der Dolomit nicht mehr von jüngeren Gesteinen überlagert wird, ist er häufig in herrliche Kanzeln, Zinnen und Zacken aufgelöst. Aus steilen bis zum Oberrande der Felsen reichenden Runsen haben sich mächtige Schuttströme des leicht zerbröckelnden Dolomits in das Tal ergossen und am Fuß der Wände fächerförmig angelagert. Auf dem Hochplateau von Sennes hingegen bietet er ein ganz anderes Bild: soweit nicht die Kalke des Unteren Jura den Dachsteindolomit bedecken, bildet dieser ein sanftwelliges, hügeliges, von keinerlei Steilstufen unterbrochenes Gelände, auf dem u. a. die Sennesalpe liegt.

Auf dem Dachsteindolomit vermag sich in der Regel nur eine dünne Humus- und Vegetationsdecke zu bilden. Das Verwitterungsprodukt ist ein wenig fruchtbarer kantiger Grus. Quellen sind im Dolomitgebiet sehr selten. So entspringt beispielsweise im ganzen Niederschlagsbereiche zwischen dem Seekofel, Monte Sella und den Sennesalmhütten keine einzige Quelle. Nur zwei periodische Wasseraustritte liefern nach starken Niederschlägen für einige Tage Wasser. In Mulden und dolinenartigen Vertiefungen, in denen durch Zusammenschwemmung feinen Materials eine wasserundurchlässige Schichte gebildet wird, kann eine üppigere Flora gedeihen. Hier sammelt sich das Wasser in kleinen Tümpeln, die im Sommer den Rinder- und Schafferden zur Tränke dienen.

Innerhalb der Baumvegetationsgrenze ist der Dachsteindolomit schütter mit Fichten, Lärchen, Zirben und Latschen bestockt. Im unteren Fanestal trifft man auch Rotbuchen. An Stelle der ausgedehnten Weideflächen stand früher wohl auch auf dem Sennesplateau ein schöner Zirbenwald. Die abnehmende Luftfeuchtigkeit, Blitzschlag und Rodung, der wachsende Holzbedarf der Almbewohner und Schlägerungen für Kriegsbauten haben diesen Wald für lange Sicht, wenn nicht für immer, vernichtet. Spärliche Holzreste erinnern noch daran, daß auch die Hochfläche nördlich der Hütten, wo heute weit und breit kein Baum mehr steht, wie manch andere Hochgebirgsgegend vor nicht so langer Zeit bewaldet war. (Siehe auch J. J. Stafflers „Tirol und Vorarlberg . . .“, II. Teil, 2. Band. Innsbruck 1844.)

Jura.

Im Gegensatz zur Vollständigkeit und Gründlichkeit, mit welcher seit v. Richthofen und v. Mojsisovics die Stratigraphie der permischen und triadischen Stufen bis in den Dachsteindolomit erforscht und beschrieben wurde, läßt die literarische Bearbeitung der geologischen Verhältnisse am Übergange der Trias in die Juraformation noch manche Lücke erkennen. Wie steht es mit dem Rhät? Wie vollzog sich der Übergang vom Dolomit zum Kalk? Welche stratigraphische Stellung nehmen die „Grauen Kalke“ ein? Alle diese Fragen harren noch einer näheren Prüfung. Der Grund liegt weniger in einer Vernachlässigung dieser allerdings recht zeitraubenden und mühevollen, weil meist in der Felsregion zwischen 2000 und 3000 m vorzunehmenden Untersuchungen, als in dem unbefriedigenden Arbeitserfolg, der durch den Mangel hinreichender Aufschlüsse an den zugänglichen Stellen sowie durch das Versagen paläontologischer Beweisversuche bedingt wird. Letzteres hauptsächlich deshalb, weil aus dem harten, unregelmäßig splittrenden Gestein in den seltensten Fällen bestimmbare Fossilien herauszubringen sind.

Es fehlt auch bei älteren Autoren nicht an Versuchen, diese Lücken zu beseitigen. So berichtet schon Loretz vom Seekofelgebiet recht anschaulich:

„Eine kurze Strecke vom südlichen Ende des See's“ (Prager Wildsee) „steigt die gewaltige Steinmasse des Seekofels auf; seine obere Hälfte gehört schon denselben wohlgeschichteten, mächtigen Kalkbänken an, welche auch die obere Partie des Hochgaisls bilden . . . In der Schlucht zwischen Seekofel und Roßkofel vom Prager Wildsee aus aufsteigend, gelangt man an die Untergrenze jener Kalkbänke.“ (44, S. 350.)

„Da, wo der Hauptdolomit das Gebirge nach oben noch nicht abschließt, sieht man über ihm eine ebenfalls sehr mächtige Kalkbildung folgen. Es ist das ein dichter, heller, weißer, grauer, gelblicher, rötlicher, auch wohl etwas marmorierter echter Kalk mit mattem, etwas splittigem Bruch, in dicken, festen Bänken, mit kaum hervortretenden Zwischenlagen geschichtet; nach Material und Schichtung von unten bis oben sehr gleichmäßig sich verhaltend, wohlgeschichtet. So viel Ähnlichkeit er im Punkt der Schichtung mit dem Hauptdolomit hat, so sehr unterscheidet er sich von letzterem in der Beschaffenheit des Materials und dessen Verhalten den zerstörenden Einflüssen gegenüber. Wo länger dauernde Verwitterung gewirkt hat, da kontrastieren die abgerundeten, gleichmäßig verlaufenden Formen dieses Kalkes, wie im Fragment so im Gebirge, von dem scharfen, eckigen Wesen des Dolomits, um den petrographischen Unterschied auch äußerlich anzudeuten; und an solchen Stellen tritt dann auch wohl der Grenzverlauf einigermaßen hervor, wo jedoch frischere Abbrüche oder überhaupt steilere Wände sind, da ist der Grenzverlauf aus der Entfernung, so scharf man auch hinsieht, schwer zu verfolgen, eben wegen der gleichmäßigen Bankschichtung, die sich aus dem Dolomit in den Kalk fortsetzt, und noch mehr wegen des gänzlichen Mangels weicherer, mergeliger Zwischenschichten. Selbst beim Überschreiten einer solchen Grenzlinie ist man leicht unvermerkt aus dem Gebiet des Hauptdolomits in das des auflagernden Kalkes versetzt. Nur stellenweise scheinen breccienartige Gebilde auch in Bänken geschichtet in der Nähe der Grenze vorzukommen, doch treten sie wenig hervor.“ (45, S. 565.)

„Die Grenze des Hauptdolomits gegen den aufgelagerten Kalkkomplex pflegt nicht scharf hervorzutreten. An vielen Punkten stellen sich an ihr breccienartige Bänke mit eisenoxydreichem Bindemittel ein.“ (44, S. 622.)

Loretz war der Lösung dieser Abgrenzungsfrage sehr nahe gekommen, er vermochte aber das Wesentliche nicht zu erfassen.

Es war Klebelsberg (34) vorbehalten, die untrüglichen Merkmale dieser Formationsgrenze herauszufinden.

Klebelberg hat im Jahre 1926 die Trias-Jura-Grenze am Pragser Seekofel und im Gebiete der Sennesalpe näher untersucht und ist dabei in Übereinstimmung mit seinen am Kreuzkofel gesammelten Erfahrungen zur Ansicht gekommen, daß die Grenze zwischen Dachsteindolomit und Jurakalk durch einen Aufarbeitungs- und festländischen Verwitterungshorizont (Bohnerz) angezeigt wird.

Da es mir gegläückt ist, die von Klebelberg gefundene Trias-Jura-Grenze vom Seekofel nach S zwischen Gader und Boite bis zur Linie Wengen—Antonijoch—Fanestal, also für das ganze Aufnahmegebiet, weiter zu verfolgen und lückenlos zu kartieren, wird dieses Kapitel ausführlicher behandelt.

Trias-Lias-Grenze.

Wo der Dachsteindolomit noch nicht zu jenen für die Südtiroler Dolomiten so charakteristischen, zerklüfteten Felsruinen rückgewittert oder in turmähnliche Einzelformen aufgelöst ist, dort verdankt er seine Konservierung dem Schutze einer jüngeren Gesteinsdecke. Einer vorwiegend grauen, deutlich geschichteten, in der Anwitterung gerundeten, schrafftigen Kalkauflagerung, die bisher teils als Dachsteinkalk, teils als Lias beschrieben wurde und — wie noch ausgeführt werden soll — in ihrer Gesamtheit dem Unteren Jura angehört.

Diese Kalkbänke ruhen nicht unmittelbar auf dem Dachsteindolomit. Im kartierten Gebiete sind sie überall durch eine in ihrer Ausbildung und lithologischen Zusammensetzung von Stelle zu Stelle zwar sehr verschiedenartige, aber durchaus charakteristische Zwischenlage vom liegenden Dachsteindolomit abgetrennt. Diese Trennung besteht teils

in einer Wechsellagerung von Kalk und Dolomit, teils
aus Aufarbeitungsprodukten dieser und ortsfremder Gesteine.

Ersteres Grenzverhältnis ist hauptsächlich auf einen etwa 7 km langen, diagonal über das Sennesplateau verlaufenden Streifen beschränkt, welcher vom Col Fozzeres, genauer von der Schäferhütte „Plampescü“, in NW-SE-Richtung über die Alpe Fodara Vedla bis ins Boitetal hinunterreicht und sich jenseits am Monte Cadini fortsetzt.

Die Schichtköpfe der Wechsellagerung treten am Unterrande einer senkrecht gegen das Rauhtal abfallenden Felswand zutage, die von der Mulde bei Plampescü als durchschnittlich 100 m hohe Mauer gegen SSE streicht und im Abschnitte, wo sie den Fahrweg Pederü—Sennes erreicht, an Steilheit und Höhe abnimmt, um sich allmählich im welligen Terrain der Alpe Fodara Vedla zu verlieren. Weiterhin gehen die Ausstriche über das Südgehänge des Col Piera Maura, queren nordöstlich vom sogenannten „See“ den im Krieg angelegten Fahrweg Fodara Vedla—Alpe Stava, biegen dann an die Lavinioreshänge bis auf 2180 m hinan und steigen schräg durch den steilen Osthang zum Boitetal hinab. Sie folgen dort annähernd einer Schlucht, die halbwegs zwischen La Stuva und Son Pausas den Boite erreicht. Auf der gegenüberliegenden Talseite verfolgte ich die Wechsellagerung über mein Arbeitsgebiet hinaus noch ein Stück weit an den Monte Cadini.

Nördlich Fodara Vedla, wo der von den Hütten aufsteigende Almweg mit dem horizontal von E her einmündenden Fahrweg zusammen trifft, taucht sie in steilstehenden Bänken auf.

Auch eine Begehung des Gebietes nordöstlich vom „See“ (östlich Fodara Vedla) führt durch diesen Schichtenwechsel. Mag man den alten Steig nach Campo Croce oder den gut angelegten Fahrweg benutzen, in beiden Fällen bleibt man etwa $\frac{1}{4}$ km weit im Liaskalk, bis man wider Erwarten eine Gesteinsbank von ausgesprochener Dolomitfazies überschreiten muß, die der Geübte bald als Dachsteindolomit erkennen wird. Man befindet sich eben noch im Bereiche der Wechsellagerung, betritt zuerst eine der flach gegen NE fallenden Liasbänke, gelangt beim Ansteigen oder Fallen des Weges auf eine durch Farbe und besser begrünzte Oberfläche abstechende Dolomitschicht (in diesem Falle die höchste der Wechsellagerung) und bleibt dann für das übrige Wegstück im verkarsteten Liaskalk.

Im NE wird der erwähnte $1-1\frac{1}{2}$ km breite Diagonalstreifen durch eine schnurgerade Störung abgeschnitten. Infolge Verwerfung längs dieses Bruches ist die Trias-Jura-Grenze dort nicht sichtbar.

Einzelne kleinere, auf der Hochfläche von Sennes verstreute Buckel von Kalk auf Dolomit oder umgekehrt, Dolomit auf Kalk, also stratigraphische Fenster und Halbfenster, von denen einige in der Karte dargestellt werden konnten, sind wohl auch noch als Abrasionsreste des Wechsellagerungspaketes zu deuten, dann verliert sich dieses Grenzverhältnis und läßt das zweitgenannte an seine Stelle treten.

Die Wechsellagerung umfaßt am Sennesplateau ein durchschnittlich 5 m mächtiges Schichtpaket, in welchem je zirka $\frac{1}{2}$ m dicke Lagen Liaskalk und Dachsteindolomit fünf- bis sechsmal untereinander abwechseln. Wie die Kalklagen sich vom hangenden Liaskalk weder im großen noch im Handstück unterscheiden lassen, so gleichen die zwischengelagerten Dolomitmäntel in Farbe und petrographischer Beschaffenheit dem obersten, schneeweißen bis gelblichen, zuckerkörnigen Dachsteindolomit vollkommen.

Angewittert treten die Schichtköpfe der Kalktafeln infolge der größeren Widerstandsfähigkeit gegen atmosphärische Einflüsse wulstig zwischen den abbröckelnden Dolomitmänteln vor.

Die beschriebene Schichtfolge erweist sich hier so klar als primär-sedimentär, daß Überschiebung oder isoklinale Faltung nicht in Frage kommen. Auch ein Auskeilen der Schichten ist nicht zu beobachten.

Es muß hier zur Zeit der Regression des Triasmeeres eine sehr regelmäßig abwechselnde, tafelförmige Sedimentation in 10 bis 12 Ablagerungsphasen erfolgt sein, die sich vermutlich auf eine größere Fläche erstreckt hatte. Gleichsam ein Wettbewerb verschiedener Bildungsbedingungen, in welchem die neuen die Oberhand gewannen.

Das Auftreten dieser Wechsellagerung gibt nicht nur einen wertvollen Anhaltspunkt für die Kartierung der an sich schwer auffindbaren Grenze zwischen Trias und Lias, es scheint mir auch in anderer Hinsicht wichtig zu sein. Nach der bisherigen Annahme umfaßt der Dachsteindolomit in den Südlichen Kalkalpen die norische und vielleicht auch Teile der rhätischen Stufe. Weil man nun in den St. Vigiler Dolomiten an der

Wechselagerung den Übergang vom Dachsteindolomit in den sicheren Liaskalk ohne Schichtlücke verfolgen kann, wird man wenigstens in diesem Falle den oberen Dachsteindolomit noch als rhätisch betrachten dürfen.

Im seitlichen Anschlusse an die Wechselagerung sowie im ganzen übrigen Aufnahmegebiete erscheint im gleichen stratigraphischen Niveau unter den Kalken die zweite Form der Grenzschichten. Soweit die oft hoch in den Wänden durchziehende Trias-Lias-Grenze überhaupt zugänglich ist, läßt sich dort ein mehr oder weniger deutlich ausgebildeter, aus Breccien, Konglomeraten, Sandsteinen oder Rauhwacken bestehender Aufarbeitungshorizont nachweisen. Wo der Zutritt zum anstehenden Gestein verwehrt bleibt, darf man mit Sicherheit rechnen, derartiges Trümmergestein in unmittelbarer Nähe der Ausstriche, z. B. auf Felsgesimsen und in den Schutthalden am Fuße der Wände zu finden. Nur im Bereiche der Wechselagerung sucht man sie vergebens.

Da diese Trennungsschichten nirgends auf größerer Fläche denudiert liegen und weil ihre Ausstriche vom Liaskalk überlagert sind, infolgedessen flächenhaft nicht erscheinen, sind die Fundstellen in der Karte mit liegenden Kreuzchen bezeichnet.

Relativ häufig sind diese klastischen Gesteine im Seekofelgebiete, woher sie zuerst Klebelsberg (34, S. 345ff.) beschrieben hat. Seine Fundorte waren die Halden südlich vom Prager Wildsee und eine Wandflucht in 2150 m Höhe am Wege zur Egerer Hütte. Gleichartige Gesteine sind auch im oberen Teile der steilen, schuttgefüllten Rinne, die westlich vom Kleinen Seekofel zur Grünwaldalpe hinabzieht, sowie südlich des Großen Seekofels in der Gegend von Punkt 2309 zu treffen.

Am Monte Sella di Sennes streichen die Grenzschichten an der Nordwestflanke und östlich vom Gipfel aus, an beiden Orten auf einer Höhe von über 2600 m. Charakteristische Stücke kann man in den Halden oberhalb Punkt 2415 und am Nordabsturze sammeln. Auch im Rauhtal wird ein guter Beobachter bald auf derartige Gesteinstrümmer stoßen. Die im Schutt längs der Rauhtalstraße nordwestlich von Tamers vorkommenden Stücke stammen wahrscheinlich auch aus den Felswänden des Monte Sella di Sennes und ihrer Fortsetzung gegen S.

Auf der Hochfläche von Sennes sind solche Grenzbildungen seltener. Anstehend treten sie am Col Fozzerres, unweit vom Punkt 2323 und westlich vom Col di Siores auf. Diese beiden Aufschlüsse liegen den Wechselagerungen am nächsten und lassen erkennen, daß sie dem gleichen Horizont angehören wie diese, wenn auch der seitliche Übergang infolge Verschüttung sich einer genauen Untersuchung entzieht. Im übrigen liegen allenthalben denudierte und glazial verfrachtete Aufarbeitungsprodukte obiger Typen herum: in Val Salata, etwa von Punkt 2415 bis 2205, beim Bildstock nordwestlich der Sennesalpe, bei Punkt 2029 westnordwestlich der Fodara Vedla und nördlich von Campo Croce.

Auch in der Col Becchei-Gruppe, wo der Dachsteindolomit schon tiefer zurücktritt, zeigen sich vereinzelt diese Grenzschichten. Bei einer

Durchquerung der vom Falé zu den Faneswasserfällen herabführenden Felsrinne traf ich in 1750 m Höhe typische Stücke aus den Grenzschichten, die zweifellos aus der hoch oben zwischen den Col Becchei-Gipfeln und dem Falé durchstreichenden Trias-Jura-Grenze herrühren.

An der Nord- und Südseite der Croda del Becco (Gipfelpunkt 2735) kann man stellenweise Konglomerate, Sandsteine und Rauhwacken desselben Horizontes im Anstehenden finden.

Am Südwestrande des kartierten Gebietes liegen ebenfalls einige bemerkenswerte Fundorte für Aufarbeitungsprodukte aus dem Grenzhorizont. An den Abhängen des Monte Sella di Fanes, hauptsächlich in den großen Schuttreisen östlich¹⁾ und nördlich vom Antonijoch sind Grenzbildungen gar nicht selten. Anstehend kann man sie am Aufstieg vom Joche zum Gipfel (Punkt 2654) beobachten.

Im östlichen Teile der benachbarten Kreuzkofelgruppe scheinen gleiche, wenn nicht noch mannigfacher ausgebildete Grenzschichten entwickelt zu sein, wie sie Klebelsberg (34, S. 337—345) vom Steig durch die Wand des Heiligkreuzkofels beschreibt. Wenigstens ist an dem vom Neuner tektonisch und morphologisch abgetrennten Felsvorbau nordwestlich von Punkt 2020, ähnliches Gestein erschlossen. Aus der Schneerinne zwischen diesem Felsvorsprung und dem Neuner hat sich ein mächtiger Schuttstrom talauswärts bewegt, dem zur Zeit der Schneeschmelze immer wieder frisches Gesteinsmaterial zugeführt wird. Ich habe den unteren Teil dieses Schuttstromes in der Gegend von Punkt 1848 auf seine Zusammensetzung hin näher untersucht und dabei überraschend viele Sandsteinstücke aus dem Grenzhorizont gefunden, die nur aus der genannten Rinne, mithin von den Wänden des Neuner stammen können.

Wohl der interessanteste, weil am weitesten nach W vorgeschobene, ganz isolierte Fundort ist der Paresberg. In einer Mulde südlich vom Gipfel liegen die verschiedensten Grenzbildungstypen zusammen mit einem Reste von sicherem Liaskalk. Auch auf dem Grat, der sich von der Mulde gegen SE als Wasserscheide zwischen dem Wengener und Rauhtal erstreckt, war noch ein Stück zu finden.

Die größte sicher feststellbare Mächtigkeit erreicht der Aufarbeitungshorizont im „Nabigen Loch“ mit zirka 6 m.

Diese Grenzschichten sind keineswegs als Linsen oder bloß als zufällige Mulden- oder Schichtfugenausfüllungen anzusprechen, sie bilden vielmehr in Verbindung mit den Wechsellagerungen einen zusammenhängenden, stratigraphischen Horizont, der allen tektonischen Veränderungen des liegenden Dachsteindolomits und des hangenden Lias gefolgt und wie dieser verbogen ist. Er reicht infolgedessen im obersten Boitetal bis auf 1500 m herab und steigt am Seekofel von 2150 m (E) bis 2600 m (W), von Plampescü (2130 m) auf den Monte Sella di Sennes bis auf 2600 m hinauf. Am Monte Sella di Fanes liegt er ebenfalls in 2500—2600 m, am Paresberg in 2300 m Höhe.

¹⁾ Klebelsberg (34, S. 343) erwähnt von hier „rundliche bis elliptische Konkretionen bräunlichen Kalksandsteins . . .“.

Während der Kartierungsarbeiten bot sich reichlich Gelegenheit, solche Grenzbildungen zu sammeln. Dabei wurde so vorgegangen, daß ohne Rücksicht auf Menge und Häufigkeit des Vorkommens recht charakteristische und womöglich immer wieder neuartige Ausbildungsformen gewählt wurden.

Im nachstehenden soll nun versucht werden, die mannigfachen, häufig ineinander übergehenden Typen übersichtlich zu gruppieren und sie an Hand der mitgebrachten, in die Sammlung des Geologischen Institutes der Universität Innsbruck eingereihten Fundstücke in gedrängter Form zu beschreiben. Die folgende Zergliederung des Kornbestandes gilt in der Regel nur für die unmittelbar wahrzunehmende Partie, also für die Oberfläche des Gesteins, bzw. des Handstückes, ist somit nur eine qualitative. Von quantitativer Erfassung durch mechanische Trennung und Analyse mußte schon deshalb abgesehen werden, weil einzelne der gesammelten Proben für das betreffende Gebiet Unica darstellen.

Typen:		Gliederung:	
		Untertypen:	
Breccien	{	monogene	{ Dolomitbreccien Kalkbreccien
		polygene	Gemischte Breccien
Konglomerate	{	Dolomitzkonglomerate	
		Quarkonglomerate	
Sandsteine	{	Kalksandsteine	
		Quarksandsteine	
		Gemischte Sandsteine	
Rauhwacken			

Typus: Breccie.

Zahl der untersuchten Stücke: 15, von den sieben Fundorten: Seekofel, Monte Sella di Sennes, Rauhtal, Paresberg, Monte Sella di Fanes, Fanes-tal und Campo Croce (an letzterer Stelle von weiterher abgesetzt).

Monogene Breccien.

Untertypus: Dolomitreccien.

Stück 1. Nordwestlich vom Gipfel des Paresberges kann man auf dem Dachsteindolomit brecciöse Lagen beobachten, bestehend aus bis zu 3 cm großen, scharfkantig begrenzten Fragmenten von typischem obersten Dachsteindolomit (schwach gelblich und hochkristallin), die in einem ziegelroten, kalkreichen Bindemittel liegen.

Stück 2. Von der Südseite des Monte Sella di Fanes stammt ein Stück Dachsteindolomit (aus dem Verbande einer Breccie), an dem viel ockerfarbenes, kalkiges Bindemittel haftet, in welchem zahlreiche kleine Bohnerzkügelchen von höchstens 2 mm Durchmesser enthalten sind.

Stück 3. Eine ähnliche, von der vorigen nur durch das etwas hellere Bindemittel und den geringeren Bohnerzgehalt sich unterscheidende Gesteinsprobe, die neben 5 bis 6 cm großen, in der Anwitterung gerundeten Dolomittrümmern auch zahlreiche kleine, eckige Stückchen zeigt, findet man nicht selten auf sekundärer Lagerstätte bei Tamers (Rauhtal).

Stück 4. Bei einer anderen, ebenfalls im Talalluvium innerhalb Tamers gesammelten Breccie überwiegt das ockerige Bindemittel. Außerdem sind Bohnerzkörner und auch einige spärliche Quarz- und Calciteinschlüsse zu sehen.

Untertype: Kalkbreccien.

Stück 5, 6. Im Gebiete des Seekofels, südwestlich vom Nabigen Loch, oberhalb des Weges zur Egerer Hütte, am nordwestlichen Ende von Klebelsbergs „Wandflucht“ (34, S. 345) wurden dem Anstehenden zwei Breccienproben entnommen, von denen die eine ganz, die andere überwiegend aus bunten (roten, violetten, gelben, grauen, braunen bis schwarzen) Liaskalken zusammengesetzt war. Am Aufbau der einen Breccie beteiligt sich auch ein graugrüner Kalkmergel. Alle Korngrößen sind anzutreffen. Das Material ist vollkommen unbearbeitet, das Bindemittel in beiden Fällen Kalk, bzw. spätig.

Stück 7. Größere, kantenfrische Stücke von typischem, hellem Liaskalk sind durch ein ockerfarbenes Zement verfestigt. In letzterem sind neben kleinen Splintern von gleichem Kalk mehrere gut gerollte Bohnerzkörner von $\frac{1}{2}$ bis 2 mm Größe enthalten. Auch ein paar kleine Einschlüsse von einem gelbgrünen Mergel waren darin. Fundort: Monte Sella di Sennes — NNW.

Stück 8. Eine im Fanestal (im Schutt) gefundene Breccie besteht durchwegs aus Liaskalk. Sie ist mechanisch verfestigt. Das Stück ist deshalb bemerkenswert, weil es neben dem schmutzigweißen bis hellgrauen auch größere Bruchstücke von einem dunkelgrauen Kalk enthält, der im ganzen Gebiet nirgends primär anstehend zu beobachten ist. Näheres darüber ist aus der Zusammenfassung am Schlusse dieses Kapitels und aus der Behandlung der Liaskalke zu entnehmen.

Untertype: Polygene (gemischte) Breccien.

Unter dieser Bezeichnung fasse ich jene Breccien aus dem Trias-Lias-Grenzhorizont zusammen, deren Hauptbestandteile sowohl Dachsteindolomit als auch Liaskalk sind. Im allgemeinen macht man die Beobachtung, daß diese Art Breccien weiter verbreitet ist als die monogenen und daß die einzelnen Gesteinsproben weit mehr Liaskalk als Dolomit enthalten, eine Erscheinung, die mit der relativ leichten Aufarbeitung des Dachsteindolomits zusammenhängt.

Stück 9, 10, 11 und 12. Am Paresberg, u. zw. in der Mulde südlich vom Gipfel, treten — stellenweise in einer Mächtigkeit von 1 m und darüber — Breccien zutage. Das Material, aus dem sie bestehen, gehört vorwiegend dem charakteristischen bunten (weißen, gelben, roten und hellgrauen) Liaskalk an. Daneben sind aber auch untergeordnet einige zuckerkörnige Dachsteindolomitstücke enthalten. Beiderlei Einschlüsse werden durch eine bald gelblichbraune, bald rötliche Kalksubstanz zu einer Breccie verbunden. Die Bestandteile erreichen alle Größen bis über 5 cm längsten Durchmessers. Bohnerz wurde nur an einem Stücke beobachtet. Es scheint mehr auf die feinkörnigen Varietäten beschränkt zu sein. Bezeichnend ist ferner das löcherige Aussehen dieser Breccien, hervorgerufen durch Anwitterung des Bindemittels und der leicht zerstörbaren dolomitischen Einschlüsse.

Stück 13. Am Paresberg kommt noch eine andere Breccie vor, bei der in dem hier besonders reichlich vorhandenen gelbbraunen, sich sandig anführenden Bindemittel (kalkig) gleichfalls Kalk- und Dolomitstücke der verschiedensten Größen enthalten sind.

Stück 14. Von der Nordseite des Monte Sella di Sennes ist ein brecciöser, krustenförmiger Überzug auf Dachsteindolomit anzuführen. Der gelbliche Kitt enthält hauptsächlich kleine, z. T. kantenstumpfe Stückchen von Dachsteindolomit und hellem Liaskalk, daneben aber auch Calcit, ockerigen Kalk und das charakteristische Bohnerz. Die vorliegende Gesteinsprobe ist undeutlich geschichtet.

Stück 15. An einem größeren Stück von rötlichgrauem Liaskalk haftet mit unregelmäßiger Grenzfläche eine brecciöse Bildung, bestehend aus scharfkantigen Fragmenten von hochkristallinem (oberstem) Dachsteindolomit und Liaskalk, die durch ein stark rot gefärbtes, eisenküssiges Bindemittel verbacken sind. Fundort: Campo Croce. — Für diese nicht im Anstehenden gefundene Grenzbildung dürfte wohl glazialer Transport aus Val della Salata (Sennesplateau) in Betracht kommen.

Typus: Konglomerat.

Beschrieben werden 14 Proben, die an den folgenden sieben Fundorten gesammelt wurden: Seekofel, Sennesalpe, Col di Siores, Rauhtal, Paresberg, Wengental, Monte Sella di Fanes.

Untertyp: Dolomitzkonglomerate.

Stück 16. Fundort: südwestlich vom „Nabigen Loch“, am Weg zur Egerer Hütte. Die kalkige, ockerfarbene Grundmasse ist ganz erfüllt mit kleinen, vollkommen gerollten, teils runden, teils elliptischen Einsprenglingen von weißem, kristallinischem Dolomit, deren größter Durchmesser im Mittel 1 bis 2, höchstens aber 4 mm beträgt. Mit Hilfe einer starken Lupe lassen sich auch Quarz- und winzige Bohnerzkörner nachweisen.

Stück 17. Vom selben Fundort stammt ein Gestein, das ich wegen der guten Bearbeitung der meisten darin enthaltenen Einschlüsse am besten zu den Konglomeraten rechne. Das bräunliche, bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure lebhaft brausende Bindemittel enthält außer gerundeten und bereits stark zersetzten Dolomiteinsprenglingen geringer Größe auch gut gerollte Stücke von grauem und gelbbraunem Hornstein. Vereinzelt sind auch kleine Brauneisenbohnen zu beobachten.

Stück 18. Aus der schon bei Nr. 5 erwähnten „Wandflucht“ im Seekofelgebiete wurde nachstehende Gesteinsprobe entnommen, die hier in einer Mächtigkeit von 2 bis 3 m erschlossen ist. Das im frischen Bruche helle, schmutzigweiße Gestein zeigt im angewitterten Zustande eine graue löcherige Oberfläche. Das kalkige, bisweilen kleine Oolithe führende Bindemittel enthält zahlreiche gut gerollte und polierte Einschlüsse von dichtem, dolomitischem Kalk (Dachsteindolomit), die Größen bis zu 1 cm erreichen können.

Untertyp: Quarzkonglomerate.

Die weitaus größere Zahl (über drei Viertel) der gefundenen Konglomerate besteht ausschließlich oder zur Hauptsache aus Quarzgeröllen. Man kann alle Übergänge von reinen Quarzkonglomeraten zu Quarz-Bohnerz-Konglomeraten finden.

Stück 19. Beim Bildstock nordwestlich der Sennes-Almhütten lag ein kopfgroßes Stück, das durch einen Gletscher aus der Gegend des Monte Sella di Sennes herbeigeschafft sein dürfte. Es ist ein reines Quarzkonglomerat, zusammengesetzt aus Quarz und etwas Bohnerz, die in einem sandigen, ockerigen Bindemittel liegen. Die Quarzkörner zeigen zumeist vollkommene Rundung. Ihre Größe beträgt durchschnittlich 2 bis 4 mm, nur vereinzelt wurden Körner mit einem Längsdurchmesser bis zu 7 mm festgestellt. Die Bohnerzkörner erreichen alle Dimensionen bis zu 4 mm. Die kleinen herrschen weitaus vor. Viele sind überhaupt erst bei stärkerer Vergrößerung zu sehen. Gute Rollung im Verein mit Politur verleihen dem Bohnerz einen starken Glanz.

Stück 20. Dort, wo der Col di Siores mit hoher, steiler Böschung gegen Val della Salata abdacht, fand ich im Grenzhorizont ein grau anwitterndes, im frischen Bruch schmutziggelbes Konglomerat. Die gelbliche Grundmasse umschließt zur Hauptsache kantestumpfen bis wohlgerollten Quarz (Korngröße 2 bis 5 mm) sowie auffallend viele gleichgroße Stückchen zentralalpiner Gesteine (Glimmerschiefer, Anhäufungen von Kaliglimmer), die schon stark zersetzt sind. Einige dunkle Körner, die mit freiem Auge gerade noch wahrnehmbar sind, erwiesen sich unter der Lupe als Bohnerz. Außerdem wurde etwas Brauneisenerz und ein grauer Einschuß, bestehend aus vielen winzigen, durch Kalk verkitteten Quarzkörnchen gefunden.

Stück 21, 22. Bei einer Wanderung von Wengen zum Antonijoch kann man im Schutt allerlei Konglomerate beobachten, die zweifellos dem Trias-Jura-Grenzhorizont angehören. Bei Punkt 1848 sind Stücke zu finden, die vom Neuner (Nonores) stammen. Ein derartiges Konglomerat enthielt in einem gelben Bindemittel neben Quarz, z. T. vorzüglich gerollte Stücke von grauem, grünem und schwarzem Hornstein mit einem Durchmesser von 1 mm bis 1½ cm. — Grundsätzlich gleiche, bezüglich der Einschlüsse noch buntere Konglomerate fand ich am Aufstieg zum Antonijoch (von Wengen kommend). In diesen Konglomeraten sind auch gelbe, rote und braune Hornsteine enthalten. Bemerkenswert ist, daß hier gleiches Material wie der graue Einschuß bei Nr. 20 teilweise die Rolle des Bindemittels übernimmt.

Ähnliche, im einzelnen aber doch wieder verschiedene Quarzkonglomerate kommen von der unzugänglichen Trias-Jura-Grenze an der Nordwestseite des Monte Sella di Fanes herunter und sind allenthalben im Schutt der Halden zu finden.

Stück 23. Relativ häufig ist ein Konglomerat, dessen spärliches Bindemittel (Kalk) fast ausschließlich kantestumpfe bis gut gerundete Quarzgerölle umschließt. Die Größe schwankt zwischen 1 und 15 mm. Manche Gesteinsproben haften an Dachsteindolomit und enthalten vereinzelt Stücke von Dolomit, Kalk und dunklem Hornstein, auch ockerige, braune und rötliche Bestandteile — letztere mit verdünnter Salzsäure brausend — sowie einen grünlichen, nicht näher bestimmbareren Einschuß (Quarzsand, vielleicht eine Grenzbildung).

Stück 24. Andere Fundstücke erweisen sich als kleingeröllige Konglomerate, an deren Zusammensetzung außer Quarz ebenfalls Kalk, ockeriges Material, dunkler Hornstein und feinstes Bohnerz beteiligt ist.

Stück 25. Es gibt aber auch Konglomerate, deren gelbbraune, sandige, z. T. von Quarz gebildete Grundmasse bis über 1 cm große, meist vorzüglich gerundete und polierte Quarzgerölle enthält. Auch diese Konglomerate beherbergen in geringen Mengen Kalk-, Dolomit- und Hornsteinstückchen und sehr selten Bohnerz.

Stück 26. Am Paresberg war ein Stück bräunlichen Kalksandsteins mit einem Quarzkonglomerat überzogen, das außer zahlreichen Rollstücken von Quarz auch dolomitischen Kalk und Brauneisenerz (z. T. als Bohnerz) enthielt. Das gelbliche Bindemittel war kalkig.

Stück 27. An der Südseite des Monte Sella di Fanes haftete eine konglomeratisehe Bildung an einem Dachsteindolomitblock. In der reichlichen ockerfarbenen Grundmasse lagen bis zu 20 mm große, meist gut bearbeitete Quarzeinsprenglinge, etwas Dolomit und gleichmäßig über das Gestein verteilte, fast durchwegs polierte Bohnerzkörner bis 5 mm Länge.

Stück 28. Einigermassen öfters beobachtete ich im Schutt des Rauhtales — sowohl außerhalb als auch innerhalb Tamers — folgendes Konglomerat: in der gelbbraunen, bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure aufschäumenden Grundmasse wurden größere Quarzstücke von unregelmäßiger Gestalt (bis zu 2,5 cm längsten Durchmessers) gefunden. Außerdem kleinere Quarzkörner, die z. T. recht gute Rollung zeigen. Einzelne in Zersetzung begriffene Quarze sind durch auf den Klüften eingedrungene Eisenverbindungen rötlich gefärbt und täuschen dadurch an angewitterten Stellen Dachsteindolomit vor. An der Zusammensetzung dieser Grenzbildung ist Bohnerz in hohem Maße beteiligt. Die teils braun, teils schwarz gefärbten Körner sind gut gerollt und poliert und erreichen Größen bis zu 5 mm.

Stück 29. Ein als Quarz-Bohnerz-Konglomerat zu bezeichnendes Gestein wurde im Schutt des Rauhtales zwischen Tamers und Pederü gefunden. Das dichte, gelbbraune bis ockerige Bindemittel enthält reichlich Quarz und Bohnerz in ungefähr gleichem Verhältnis. Während die Quarzkörner, die bis 1 cm groß sind, nur z. T. gut gerollt, mitunter sogar noch kantenfrisch sind, zeigt das Bohnerz durchwegs vollkommene Rundung. Die Mehrzahl der Quarzeinschlüsse ist durch Fe rot bis schwarz gefärbt.

Typus: Sandstein.

Die meisten der gefundenen Grenzbildungen gehören diesem Typus an. Zur Untersuchung gelangten 37 Proben von den elf Fundorten: Seekofel (besonders „Nabiges Loch“), Grünwaldalpe, Monte Sella di Sennes, Col Fozerres, Rauhtal, östlich vom Lac Fischodel, Croda del Becco, Monte Parei, Monte Sella di Fanes, Paresberg und Wengental.

Auch die Sandsteine lassen sich im großen ganzen nach ihrem Kornbestand in drei Untertypen gliedern, u. zw.:

Untertyp: Kalksandsteine.

Stück 30. An der schon öfters genannten „Wandflucht“ am Wege zur Egerer Hütte folgt im Hangenden des Konglomerates Nr. 18 ein grau anwitternder, im frischen

Bruch schmutzigweißer, gebänderter Kalksandstein. Es wechseln dunkle, schmale, etwa 2–4 mm breite Bänder mit hellen, stets dickeren Lagen (mindestens 1 cm, manchmal auch etwas darüber). Das Material ist in beiden Fällen Kalk. Ein Unterschied ist insofern gegeben, als die hellen Lagen mehr feinkörnig-dicht erscheinen, während die dunklen zwischengeschalteten Bänder kristallinisch und bisweilen spätig entwickelt sind. An wasserüberberronnenen Stellen ist die Bänderung des im übrigen stark porösen Gesteins besonders schön zu sehen.

Stück 31. Südöstlich von der Grünwaldalpe fand ich einen rosaroten, unendlich geschichteten Sandstein mit feinen, weißen Einschlüssen. Unter dem Mikroskop sieht man im Dünnschliff ein Aggregat von meist scharf begrenzten Calcitindividuen, die z. T. durch amorphe Kalkspatmassen miteinander verbunden sind. Die Calcitindividuen zeigen Säume und Umhüllungen mit dunkler bis kirschroter, limonitischer Substanz. Letztere tritt an anderen Stellen zu runden und ovalen Körnern gehäuft auf (Bohnerz). Quarz ist nur in verschwindender Menge in einzelnen Körnern nachweisbar. Die vorliegende Gesteinsprobe konnte nicht im Anstehenden gefunden werden. Die Lage des Fundortes (Schuttkegel am Ausgang der wilden Schlucht südlich der Alpe) und besonders der Gehalt an Bohnerz weisen mit großer Sicherheit auf den Grenzhorizont im Bereiche des Kleinen Seekofels.

Zu den häufigsten Grenzbildungen innerhalb der Sandsteintypen zählen gelbliche bis gelbbraune, feinkörnige Kalksandsteine.

Stück 32. Ein derartiges Gestein sammelte ich südwestlich vom Nabigen Loch am Weg zur Egerer Hütte. Es war besonders feinkörnig und bestand aus Calcit, Quarz und zahlreichen winzigen Brauneisenbohnen.

Stück 33. Eine andere Probe vom selben Fundort ist etwas grobkörniger. Einzelne größere (2 mm) Bestandteile sind bereits mit freiem Auge erkennbar: Dachsteindolomit und Bohnerz. Mit der Lupe unterscheidet man Quarz, rötlichen Hornstein und Calcit.

Stück 34. Ein ähnliches, nur teilweise etwas feinkörnigeres Stück stammt von der Nordseite des Monte Sella di Sennes. Die gelbliche bis graubraune Grundmasse ist dicht und braunt bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure stark auf. An Einschlüssen wurden beobachtet: kleine kantenförmige Kalk- und Dolomitstücke; ferner verhältnismäßig viele eischüssige, braun bis rostrot verwitternde, stark zersetzte Körner, Quarz und sehr spärlich Bohnerz.

Stück 35. Bei der „Wandflucht“ (südwestlich vom Nabigen Loch) findet man nicht selten einen in der Anwitterung wie an frischen Bruchflächen schmutziggelben Sandstein. Die Bestandteile sind meist klein und daher schwer zu erkennen: Quarz (mehr oder weniger gut bearbeitet), Brauneisenerz, z. T. als Bohnerz und einige ockerfarbene Einschlüsse. Bemerkenswert ist der reiche Gehalt an hellem Glimmer und Stückchen von Glimmerschiefern. Gleiches Gestein wurde an einer Militärstraße südlich vom Col di Lasta gefunden. Für diesen Fundort kommt aber nur glazialer Transport in Frage.

Im Anschluß an diese echten Kalksandsteine sind noch einige Gesteine zu beschreiben, deren feinkörnige, oft auch tonige Ausbildung ihrer Einreihung in eine der „Typen“ Schwierigkeiten bereitet. Mit einer starken Lupe läßt sich aber sehr oft die körnig-sandige Struktur nachweisen, weshalb ich diese Art Grenzbildungen ebenfalls zu den Kalksandsteinen stellen möchte.

Stück 36. Eine solche am Paresberg gesammelte, ockergelbe, tonhältige Probe würde bei flüchtiger Beobachtung den Eindruck eines Kalkes erwecken. Die genaue Untersuchung ergab jedoch das Vorhandensein von Kalkeinschlüssen und Bohnerz.

Stück 37–42. Grundsätzlich gleiches (ockergelbes, kalkiges) Material habe ich noch an verschiedenen, räumlich weit voneinander liegenden Orten beobachtet: in den Halden südlich vom Prager Wildsee (Nr. 37) mit kantenstumpfen, wenig gerundeten Bruchstücken von kompaktem Dachsteindolomit; im Rauhtal innerhalb Tamers mit Dachsteindolomit und Spuren von Bohnerz (Nr. 38). Mehrere Stücke aus dem innersten Wengental bei Punkt 1848 (Nr. 39, vom Neuner stammend), vom Monte Sella di Fanes — Nordseite (Nr. 40) und Südseite (Nr. 41) — und aus dem Rauhtal innerhalb Tamers (Nr. 42) enthielten Bohnerz und etwas Quarz.

Stück 43. Auf den Halden an der Südseite des Monte Sella di Fanes liegen Dachsteindolomitstücke herum, die mit einem Sandstein, bestehend aus Quarz, grauem Hornstein, hellem Liaskalk und einigen Bohnerzkörnchen, die in einem ockergelben, sandigen Bindemittel ruhen, überzogen sind.

Stück 44. Im Gebiete des Monte Sella di Sennes, u. zw. im Graben, der von Punkt 2415 gegen die Sennesalpe zieht, enthielt die ockerfarbene, sandige Grundmasse einer Grenzbildung größere (über 1 cm) Einschlüsse von Kalkspatkristallen, sehr viele bis 2 mm große Bohnerzkügelchen und einige Quarzstückchen.

Stück 45. Recht charakteristische Bildungen aus dem Grenzhorizont sind ockerfarbene Steine mit Quarz- und Bohnerzeinschlüssen. Solche findet man anstehend am Col Fozzeres, wo sie — zu Nestern angereichert — neben Quarz und Bohnerz auch weiße Liaskalke enthalten.

Stück 46. Auch am Monte Sella di Sennes (z. B. in der Halde westlich von Punkt 2415) sammelte ich manch schönes Stück. Eines derselben enthielt in der feinkörnig-dichten Grundmasse eine Menge gut herausgewitterter, z. T. fast freiliegender, vorzüglich bearbeiteter Bohnerzkörner, deren längster Durchmesser bei den größten Exemplaren 5–6 mm beträgt. Außerdem sind winzige Quarzkörnchen sowie ein großer (2.5 cm langer) Einschluß von oberstem, feinzuckerkörnigem Dachsteindolomit zu beobachten.

Untertype: Quarzsandsteine.

Stück 47. Südöstlich von der Croda del Becco fand ich eine Grenzbildung, die fast ganz aus Quarz bestand. Die einzelnen Körner hatten im Mittel $1\frac{1}{2}$ –2 mm Durchmesser, einige wenige erreichten bis 4 mm. Sie waren im allgemeinen gut gerollt. An sonstigen Bestandteilen habe ich grauen und dunklen Hornstein und fein verteiltes Bohnerz gesehen. Das spärlich vorhandene gelbliche Bindemittel war Kalk.

Stück 48. Ein eigenartiges Gestein fand sich am Paresberg. Es ist ein rotvioletter Sandstein, der ausschließlich von winzigen Quarzkörnchen gebildet wird. Auf Salzsäure reagiert er negativ.

Stück 49. In einem Sandstein vom Monte Sella di Sennes war die gelbliche, kalkige Grundmasse dicht erfüllt mit winzigen Körnern. Quarzeinschlüsse, die sich bei Betrachtung mit der Lupe zumeist vollkommen gerollt erweisen, herrschen weitaus vor. Daneben wurden Bohnerzkörner, graugrüner Hornstein und einige nicht näher bestimmbare, teils helle, teils dunkle Einschlüsse unterschieden.

Stück 50. Im innersten Wengental, bei Punkt 1848, kann man verschiedentlich Sandsteine treffen, die zweifellos vom Neuner stammen. Eine der hier gesammelten Proben enthielt zur Hauptsache Quarz; außerdem vereinzelte Stückchen von rotem, grünlichem bis schwarzem Hornstein. Die Mehrzahl der durch ein kalkiges Zement verkitteten Bestandteile zeigte gute Bearbeitung. Die Korngröße betrug höchstens 4 mm.

Stück 51. Südlich vom Monte Parei sammelte ich einen grau bis braun anwitternden, im frischen Bruch schmutziggelben Sandstein, dessen kalkiges Zwischenmittel viele $1\frac{1}{2}$ bis 1 mm große, z. T. vollkommen gerollte Quarzstückchen umschloß. Daneben viel Hornstein. Bohnerz sehr selten.

Stück 52. In der Halde südöstlich vom Monte Parei lag ein graubrauner Sandstein, der aus vorwiegend winzigen Quarzkörnchen zusammengesetzt war. Nur einzelne größere, gerundete und gerollte Einschlüsse hatten einen Längsdurchmesser von 2 bis 6 mm. Auch einige halbausgewitterte, polierte Brauneisenbohnen habe ich an diesem Stück beobachtet.

Stück 53. Ein Sandstein vom Monte Sella di Fanes (Südseite) enthielt im reichlich vorhandenen bräunlichen Bindemittel (Kalk) kantengerundete Quarzstückchen der verschiedensten Größe und außerdem ein paar Bohnerzkörner.

Stück 54. Einen äußerst feinkörnigen, graubraunen Sandstein, der sehr an jenen — allerdings bedeutend härteren — aus der Unterkreide erinnert, habe ich an der Südseite des Seekofels (östlich von Punkt 2309) gefunden. Mit der Lupe ließen sich Quarz und Bohnerz feststellen. Das Bindemittel ist kalkig. Das Stück zeigt deutliche Schichtung.

Untertype: Gemischte Sandsteine.

Das sind jene Sandsteine, an deren Zusammensetzung außer Quarz sich auch andere Bestandteile (Kalk usw.) in erhöhtem Maße beteiligen.

Stück 55—57. Fundort: Paresberg, in der Mulde südsüdöstlich vom Gipfel. Die Proben sind im angewitterten Zustande und im frischen Bruche graubraun. In der dichten, feinkörnigen, z. T. aus Quarz bestehenden, im übrigen jedoch kalkigen Grundmasse liegen mehr oder weniger stark gerollte Einschlüsse, deren größter Durchmesser bis zu 25 mm beträgt. Hauptbestandteil ist Quarz. Die übrigen Rollstücke werden von hellem und rötlichem Liaskalk, zuckerkörnigem Dachsteindolomit, braunem Dolomit, Hornstein, Bohnerz, Quarzphyllit und grauen, grünlichen bis rötlichen Quarzsandsteinen gebildet. Letztere dürften aufgearbeitete Grenzbildungen sein.

Stück 58. Bei einem am Paresberg gesammelten Stück liegt der seltene Fall vor, daß an Stelle des kalkigen ein ockerfarbenes bis rothbraunes, eisenschüssiges Bindemittel (Brauneisenerz) auftritt, das die kantenstumpfen, mitunter aber auch gut gerollten Einschlüsse — Quarz, Dolomit, Liaskalk, Hornstein, Bohnerz, bunte Sandsteine und kristalline Schiefer — umgibt. Die Korngröße ist gering (maximal 4 mm). Die Gesteinsprobe wird stellenweise von einer Brauneisenerzkruste überzogen.

Stück 59 u. 60. Ziemlich verbreitet ist auch ein feinkörniger Quarz-Bohnerz-Sandstein mit kalkigem Bindemittel. Besonders feines Korn enthält ein Stück vom Paresberg, in dem die massenhaft vorhandenen Bohnerzkörner fast ausnahmslos auf Hochglanz poliert sind, während der Quarz weniger gut bearbeitet zu sein scheint. Eine Probe, die ich am Aufstieg vom Lac Pischodel zur Scharte 2360 sammelte, war durch das hier noch reichlicher enthaltene gröbere und z. T. schon zersetzte Bohnerz dunkelbraun gefärbt.

Stück 61. Ein aus dem Grenzhorizont des Neuner stammender, im innersten Wengental bei Punkt 1848 gefundener Quarzsandstein enthielt mehrere bis 4 cm große, teilweise gut gerollte, schwarze Hornsteine, die bei flüchtiger Betrachtung mit den schwarzen Einschlüssen mancher Grenzbildungen (siehe unter Kalkbreccien) verwechselt werden könnten.

Stück 62. Am Aufstieg zur Forcellascharte (Punkt 2360, vom Lac Pischodel aus) lag ein grau angewitterter, an frischen Stellen gelblicher, feinkörniger Sandstein. Das kalkige Bindemittel enthielt gerundeten bis gerollten Quarz (durchscheinend weiß, gelb und rot), Bohnerzkügelchen, ockeriges Material und Hornstein. Die Körner waren durchschnittlich $\frac{1}{2}$ —1 mm groß.

Stück 63. An der Südseite des Monte Sella di Fanes fand sich ein sehr feinkörniger, gelbbrauner Kalksandstein mit kleinen, höchstens $\frac{1}{2}$ mm großen Einschlüssen von Quarz, Dachsteindolomit und Bohnerz.

Von der an Grenzbildungen besonders ergiebigen Mulde südlich vom Gipfel des Paresberges sind noch folgende Sandsteine bemerkenswert:

Stück 64. Ein graubraun anwitternder, im frischen Bruche grauer Sandstein mit kalkigem Zwischenmittel. Die einzelnen Bestandteile sind eckig und maximal 5 mm groß. Es wurden beobachtet: Quarz, Dachsteindolomit, Hornsteine und kristalline Schiefer.

Stück 65. Ein bräunlicher Sandstein mit Kalkspat als Zement. Darin sind größere (bis 2.5 cm) tonige Einschlüsse von gelber, ockeriger und brauner Farbe, ferner Quarz- und Bohnerzkörnchen eingestreut.

Stück 66. Ein brauner Sandstein, bestehend aus Bruchstücken von Dachsteindolomit, Liaskalk und ockerigem Material, die durch ein gelbbraunes, kalkiges, mit massenhaft Bohnerz (bis 1 cm) erfülltes Bindemittel verkittet sind.

Typus: Rauhwacke.

Zu den bezeichnendsten und häufigsten Gesteinen an der Trias-Jura-Grenze gehören ockerfarbene Rauhwacken. Sie bewirken z. T. die Rot- und Braunfärbung des Grenzhorizontes.

Stück 67. Am Monte Sella di Sennes (hauptsächlich an seiner Nordwestflanke) läßt sich diese Type am besten studieren. Sie ist das zellig-kavernöse Auslaugungs-

produkt einer Dachsteindolomitreccie, wobei die relativ weichen Bestandteile (Dachsteindolomit) ausgewittert sind, während das härtere, mehr oder weniger kalkige Bindemittel die dünnen, oft geradezu messerschneidenartigen Wände der „Zellen“ bildet. Gleiches Material ist auch am Aufstieg vom Antonijoch zum Monte Sella di Fanes (wenige Meter höher als das Joch) sowie an der Croda del Becco zu beobachten.

Stück 68. Eine Art „Rauhacke“ traf ich westlich vom Kleinen Seekofel in der Rinne nördlich der Scharte 2614. Es ist eine poröse, rauhackeähnlich angewitterte Sinterbildung mit winzigen Quarzgeröllern und vielen (bis 2 mm großen) Bohnerzkügelchen.

Einen Überblick, wie sich die Einschlüsse auf die Gesteinstypen verteilen, gibt folgende

Zusammenstellung der Untersuchungsergebnisse.

Type	Untertypen	Stückzahl	Davon enthielten					
			Kristalline Schiefer	Quarz	Hornstein	Dolomit	Kalk	Bohnerz
Breccie	Dolomitreccien	4	—	1	—	alle	—	3
	Kalkbreccien	4	—	—	—	—	alle	1
	Gemischte Breccien . .	7	—	—	—	alle	alle	2
Konglomerat	Dolomitzkonglomerate .	3	—	1	1	alle	—	2
	Quarzkonglomerate . .	11	1	11	5	3	3	8
Sandstein	Kalksandsteine	17	1	13	2	5	alle	15
	Quarzsandsteine	8	—	alle	4	—	—	6
	Gemischte Sandsteine .	12	5	11	7	7	5	10
Rauhacke		2	—	1	—	1	—	1

Von 68 untersuchten Handstücken entfällt mehr als die Hälfte (genauer 37) auf die Sandsteintypen, während sich Breccien und Konglomerate — beide in fast gleichem Verhältnis — nebst Rauhacken in den Rest teilen.

Von diesen 68 Proben enthalten 48 Stücke, das sind 70%, Bohnerz und im ganzen 46 Stücke oder 67% Quarz. Bohnerz ist in allen Untertypen enthalten, dagegen fehlt Quarz in den Breccien fast ganz.

Einschlüsse von kristallinen Schiefen (Quarzphyllit, Glimmerschiefer usw.) beschränken sich hauptsächlich auf die gemischten Sandsteine. In Breccien, Dolomitzkonglomeraten, Quarzsandsteinen und Rauhacken habe ich sie nicht gefunden.

Hornsteine ließen sich in den Breccien und Rauhacken nicht nachweisen.

Kalk- und Dolomiteinschlüsse waren in 36, bzw. 30 Stücken zu beobachten.

Es erhebt sich nun die Frage, woher und wie das Material zur Bildung solcher Aufarbeitungsprodukte genommen sein mag, da es ja nicht nur den unterlagernden Dolomitschichten entstammt, sondern in

beträchtlichen Mengen Liaskalk und ungemein viele ortsfremde Bestandteile enthält.

Wie schon betont wurde, fehlt gerade im Bereiche der Wechsellagerung die sonst überall anstehende zweite Form der Grenzschiechten. Diese auffallende Scheidung innerhalb desselben Horizontes muß ihre besondere Ursache haben. Ist die heute nur im mittleren Teile der St. Vigiler Dolomiten erhalten gebliebene, vielleicht ursprünglich viel weiter verbreitete Wechsellagerung von Kalk und Dolomit das Primäre und sind die zweitbeschriebenen Grenzbildungen das Sekundärprodukt, dann findet das in letzteren so häufige Vorkommen von Liaskalk zwischen Dolomitfragmenten seine Erklärung und zugleich die geologische Regel, daß fast jeder Transgression Abtragserscheinungen des später überlagerten Gebietes (Abbruch von Trennungsschichten) vorausgehen, ihre Bestätigung.

Man kann sich vorstellen, daß unsere Wechsellagerungsschicht in einer ruhigeren, geschützten Lage des seichten Meeres inselartig verschont blieb, während von außen her durch zerstörende Kräfte — Unterwaschung, Wellenschlag, Brandung u. dgl. — eine Abrasion dieses jüngsten Schichtpaketes erfolgte, als der Rückzug des triadischen Seichtmeeres begann und vorübergehende Austrocknung hinzukam, bevor die große Überflutung durch das Jurameer eintrat. Durch die Senkung des Wasserspiegels wurde der Rückstau der Zuflüsse aufgehoben, sie konnten ihr Rinnthal in den freigelegten Meeresboden weiter vorschieben und dolomitenfremde Geschiebe aus ihrem Quellengebiete zuführen, um sie als Schotter- und Sandbänke abzulagern. Nur durch solche Vorgänge läßt sich die Mannigfaltigkeit der Bestandteile und Formen jener Grenzbildungen erklären.

Die Herkunft von Dolomit und Kalk kann nach obigem nicht zweifelhaft sein. Sie stammen aus den zertrümmerten Wechsellagerungen, ersterer vielleicht auch aus dem unterlagernden Dachsteindolomit. Die Liaskalkstücke sind, weil nur auf kurzer Strecke transportiert, zur Mehrzahl kantenfrisch, besonders in den Kalkbreccien. Dasselbe gilt auch vom Dolomit. Die dunklen bis schwarzen Kalkeinschlüsse mancher Grenzbildungen kommen in den St. Vigiler Dolomiten nicht primär anstehend vor. Über ihre Herkunft bin ich mir nicht im klaren. Klebelsberg vermutet rhätisches Alter (36, S. 62). Nach langem Suchen fand ich in einem derartigen Kalkfragment im innersten Krippestal (aus dem Grenzhorizont des Monte Sella di Sennes stammend) den Stielquerschnitt eines *Encrinus*. Über das Vorkommen ähnlicher Gesteine in der Sorapiss-Gruppe berichtet Schwinner (62).

An der Zusammensetzung der Aufarbeitungsprodukte ist Quarz in hohem Maße beteiligt. Die Körner sind im allgemeinen gut gerollt, was bei ihrer großen Härte auf beträchtliche Transportweite schließen läßt. Die Bezugsmöglichkeiten sind bald aufgezählt: aus dem Grödnertal Sandstein kann er kaum stammen, weil dieser meist feinkörnig ist und weil große Einsprenglinge darin wohl vorkommen, aber immerhin seltener sind. Die in den Grenzbildungen häufigen Rollstücke mit mehreren Zentimetern Durchmesser setzen bedeutend größer dimensioniertes Ausgangsmaterial voraus. Auch der Quarzporphyr kann aus diesem Grunde nicht in Betracht kommen. Außerdem ist gerade der nördlich vorgelagerte Dolomitenrand ein ausgesprochenes Fehlgebiet für dieses Eruptivgestein.

So bleibt denn für die Herkunft des Quarzes nur mehr das kristalline Grundgebirge übrig. Für die Richtigkeit dieser Annahme scheinen Einschlüsse von sicheren kristallinen Geschieben zu sprechen. Als solche kommen in Betracht: Quarzphyllit in mehreren Stücken vom Paresberg sowie Glimmerschiefer und Anhäufungen von Kaliglimmer am Col di Siores und am Wege zur Egerer-Hütte (südwestlich vom „Nabigen Loch“). Daß man so wenig Quarzphyllitbrocken findet, hängt mit der relativ leichten Aufarbeitbarkeit des Glimmers und seiner Loslösung vom Quarz während des Transportes zusammen.

Klebensberg (36, S. 63, und persönliche Mitteilung) hat Quarzphylliteinschlüsse der Grenzzone zwischen Hauptdolomit und Grauen Liaskalken auch in den Lessinischen Alpen entdeckt.

Über Einschwemmung zentralalpiner Gesteine „an der Grenze zwischen Dachsteinkalk und Lias“ berichtet auch Penck (53, S. 229) aus den Nördlichen Kalkalpen:

„Die unterste Liaspartie ist in den östlichen Kalkalpen häufig eisenschüssig und birgt nuß- bis faustgroße Gerölle von Gesteinen aus den Centralalpen. Solche werden mehrfach auf der Höhe des Steinernen Meeres z. B. am Brunnulzenkopf gefunden, wie auch auf den Höhen des Dachsteingebirges, von wo sie als Augensteine längst bekannt sind. Offenbar sind dieses alte Flußgerölle, welche lehren, daß nach der Ablagerung des Dachsteinkalkes nicht unmittelbar Lias folgte, sondern daß inzwischen aus den Centralalpen kommende Flüsse dort strömten, wo kurz zuvor und kurz nachher das Meer sich erstreckte.“

Bezüglich der „Augensteine“ im Dachsteingebiet vergleiche bei Ampferer (1).

Ein wesentlicher Bestandteil in den Grenzbildungen ist das Bohnerz. Wer diese ungemein charakteristischen Kügelchen einmal gesehen hat, dem werden sie im Gestein sofort wieder auffallen. Die Anwesenheit von Bohnerz deutet auf zeitweilige Verlandung und atmosphärische Einwirkung. Die meist vollkommene Rollung im Vereine mit guter Politur zeigt an, daß Flußtransport oder Brandung wirksam war. Bezüglich Herkunft und Entstehung läßt sich nichts Sicheres, allgemein Gültiges, sagen. Schaligen Aufbau habe ich trotz der geringen Korngröße manchmal beobachtet. Die Strichproben weisen bald auf Limonit (braun), bald auf Hämatit (rot). Bemerkenswert erscheint mir, daß auch angerostete Pyritwürfel in einer Grenzbildung vorkommen. Man kann an ihnen Übergänge von echten Würfeln zu kantenstumpfen bis rundlichen Gebilden sehen. In einem anderen Falle stammt ein metallisch glänzendes, schwarz oxydiertes, gerundetes Korn offenbar von einem Pyritwürfel, denn es sind infolge Abtrennung einer Kalotte Würfelspaltflächen deutlich sichtbar. Zum Vergleich möchte ich anführen, daß ich aus dem Mitterberg bei Bischofshofen einen schwarzen, kantengerundeten („abgelutschten“) Pyritkristall von 1 cm Kantenlänge besitze, der die Umwandlung bereits so weit durchgemacht hat, daß er, was Form, Farbe und Glanz anbelangt, jenen Körnern vollkommen gleicht. Auch Magnetit, der in den kristallinen Schiefen, z. B. des Ahrntales, in kleinen Oktaedern häufig vorkommt, könnte eine ähnliche Verwandlung erfahren.

Von diesen Eisenoxyden stammt die besonders aus der Ferne auffallende Rostfarbe dieser Grenzschieben, welche durch Tropf- und Sickerwasser örtlich bis in die oberen Teile des liegenden Dachsteindolomits übertragen wird.

Ein weiterer wichtiger Bestandteil in den Grenzbildungen ist der Hornstein. Die Einschlüsse sind gewöhnlich klein, einzelne, besonders die schwarzen, erreichen aber Größen von mehreren Zentimetern. Fast alle Stücke zeigen gute Rollung, was wiederum auf weiten Transport oder starke Brandung hindeutet. Woher sie stammen, läßt sich nicht angeben, da Hornsteine weit verbreitet sind und auch in mehreren Formationen der Dolomiten vorkommen, beispielsweise im Unteren Muschelkalk, in den Buchensteiner Schichten und im Dachsteindolomit (siehe Dachsteindolomit).

Die Ergebnisse der Untersuchungen an der Trias-Lias-Grenze in den St. Vigiler Dolomiten lassen sich kurz in folgende Sätze zusammenfassen:

1. Die Trias schließt nach oben in rein dolomitischer Fazies ab.
2. Der oben aus dem Dachsteindolomit ohne scharfe Grenze hervorgehende, zuckerkörnige, feinkristalline, fast weiße Dolomit repräsentiert hier die rhätische Stufe.
3. Der Übergang aus der Trias- in die Juraformation vollzieht sich über eine maximal 6 m mächtige Zwischenlage, welche ungeachtet ihrer sehr wechselnden Zusammensetzung und Ausbildungsform eine stratigraphische Einheit bildet.
4. Die auf dem Sennesplateau vorherrschende primäre Form der Zwischenlage ist ein Wechsellagerungspaket von Kalk und Dolomit, die peripher anschließende, sekundäre setzt sich aus dessen Trümmern und aus fluvial zugeführten Geschieben zusammen.
5. Die wichtigsten Kennzeichen der klastischen Sekundärform sind: Einschlüsse von Bohnerz, Quarz, Glimmer, Hornstein.
6. Wegen des Vorkommens von Liaskalk in den Wechsellagerungen und in den anderen Grenzbildungen erscheint die Zuzählung des Trennungshorizontes zum Unteren Lias gerechtfertigt.

Es wäre vermessen, aus diesen über ein verhältnismäßig kleines Gebiet reichenden Feststellungen weitergehende Schlüsse zu wagen. Immerhin bestärken mich aber die obenerwähnten Fernbeobachtungen und die so häufig aus der Literatur durchsickernden Andeutungen über unbestimmte Funde von breccienartigem Gestein, Konkretionen und Sandsteinen mit eisenschüssigem Bindemittel, Wechsel der Schichten u. dgl. unweit der oberen Triasgrenze, in der Annahme, daß sich für die begonnene Abgrenzungsarbeit ein weites Feld öffnet und daß die Ansicht Klebelsbergs bezüglich des Grenzhorizontes für größere Erstreckung in den Dolomiten Geltung erlangen wird.]

Unterer Jura (Lias).

Über den Grenzsichten folgen in den St. Vigiler Dolomiten helle, reine Riffkalke. Sie mögen früher ein großes Gebiet, vielleicht die ganze Dachsteindolomitplatte, bedeckt haben und viel mächtiger gewesen sein, heute sind sie nur mehr in einzelnen größeren und kleineren Gebiets teilen erhalten.

Die Verbreitung wurde z. T. schon beim Dachsteindolomit und bei der Trias-Jura-Grenze besprochen. Ein breiter Streifen dieser Kalk-

decke zieht sich vom Monte Sella di Sennes in südöstlicher Richtung über die Sennesalpe in das Tal des Boite und baut östlich desselben den Monte Cadini auf. Jenseits Val Salata bedecken diese Schichten das wellige Hochland der Fossesalpe und biegen von dort als Platte steil auf zum Seekofel, dessen oberes Drittel sie bilden. Kleine Kalkinseln und in den Dachsteindolomit vorspringende Zipfel sind die Reste einer ursprünglich viel größeren Kalkauflagerung.

Ein geschlossenes Areal dieses Gesteines liegt im Süden des Aufnahmegebietes. Dort nehmen die Liaskalke einen Großteil der Col Becchei-Gruppe ein. Abgesehen von kleinen Aufschlüssen im Inneren, tritt der liegende Dachsteindolomit nur in ihrer Umrandung am Falé und an der Croda d'Antruilles zutage.

Große Ausdehnung erlangen sie in Fanes. Andere, aus der Literatur nicht bekannte Vorkommen bilden den Gipfel des Monte Sella di Fanes (2654 m) sowie den oberen Teil jenes bis auf 2470 m aufragenden, bei den Grenzschiechten erwähnten, vom Neuner abgetrennten Felskopfes. Ein kleiner Rest ist in einer Mulde südlich vom Gipfel des Paresberges¹⁾ erhalten geblieben. Er stellt, wenn auch tektonisch gestört, gleichsam die Verbindung zwischen den Kalken auf dem Sennesplateau und jenen in der Kreuzkofelgruppe her. Auch der Paresbergzug scheint früher eine größere Jurakappe getragen zu haben. Spärliche Reste von Grenzbildungen nordwestlich vom Gipfel und an dem von der Mulde gegen SE verlaufenden Grate lassen das vermuten.

Ein Vergleich der beiliegenden Karte mit den älteren Aufnahmen (Mojsisovics, Kober) zeigt, daß die Liaskalke seit Ermittlung der Trias-Jura-Grenze, im Sinne Klebelsbergs, im kartierten Bereiche eine viel größere (nahezu die dreifache) Fläche einnehmen, u. zw. auf Kosten des Dachsteindolomites. Auch in der östlich anschließenden Gruppe der Hohen Gaisl und in der südlich vom Fanesbache gelegenen Furcia Rossa sind Liaskalke viel weiter verbreitet, als bisher angenommen wurde.

Die lithologischen Verhältnisse haben besonders Loretz (45) und Klebelsberg (34) recht treffend geschildert. Die Liaskalke sind ein Komplex von deutlich gebankten, reinen Riffkalken. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke schwankt zwischen $\frac{1}{2}$ und 2 m. Die Farbe ist fast durchwegs hell (weiß, grau, gelblich). Die unteren Partien sind bisweilen blaßrosa angehaucht. Besonders bunte Kalke kann man am Paresberg finden: vom reinsten Weiß über Gelb, Rot, Violett bis zum dunklen Braun. Sehr häufig sind die Kalke auch gesprenkelt oder von roten Druckturen durchzogen, zackigen Verlaufes wie Schädelnähte. (Gut ausgebildet im Seekofelgebiete zwischen dem Nabigen Loch und dem Ofen). Sie sind dichte, feste Kalke mit splitterigem bis muscheligem Bruche. Ein sehr charakteristisches Kennzeichen ist nach meinen Beobachtungen jener eigenartige Geruch, wie man ihn auch beim Reiben oder Zerschlagen von Quarz wahrnimmt.

So einförmig, wie sie vielleicht bei flüchtiger Begehung erscheinen können, sind die Liaskalke keineswegs überall entwickelt, es lassen sich

¹⁾ Vom inneren Wengental aus kann man südlich vom Gipfel die Kalke an ihrer bleichgrauen Farbe und an den rundlich abgewitterten Formen erkennen.

vielmehr bei näherer Untersuchung allenthalben auch Abweichungen von der normalen Ausbildung beobachten.

Vor allem ist hier eine merkwürdige Erscheinung zu besprechen, die auch Reithofer aus der Sellagruppe (57, S. 552) erwähnt. Der untere Liaskalk enthält nämlich im Bereiche der Sennesalpe, besonders häufig am Col di Siores, scharfkantig begrenzte Stücke eines dunkelgrauen bis schwarzen Kalkes. Diese Einschlüsse erreichen alle Größen bis zu 5 cm und scheinen den im Kapitel Trias-Lias-Grenze erwähnten zu gleichen. Fossilien ließen sich hier nicht nachweisen. Das ursprünglich Anstehende dieser sedimentär eingelagerten, schwarzen Kalke ist noch nicht ermittelt, weshalb auch keinerlei Anhaltspunkte über Alter und Ablagerungsbedingungen gegeben sind. Sicher dürfte nur sein, daß das Material zu solchen „Breccien“ nicht weit transportiert worden war. Vielleicht läßt sich die Zertrümmerung auf eine im unteren Lias eingetretene Krustenbewegung (Hebungsauffaltung) in einem benachbarten Ablagerungsbereiche zurückführen.

Einigmaßen häufig sind auch oolithische Kalke zu finden. Dabei lassen sich zwei Typen unterscheiden: gelbliche Kalke mit einer Art „Großoolithstruktur“ in Fosses sowie ebenfalls gelbliche, z. T. spärlich Crinoideen führende Kalke am Paresberg, erfüllt mit zahllosen hellen Oolithen, die eine weiße Kernpartie aufweisen und $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser haben.

Am Aufstieg vom Fanessee zur Alpe Großfanes überschreitet man ungefähr nördlich von Punkt 1843 eine den Liaskalken konkordant eingelagerte, 2 m mächtige Bank von mylonitisiertem, dolomitischem Kalk.

Am Fahrweg Podara Vedla—Sennes ist an einigen Stellen graugrüner, mergeliger Kalk entblößt. Unweit trifft man ihn rot und grau gebändert.

Südwestlich vom Col Pira Maura ist den Liaskalken ein sehr fester, roter Kalk eingeschaltet, auch beim Besteigen des Seekofels findet man ähnliche Einlagerungen und grünliche, geschieferte Partien.

Nicht selten sind die Kalkblöcke mit einer oft mehrere Zentimeter dicken Kruste von Brauneisenerz überzogen. Derartige Bildungen kann man westlich vom Limossee bei Punkt 2424, westlich vom Col Fozerres, am Wege von Sennes zur Egerer-Hütte, am Seekofel in 2740 m Höhe und sehr hübsch an ein paar Blöcken an der Porta sora al forn (Punkt 2388) oberhalb der Egerer-Hütte sehen. Nach Klebelsberg (34, S. 348) sind es „Beweise dafür, daß auch in jüngerer Zeit noch festländische Verwitterungsvorgänge wirksam waren“.

Am Paresberg fand sich eine gelbbraune „Lumachelle“, voll von unbestimmbaren Schalenresten.

Die Liasvorkommen in Sennes—Fosses, im obersten Boitetal, in Fanes und in der Col Becchei-Gruppe sind schon seit den Aufnahmen von Loretz und Mojsisovics bekannt und unbestritten. Nach meinen Erhebungen gehören nicht nur diese Vorkommen, sondern die oben beschriebenen Kalke in ihrer Gesamtheit dem Lias an. Um jeden Zweifel über das liasische Alter der neu kartierten Kalke zu zerstreuen, führe ich folgende Tatsachen an:

1. In stratigraphischer Hinsicht: die Kalke bilden im allgemeinen und speziell mit jenen, schon bisher als sicherer Lias angesprochenen Gesteinsvorkommen von Sennes, Fanes usw. ein und denselben Horizont und sind überall den Grenzschichten konkordant aufgelagert.

2. In lithologischer Hinsicht sind sie im großen wie im Handstück in bezug auf Fazies, Bruch, Farbe usw. vollkommen gleich beschaffen. Auch ihr Verwitterungsprodukt ist überall gleich grobstückig und niemals grusig.

3. Paläontologische Beweise liefern die für Lias bezeichnenden, vom Verfasser gefundenen Fossilien:

<i>Terebratula punctata</i> Sow.	Seekofel — Südseite, westlich von der Quelle.
<i>Terebratula dubiosa</i> Haas	Paresberg.
<i>Lithotis</i> sp.	Monte Sella di Sennes — Nordseite.
<i>Pachymegalodon</i> sp.	Nordwestlich von der Alpe Fodara Vedla.

Ferner die Faunen aus den eingelagerten Crinoidenkalken, deren Besprechung weiter unten folgt.

4. Auch morphologisch ist nicht der geringste Unterschied zu konstatieren. Dasselbe gilt auch von der Vegetationsarmut.

Die Fossilführung der Liaskalke ist im Verhältnis zur Verbreitung und Mächtigkeit recht spärlich. Man kann wohl in einzelnen Bänken — etwa am Aufstiege von der Egerer-Hütte zum Seekofel oder an dessen Südseite — zahlreiche Gastropoden- und Brachiopodenquerschnitte finden, im einzelnen ist es aber wegen der Härte und des muscheligen Bruches fast immer unmöglich, etwas Bestimmbares herauszubekommen. Meistens sind die Versteinerungen nur im angewitterten Zustande sichtbar, beim Zerschlagen der betreffenden Stücke ist dann gewöhnlich nichts oder höchstens eine feine Linie, welche die Umrisse des Einschlusses andeutet, zu erkennen. Die gleichen Erfahrungen mit solchen Liaskalken wurden auch in anderen Teilen der Dolomiten gesammelt: Kreuzkofelgruppe (34), Sellagruppe (57) und Monte Pelmo (25).

Der Liaskalk ist der dritte und zugleich letzte Hauptfelsbildner in den St. Vigiler Dolomiten. Er baut die höchsten Gipfel des Gebietes auf: Seekofel (2810 m), Monte Sella di Sennes (2787 m), Monte Sella di Fanes (2654 m), Monte Parei (2793 m), Croda del Becco (2735 m) und Col Becchei (2511 m). Die Mächtigkeit erreicht ihren höchsten Wert mit 500 m in den Wänden südlich vom Monte Parei, ist aber sonst viel geringer, durchschnittlich 300 m. Steilstellung der Schichten im Verein mit bedeutenden Faltungen lassen dieses Schichtpaket manchmal mächtiger erscheinen.

Im Bilde der Landschaft fallen die Liaskalke als pralle, dickgebankte, sonst aber in sich wenig gegliederte Wände von bleichgrauer Farbe auf. Wegen ihrer Reinheit und infolge der Höhenlage ist die chemische und mechanische Einwirkung des Wassers intensiver und verursacht fast überall eine mehr oder weniger weitgehende Verkarstung. Vorwiegend dort, wo diese Kalke vegetationsarm sind, öffnen sich bis ein paar Meter tiefe Schlünde.¹⁾ Im Bereiche der Sennesalpe kann man auch viele Dolinen sehen. Eine ungemein häufige Erscheinung sind ferner Karstrillen, die oft nur durch messerschneidenartige Kämme voneinander getrennt sind. Natürlich spielt sich schon im kleinen dieser Auflösungsprozeß ab. Man braucht nur ein Stückchen von der körnig anwitternden Oberfläche eines Kalkblockes zu betrachten, um sich davon zu überzeugen. Im übrigen ist bezeichnend für dieses Gestein seine Neigung zu stumpfer, abgerundeter Blockbildung. Die Halden enthalten nur grobes Material und unterscheiden sich dadurch wie durch die blaugraue Färbung von den hellen, oft auch

¹⁾ Ein Karrenfeld, das (besonders mit genagelten Schuhen) schlecht zu begehen ist, breitet sich südlich vom Monte Sella di Sennes aus.

bunten, gelblichen, rötlichen, aus kantigen Stücken bestehenden Schutthalden des Dachsteindolomits. Wo der letztere noch bis weit hinauf begrünt und durch magere Weideböden gekennzeichnet ist, erscheinen die Kalke in gleicher Höhe und Exposition regelmäßig schon als Ödflächen. Sie zeigen so recht die Abhängigkeit der Vegetation vom unterlagernden Gestein. Die mannigfache Spalten- und Labyrinthbildung leitet die Niederschläge rasch wieder ab, zwingt daher die Pflanzenwelt zu äußerster Sparsamkeit mit dem Wasser. Deshalb findet man hier nur Gewächse, die längere Trockenperioden überdauern können, z. B. *Cirsium spinosissimum* und die wie ein blaugrüner Hauch bis in die höchste Region das Kalkgestein überziehende Flechte *Hymenelia canziana*. Eine üppigere Vegetation (Moose, Farne) besiedelt die relativ feuchten Spalten, in den windgeschützten und humusreicheren Mulden und Dolinen gedeiht der blaublühende Eisenhut (*Aconitum Napellus*), der übrigens nicht minder als *Cirsium* eine ausgesprochene Schafleigerpflanze ist. In tieferen Lagen stellen sich Legföhren, Zirben und Fichten ein.

Crinoidenkalke (Lias).

Zusammen mit den grauen Liaskalken treten an mehreren Stellen des Gebietes Crinoidenkalke auf. Die größten Vorkommen liegen bei der Alpe La Stuva und in Fosses, kleinere, bis jetzt noch nicht beschriebene am Paresberg und südlich vom Gipfel des Monte Parei.

Bezüglich der Lagerung dieser Crinoidenkalke sind zwei Fälle gegeben: entweder sind sie den Liaskalken als Linsen eingeschaltet, oder sie folgen über ihnen als ein nächst höherer (jüngerer) Horizont.

Ihr Korn ist fein bis grob, die Farbe bald rein weiß, bald rot. Fossilien lassen sich aus diesen durchwegs festen Kalken nur schwer gewinnen.

Das kleinste Vorkommen ist jenes am Paresberg. In der schon öfter genannten Mulde südlich vom Gipfel sind stellenweise rote und weiße Crinoidenkalke zu finden, deren ursprüngliche Lagerung sich nicht mehr ermitteln läßt. Vermutlich repräsentieren sie unteren Lias. Die roten, feinkörnigen Kalke zeigten keine Fossilreste, die weißen, grobkörnigen enthielten folgende Fauna:

Crinoiden,
Rhynchonella cfr. *Reynesi* Gemm.,
 „ sp.,
Waldheimia sp.,
Pecten sp.

An der Südseite des Monte Parei ist oberhalb des Steiges eine 2—3 m breite Linse von rotem, feinkörnigem, besonders festem Crinoidenkalk den unteren Liaskalken konkordant eingeschaltet. An Versteinerungen fanden sich Crinoiden und kleine Brachiopoden, von denen einer als *Rhynchonella* sp. bestimmt werden konnte.

Weitaus größer sind die Vorkommen in Fosses. Verläßt man den Weg zur Egerer Hütte etwa dort, wo er südöstlich vom Col di Siores scharf umbiegt, und geht in östlicher Richtung gegen die Fosses-Seen, so überschreitet man auf halbem Wege die ersten Bänke der hier den Liaskalken aufgelagerten Crinoidenkalke. Sie sind schneeweiß (wie überhaupt im Bereiche der Fosses-Alpe nur weiße vorzukommen scheinen) und glazial angeschliffen. Auch am Abstieg von den Fosses-Seen ins Boitetal überschreitet man weiße Crinoidenkalke. Vom Verfasser wurden gefunden:

Crinoiden,
Rhynchonella pusilla Gemm.,
 „ sp.,
Terebratula punctata Sow.,
 „ *Aspasia* Menegh.,
Waldheimia ampezzana Böse und Schlosser,
Pecten sp.,
 Gastropodenreste,
 Belemniten.

Mit Ausnahme der bereits von Kober (39) erwähnten *Terebratula Aspasia* sind die genannten Versteinerungen für den Fundort „Fosses“ neu.

Das wichtigste und am besten untersuchte Vorkommen liegt im Quellgebiete des Boite. Hier treten im untersten Teile der Lavinores als lange Linse (wenn man die wenigen Meter Hangendkalk noch zum Lias rechnet) in einer Mächtigkeit von höchstens 20 m weiße und rote Crinoidenkalke zutage. Sie sind bisweilen deutlich gebankt. Das Gestein liefert gute Böden, ist deshalb meist üppig bewachsen, doch sind im Kriege mehrere Aufschlüsse durch Felsprengungen für Unterstände, Baracken usw. neu geschaffen worden. Das gewonnene Material fand auch zum Bau von Fundamenten Verwendung. Die Crinoidenkalke von La Stuva beherbergen eine reiche Brachiopodenfauna, die von Böse und Schlosser (80) genau bearbeitet wurde. Nach den Untersuchungen der genannten Autoren hat sie mittelliasisches Alter, wobei Schlosser für die Beurteilung des Alters dieser Fauna nicht einzelne Formen, sondern den Gesamtcharakter als maßgebend nimmt.

Eine besonders gute und reichhaltige Ausbeute haben die roten Crinoidenkalke nordwestlich von Punkt 1854 geliefert. Meine Aufsammlungen enthalten:

Crinoiden,
 Seeigelstachel,
Rhynchonella Reynesi Gemm.,
 „ *palmata* Opp.,
 „ sp. cfr. *Greppini* Opp.,
 „ *Albertii* Opp.,
 „ *Dalmasi* Dum.,
 „ *retroplicata* Zitt.,
 „ *fascicostata* Uhlig,
 „ *pilula* Böse und Schlosser,
 „ *variabilis* Schloth.,
 „ *Zugmayri* Gemm.,
 „ *Zitteli* Gemm.,
 „ sp.,
Spiriferina rostrata Schloth.,
 „ *angulata* Opp.,
 „ *gryphoidea* Uhlig,
 „ *decipiens* Böse und Schlosser,
 „ sp.,
Terebratula De Lorenzoi Böse und Schlosser,
 „ *chryssilla* Uhlig,
 „ *Aspasia* Menegh.,
 „ sp.,
Pseudokingena Deslongchampsii Dav.,
Waldheimia ampezzana Böse und Schlosser,
 „ *mutabilis* Opp.,
 „ *Meneghinii* Par.,
Pecten sp.,
Arietites sp.,
Belemnites sp.

Bemerkungen zur Liste.

Die gesperrt gedruckten sind neu gegenüber den von Böse und Schlosser (80) vom Fundort „La Stuva“ beschriebenen 26 Brachipoden-Arten, von denen ich bei meinen Aufnahmen 18 wieder gefunden habe.

Rhynchonella Albertii Opp.

<i>Rhynchonella Albertii</i> Opp.	(92, S. 546, Taf. XIII, Fig. 4).
„ „ „	(103, S. 290, Taf. IV, Fig. 1—2).
„ <i>Albertii</i> „	(81, S. 43, Taf. V, Fig. 14—17).
„ sp. aff. <i>Albertii</i> Opp.	(80, S. 193, Taf. XVIII, Fig. 1).

Die Arbeit Schlossers (80) enthält mehrere Ansichten einer großen, flachen Form mit dreieckigem Umriß aus der Verwandtschaft der *R. Albertii*. Meine drei, z. T. tadellos erhaltenen Stücke stimmen mit den Abbildungen bei Geyer (81) gut überein. Sie zeigen wie diese den abgestumpft dreiseitigen bis pentagonalen Umriß. Die Wölbung der kleinen Klappe ist stärker. Die große, relativ flache Klappe ist in der Wirbelgegend am meisten gewölbt. Der für diese Art charakteristische kleine und wenig gekrümmte Schnabel ist deutlich zu sehen. Meine Exemplare haben 2 oder 4 Sinusrippen und dementsprechend 3 oder 5 Wulstrippen. Die Mittelrippen sind scharfkantig. Die Dimensionen betragen:

	A	B	C
Höhe.....	18 mm	19·5 mm	15 mm
Breite.....	19 mm	21 mm	16·5 mm
Dicke.....	9·5 mm	11 mm	9·5 mm.

Sonstige Vorkommen: im unteren Lias am Hierlatz bei Hallstatt; im mittleren Lias bei Sospirolo.

Rhynchonella variabilis Schloth.

<i>Rhynchonella Briseis</i> Gemm.	(82, S. 4, Taf. I, Fig. 3 und 6).
„ <i>variabilis</i> Schloth.	(96, S. 143).
„ „ „	(81, S. 36, Taf. IV, Fig. 16—22,
„ „ „	Taf. V, Fig. 1—13).
„ „ „	(79, S. 180, Taf. XIII, Fig. 17—19).
„ „ „	(80, S. 191, Taf. XVIII, Fig. 7—8).

Diese Art war bisher von der Alpe La Stuva nicht bekannt. Unter meinem Material befindet sich nur ein einziges vollständiges Exemplar, das zwar etwas verdrückt ist, im übrigen aber recht gut in den großen Formenkreis der *Rhynchonella variabilis* paßt. Der Umriß ist fünfseitig. Dem tiefen, mit zwei Rippen besetzten Sinus der flachen Ventralschale entspricht ein auffallend hoher, dreirippiger Wulst an der stark gewölbten Dorsalschale. Sämtliche Rippen, besonders die Mittelrippen, sind scharfkantig. Der Schnabel ist mäßig gekrümmt.

Dimensionen:

Höhe.....	20 mm
Breite.....	24 mm
Dicke.....	14 mm

Andere Vorkommen mittelliasischen Alters: Lavarella, Schwansee bei Füssen, Hierlatz, Schafberg usw.

Rhynchonella Zitteli Gemm.

- Rhynchonella Zitteli* Gemm. (82, S. 6, Taf. II, Fig. 10—11).
 " " " (79, S. 185, Taf. XIII, Fig. 21—22).
 " " " (80, S. 192, Taf. XVIII, Fig. 6 und 9).

Von dieser auf La Stuva bisher nicht gefundenen und anscheinend recht seltenen Form fand ich nur ein einziges Exemplar, das besonders mit den Abbildungen bei Böse und Schlosser (80) große Ähnlichkeit hat. Der tiefe Sinus trägt 3, der gerundete und daher weniger hervortretende Wulst 4 hohe, scharfe Rippen. Das aufgeblähte Stück hat folgende Dimensionen:

Höhe	14 mm
Breite	14·5 mm
Dicke	10·5 mm

Andere Fundorte im mittleren Lias: Lavarella (Fanes), Thiersee bei Kufstein, Berchtesgaden.

Spiriferina rostrata Schloth.

- Spiriferina rostrata* Schloth. (82, S. 29).
 " " " (79, S. 213, Taf. XVI, Fig. 1).
 " cf. "*rostrata* Schloth. (80, S. 200, Taf. XVIII, Fig. 28 und 30).

Die grobkörnigen roten Crinoidenkalke enthalten manchmal große isolierte Klappen, die jedoch selten herauspräpariert werden können. Unter meinem Material befindet sich nur ein einziges vollständiges Exemplar, das mit den bei Schlosser abgebildeten Stücken von der Lavarella übereinstimmt. Die große Klappe trägt einen seichten, von zwei undeutlichen Kanten begrenzten Sinus, die zugehörige kleine Klappe einen schwachen Wulst. Der kräftige Schnabel ist bei größeren Individuen stärker eingerollt als bei den Jugendstadien. Einzelne zeigen grobe Anwachsstreifen. Sämtliche Stücke lassen bereits bei Betrachtung mit freiem Auge die punktierte Schale erkennen.

Dimensionen:

Höhe	40 mm
Breite	34 mm
Dicke	25 mm (Die Schalen klaffen etwas!)

Ein noch größeres, mindestens 6 cm hohes Exemplar zersprang unter dem Hammer.

Sonstige Vorkommen: Lavarella, Kramsach, Fonsjoch, Berchtesgaden usw. Überall im mittleren Lias.

Waldheimia mutabilis Opp.

- Waldheimia mutabilis* Opp. (81, S. 18, Taf. II, Fig. 31—36; Taf. III, Fig. 1—7).
 " " " (79, S. 172).

Diese von La Stuva noch nicht bekannte Art ist unter meinen Aufsammlungen in zwei Exemplaren vertreten, die beide zu den Zeichnungen Geyers (81, Taf. II, Fig. 32) vorzüglich passen. Die zugehörige Beschreibung gilt gleichfalls: Pentagonaler Umriß, etwas höher als breit; größte Breite in oder unterhalb der Mitte; wechselnde Dicke; breiter, gekrümmter Schnabel. Die Schale ist bisweilen fein gestreift.

Dimensionen:

	A	B
Höhe	21 mm	19.5 mm
Breite	19.5 mm	18 mm
Dicke	12 mm	10 mm

Aus dem mittleren Lias von Kramsach, Hierlatz usw. bekannt.

Die Funde von *Rhynchonella variabilis* Schloth., *R. Zitteli* Gemm., *R. Greppini* Opp. und *Spiriferina rostrata* Schloth. sind insoferne von Bedeutung, weil sie schon lange von der Lavarella, nicht aber von La Stuva bekannt waren. Die Zahl der für beide Lokalitäten gemeinsamen Arten betrug früher 12, d. i. nicht ganz die Hälfte der bisher bekannten Arten. Sie erhöht sich nunmehr auf 16.

Außer den besprochenen 5 neuen Arten habe ich noch mehrere Brachiopoden gesammelt, die mit der vorhandenen Literatur nicht bestimmt werden konnten. Möglicherweise handelt es sich bei einigen auch bloß um bisher nicht bekannte Formen aus der Verwandtschaft der *Terebratula chrysilla* Uhlig.

Die bereits von Schlosser beobachtete Tatsache, daß gewisse Brachiopoden an bestimmte Bänke gebunden sind, kann ich bestätigen. Eine nähere Untersuchung dieser Verhältnisse ginge über den Rahmen der mir gestellten Aufgabe, zumal die langwierige und oft mühsame Präparation aus den grobepitaxialen Crinoidenkalken nicht immer an Ort und Stelle vorgenommen werden konnte. Immerhin ließ sich feststellen, daß z. B. *Rhynchonella palmata*, *angulata*, *ampezzana*, *variabilis*, *Waldheimia mutabilis* usw. auf einzelne Bänke beschränkt sind, während *Rhynchonella fasci-costata* und *Terebratula chrysilla* fast überall vorkommen. Letztere Art findet sich häufiger als *Terebratula Aspasia*. Es geht nicht an, von einer „Zone der *Terebratula Aspasia*“ zu sprechen, weil diese Form nicht selten auch im unteren Lias zu finden ist.

Bezüglich der Gattung *Pecten* kann keine nähere Bestimmung gegeben werden. Die Stücke sind teilweise unvollständig und alle sehr klein. Es liegen mir sowohl glatte als auch mit Gitterskulptur versehene Schälchen vor.

Die spärlichen Belemnitenreste waren nur als Bruchstücke zu bekommen, daher nicht bestimmbar.

Bemerkenswert ist der erstmalige Fund eines Ammoniten in den Crinoidenkalken. Die guterhaltene Externseite (glatter Kiel mit 2 Furchen) weist auf *Arietites*. Die Rippen sind etwas geschwungen, wie das bei manchen *Arietites* vorkommt.

Die ausgezeichnete Bearbeitung der Brachiopoden von La Stuva durch Böse und Schlosser (80) enthält leider keine näheren Fundortsangaben. Ich vermute aber, daß die Brachiopoden von der Lavinorese-Seite stammen, wo auch ich sie — hauptsächlich nordnordwestlich von Punkt 1854 — in roten Crinoidenkalken gesammelt habe. Eine längere und gründliche Durchforschung dürfte von Erfolg sein, denn die Fundstellen (gute Aufschlüsse aus dem Kriege) sind noch lange nicht erschöpft.

Dogger konnte im kartierten Gebiete bis jetzt nirgends nachgewiesen werden. Ich fand weder das Leitfossil, *Posidonia alpina*, noch irgend eine Versteinerung, die für den Mittleren Jura bezeichnend wäre. Auch Kober (39, S. 212—214), dem der Nachweis in Fanes gelang, hat in meinem Arbeitsgebiet nichts Derartiges gefunden. Während im Mittleren Jura das Meer seine Sedimente in Fanes ablagerte, scheint weiter östlich Land oder ein küstennaher Bereich gewesen zu sein. Ich schließe das einerseits aus dieser Schichtlücke, anderseits aus meinen Geröllfunden auf basalem Jura am rechten Ufer des Boite. Die Rollstücke bestehen aus hellem Kalk, weisen Durchmesser bis zu 5 cm auf und sind in einem dunkelroten, feinkörnigen, bohnerzföhrnden Crinoidenkalk eingebettet. Auch die hellen bis graubraunen Kalke, welche im Liegenden des echten Malm entwickelt sind, scheinen nicht mehr dem Dogger anzugehören, wenigstens läßt sich ein paläontologischer Beweis nicht erbringen.

Ammonitico rosso (Malm).

Über dem Lias folgen an einigen Stellen Ablagerungen des Oberen Jura: am Ursprung des Boite (in der Umgebung von La Stuva), in Fosses, Kleinfanes und am Limojoch.

Sie bestehen aus einem geringmächtigen, meist nur wenige Meter dicken Paket, das hauptsächlich von roten, untergeordnet auch grauen Kalken gebildet wird.

Das größte, in der geologischen Literatur seit langem bekannte Vorkommen liegt bei La Stuva. Es läßt sich am Fuß der Lavinores als niedrige Wandflucht mit mittelsteil gegen NE fallenden Bänken ein Stück talaufwärts verfolgen. Den besten Einblick in die Gesteinsbeschaffenheit bietet jedoch der alte, am linken Ufer neben der Alpenhütte gelegene Steinbruch, wo typischer „Ammonitico rosso“ bloßliegt, als roter, knolliger Kalk mit wulstiger Oberfläche (herrührend von Hornsteinen) und unregelmäßig muscheligem Bruch. Das Gestein ist hier etwa 8 m mächtig und deutlich gebankt. Die Bänke fallen flach (mit zirka 15°) gegen SW. Die tieferen, örtlich auch die höheren Schichten wechsellagern mit dunkelroten, feinkörnigen, fossilarmen Crinoidenkalken. Ein derartiger roter, spätiger „Crinoidenkalk“ im Hangenden der Knollenkalken enthielt unbestimmbare Brachiopodenreste und kleine Belemniten. Gewisse mittlere Lagen des Ammonitico rosso führen kleine, gerundete, teils bohnenförmige Eisenkonkretionen, welche die Verwendungsmöglichkeit dieses „Marmors“ (siehe unter „Nutzbare Ablagerungen“) erheblich beeinträchtigen. Das Hangende wird, soweit es noch nicht zur Freilegung des Steinbruches abgebaut ist, von einem dichten, weiß, mit einem Stich ins Gelbe oder Rote, gefärbten Kalkstein, dem sogenannten „Diphyakalk“ gebildet. Im Steinbruche ist er 1 m mächtig und enthält außer *Terebratulula triangulus* Lam. zahlreiche kleine Ammoniten. Die Alpe La Stuva verdankt ihre geologische Berühmtheit nicht zuletzt dem außergewöhnlichen Fossilreichtum, den diese Malmkalke bergen. Seit Jahrzehnten werden die Aufschlüsse, insbesondere der Steinbruch, von Geologen und Petrefaktensammlern besucht. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes ist die Ausbeute verhältnismäßig gering, denn die Mehr-

zahl der Formen ist stark verdrückt und entstellt. Große Ammoniten mit $\frac{1}{2}$ m Durchmesser sind gar nicht selten. Zur Bestimmung eignen sich am besten die ausgewitterten Exemplare. Meine Funde sind:

Crinoiden,
Terebratula triangulus Lam.,
Terebratula (Pygope) diphya Col.,
Perisphinctes sp.,
Simoceras sp.,
 Aptychen.

Die roten Ammonitenkalke von Fosses, deren Verbreitungsgebiet in der Karte nicht mehr enthalten ist, habe ich nur flüchtig kennen gelernt. Es scheint sich um einen ganz kleinen Auflagerungsrest zu handeln.

Zwei weitere Vorkommen liegen im Bereiche der Alpe Kleinfanes. Das größere (im östlichen Teil von Plan di Salines) besteht aus dichten, roten, stellenweise verkarsteten Kalken. Vereinzelt kann man auch hellgraue Kalke mit Ammoniten (*Simoceras* sp.) beobachten. In den roten Kalken fanden sich Aptychen und ein Stielquerschnitt von *Apiocrinus*. Das andere, tektonisch eingepreßte und räumlich sehr beschränkte Vorkommen befindet sich nördlich von den unteren (vorderen) Kleinfanes-Hütten. Es sind wiederum rote Knollenkalke, die mit grauen Kalken wechsellagern. Ob die zusammengestauchten Bänke neben dem Fahrweg noch dem Malm oder schon der Kreide angehören, war mangels entsprechender Fossilfunde nicht zu entscheiden.

Südöstlich vom Limojoch liegt in einer tektonischen Mulde der Limosee. Er wird auf allen Seiten von roten Kalken umschlossen. Wenn man die Umgebung dieses Vorkommens genauer untersucht, kann man in den grauen Kalken verschiedentlich Bänke eingeschaltet finden, die sich von den roten Kalken in nichts unterscheiden. Ich habe solche Einlagerungen am steilen Gehänge östlich vom See mehrfach getroffen. Bemerkenswert sind rundliche bis scheibenförmige, eisenschüssige Sinterbildungen, die am nördlichen Ufer zu finden sind. Von Versteinerungen sah ich nur Belemniten und Brachiopoden. Das Oberjuraalter dieser Kalke wird durch den Fund eines Neocomrestes im Hangenden bestätigt.

Kreide.

Untere Kreide.

Die Ablagerungen der unteren Kreide sind ebenso wie die Oberjurakalke nur mehr in tektonisch geschützten Resten erhalten. Es sind dies die längst bekannten Vorkommen von Antruilles, La Stuva, Fosses und Kleinfanes sowie ein bisher aus der Literatur nicht bekannter Kreiderest am Limosee.

Die Kreidescholle von Antruilles bildet den bewaldeten Rücken westlich der Hütte und verdankt ihre heutige Lage zwei parallel verlaufenden Störungsflächen, deren Ausstriche in den sie begleitenden Tälern liegen. Die unterlagernden Schichten (Malm) sind hier nicht erschlossen. Die besonders an der Nordseite üppige Vegetationsbedeckung

sowie der Umstand, daß die Schichtfolge stark zerrüttet ist, verhinderten die Aufnahme eines lückenlosen Detailprofils. Immerhin ließ sich folgendes beobachten. Die tiefsten Horizonte sind nordwestlich der Antruilleswiese entblößt und zeigen blaugraue Mergel in Wechsellagerung mit Kalken. Darüber folgen rötliche Mergel und Sandsteine, die an ihrer Farbe schon von Son Pauses aus leicht zu erkennen sind. Sie gehen nach oben in dünnplattige Kalke und Mergel über. Längs eines Holzliefersweges stehen östlich von P. 1652 graue, sandige Kalke an, deren Schichtflächen mit Biotitschüppchen bedeckt sind. Die stratigraphisch höchsten Lagen bestehen aus Quarzsandsteinen und werden noch von Quarzkonglomeraten überlagert. Hoernes (22) hat diese Konglomerate mit jenen an der Croda del Becco verglichen und sie als selbstständiges Schichtglied in die obere Kreide gestellt. Die Möglichkeit, daß beide Konglomerate gleiches Alter haben, ist nicht von der Hand zu weisen, die petrographische Beschaffenheit und das verschiedene Lagerungsverhältnis mahnen jedoch zu vorsichtiger Beurteilung.

Das nächste größere Vorkommen liegt bei der Alpe La Stuva. Von hier aus lassen sich die Kreideschichten 2 km weit über Campo Croce zu den Quellen des Boite verfolgen. Westlich des Baches sind sie nur in einem schmalen Streifen vorhanden, ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt im E gegen die Alpe La Rosa zu. Die Schichtfolge beginnt im W über den weißen Tithonkalken mit festen, hellgrauen Kalken, die unbestimmbare Ammonitenreste enthalten. Darüber lagern dünngebantke, braunrote und grünliche Kalke, durch zwei Kavernen am rechten Bachufer gut erschlossen. Die Kalke führen reichlich Hornsteine und Ammoniten mit Aptychen. Das Hauptgestein des Neocoms sind graue, in Platten spaltende Mergel, Mergelschiefer und Kalke, die überall längs des Weges anstehen. Sie bilden auch den niederen Sporn an der Vereinigungsstelle der beiden Talbäche. Nördlich der Hütte von La Stuva fanden sich in den Mergeln lokal viele graue und schwarze Hornsteine. Rote Mergel und Kalke habe ich bei den Quellen westlich von Campo Croce festgestellt. Aus den grauen und roten Mergeln stammen fast alle in der Fossilliste genannten Versteinerungen. An einem von E (aus der Gegend von Punkt 1866) kommenden Bach sind rote, bräunliche und grüne Kalke mit gleichfarbigen Hornsteinen entwickelt. Bei der Jagdhütte südöstlich von Campo Croce und südlich davon gibt es die als Wetzsteine beliebten braunen, feinkörnigen Quarzsandsteine.

Das Vorkommen bei den Fosses-Seen stellt einen ungleich kleineren Auflagerungsrest dar, der hauptsächlich aus rötlichen und grauen Mergelschiefen besteht.

Von Fanes sind drei für die Beurteilung des Gebirgsbaues wichtige Vorkommen zu erwähnen. Das größte liegt auf Plan di Salines, einer Verflachung oberhalb Kleinfanes. Die Kreide enthält hier viele Hornsteine. Ein weiteres Vorkommen ist bei den unteren Faneshütten erschlossen. Vom Fahrweg aus kann man die bald wirt verbogenen, bald sählig liegenden Mergel und Kalke, die übrigens viele, aber schlecht erhaltene Ammoniten führen, gut beobachten.

Ein bemerkenswerter, bisher nicht bekannter, wenigstens in Kobers Karte nicht verzeichneter Neocomrest ist an der Ostseite des Limosees

gelegen. Er besteht aus grauen Mergeln und Mergelkalken mit Hornsteinen und Ammoniten.

Eine recht typische Erscheinung sind rostbraune Flecken, herrührend von Eisenkonkretionen, auf den Mergeln und Schieferen.

Die Mächtigkeit der unteren Kreide beträgt höchstens 150—200 m.

Wie schon erwähnt, zeichnet sich das Neocom durch reiche Fossilführung aus. Gute und vollständige Stücke sind aber gar nicht leicht zu bekommen. Die Mehrzahl der gesammelten Versteinerungen ist plattgedrückt. Am häufigsten sind Ammoniten und Seeigel zu finden, Belemniten dagegen ziemlich selten.

Meine Aufsammlungen enthalten folgende, größtenteils neue Fauna:

Seeigel (Fam. <i>Spatangidae</i>)		Campo Croce und La Stuva,
<i>Pecten Deshayesianus</i> d'Orb.		Campo Croce.
<i>Phylloceras ladinum</i> Uhlig		" "
" <i>infundibulum</i> d'Orb.		" "
" sp.		" " und La Stuva,
<i>Lytoceras</i> sp.		" "
<i>Macroscaphites</i> sp.		La Stuva,
<i>Heteroceras</i> sp.		Campo Croce,
<i>Hamulina</i> sp.		" "
<i>Haploceras</i> sp.		" "
<i>Crioceras</i> sp.		" "
<i>Scaphites</i> sp.		" "
<i>Aptychus angulicostatus</i> Pict. u. Lor.		" "
" <i>latissimus</i>		La Stuva.
Ammonitenschnabel (<i>Hadrocheilus</i> sp.)		Campo Croce.
Belemnitenreste		" "

Die bisherige Literatur (45, 22) verzeichnet von dieser Gegend nur unbestimmte Seeigel, *Pecten* und einige Ammoniten (*Phylloceras*, *Haploceras* und *Baculites*).

Die Kreideschichten sind ein vorzüglicher Wasserspeicher und Bodenbildner. Das zeigt sich besonders deutlich im obersten Boitetal, wo hin und hin erfrischende Quellen entspringen und die durchfeuchteten Mergel einen prächtigen Fichtenwald und gutes Weideland tragen.

Kreidekonglomerat.

In der Col Becchei-Gruppe ist als jüngstes Schichtglied im Bereiche des kartierten Gebietes ein Konglomerat erhalten, dessen Auffindung und Beschreibung wir Mojsisovics und Hoernes (47) verdanken.

Das Konglomerat liegt an der Südseite der genannten Gruppe und ist an vier Stellen erschlossen. Das westlichste und größte Vorkommen befindet sich an der Südseite des Monte Parei in durchschnittlich 2600 m Höhe, ein weiteres südlich vom Gipfel der Croda del Becco in 2560 m Höhe. Die östlichste Fundstelle bildet ein kleiner Gipfel (Punkt 2373) östlich des Steiges. Ein viertes Vorkommen (östlich von Punkt 2578) ist in Liaskalken eingefaltet, konnte aber seiner Kleinheit wegen in der Karte nicht dargestellt werden.

Es sind echte Konglomerate, die sich nach ihrem Materialbestand im allgemeinen in folgende drei, durch Übergänge miteinander verbundene, daher nicht scharf trennbare Typen gliedern lassen.

I. Eisenschüssige Konglomerate mit zahlreichen Quarzeinschlüssen. Diese Type ist sowohl im westlichsten Vorkommen in der Nähe eines alten Geschützstandes als auch weiter im E (bei P. 2578) zu finden. Sie scheint besonders leicht zu verwittern, weshalb ihr Verbreitungsgebiet meist mit Grasböden (Schafweiden) bedeckt ist. Im Aushubmaterial für Baracken und Unterstände und an Stellen, wo der Rasen zur Errichtung von Wällen und Trockenmauern abgegraben wurde, kann man eine dunkelbraune, eisenreiche Erde mit Eisenkrusten und vielen kleinen Quarzgeröllen beobachten. Von diesen Quarzeinschlüssen berichtete bereits Mojsisovics (47, S. 289), daß sie Faustgröße erreichen und daß die meisten in der Mitte entzwei gebrochen sind. Das Bindemittel ist Brauneisenerz.

II. Konglomerate, bestehend aus den Aufarbeitungsprodukten der Liegendschichten und ortsfremder Gesteine. Im einzelnen beteiligen sich an der Zusammensetzung dieser Type Dachsteindolomit, graue Liaskalke, rote Malmkalke sowie schwarze Hornsteine und feinkörnige Sandsteine aus der unteren Kreide. Daneben finden sich zahlreiche „exotische“ Gerölle, d. h. solche, deren genauere Herkunft nebst Alter vorläufig nicht zu ermitteln war. Einige dieser fremden Bestandteile ließen sich bei Betrachtung mit der Lupe als Laven ladinischen Alters identifizieren. Es sind graugrüne Gesteine mit Feldspäten und dunklen Einsprenglingen (Augit?), die mit verwitterten Augitporphyriten große Ähnlichkeit haben. Eine Probe enthielt Feldspäte in einer feinkörnigen, grauen Grundmasse und dürfte ebenfalls zu den Porphyriten gehören. Die mikroskopische Untersuchung kam wegen der starken Zersetzung nicht in Betracht. Andere Gerölle stammen hingegen zweifellos aus dem Kristallin. Sie führen Glimmer und mitunter auch kleine Granaten. Man kann sie als Quarzitschiefer bezeichnen. Diese zweite Type hat ihre Hauptverbreitung genau südlich vom Gipfel des Monte Parei, u. zw. oberhalb des Steiges. Die tieferen Gehängepartien scheinen bedeutend quarzreicher zu sein. Die Konglomerate sind hier durch zwei tiefe, schützengrabenartige Wasserrisse erschlossen.

III. Die dritte Ausbildungsart ist hauptsächlich in den östlichen Vorkommen zu finden, als Konglomerate, die fast ausschließlich aus flachen, elliptischen bis scheibenförmigen Sandsteingeröllen bestehen, nach Art jener Quarzsandsteine, die verschiedentlich aus der unteren Kreide bekannt wurden. Die Sandsteine sind feinkörnig und erreichen alle Dimensionen bis Brotlaibgröße. Einzelne kleinstückige Lagen beherbergen auch Einschlüsse von hellen Liaskalken. Diese dritte Type läßt manchmal eine Bankung erkennen und hebt sich durch ihre Braunfärbung von den unterlagernden Kalken deutlich ab.

Einige Proben mit rauher Oberfläche sehen hellen Crinoidenkalken täuschend ähnlich. Bei genauer Betrachtung zeigt sich, daß es feinkörnige Quarzkonglomerate und Sandsteine sind, deren kalkig-kieseliges Bindemittel kleine Kalkfragmente enthält.

Ein gemeinsames Merkmal der Konglomerate ist die gute Rollung aller Bestandteile.

Die Mächtigkeit beträgt schätzungsweise 70 m.

Die Unterlage der Konglomerate wird von grauen Liaskalken gebildet. An der Grenze beider hat sich eine Diskordanz feststellen lassen. An einer Stelle (östlichstes Vorkommen) sind sie den Schichtköpfen saiger stehender Liaskalke aufgelagert. Anzeichen einer Überschiebung fehlen.

Bezüglich der Ablagerungsbedingungen lassen sich keine bestimmten Angaben machen, zumal ein damit unmittelbar vergleichbares Vorkommen aus den Südtiroler Dolomiten bisher nicht bekannt ist. Ich vermute aber, daß es sich um ähnliche Vorgänge gehandelt haben mag, wie sie an anderer Stelle in dieser Arbeit für die Trias-Lias-Grenze beschrieben wurden. Die Brauneisenerzfunde zeigen das Ende oder wenigstens eine Unterbrechung der Meeresbedeckung an. Die Col Becchei-Gruppe dürfte demnach im ausklingenden Mesozoikum ein küstennaher Bereich gewesen sein, in dem vermutlich ein aus dem kristallinen Grundgebirge kommender Fluß seine Schotter ablagerte. Kaum anders kann man sich die Mannigfaltigkeit der Einschlüsse und insbesondere das Vorhandensein von Quarz und anderen „exotischen“ Geröllen kristallinen Ursprungs erklären. Das Auftreten triadischer, jurassischer und cretazischer Bestandteile kann auf die damals einsetzende Alpenfaltung zurückgeführt werden.

Die Altersfrage ist noch keineswegs einwandfrei geklärt. Mojsisovics und Hoernes (47) haben die Konglomerate in die obere Kreide gestellt, Kober (39), der sich zuletzt damit beschäftigte, hält diese Altersdeutung für „sehr unsicher“. Fossilfunde, die über das Alter Aufschluß geben könnten, sind bis jetzt nicht bekannt geworden. Da aber einzelne Gerölle zweifellos der unteren Kreide entstammen und andererseits keine Anzeichen für jüngeres Alter (keine Nummuliten) gegeben sind, möchte ich mich vorläufig der Ansicht Mojsisovics anschließen und die Konglomerate der Col Becchei-Gruppe zur oberen Kreide (Gosau) rechnen.

Ob und wie weit sich diese Konglomerate mit den Gosauablagerungen der Nördlichen Kalkalpen parallelisieren lassen, kann aus den bisherigen Funden noch nicht beurteilt werden.

Tektonischer Teil.

Aus dem stratigraphischen Teile ist zu entnehmen, daß sich auf dem Quarzphyllit als dem ältesten aufgeschlossenen Fundamente der St. Vigiler Dolomiten im Laufe des Perm und des Mesozoikums eine Sedimentdecke von etwa 2500 m Mächtigkeit gebildet hat. Scharf ausgeprägte, verhältnismäßig dünne, weit über das Arbeitsgebiet hinausreichende Leithorizonte, wie der Muschelkalk, die Raibler Schichten, die Trias-Jura-Grenze, sind untrügliche Zeugen einer gleichmäßigen, ruhigen und nicht wesentlich gestörten Bautätigkeit in dieser langen Epoche.

Die starken tektonischen Störungen, die seither eingetreten sind, kommen zunächst auffallend in einer großen Schwankung der Höhenlage der einzelnen Schichten zum Ausdruck. So z. B. liegen die Steilwände des Unteren Muschelkalks und Mendeldolomits zwischen Höhen von 1200 bis 2200 m, die Köpfe der Raibler Schichten zwischen

1300 und 2300 m, die Ausstriche der Trias-Jura-Grenze zwischen 1600 und 2500 m heutiger Meereshöhe. Die Schichtlage ist oft bis zur Saigerstellung verdreht, weist zahlreiche schöne Faltungen und Flexuren auf, es kommen Überschiebungen und Schichtverdopplungen vor.

Gestützt auf die festgestellten Tatsachen soll nun eine Analyse der tektonischen Vorgänge versucht werden.

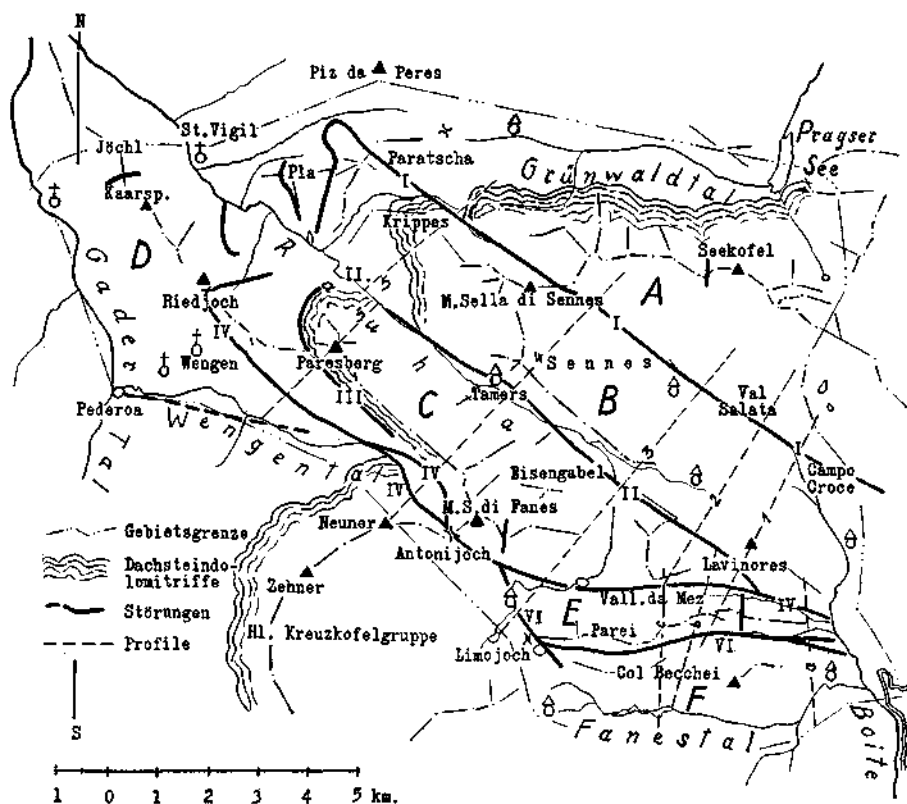


Fig. 3. Tektonische Übersichtskarte.

1. Störungsflächen.

- I. Val Salata-Störung,
- II. Rauhtalstörung,
- III. Paresberggrand,
- IV. Störung Riedjoch—Antonijoch—Forcella—Vallon da Mez,
- V. Störung am Wengener Bache,
- VI. Croda del Becco-Störung.

I. Die Val Salata-Störung ist die Fortsetzung jener seit den Aufnahmen von Loretz (45), Mojsisovics (47) und Kober (39) bekannten „Bruchspalte“, die annähernd in ostwestlicher Richtung aus der Gegend von Schludersbach nach Campo Croce herüberzieht

und von dort gegen NW abbiegt. Ein Blick auf die Karte zeigt den auffallend geraden Verlauf dieser Bruchlinie von ihrer Eintrittsstelle in das Aufnahmegebiet bei Campo Croce bis zum M. Sella di Sennes.

Diese zunächst vielleicht schematisch scheinende Darstellung stützt sich auf genaue, sozusagen Schritt für Schritt durchgeführte Aufnahme.

Die Val Salata-Störung schneidet beim Eintritt in das Gebiet die geologische Mulde des obersten Boitetales an ihrem Nordende ab. Im Scheitel dieser asymmetrisch gebauten Mulde, in deren Kern ein größerer Rest von Oberjura- und Kreidestein erhalten geblieben, fließt bei der Hütte La Stuva der Bach. Im SW herrscht dort mittelsteiles, im NE sanftes Schichteneinfallen. Von den Verflachungen der Alpe La Rosa läßt sich die Val Salata-Linie am Fuße einer Felswand nach Campo Croce verfolgen. Wenn schon der Kontakt durch Schuttreißen verdeckt ist, kann man doch erkennen, daß die Störungsfläche den nördlichen und nordöstlichen Teil der Mulde schräg durchschnitten hat. Das ursprüngliche Schichtverhältnis ist nun derart verschoben, daß Neocommergel und Sandsteine der unteren Kreide, die früher mit jenen von Fosses zusammenhingen, gegen Dachsteindolomit verworfen sind. Die Kreide fällt mit 55° gegen E, der Dachsteindolomit liegt fast söhlig. Die Sprunghöhe beträgt ca. 400 m. (Vgl. Profiltafel.)

Von Campo Croce an ist der Verlauf des Val Salata-Bruches zu- meist auch morphologisch durch eine bald mehr bald weniger ausgeprägte Tiefenlinie, stellenweise durch einen schmalen Graben oder Wasserriß zu erkennen. Der Bruch scheidet auf eine Strecke von 7 km Liaskalk im SW von Dachsteindolomit im NE. Für den Betrag der Vertikalverschiebung gibt die Lage der Trias-Jura-Grenze einen brauchbaren Anhaltspunkt. Das Sennesplateau war ursprünglich von einer geschlossenen Liaskalkplatte bedeckt, deren Mächtigkeit wohl über 300 m betrug. Durch die Störung und nachfolgende Erosion ist der Zusammenhang so weit verloren gegangen, daß die Liaskalke heute nur mehr auf zwei große Verbreitungsgebiete (im SW der Val Salata-Linie, im NE am Col di Siores und in Fosses) beschränkt sind. Dazwischen liegt, wie Klebelsberg zuerst beobachtet und in einer Kartenskizze dargestellt hat (34, p. 338), oberer Dachsteindolomit, dem an einigen Stellen Kalkbänke (auch Wechsellagerungen) aufsitzen. Westlich vom Col di Siores ist der Streifen zwischen dem Rauhtal und der Linie I um fast 300 m gegen den nordöstlichen Teil des Sennesplateaus abgesunken, dabei fällt die Störungsfläche sehr steil gegen NE.

Östlich der Sennesalpe vorbei führt sie über Mulden und Hügel durch unübersichtliches und schlecht aufgeschlossenes Gelände. Von P. 2205 folgt sie einem kleinen, meist trockenen Graben. Erst in etwa 2240 m Höhe, wo der unscheinbare Einschnitt am tiefsten ist, liegt der Kontakt auf wenige Meter erschlossen. Von links nach rechts ergibt sich dort folgendes Querprofil:

1. Normaler, rötlicher Liaskalk, Streichen N 75° W, Fallen gegen NNE mit 25° .¹⁾
2. Breccie mit Liaskalk, 150 cm mächtig.
3. Schokoladebraune Schiefer, die bei Behandlung mit verdünnter Salzsäure brausen, Mächtigkeit 15 cm.
4. Breccie mit Dachsteindolomit, 15 cm mächtig.
5. Normaler Dachsteindolomit, etwas mylonitisiert und von roten Drucksuturen durchsetzt. Streichen NW—SE, Fallen gegen NE mit 60° .

Dieser Aufschluß ist die einzige auffindbare Stelle längs der ganzen Störung, wo man tatsächlich die Hand in die Fuge zwischen den beiden Schollen legen kann.

¹⁾ Sämtliche Angaben über das Streichen sind korrigiert, d. h. auf den astronomischen Meridian bezogen.

Der weitere Verlauf der Bruchlinie geht über den P. 2415 an der Ostseite des Monte Sella di Sennes, bis eine von W herabreichende Schutthalde den Einblick ins Anstehende verhindert. Nach meinen Beobachtungen scheint die Störung bei einer begrünten Stelle in 2600 m

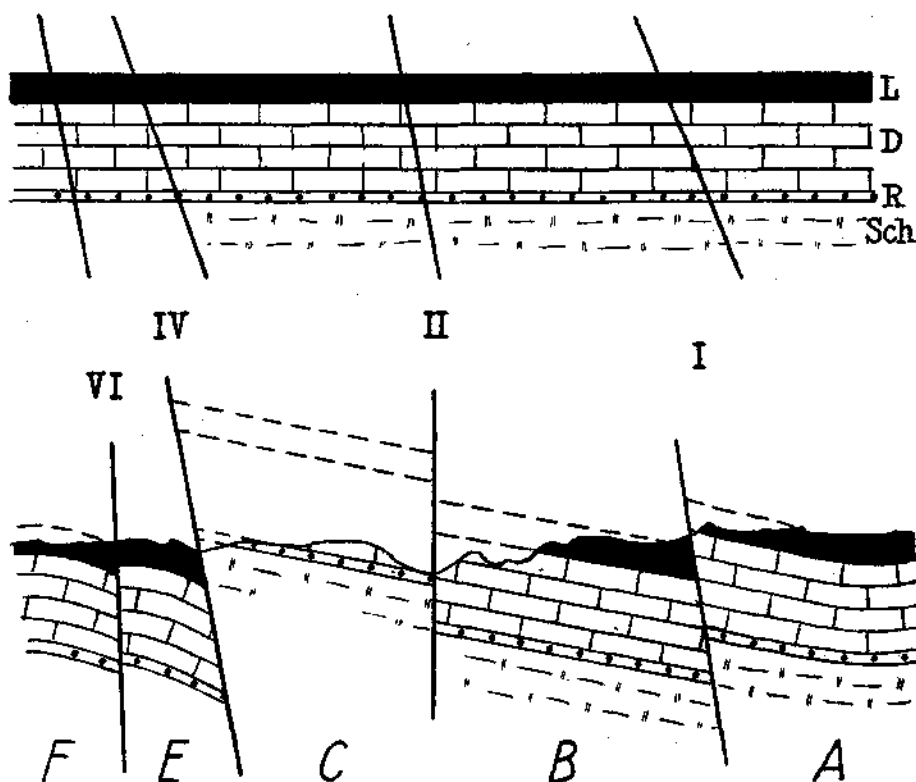


Fig. 4. Maßstab 1:75.000.

Profilskizze: Grünsee (Kleinfanes)—Val di Rudo—Pederù—Sennesalpe. Oben ist die ursprüngliche, normale Schichtlage angedeutet. Der untere Teil der Skizze zeigt die durch Pressung, Wellung, Bruch und Schub entstandenen Verwerfungen.

Sch = Schlerndolomit, R = Raibler Schichten, D = Dachsteindolomit, L = Liaskalk; I, II, IV, VI = Störungsflächen; A, B, C, E, F = tektonische Einheiten.

Höhe durchzustreichen. Ihre mutmaßliche Fortsetzung kommt in das Krippetal und in den Höhenzug des Paratscha zu liegen.

Denkt man sich die Bruchlinie durch den Paratscha verlängert, so schneidet sie diesen längs des Steiges, der von Krippes über P. 2267 führend, bei P. 1925 in das Foscheduratal mündet. Der Steig geht hin und hin über zertrümmertes Gestein. Ogilvie Gordon (50) hat dort eine „Mylonitzone“ im Schlerndolomit festgestellt.

Die Störungsfläche I fällt allgemein steil gegen NE ein.

II. Die Rauhtalstörung. Schon Verlauf und Form des wildromantischen Tales, im äußeren Teile auch die fazielle Verschiedenheit der beiden Talseiten, lassen erkennen, daß dieses bis zu 1000 m tief eingeschnittene, im wahren Sinne „rauhe“ Tal tektonisch vorgezeichnet ist.

Wieder ist es die auf beiden Seiten festgestellte Trias-Lias-Grenze sowie die Lage der Raibler Schichten, welche über die tektonischen Vorgänge (Schiefstellung, Biegung, Hebung, vgl. Fig. 4, Profiltafel im Anhang und 3. Kapitel, S. 248), die sich hier abgespielt haben, einigen Aufschluß geben.

Bei Pederù, wo der Rauhtalbach aus „Val di Rudo“ rechtwinklig von S hereinbiegt, behält die Störungsfläche ihre NW—SE-Richtung unverändert bei. Zuerst zieht sie sich in die enge, tiefe Schlucht zwischen Col di Ru und Col Vandalsé hinauf, dann setzt sie, eine Strecke weit durch Vegetation, Moränen und Schutthalden der Untersuchung entzogen, über die Senke „Forcella Camin“ (2266 m) zwischen Lavinores (Vorgipfel 2458) und P. 2484 nach Vallon da Mez in eine breite, steile, in mylonitisiertem Dachsteindolomit geschaffene Rinne hinunter und endet im spitzen Winkel, wo Raibler Schichten an den Dachsteindolomit verworfen sind, an der Bruchlinie IV.

Die Raibler fallen dort wie der hangende Dachsteindolomit mit 45° gegen N ein, neben den fast sölhigen und eher in eine Aufwölbung übergehenden Bänken der Lavinores. Die Störung wird auch dadurch augenfällig, daß 200 m talaus vom Ostende des Raiblerbandes der Dachsteindolomit wieder 100 m tiefer zu Tage tritt. Eine Verlängerung der annähernd horizontalen Ausstriche der Raibler Schichten würde in die Dachsteindolomitwände der Lavinores zeigen.

Die Störungsfläche II fällt im Lavinores-Gebiete steil nach SW. Im Rauhtal läßt sich ihre Neigung infolge Verschüttung nicht feststellen. Hier wurde sie in den Profilen lotrecht eingezeichnet.

III. Diese den Paresberg im W und S umsäumende Linie ist weder als Spur einer Überschiebungsfläche noch als Ausstrich einer Bruchfläche zu deuten, sondern zeigt den anomalen Kontakt des eingesunkenen Dachsteindolomits mit den ausgequetschten Wengener Schichten an.

IV. Der Ausstrich der Riedjoch—Antonijoch—Forcella—Vallon da Mez-Störung wird am Oberrande der Riedwiesen als Überschiebungsgrenze sichtbar, steigt in westlicher Richtung zum Riedjoch hinauf und wendet sich im spitzen Bogen oberhalb Wengen gegen SE. Vor dem Aufstieg zum Antonijoch sind Anzeichen einer Gabelung und Wiedervereinigung vorhanden.

Der östliche Ast scheint in der Tiefenlinie des obersten Wengener Tales den Fuß des Neuner (2967 m) zu umgehen, während der südwestliche Ast, durch eine steile Felsrinne mit anschließender Gratscharte deutlich markiert, den Fuß des Neuner durchschneidet und hinter einer abgetrennten Felskanzel (s. auch Lias im stratigraphischen Teile) in flachem Bogen das Antonijoch erreicht. In der Karte gleicht diese Teilung und Wiedervereinigung dem Querschnitt einer biconvexen Linse. Vom Antonijoch läßt sich die Störung, die man hier „Villnösser Linie“ nannte,¹⁾ längs eines Grabens östlich von Plan di Salines nach Val di Rudo verfolgen. Aufschlüsse von Raibler Schichten kennzeichnen ihren weiteren Verlauf gegen E über die Forcella (P. 2260) und durch Vallon da Mez zur erwähnten Einmündungsstelle der Linie II. Von dort streicht sie unter den Abstürzen der Lavinores und des Monte Cadini gegen E.

¹⁾ Kober mißt der Strecke Kleinfanes—Vallon da Mez—Son Pauses größere Bedeutung bei als der Linie VI und läßt sie als Villnösser Linie gelten. Mojsisovics dagegen läßt diese nach unserer Störung VI verlaufen und beschreibt die erstgenannte als sekundär.

Die Neigung der Störungsfläche IV ist auf der Strecke vom Boite bis Kleinfanes steil nach N gerichtet, von hier bis in das oberste Wengental fällt sie steil gegen NE, im weiteren Verlaufe liegt sie flach als Überschiebungsgrenze.

V. Die Störung am Wengener Bache¹⁾ begrenzt als Teilstrecke der sogenannten „Villnösser Linie“ das kartierte Gebiet von Wengen im S.

Am rechten Ufer des Baches ist zwischen Pederoa und Spessa die Schichtfolge normal und ungestört. Von Spessa bis in das oberste Wengener Tal verwehrt Schutt und Vegetation den Einblick in das anstehende Gestein. Es läßt sich deshalb taleinwärts von Spessa nicht feststellen, ob dort überhaupt eine Störung durchgeht. Am linken Ufer, also außerhalb des Arbeitsfeldes, sind oberhalb Pederoa *Pietra verde* führende Buchensteiner Kalke erschlossen, die von Werfner Schichten überlagert werden. Furlani (11) führt diese abnorme Schichtfolge nicht wie Mojsisovics und andere Autoren auf einen Bruch, sondern auf eine S—N gerichtete Überschiebung zurück. Nach meinen Beobachtungen kann man dieser Ansicht schon deshalb beipflichten, weil der Bach nicht längs der Störung, sondern weiter nördlich fließt, was bei einem Bruche kaum der Fall wäre. Auch scheinen bei Pederoa die Buchensteiner Schichten des Bachbettes beiderseits ein und demselben Horizont anzugehören.

VI. Croda del Becco-Störung: Südlich der vorgenannten Linie IV kommen von E zwei konvergierende Brüche, die sich $\frac{3}{4}$ km westlich des Boite zur Störung VI verbinden. Diese durchzieht, zumeist steil nordfallend, in ostwestlicher Richtung das schutterfüllte Antruillestal zwischen Croda d'Antruilles und der eigentlichen Col Becchei-Gruppe und verläuft dann, stets an der Südseite des Hauptkammes bleibend, zum Limosee. Hier nimmt sie eine von SE einmündende, möglicherweise der nahen Fanesschlucht folgende Störung auf.

Ostlich vom Limojoch läßt sich ihr Ausstrich noch in einem kleinen Graben feststellen, dann kann die Störung auf einer Strecke von 1 km nur vermutet werden. Erst bei den äußeren Kleinfaneshütten, an der Vereinigungsstelle mit der Linie IV, wird sie wieder augenfällig.

Neben diesen ziemlich weitreichenden und meist tiefgehenden Störungen weist das Arbeitsgebiet auch mehrere untergeordnete auf, deren Lage und Art im folgenden Abschnitte mitbesprochen werden soll.

Durch die beschriebenen Störungsflächen I, II, IV, V, VI wird das kartierte Gebiet in 6 als tektonische Einheiten aufzufassende Teilstücke zerlegt.

2. Tektonische Einheiten.

- A. Gebiet: Seekofel—Grünwaldtal, nördlich von Störung I,
- B. Streifen: Sennes—Paratscha, zwischen I und II,
- C. Streifen: Vandalsé—Eisengabel—Paresberg, zwischen II und IV,
- D. Gebiet von Wengen, nördlich und westlich von IV,
- E. Streifen: Antruilles—Monte Parei, zwischen IV und VI,
- F. Col Becchei-Gruppe, südlich von VI.

¹⁾ In Textfig. 3 fehlt die Bezeichnung V.

A. Das Gebiet: Seekofel—Grünwaldtal grenzt im N an die Olanger, im E an die Pragser Dolomiten, im SW an die Val Salata-Linie (I).

In der südlichen, bis zum Seekofelgrat reichenden Hälfte dieses Dreiecks wölbt sich der Dachsteindolomit, teils mit einer bis zu 300 m mächtigen Jurakalkplatte bedeckt, teils bloßliegend, als Einfassung des Sennesplateaus gegen N auf und bricht dann mit steil nordfallenden Schichtkopfwänden in das verschüttete Grünwaldtal ab. Am Fuße der tektonisch gelockerten und seither stark rückgewitterten Böschung der 700 m hohen Dolomitmasse zeigen die mit 30 bis 50° nach S einfallenden Raibler Schichten deutlich jene ungemein charakteristische Aufbiegung an, die im N unseres Grenzgebietes überall wiederkehrt und auf nachhaltigen Druck aus dem S weist, dem sich Widerstand im N entgegenstellte. Auch der nordseits vorgelagerte Schlerndolomit des Grünwaldtales und der anschließenden Hochalpe zeigt übereinstimmende Aufbiegung der Strukturen. Ohne Zweifel verdankt das W—E gerichtete Grünwaldtal dieser Biegung seine Anlage.

Neben dieser tektonischen Veränderung größeren Stiles ist noch eine verhältnismäßig kleine Störung aus dem Seekofelgebiete zu erwähnen, die bereits Klebelsberg (34) als untergeordnet beschrieben hat. Sie besteht darin, daß an einer durch die Scharte P. 2614, südwestlich vom Kleinen Seekofel N—S (senkrecht zum Streichen) durchziehenden Kluft der östliche Gebirgsteil relativ abgesunken erscheint. Das Ausmaß dieser Vertikalbewegung erkennt man aus der Lage der Trias-Juragrenze (Funde von Grenzbildungen). Das Gestein westlich der Scharte ist Dachsteindolomit, dem noch zwei kleine Kalkplatten aufgelagert sind. Östlich der Scharte herrscht Lias-kalk, dessen Untergrenze am Nordabsturze bei 2500 m liegt, woraus sich eine Sprunghöhe von rund 100 m ergibt. Im Ausstrich der Störungsfläche folgt gegen N eine steile, schuttgefüllte Rinne. Gegen S dürfte die Störung im Dachsteindolomit ausklingen.

Südlich der Cacagnares-Scharte (P. 2313) kann man nach Sicht von Krippes aus im untersten Dachsteindolomit eine basale, abgescheerte Schuppe erkennen, die mit den darüberliegenden Dachsteindolomithänken einen spitzen Neigungswinkel bildet. Die Raibler Schichten und der Dolomit der Schuppe fallen in der Scharte mit 50° gegen S, die Bänke des Krippeskofels hingegen mit 15° nach SSE. Vermutlich besteht hier auch eine Diskordanz zwischen den Raibler Schichten und dem starren Dachsteindolomit, welcher die Steilaufbiegung nicht mitzumachen vermochte. Der Kontakt ist verschüttet. Längs des Steiges wird die Grenze zwischen der abgetrennten Schuppe und dem hangenden Dachsteindolomit durch eine 10 bis 20 cm dicke Zone gebildet, aus der die Reibungsbreccie, bzw. der mylonitisierte Dolomit zwischen zwei Spiegelflächen in Form von Nischen mit stehengebliebenen Pfeilern ausgewittert ist.

Nächst der Störung I zeigen die Schichten in Val Salata eine Aufrichtung (Hebung der Schichtköpfe) gegen NE, am Paratscha eine Neigung gegen SW.

B. Das zwischen den Störungsflächen I (Val Salata-Linie) und II (Rauhtalllinie) liegende Teilstück Sennes—Paratscha, ein 15 km langes Prisma mit einer Breite von 2·7 km, reicht vermutlich nach der Tiefe bis in die unterste Trias. Im E beginnt es an der Gebietsgrenze mit dem Monte Cadini und den Lavinores, umfaßt die Alpen Fodara Vedla und Sennes, den Monte Sella di Sennes, Krippes und den westlichen Teil des Paratscha, wo es mit einer NW-gerichteten Überschiebung endet.

Seine ursprünglich horizontale Lage weist folgende tektonischen Veränderungen auf. Das südöstliche Drittel zeigt eine Schiefstellung (Drehung

um die Längsachse im Sinne der Uhrzeigerbewegung) bis zu 30° (gemessen an der Neigung der Juradecke) an, also eine Aufrichtung der Südwestflanke und der Oberschicht gegen NE. An der Störung I tauchen, wie aus der Profiltafel zu entnehmen ist, die obersten Bänke, je mehr sie sich der Störung nähern, immer steiler, stellenweise bis zu 50° , nach NE unter.

Gegen das mittlere Drittel, bei der Sennesalpe, vermindert oder verliert sich anscheinend allmählich diese Drehung aus der Horizontalen, wenn sie auch später, z. B. in 2240 m Höhe, wieder kurz in Erscheinung

Paratscha

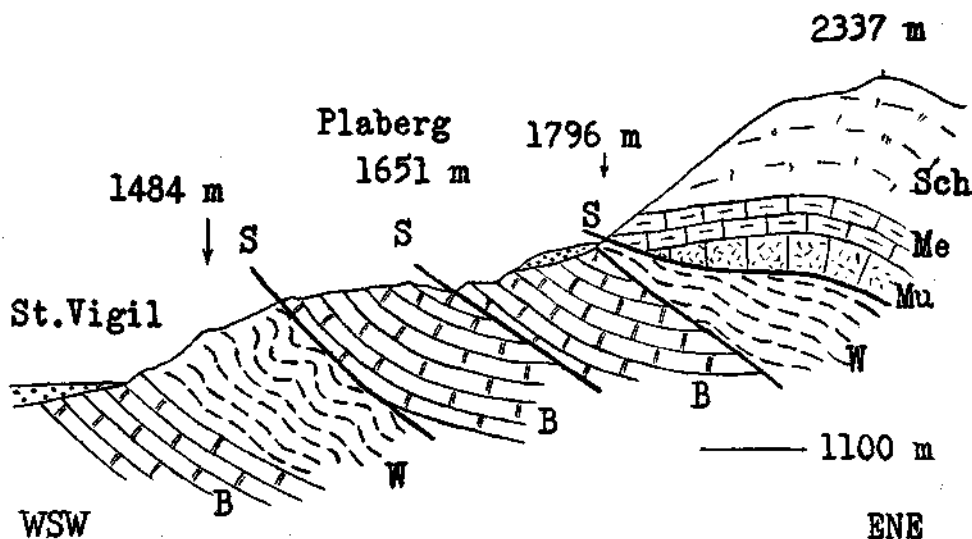


Fig. 5. Maßstab 1 : 25.000.

Profil durch das Überschiebungsgebiet des Pla-Berges bei St. Vigil.

B = Bellerophon-Schichten, W = Werfner Schichten, Mu = Muschelkalk, Me = Mendeldolomit, Sch = Schlierndolomit, S = Schubflächen.

tritt. Im allgemeinen vollzieht sich das Ansteigen der Liaskalke zum Monte Sella di Sennes in sanften Wellen, nur der flexurartig aufgebogene Col di Lasta (2311 m) ragt höher auf.

Die höchste Erhebung in diesem Streifen B ist der Monte Sella di Sennes, ein Gewölbe, das von Liaskalken gebildet wird, unter denen im W und E Dachsteindolomit erschlossen liegt.

Es ist durch Erosion schräg abgekappt, so daß, wie schon Klebelsberg (34, S. 351) feststellte, „am Gipfel und dann wieder etwas tiefer an der Südabdachung Jurakalk herrscht, in einem zwischengelegenen Hangstück hingegen der Dachsteindolomit des Sattelkerns an die Böschung vortritt“. Die Val Salata-Störung schneidet das Gewölbe im NE ab.

Im letzten, bei Krippes beginnenden Drittel kommt die Aufbiegung gegen das kristalline Grundgebirge wieder (wie in A) voll zum Ausdruck, wenn auch mit einer kleinen Neigung gegen SW, vermutlich hervorgerufen durch den Widerstand im N (Piz da Peres) und den abnehmenden Gegendruck im SW.

Die gegen NW gekehrte Stirn des Streifens *B* am Paratscha bildet offenbar eine bei der Ausbiegung zertrümmerte und rückgewitterte Riffböschung des Mendel- und Schlerndolomits. Am Fuße dieser Böschung beginnt das im folgenden beschriebene Überschiebungsgebiet des Plaberges und der Roa Blanca. (Fig. 5)

Zwischen dem Kreidesee und dem Hochalmbache wurden die Schichten des obersten Perm und der untersten Trias ausgequetscht, nach W vorgeschoben und auf der normalen Schichtfolge abgelagert, wodurch eine Schichtwiederholung entsteht. Östlich vom St. Vigiler Schuttkegel tauchen am Fuße des Plabergrückens bituminöse Kalke der obersten Bellerophon-Schichten auf, die mit 55° gegen ENE einfallen und bald von paläontologisch belegten Seiser Schichten konkordant überlagert werden, deren Fallwinkel gegen E allmählich abnimmt. Die Grenze gegen die hangenden Campiller Schichten liegt an der Südwestseite des Rückens fast durchwegs unter einer üppigen Grasdecke verborgen. Westlich von Punkt 1484 wurden in 1460 m Höhe rote Gastropodenoolithe und Campiller Schichten gefunden. Letztere lassen sich auf eine Strecke von annähernd 1 km Länge am Fuße der Steilhänge oberhalb der großen „Postwiese“ verfolgen und sind schon an der rotbraunen Färbung des steilen, mit schütterem Föhrenwald bestandenen Geländes zu erkennen. Die im allgemeinen flacher fallenden Werfner Schichten werden am Plaberg von mittleren und oberen Bellerophon-Schichten, welche steiler (durchschnittlich 55°) liegen, diskordant überlagert. Die Schubfläche, an der demnach ein älteres Schichtpaket über ein jüngeres geschoben wurde, schneidet den Kamm in etwa 1580 m Höhe. Ihr Ausstrich quert die Abbrüche zum Roa Blanca-Tal in der Nordsüdrichtung, während er bedeutend flacher durch das sonnseitige Gehänge gegen den Kreidesee verläuft. Die aufgeschobenen Bellerophon-Schichten bilden den Kamm auf etwa $\frac{3}{4}$ km Länge, was bei mittlerer Steilstellung gegen E eine Mächtigkeit von schätzungsweise 400 bis 500 m ergeben würde. Eine derartige Mächtigkeit kann mit bloßen Schichtverbiegungen und Fältelungen nicht erklärt werden. Die vorgenommenen Messungen ergaben ein kontinuierliches Fallen gegen E. Es muß hier eine Schichtverdopplung stattgefunden haben, deren Entstehung ich mir so vorstelle, daß zuerst eine große, gegen NW gerichtete Falte entstand, die im Scheitel gerissen ist, wobei der Hangendschenkel auf Gipslagen über den Liegend-schenkel geschoben wurde. Die Schubfläche dürfte das Kammstück bei Punkt 1651 durchschneiden und ebenfalls gegen den Kreidesee ziehen. Für die Existenz dieser Überschiebung spricht auch die Beobachtung, daß die Abhänge zwischen Punkt 1651 und der Roa Blanca (Schutthalde) hauptsächlich aus verfaltetem Gips bestehen, während weiter westlich in gleicher Höhe, etwa südlich von Punkt 1620, keine Gipse mehr vorhanden sind.

Eine dritte Schubfläche trennt westlich von Punkt 1944 die oberen Bellerophonkalke von roten Glimmer führenden Campiller Schichten. Die Seiser Schichten scheinen hier ausgequetscht zu sein. Weiter nördlich ändert sich das Verhältnis insofern, als bei Punkt 1796 Bellerophon-Schichten direkt vom Mendeldolomit überlagert werden. Aus der unmittelbar anschließenden Roa Blanca, jener durch ihr blendend weißes Gestein auffallenden Halde, blicken zwei unscheinbare Felsköpfe. Der untere, größere wird von Gipsen gebildet, die wohl einem höheren Horizont des Perm angehören, vielleicht schon oberste Bellerophon-Schichten vorstellen.¹⁾ Der darüberliegende, kleinere Aufschluß besteht aus graubraunen Seiser Schichten mit zahlreichen Exemplaren von *Pseudomonotis*. Ein kleines Schutthand trennt ihn von den Mendeldolomitfelsen des Paratscha. Durch Grabungen konnte festgestellt werden, daß der Dolomit bis zu den Seiser Schichten reicht, weshalb hier die Campiller Schichten ausgequetscht, bzw. überfahren sein müssen. Westlich von Punkt 1937 sieht man Campiller Schichten in eine Falte des unteren Muschelkalkes eingepreßt. Eine ausführliche Beschreibung der hier sehr komplizierten Verhältnisse hat auch Ogilvie Gordon (50) versucht.

Die gegen das Foscheduratal abdachenden Hänge zeigen über mangelhaft erschlossenen Bellerophon-Schichten rote Campiller Schichten und darüber den aufgeschobenen Dolomit des unteren Muschelkalkes, der wegen seiner S-förmigen Umbiegung besonders mächtig erscheint. Das Foscheduratal folgt vermutlich einer Störung,

¹⁾ Im stratigraphischen Teil wurde schon angedeutet, daß hier die Gipslagen ausnahmsweise auch noch in die oberen Bellerophon-Schichten heraufreichen.

denn man sieht unterhalb der Einmündungsstelle einer von NE (vom Piz da Peres) herabkommenden Schuttrinne einen grünlichen, sehr festen Dolomit (Muschelkalk?), der im Bachbett eine kleine Wand bildet und seitlich in Werfner Schichten übergeht.

Eine vierte Schubfläche scheidet westlich von Punkt 1944 Campiller Schichten und Mendoldolomit. Der Muschelkalk ließ sich hier nicht nachweisen.

C. Der zwischen den Störungen II und IV gelegene Streifen Vandalés—Eisengabel—Paresberg, ein flachbootförmiger Körper von 12 km Länge und maximal 3 km Breite, vertikal bis in die untere Trias hinabreichend, beginnt im E in der Gabelung der beiden Störungen südlich der Lavinores und endet im W am Riedjoche.

Die beiden Störungsflächen konvergieren, so weit feststellbar, nach unten und verleihen dadurch dem Teilstück die Keil- oder Schiffsförmigkeit. Seine Flanken sind mit Ausnahme eines kleinen Stückes südlich von Fodara Vedla überall stark zurückgewittert.

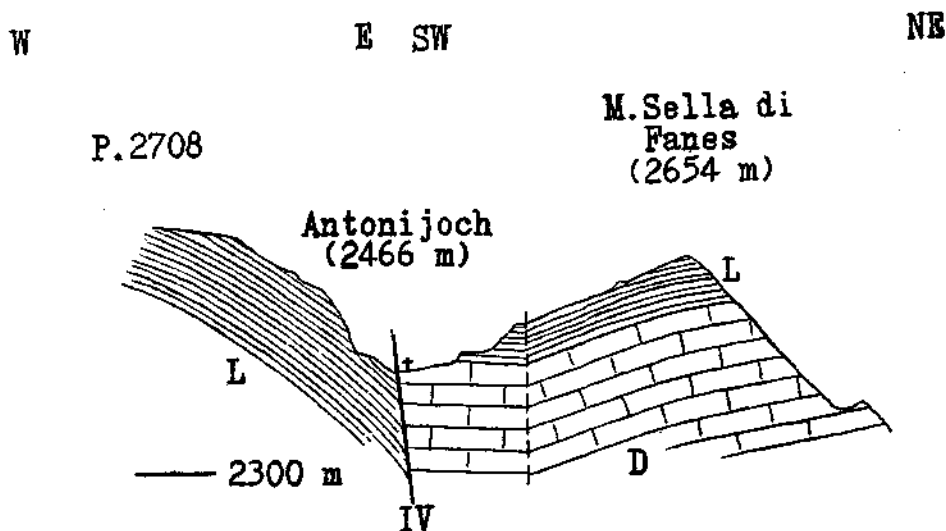


Fig. 6. Maßstab 1:12.500.

Profil durch das Antonijoch, von Fanes gesehen.
D = Dachsteindolomit, L = Liaskalk, IV = Störung.

Nur der Paresberg und der Monte Sella di Fanes tragen noch kleine Kalkreste, im übrigen ist dieser wilde, unwegsame Felsrücken vom Jurakalk völlig entblößt, dementsprechend zerklüftet und abgetragen. In Val di Rudo sehen wir die Erosion bis in die Raibler Schichten vorgeschritten.

An der Rauhtalflanke reicht der Dachsteindolomit überall unter die heutige, durch Aufschüttung gebildete Sohle hinab, dagegen weist die gehobene Südseite mehrfach Aufschlüsse von Raibler Schichten, an einer Stelle sogar ein Schlerndolomitvorkommen auf. Zwischen diesem Vorkommen an der Südseite der Eisengabel (nordwestlich vom Lac Pischodel) und den Wengener Schichten bei Punkt 1848 im obersten Wengental muß in der Tiefe irgendwie die Faziesgrenze der ladinischen Stufe durchgehen. Ob etwa der zwischen der Eisengabel und dem M. Sella di

Fanes festgestellte, im Längsprofil ersichtliche, N—S verlaufende Bruch mit diesem Fazieswechsel in Zusammenhang zu bringen ist, läßt sich nicht beurteilen, weil der westlich von dieser Störung gelegene Teil (M. Sella) gegenüber dem östlichen (Eisengabel) so tief abgesunken ist, daß die Raibler Schichten, bzw. die untersten Bänke des Dachsteindolomits nun auch an der Linie IV endgültig verschwinden.

Am Antonijoch grenzen mittlere bis höhere Liashorizonte des Neuner an obersten Dachsteindolomit des Streifens C. Vgl. Textfig. 6, welche am Monte Sella di Fanes auch einen untergeordneten Knick im Liaskalk andeutet.

Nordwestlich vom Jochübergange ist in der beschriebenen Gabelung der Störung IV ein Stück aus dem Hang des Neuner, dessen Kalkbänke gegen S fallen, herausgebrochen und etwa 150 m tief gegen NE abgesunken. Schon unweit vom Joch kann man die Störung an einer abgetrennten Liaskalkscholle erkennen, deren Bänke NE—SW streichen und saiger stehen. Weiter nordwestlich liegt dann jener schon mehrmals genannte abgesunkene Kalkfelsen, hinter welchem der westliche Störungssast durchgeht.

Der schartige Grat vom M. Sella di Fanes gegen den Paresberg weist infolge frühen Verlustes seines Kalkdaches eine ganze Reihe von Spalten auf. Mehrere ansehnliche, NS und EW streichende, bis zu 6 m hinab offene, den Verfall des Berges beschleunigende Klüfte trifft man zwischen dem schon erwähnten Liasrelikte am Paresberg und dem Triangulierungspunkte 2397 m.

Die Stirne des vom Dachsteindolomit gebildeten, auffallend weit über den Felsrand des Hl. Kreuzkofels und des M. Sella di Sennes nach NW vorspringenden Paresberges zeigt einen abgerundeten, nach tektonischer Vorarbeit rückgewitterten Steilrand längs der Linie III.

Im W und S ist der Paresberg von einer fast sölhigen, gegen den Berg zu steiler einfallenden Scholle aus Werfner bis Wengener Schichten umgeben, deren Rand durch die Linie IV gekennzeichnet ist. Ihre nördliche und westliche Begrenzung geht vom Rauhtal über die Plan Peccei- und Riedwiesen zum Riedjoch und von dort der hellen Wandflucht entlang, welche vom Joch bis oberhalb Spessa sichtbar ist und in ihrer Fortsetzung gegen das Antonijoch zielt.

Auf der Wengener Seite kommt diese Flachüberschiebung im Gelände deutlich zum Ausdruck. Muschelkalk und Mendeldolomit bilden die genannte Felswand über den dunklen Tuffschiefen der Wengener Schichten.

Weiter oben fällt im Landschaftsbilde die nicht minder markante Linie III am Fuße des Paresberges außerhalb Wengen auf. Über grünen Bergwiesen und Wäldern setzen unvermittelt die bleichen Felsen ein. Die Grenzlinie zeigt jene Zone an, bis zu welcher die ausgepreßten Wengener Schichten der Unterlage am Dachsteindolomit des Paresbergzuges hinaufsteigen. Man kann dort verschiedentlich am Unterrande der Felsen eine Rückfälligkeit des Geländes in Form einer Mulde oder eines kleinen Grabens beobachten.

Diese Gesteins- und Kulturgrenze hält sich durchschnittlich in 2000 m Höhe. Der Gipfel des Paresberges mit seiner Höhe von 2397 m liegt, ganz abgesehen vom Einfallen der Schichten, nur 400 m höher. Die Mächtigkeit des Dachsteindolomits muß aber im Paresberg weit größer angenommen werden. Erlangt er doch in den benachbarten Erhebungen (M. Sella di Sennes) Werte bis zu 1000 m. Wie so oft in den St. Vigiler Dolomiten kommt auch hier die Lage der Trias-Juragrenze für die Lösung tektonischer Probleme zu Hilfe. Der unscheinbare Liasrest in der Gipfelregion des Berges gibt uns verlässlich die obere Grenze der Trias an. Da Horizontalbewegungen

innerhalb der Dolomitmasse nicht nachweisbar sind, darf die untere Grenze des Dachsteindolomits in der Weise ermittelt werden, daß man etwa 400 m von der 2000 m-Isohypse nach unten aufrägt. Eine Wanderung durchs Rauhtal überzeugt uns, daß diese Rechnung keinesfalls übertrieben ist, denn im Rauhtal reichen die Dachsteindolomitfelsen bis zur Talsohle sichtbar herab, ohne daß Gesteine der Unterlage zum Vorschein kämen. Wie weit die Folgen der Zerklüftung hereinspielen, läßt sich hier allerdings nicht ermitteln.

Auf eine Strecke von $2\frac{1}{2}$ km begleiten Wengener Tuffe und Schiefer den Paresberg an der Südwestseite. Dem Absteigen des Gehänges entsprechend, kommen, vom Rauhtal aus sichtbar, an seiner Nordwestseite immer tiefere (ältere) Schichten neben Dachsteindolomit zu liegen. Zuerst Buchensteiner und Wengener Schichten, die einer abgescheerten Scholle angehören. Darunter folgt die normale Serie, beginnend mit Agglomeraten, über Buchensteiner Schichten, Mendeldolomit und Muschelkalk bis in die Werfner Schichten. An der Nordseite liegt das letzte sichtbare Vorkommen von Campiller Schichten bei Punkt 1680. Weiterhin sind die Abhänge gegen den St. Vigiler Bach verschüttet und bewachsen.

Gleichsinnig mit der Südwestflanke von A und dem Streifen B weist auch die Einheit C eine Drehung (aus der Horizontalen) um die Längsachse auf, u. zw. im südöstlichen Teile in der Richtung der Uhrzeigerbewegung, wodurch die Oberschichte eine Neigung von 45° über 30° — 20° gegen NE erhält. Diese verliert sich in der Mitte allmählich und geht im Paresberg in die entgegengesetzte Richtung über, bis die Schichten mit 15° gegen SW einfallen.

Zur tektonischen Einheit C gehört auch die auf S. 242 erwähnte Scholle zwischen III und IV.

D. Das Gebiet von Wengen, nordwestlich der Störung IV, ist im S durch den Wengener Bach (Linie V), im W durch die Gader, im NE vom St. Vigiler Bach begrenzt und reicht im N bis an das kristalline Grundgebirge. Es birgt die ganze Sedimentfolge vom oberen Perm bis einschließlich der tuffig ausgebildeten ladinischen Stufe. Die plastischen Bellerophon-, Werfner, Buchensteiner und Wengener Schichten bilden das Hauptkontingent dieses als tektonische Einheit zusammengefaßten Gebietes.

Das kristalline Vorland fällt am Jöchl bis zu 70° gegen S unter die permischen Sedimente ein. Die steil aufgerichteten unteren Lagen des Grödnner Sandsteins zeigen noch eine sehr geringe Diskordanz (etwa 10°), während sich ihr Hangendes immer flacher darüber legt, bis an der Grenze gegen die Bellerophon-Schichten die ersten Überschiebungen erkennbar werden. Bei Punkt 1536 stoßen z. B. die bituminösen Bellerophonkalke an den Grödnner Sandstein. Die überfahrenen Gipslagen sind in der Piccoleiner Schlucht erschlossen, wo sie in prächtige Falten gelegt sind. Möglicherweise erfolgte auch an der Grenze der Bellerophon- gegen die Werfner Schichten eine gegen N gerichtete Gleitbewegung.

Mit dem Riedjochschub dürfte die Isolierung einer in der tektonischen Einheit D versteckten Scholle zusammenhängen, die südöstlich von St. Vigil am Aufstieg zum Riedjoch liegt. Im W wird sie von einem steilen Graben begrenzt, in welchem ein Holzweg endet, dessen oberes Stück in 1360 m Höhe die Störungzone kreuzt. Die Scholle ist zunächst an einer steilen NNE—SSW ausstreichenden Bruchfläche derart verworfen, daß unterer Muschelkalk gegen oberen Bellerophonkalk stößt

und Mendeldolomit, Buchensteiner Schichten und Agglomerate neben Werfner Schichten zu liegen kommen.

Im Gelände wirkt sich diese Störung ebenfalls aus. Die Werfner Schichten bilden mäßig steile Hänge, die Buchensteiner Schichten mit den darüberliegenden Agglomeraten eine Wand. Verfolgt man die Schichtung in der Wand genau, so kann man beobachten, daß bergwärts immer tiefere Lagen auftauchen. Zwischen 1580 und 1600 m Höhe kommen trotz der beträchtlichen Hangneigung unter den Agglomeraten die *Pietra verde* führenden Buchensteiner Schichten zum Vorschein, die nach oben in deutlicher Diskordanz von Campiller Schichten und Muschelkalk einer höheren Serie überlagert werden. Die Störung biegt hier scharf gegen E um, ist aber in ihrem weiteren Verlaufe nicht mehr sichtbar. Die ganze Scholle stellt ein schüsselförmiges Gebilde vor, dessen tiefste aufgeschlossene Partie südwestlich von Punkt 1266 Campiller Schichten bilden. Ein isolierter Muschelkalkrest nördlich von Punkt 1441 paßt als südöstliche Fortsetzung noch gut dazu. Die Frage, woher die Scholle gekommen ist, läßt sich nicht genau beantworten. Keinesfalls kann sie von der Plabergseite stammen (Fazieswechsel im Rauhtal. Vgl. Stratigraphie). Die in sandig-kalkigen Lagen des Muschelkalks enthaltenen Brachiopoden weisen eher auf ursprüngliche Trennung von der Riedjoch-Schubscholle, da aus dem bodenständigen Muschelkalk nördlich des Riedberges weder die sandig-kalkige Entwicklung noch Brachiopoden bekannt sind. Das Profil (Fig. 7) zeigt, daß die Schichtpakete der Scholle dünner sind als jene der Hangendserie, woraus ebenfalls geschlossen werden kann, daß sie nicht von letzterer, sondern wahrscheinlich von der höheren Riedjoch-Schubmasse stammen.

E. Das Teilstück Antruilles—Monte Parei, ein zirka 6 km langer, durchschnittlich 1 km breiter, schwach S-förmig gekrümmter Streifen, liegt zwischen den steil nach N fallenden Störungsflächen IV (Vallon da Mez) und VI (Croda del Becco-Linie). Es reicht offenbar nicht so weit in die Tiefe wie die Einheiten B und C, denn es kommen trotz beträchtlicher Steilstellung kaum die unteren Lagen des Dachsteindolomits zu Tage.

Die Profilserie (Textfig. 8) zeigt, daß auch dieser zwischen den Bruchflächen aus dem Schichtverbände herausgehobene Streifen eine beträchtliche Vertikaldrehung um seine Längsachse erfahren hat, wodurch die Scholle steil gegen N aufgerichtet wurde. Orographisch kommt dies darin zum Ausdruck, daß der Hauptkamm mit den höchsten Gipfeln am Südrand verläuft.

Von E gegen W vorschreitend, ergeben sich entlang und zu beiden Seiten der Linie IV folgende Verhältnisse. Die Störung selbst zieht nach der bisherigen Kenntnis durch die Südhänge des Monte Cadini und übersetzt nördlich der Antruilleswiese den Boite. Nordwestlich der Wiese ist sie innerhalb des Arbeitsgebietes erstmals zu beobachten. Ein Aufschluß am linken Ufer des Baches gleich oberhalb der Brücke zeigt südwestfallende Neocommergel, in deren Nachbarschaft eine kurze Strecke bachaufwärts zwei gegen NNW fallende Dachsteindolomitfelsen am Fuße der großen Schutthalden anstehen (Profil a in Fig. 8). Gegenüber von Punkt 1652 sieht man die Störungsfläche zwischen rötlichen Kreideschichten und abermals Dachsteindolomit verlaufen. Letzterer ist teilweise rot, stark verdrückt und verbogen und zeigt stellenweise Spiegelflächen.

Im Vallon da Mez ändert sich nun das beiderseitige Verhältnis. Der Dachsteindolomit der Croda d'Antruilles fällt mit 30° gegen N und grenzt an die steiler (mit 45°) einschießenden Raibler Schichten. Profil b in Fig. 8 stellt einen etwas weiter westlich durchgelegten Schnitt dar, welcher den Kontakt der fast saiger stehenden Liaskalke mit den Raibler Schichten veranschaulichen soll.

Grundsätzlich gleich ist das Verhältnis an der Forcella (Profil in Fig. 8 und 9), wo die untersten Lagen des Dachsteindolomits, die durch einen Nebenbruch geknickt sind, an den Lias stoßen. Die Hauptstörung streicht 30 m südlich vom tiefsten Punkt der Scharte aus. Der Kontakt zwischen den Raibler Schichten und den grauen Liaskalken liegt etwas unterhalb der Scharte.

Der weitere Verlauf der Linie ist durch Verwerfung der Raibler Schichten an Liaskalke gegeben. Südlich Val di Rudo reichen die Kalke in mit 20°, bzw. 30° gegen N abdachenden Plattenschüssen bis auf 1850 m Höhe gegen den Lac Pischodel herab. Jenseits des Tales, an der Eisengabelgruppe, streichen die Raibler Schichten schräg ansteigend zwischen 1900 und 2200 m aus. Ihre gehobene Lage läßt das Vorhandensein einer bedeutenden Störung gut erkennen.

Der Ausstrich der Croda del Becco-Fläche (VI) verläuft annähernd parallel zur Störung IV und setzt sich, wie schon erwähnt, im E aus zwei konvergierenden Ästen zusammen, die sich an der Nordostseite des Falé vereinigen. Die zwischenliegende Scholle (Profil *a* in Fig. 8) besteht aus Liaskalk und hat kein einheitliches

SW

NE

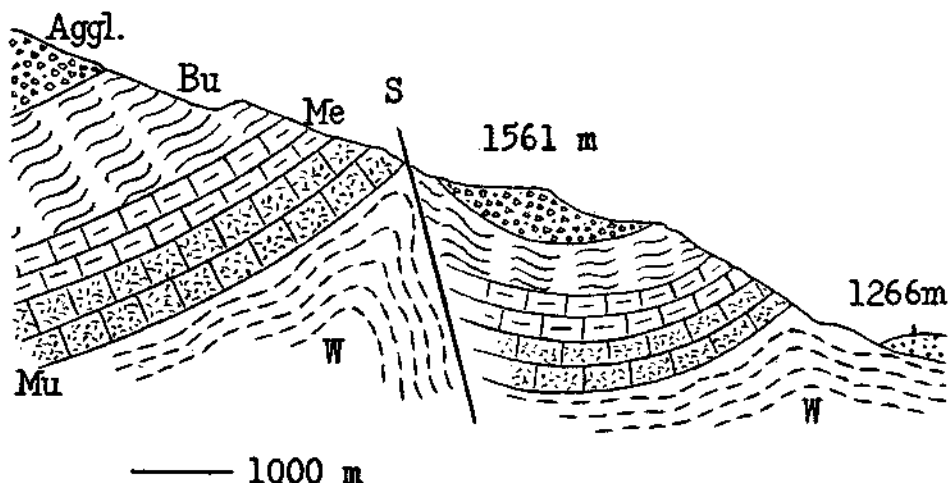


Fig. 7. Maßstab 1:15.000.

Profil durch den Hang zwischen Riedberg und Triangulierungspunkt 1266 im Rauhtal. *W* = Werfner Schichten, *Mu* = Muschelkalk, *Me* = Mendeldolomit, *Bu* = Buchensteiner Schichten, *Aggl.* = Agglomerate, *S* = Störung.

Streichen. Während ihre Bänke im E gegen N, bzw. NW fallen, stehen sie westlich der Boiteschlucht zuerst sehr steil gegen S geneigt und legen sich dann flacher gegen SW. Die Scholle grenzt im N an die Kreide (Neocom) von Antruilles, im S an den Dachsteindolomit des Falé.

Bachaufwärts hält sich die vereinigte Störung bis gegen P. 1820 stets zwischen Kreide und Dachsteindolomit. Von hier an verläuft die Grenzfläche zwischen den grauen Liaskalken und dem Dachsteindolomit bis zum Limosée (Profil *b* und *c*). Morphologisch äußert sich diese Störung in einer Geländestufe, bzw. Rückfälligkeit (Muldenbildung), über die für große Strecken der Steig führt. Figur 8 (*c*) zeigt ein Profil durch die Croda del Becco, nach der die hier durchziehende Bruchfläche benannt ist. Die zum Fanesbach abstürzenden Wände bestehen aus nordfallenden Liaskalken. Diesen sind auf der Höhe noch Kreidekonglomerate angelagert. Nördlich der Vertiefung zieht die Störung VI durch, an welcher neben den Liaskalken zuerst steil aufgerichtete Lagen von oberstem Dachsteindolomit, dann über dem Trias-Jura-Grenzhorizont Liaskalke erscheinen. Diese bilden die Gipfelregion. Nur zwischen Croda del Becco und Monte Parei liegt das vertiefte Kammstück im Dachsteindolomit. Wo nicht gerade Schutthalden den Einblick verhindern, kann man die geschilderten Verhältnisse gut beobachten, beispielsweise südlich der Croda del Becco, an der Südseite des Monte Parei und nordöstlich vom Limosée.

Croda del Becco

2735 m

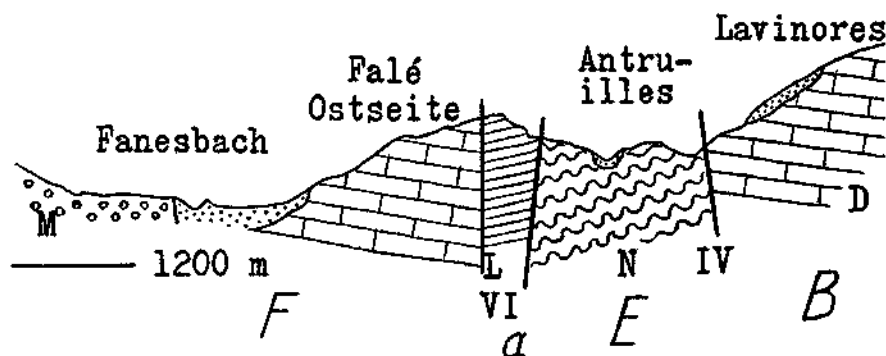
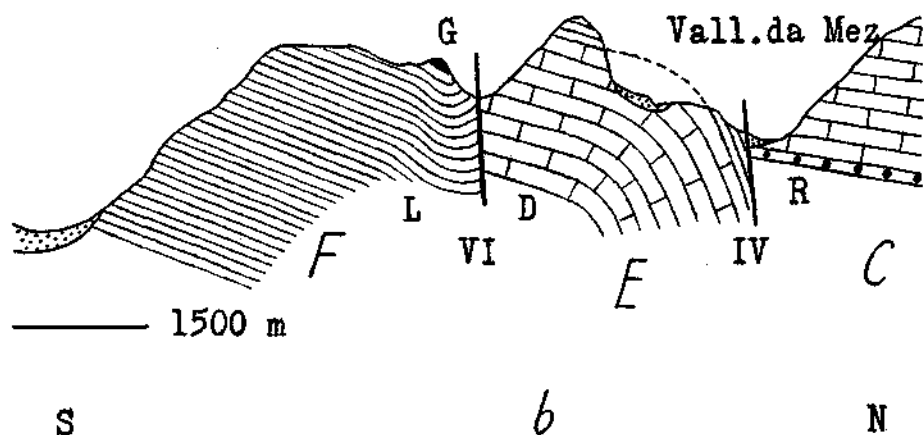
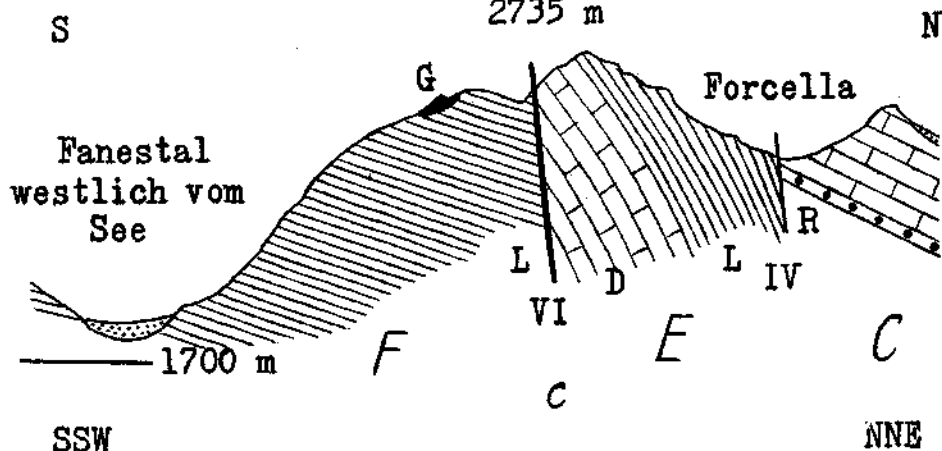


Fig. 8. Maßstab 1:25.000.

Drei Profile (a, b, c) durch die Col Becchei-Gruppe.

R = Raibler Schichten, D = Dachsteindolomit, L = Liaskalk, N = Neocom, G = Gosau-Konglomerat, M = Moräne, S = Schutt, IV und VI = Störungsflächen, B, C, E, F = tektonische Einheiten.

Die Gegend des Limosees ist tektonisch kompliziert. Der See liegt in einer aus roten Malmkalken und aus Neocom gebildeten Synklinale. An der Nordostseite treffen in spitzem Winkel zwei Störungen aufeinander. Die eine ist die beschriebene Croda del Becco-Linie, die zweite durchschneidet die Synklinale im E und ist in der Richtung gegen die nahe Fanesschlucht bis Punkt 2046 zu verfolgen. Sie trennt flach gegen NE fallende von steil nach NW eintauchenden Liaskalken.

Vom Limosée an ist der Verlauf der Linie VI durch eine kleine Talung angedeutet, die gegen die unteren Kleinfaneshütten weist. Nördlich der Hütten ist zwischen den sich hier vereinigenden Linien IV und VI ein Oberjura- und Kreiderest

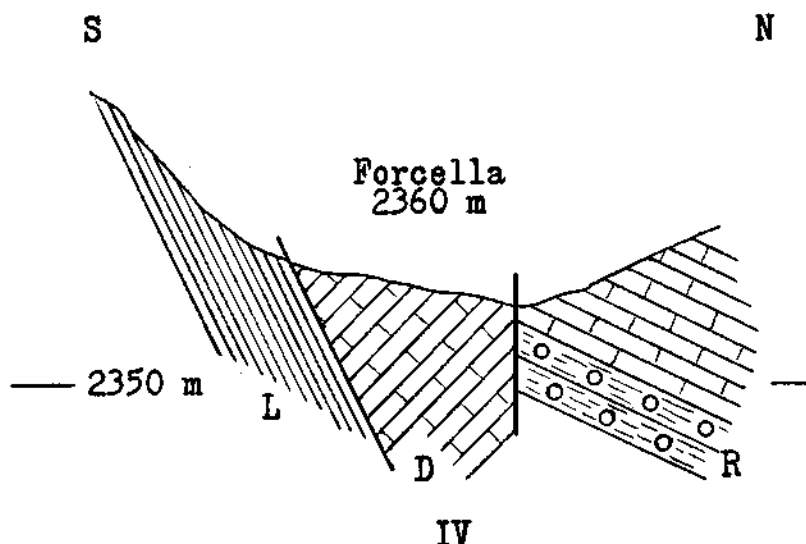


Fig. 9. Maßstab 1 : 1000.

Profil durch die Forcella (Punkt 2360).

R = Raibler Schichten, D = Dachsteindolomit, L = Liaskalk, IV = Störung.

dadurch erhalten geblieben, daß er zwischen Liaskalke geklemmt wurde. Das Gebiet der vorderen Kleinfanestalpe liegt heute infolge Senkung durchschnittlich um 150 bis 200 m tiefer als das Plateau von Plan di Salines.

Östlich von der Croda d'Antruilles setzt eine NS streichende Bruchfläche durch, an welcher Kreide gegen Dachsteindolomit verworfen ist. Der Dachsteindolomit der Croda d'Antruilles steht bei Punkt 1953 saiger, die Mergel und Mergelkalke des Neocom sind gestaucht.

F. Den südlichsten Streifen des kartierten Gebietes nimmt die Col Becchei-Gruppe ein, deren Bau schon kurz angedeutet wurde. Sie bildet wahrscheinlich mit dem jenseits des Fanestales gelegenen Monte Vallon Bianco eine tektonische Einheit. Hauptgestein sind die Liaskalke mit ihren reich gegliederten Abstürzen gegen das Fanestal. Die Schichten fallen vorwiegend gegen N, nur im östlichen Teil gegen NW, weshalb hier auch noch der unterlagernde Dachsteindolomit sichtbar wird, der den Falé aufbaut.

Bemerkenswert und für die Zeitbestimmung der tektonischen Vorgänge wichtig ist die Lagerung eines schon im stratigraphischen Teil erwähnten Gosauvorkommens, das seiner Kleinheit wegen in der

Karte nicht dargestellt werden konnte: an der Südseite der Croda del Becco sieht man zwischen Punkt 2373 und 2578 (näher bei ersterem) in einer kleinen Wand zwischen steilstehenden Liaskalken ein Konglomerat eingelagert, wahrscheinlich eingefaltet, das seitlich von einer Mylonitzone begleitet wird. Das Ganze ist, wie die Skizze (Fig. 10) andeuten soll, nachträglich von einer Liasscholle überschoben worden. Die Schubfläche steigt gegen NW mäßig an.

Außerdem ist es in den Liaskalken der Col Becchei-Gruppe zu mannigfachen Schichtverbiegungen (bis zur Saigerstellung) gekommen, die sich jedoch in kein einheitliches System bringen lassen.

3. Das Verhältnis der tektonischen Einheiten zueinander.

Aus obiger Beschreibung und aus den Profilen ergibt sich, daß die Einheiten *A*, *B*, *C*, *E* im Osten infolge gleichsinniger Aufdrehung der Flanken sägedachartig aneinandergereiht sind, so daß dort an den Störungsflächen I, II, IV und VI jüngere Gesteinsschichten im SW an ältere im NE stoßen. Im mittleren Teile des Arbeitsgebietes verliert sich diese Aufbiegung und geht im NW bei den Einheiten *A*, *B* und *C* in eine Neigung gegen SW über.

Diese konforme Biegung ist wohl in dem Sinne zu erklären, daß der einheitliche Druck aus dem S, welcher das ganze Gebiet beherrschte, sich, durch die Umgebung beeinflusst, ungleich auswirkte.

Im SE, wo die St. Vigiler Dolomiten zwischen den mächtigen Massen der Tofana und des Hl. Kreuzkofels einerseits und dem Massiv der Hohen Gaisl andererseits förmlich eingekellt sind, wirkte sich die horizontale Pressung, die Biegung, Hebung und Senkung längs der Bruchflächen am stärksten aus. Die besonders in der Oberschichte der Liaskalke ausgeprägten Schleppungen lassen vermuten, daß die Hebung der Flanken im ersten Stadium noch größer war und daß nachträglich wieder eine partielle ausgleichende Senkung platzgriff.

Die Schichtlage im mittleren Teile läßt auf Abnahme des N—S-Widerstandes schließen. Die Drehung verliert sich, doch verrät auch hier eine schwache Ausbuchtung der Streifen *B* und *C* gegen NE den Druck des Hl. Kreuzkofels aus dem S. Im NW, wo der Schlerndolomit von Piz da Peres, Paratscha und Krippeskofl das südlich der Störung I gelegene Vorgebirge (Plaberg, Krippes) überragt und wo zwischen II und IV die schmiegsameren vulkanischen Sedimente an die Stelle des Schlerndolomits treten, dort waren von vornherein die Voraussetzungen für eine Senkung der dolomitischen Südwestflanken bei I, II und IV gegeben (Rückstau).

Im Streifen *C* verursachte der Gebirgsdruck außer jener windschiefen Verbiegung zunächst eine Hebung des schiffähnlichen Riesenkörpers um Hunderte von Metern, an der Störung IV gemessen um die ganze Mächtigkeit des Dachsteindolomits. Durch diese Vertikalbewegung (nicht etwa Überschiebung!) entstand also ein hoher Felsrücken zwischen Sennes und Fanes.

Die Hebung dieser auch nach unten zu keilförmigen Einheit *C* aus ihrem Rahmen mußte ein vorübergehendes Nachlassen der Pressung im nahen Umkreise oder doch eine Verminderung des Reibungswiderstandes an den Bruchflächen zur Folge haben und konnte sekundär zur Auslösung von Gleitbewegungen in den zwischen ihnen liegenden Streifen führen.

Weil sich in den Teilstücken *B* und *C* der allgemeine Süddruck vorläufig nur in seiner SW—NE-Komponente durch Schub senkrecht zu

I und II, durch Biegung und Hebung ausgewirkt hatte, lag in den Streifen *B* und *C* das Bestreben, im Sinne der Hauptdruckrichtung nordwestwärts auszuweichen, soweit es die S—N-Resultierende des Kräfteparallelogramms forderte.

Hier drängt sich schon die Frage auf: Haben sich die Einheiten *B* und *C* zwischen den Störungsflächen gegen NW bewegt oder nicht? Deutliche Anzeichen sprechen dafür, ein exakter Beweis läßt sich aber nicht erbringen.

Die Dislokationen im NW der Einheit *C* am Riedjoch und jene am Plaberg im Streifen *B* sind ausgesprochene Flachüberschiebungen mit der Richtung SE—NW.

Die Dolomitstirne des Paresberges mit dem Jurareste springt in ihrer heutigen Lage unnatürlich weit über den fast kreisrunden Rand

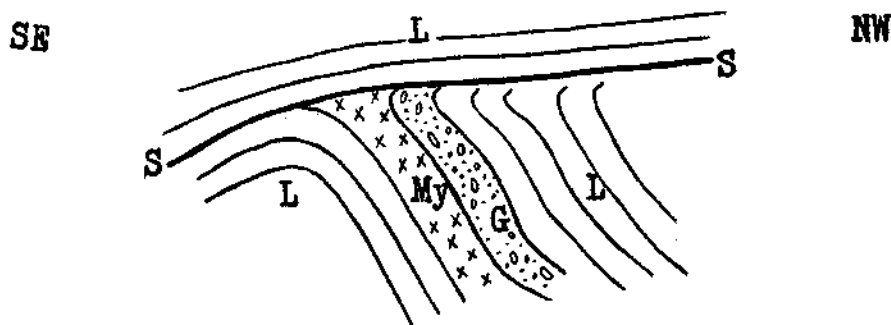


Fig. 10. Skizze 1 : 500.

Gosau-Konglomerat in Liaskalke eingeklemmt und von diesen überfahren.

L = Liaskalke, *G* = Gosau-Konglomerat, *My* = Mylonit, *S* = Schubfläche.

des Hl. Kreuzkofels vor. Ähnlich verhält es sich mit den weit nach NW vorgeschobenen, untersten Bänken des Dachsteindolomits in Krippes.

Gelten diese beiden Argumente für den Streifen *C* in höherem Maße als für *B*, so sprechen beim letzteren Teilstück auch noch folgende Gründe für eine SE—NW-Verschiebung. Vor allem die Aufbiegung des ganzen Streifens in der Richtung der Längsachse gegen NW, während die Schichten in der anliegenden Einheit *A* nach N aufbiegen, weiters der wellenförmige Aufstieg der Liaskalke am Col di Lasta gegen NW und die fast gleichgerichtete Flexur am Monte Sella di Semmes, endlich das Zurückbleiben der mit 50° südfallenden Raibler Schichten in Cacagnares gegenüber den flach SE fallenden Raiblern in Krippes, wobei allerdings eine — wenn auch infolge der Steilstellung kaum ins Gewicht fallende — Rückwitterung hereinspielen könnte.

Die Einheit *C* zeigt nicht nur im Querprofile, sondern auch in der Horizontalprojektion eine deutliche Keilform mit SE gerichteter Spitze und NW gekehrtem Rücken. Diese doppelte Keilform (Flachbootform) mußte wohl bei der Hebung zu einem Ausweichen gegen NW führen,

namentlich wenn sich die Keilform ursprünglich auch in der nord-westlichen Hälfte fortsetzte, und das ist nicht unwahrscheinlich. Jedenfalls hat nicht nur die Dolomitaufgabe (Paresberg), sondern auch die gegen Wengen freiliegende, mitgeschobene Unterlage seither durch Rückwitterung an Breite eingebüßt.

Wollte man den Störungen I, II und III nur die Funktion von Gelenken zuerkennen und den Schub von *B* und *C* nach NW bestreiten, so wäre kaum eine Erklärung zu finden, wie neben dem allgemeinen Aufbiegen der Schichten in *A* gegen *N* die Überschiebung in *B* und *C* gegen NW entstanden sein könnte.

Da eine Dehnung (Streckung) der Streifen *B* und *C* in der Richtung der Längsachse wegen des starren und spröden dolomitischen Gesteins höchst unwahrscheinlich ist, wäre schließlich noch zu erwägen, ob nicht etwa eine Zerreißung innerhalb dieser Einheiten stattgefunden hat, ob nicht Teile abgescheert wurden und ob sie sich z. B. auf den Gleitflächen der Raibler Schichten gegen NW fortbewegt und die Überschiebungen verursacht haben. Das Prisma *B* weist aber weder Kennzeichen eines Bruches noch Spuren einer solchen Zerreißung auf. Beim gehobenen Teilstück *C* könnte man in Val di Rudo, wo der Dachsteindolomit auf den Raibler Schichten eine Lücke von fast 200 m bildet, an eine solche Zerreißung denken, wenn nicht das Längsprofil und die südlichen Ausstriche ungestörte Schichtung zeigen würden und das Fehlen tektonischer Breccien dagegen spräche. Der bis zu den Raibler Schichten, sogar noch bis in den liegenden Schlerndolomit hinabreichende, schutthbedeckte Einschnitt von Val di Rudo ist, möglicherweise von einer nicht sehr tiefgehenden tektonischen Spalte vorgezeichnet, durch allmähliche Erosion vom Raibthal her entstanden. Übrigens stünde die Breite dieser Lücke, welche trotz Rückwitterung an der Talsohle heute noch kaum 200 m erreicht, im Mißverhältnis zur tektonischen Auswirkung an der Stirne des Paresberges.

Der gehobene starre Felsriegel *C* brach später zwischen der Eisengabel und dem Monte Sella di Fanes ab, die nordwestliche Hälfte senkte sich wieder in die Tiefe. Hiefür liegt der Beweis im Längsprofil und in der geringeren Sprunghöhe am Antonijoch. Auch die Schleppung der Liaskalke westlich der Störung IV hängt dort mit dieser Senkung um ca. 200 m eng zusammen, vielleicht auch der Knick im Profil des Monte Sella di Fanes (Fig. 6).

Der Abbruch im Felsenkessel am Fuße des Neuner (SW-Ast von IV), die Senkung des Paresberges in seine gegen SW ausweichende Unterlage sind auch auf den Bruch dieses starren Dolomitkörpers zurückzuführen.

Der Einheit *E*, deren S-förmig geschwungener Körper den Einfluß der Hl. Kreuzkofelmasse im SW und der Hohen Gaisl im NE verrät, scheint von jeher die Rolle eines Puffers der nachdrängenden Tofanagruppe zugewiesen zu sein. Die tektonischen Komplikationen, die außerordentlichen Steilstellungen, Verwerfungen und Faltungen deuten auf besonders hohen Druck aus S und Rückstau von N. Horizontale Bewegungen lassen sich auch bei dieser Einheit nicht exakt nachweisen, das eine aber ist sicher, daß schon die kleinste Verschiebung von *C* sich gleichsinnig in *E* auswirken mußte.

4. Bewegungsphasen.

Die älteste nachweisbare Gebirgsbildung fällt in den St. Vigiler Dolomiten in das Jungpaläozoikum, spätestens in das Perm, denn die Aufnahme ergab, daß das Perm-Triasmeer den Brixner Quarzphyllit bereits in demselben gefalteten Zustande angetroffen hatte, den er heute

aufweist. Belege hiefür bilden Funde von faustgroßen Stücken gefalteten Quarzphyllits in den „Basalbildungen“ und im Grödnert Sandstein zwischen Piccolein und St. Vigil. (Vgl. Stratigraphie.)

Bis in die mittlere Kreidezeit hinein können dann orogenetische Bewegungen nicht nachgewiesen werden. Aus dem Riffwachstum ist auf eine allgemeine sukzessive Bodensenkung zu schließen.

Der erste Akt der alpinen Faltung begann auch hier noch vor Ablagerung der Oberkreide-Konglomerate, also etwa in der mittleren Kreide. Das ergibt sich aus den Lagerungsverhältnissen in der Col Becchei-Gruppe. Längs der Croda del Becco-Störung (VI) breiten sich zu beiden Seiten Gosau-Konglomerate über z. T. steilgestellten Liaskalken aus, so daß Teile der tektonischen Einheiten *E* und *F* sowie der Ausstrich der Störungsfläche VI (hier mit einer Sprunghöhe von 500 m) durch diese Ablagerungen gleichsam überbrückt werden. Demnach war — wenigstens in der Col Becchei-Gruppe — die Gebirgsbildung in der Hauptsache noch vor der Gosauzeit zur Ruhe gekommen. Damit scheint nun endlich ein verlässlicher Anhaltspunkt für das Vorhandensein einer prägosauischen Großtektonik in den Südtiroler Dolomiten gefunden zu sein.

Da man nun aber an einer Stelle (zwischen Punkt 2373 und Punkt 2578, siehe Fig. 10) sehen kann, daß zwischen Liaskalken eingelagerte Kreidekonglomerate nachträglich von einem Liaspaket überfahren wurden, folgt, daß auch noch später, vermutlich im Alttertiär, tektonische Bewegungen eintraten. Eine nähere Altersbestimmung der zweiten Phase ist leider nicht möglich, weil tertiäre Bildungen fehlen. Zwischen den beiden Phasen vollzog sich die Ablagerung der Gosau-Konglomerate.

5. Selektive Tektonik.

Die älteren Hauptfelsbildner in den St. Vigiler Dolomiten, Dachstein- und Schlerndolomit, haben im allgemeinen nur mäßige Verbiegungen mitgemacht. Beide sind im großen ganzen starr geblieben und glichen höhere Beanspruchungen durch Brüche aus. In ihrem Verbreitungsgebiete herrscht deshalb Bruchtektonik, die sich teils in einer Zerlegung in größere tektonische Einheiten, teils in einer Aufspaltung auf kleinem Raume (Paresberg) äußert. Die ungestörte Bankung und Schichtung läßt vermuten, daß es innerhalb dieser Felsmassen zu größeren Horizontalverschiebungen nicht gekommen ist.

Der dritte Hauptgesteinsbildner, der Liaskalk, erweist sich zäher und als ein oberstes, geringer belastetes Schichtglied beweglicher. Wo die Liaskalke durch Wechsellagerung mit dem rhätischen Dolomit als Grenz- bildung innig verbunden sind, gehen die Dislokationen nicht über eine mäßige Wellung hinaus. Wo aber diese Verbindung nicht mehr besteht, sondern die klastischen Grenz- bildungen mehr Bewegungsfreiheit geben, da sind Schichtverbiegungen und Faltungen keine Seltenheit. Sie entstehen dadurch, daß der gebirgsbildende Druck sich in höheren und höchsten Schichten stärker auswirkt als in den tieferen und daß die obersten, weniger belasteten Kalke den unteren, durch das auflastende Gewicht gebremsten Zonen vorausstreben. Sie gestatten infolgedessen

innerhalb gewisser Grenzen auch Schlüsse auf die Richtung der Bewegung.

Die besten Zeugen dieses Geschehens sind in den Dolomiten die taschenförmig eingeklemmten Kreideschichten z. B. auf der Roten Wand (Gipfelfaltung). Auch am Monte Sella di Sennes sieht man von weitem das Wahrzeichen eines solchen Bewegungsvorganges in einer steil nach NW in die Luft ragenden Kalkplatte, als Rest einer S-förmigen Flexur, deren nordwestlicher Teil abgebrochen und abgetragen ist.

Diese Aufbiegungen sind mit Streckungen und Stauchungen der Kalkschichten, wohl auch mit Zertrümmerung der dolomitischen Sattelkerne und der Grenzbildungen verbunden, jedoch ohne daß letztere den Charakter eines Gleithorizontes annehmen würden.

In beschränktem Maße fungieren dagegen schon die Raibler Schichten als Gleithorizont. Die starren Dolomitmassen unterteilend, vermitteln sie durch Biegungsgleitung den Ausgleich von Zug- und Druckspannungen. Durch ihre Zwischenlagerung kommen z. B. an den Ausstrichen im Grünwaldtal und in Krippes Aufbiegungen des Schlern- und Dachsteindolomits zustande, die man bei dem Allgemeinverhalten dieser spröden Gesteine kaum für möglich halten sollte.

In der mittleren Trias gesellt sich zur Verschiedenartigkeit der Gesteine in vertikaler Richtung auch noch der Umstand, daß im äußeren Rauhtal zwei stofflich verschiedene Bereiche aneinander grenzen. Auf diesen Fazieswechsel in der ganzen ladinischen Stufe geht jedenfalls die erste Anlage des Rauhtaales zurück, weil sich an der Grenze von zwei so heterogenen Bereichen eine Angriffsfläche für tektonische und erodierende Kräfte bot und der Rauhtalbach dort den geringsten Widerstand fand. Während die Nordostseite vom Unteren Muschelkalk an dolomitisch entwickelt ist, wird die Südwestseite des Tales von den Tuffgesteinen der mittleren Trias gebildet. In den relativ weichen Wengener Schichten ist der Paresberg eingesunken, auf ihnen hat auch die Riedjoch-Überschiebung stattgefunden. Ein besonders plastischer Horizont sind die Buchensteiner Schichten, in denen man fast überall schöne Flexuren, Faltungen und Stauchungen beobachten kann, die dank ihrer dünnen Bankung und dem Wechsel von harten Kieselkalken mit weichen Mergeln und Tuffen zustande kommen.

Mendeldolomit und Muschelkalk bilden im allgemeinen steifere Horizonte, wo sie aber in geringerer Mächtigkeit auftreten, machen sie die Veränderungen des Liegenden und Hangenden mit. Die Mergel und Schiefer der Werfner Schichten sind plastisch und fördern gleitende Bewegungen.

Die Bellerophon-Schichten haben sich bei den gebirgsbildenden Bewegungen als außerordentlich deformierbar erwiesen. Besonders schön kommt dies in den Gipsfalten der Piccoleiner Schlucht und der Roa Blanca zum Ausdruck, aber auch die Rauhwacken, Dolomite und Kalke sind nicht selten in Falten und Schlingen gelegt. Der Grödnert Sandstein hingegen ist im allgemeinen strukturell unverändert geblieben. Nur die höchsten, feinkörnigen Lagen haben sich ihrem Hangenden anzupassen versucht.

6. Zusammenfassung.

Auf die paläozoischen, durch die Faltstruktur des Brixner Quarzphyllits bezeugten Krustenbewegungen folgte eine lange Epoche ruhigen sedimentären Aufbaues.

Erst in der mittleren Kreidezeit wurden in den St. Vigiler Dolomiten wieder regionale Schubkräfte nachweisbar wirksam. Sie waren von S gegen N gerichtet und mußten, am Pustertaler Aste des Periadriatischen Bogens auf Widerstand stoßend, Gegendruck erzeugen. Die Folge war ein Zusammenpressen und Wellen der mächtigen Sedimentdecke im Phyllitbecken, begleitet von hohen Zugspannungen, denen die starre, vorwiegend dolomitische Hauptmasse nicht standzuhalten vermochte. So entstanden weitreichende Brüche und zerteilten das mittlere und obere Schichtsystem in 6 große, auf schmiegsamer Unterlage der Bellerophon- und Werfner Schichten gebettete Schollen (*A* bis *F*).

Im Innern des fortdauernd von S gegen N gedrückten Gebietsrahmens vollzogen nun die gelockerten Einheiten *B*, *C*, *E* ihre Sonderbewegungen. Sie wurden gegen NE zusammengeschoben und aufgerichtet, gleichsam wie man schiefstehende Bände in einem Bücherregal zusammenrückt, um Platz zu schaffen. Als hiebei der keilförmige Streifen *C* nach oben auszuweichen begann, verminderte sich der Reibungswiderstand an den Bruchflächen so weit, daß die Schollen *B*, *C* (wahrscheinlich auch *E*) im Sinne der zweiten Komponente gegen NW gleiten konnten, bis der Ausgleich mit der Hauptschubrichtung (S—N) erreicht und das Gleichgewicht innerhalb des Rahmens wieder hergestellt war. Parallel mit dieser Hauptrichtung streichende Verwerfungsbrüche lassen erkennen, daß die Bogenspannungen auch schollenweise aufgehoben wurden.

Anzeichen einer letzten Bewegungsphase sind für das Tertiär festgestellt worden.

Morphologie.

Vor der Alpenfaltung erstreckte sich zwischen Seekofel und Hl. Kreuzkofel, zwischen Monte Sella di Sennes und der Hohen Gaisl ein zusammenhängendes, durchaus mit einer mehrere Hundert Meter mächtigen Jurakalkplatte, teilweise auch mit Neocom bedecktes Schichtsystem, dessen Oberfläche nur geringe Höhenunterschiede aufgewiesen haben dürfte.

In der mittleren Kreidezeit erfolgten, wie im tektonischen Teile gezeigt wurde, an tiefgreifenden Brüchen beträchtliche Verschiebungen einzelner Teile der Schichtplatte in horizontalem und vertikalem Sinne. Die gleichzeitig einsetzende Erosion schuf Hohlformen, in die zur Oberkreidezeit das Meer wieder eindrang. Reste der neuerlich abgesetzten marinen Sedimente sind in der Col Becchei-Gruppe erhalten. Ob auch Flüsse an dieser Ablagerung beteiligt waren, ist unentschieden.

Tertiäre Abtragung modellierte dann das Relief, das im wesentlichen die Grundlage des heutigen bildet.

A. Selektive Formgebung.

Von manchen Einzelheiten dieses Reliefs war schon in der Einleitung die Rede, auch wurden im stratigraphischen Teile Eigentümlichkeiten und Einfluß der Gesteinsarten im Landschaftsbilde gestreift, im tektonischen auf ihr ungleiches Verhalten gegenüber mechanischer Beanspruchung und bei der Formgebung hingewiesen. Es sollen deshalb die selektiv-morphologischen Momente hier nur mehr kurz zusammengefaßt werden:

Selektive Erscheinungen begegnen uns besonders im nordwestlichen Teile der St. Vigiler Dolomiten, wo auch die älteren Schichten erschlossen sind. Hier fällt vor allem eine selektive Folge des Fazieswechsels in der ladinischen Stufe auf. Das rückgewitterte Schlerndolomitgebirge nordöstlich des Rauhtales ragt höher und schroffer empor als die Südwestseite, welche von weniger widerstandsfähigen vulkanischen Gesteinen gebildet wird und sanftere Formen zeigt.

Die älteren Schichten, Quarzphyllit, Grödnert Sandstein, Bellerophon-Schichten, Werfner Schichten neigen im allgemeinen zu runderen Formen. Darüber folgt dann die je nach Mächtigkeit und Schichteneinfallen mehr oder weniger sichtbare Felsflucht des Unteren Muschelkalks und Mendeldolomits. Die hangenden Buchensteiner Schichten, Agglomerate, Tuffe und Wengener Schichten tragen, abgesehen von kleinen Steilstufen, fast durchwegs sanftes Gelände. Der Schlerndolomit hingegen schafft mit seinen mannigfach gestalteten Felsstufen und Zacken ein völlig anderes Relief, wenn er auch infolge der Schichtneigung nicht wie in anderen Dolomitstöcken jene charakteristischen prallen Wandformen zu bilden vermag. Im Paratschagebiet kommt es örtlich zur Auflösung in turmähnliche Einzelformen.

Über dem Schlerndolomit liefert das dünne Band der Raibler Schichten eines der schönsten Beispiele morphologischer Selektion. Wo die Raibler Schichten steil stehen, bilden sie tiefe Einschnitte zwischen den Dolomitmassen und erleichtern dadurch den Verkehr (Cacagnares, Grünwaldtal, Forcella). Wo sie aber flacher liegen (Punkt 2011, Rü de Würz), haben sie die Erhaltung des unterlagernden Schlerndolomitsockels bewirkt.

Der mächtige Dachsteindolomit unterscheidet sich von letzterem durch deutliche Schichtung und Bankung. Von jüngerem Gestein überlagert, bildet er hohe, steile, rauhe Wände, wo jedoch die Juraplatte verschwunden ist, tritt rasch die Auflösung in Türme und Zacken ein (Grünwaldtal, Raubtal). Ein Übergangsstadium zeigt der Paresberg, der sein Juradach in geologisch jüngster Zeit verloren hat. Die Türmchen der Gipfelregion lassen (von Wengen aus gut sichtbar) den beginnenden Verfall des Berges erkennen. Am Fuße steiler Rinnen breiten sich wie beim Schlerndolomit die Zerfallsprodukte als feiner, rhomboedrischer Grus fächerförmig aus.

Die dünner gebankten, Faltungen und Plattenschüsse bildenden Liaskalke setzen die Wände des Dachsteindolomits in noch größerer Steilheit nach oben fort und bauen die höchsten Gipfel des Gebietes auf. Ihr Verwitterungsprodukt ist grober, kantiger Blockschutt.

Die Kreidegesteine sind wegen ihrer geringen Verbreitung für die Morphologie bedeutungslos. Wo sie in größerer Mächtigkeit vorkommen (La Stuva, Antruilles), formen sie flache Hänge ohne Steilstufen.

B. Hebungsweise Formentwicklung.

Eine der großzügigsten morphologischen Veränderungen brachte die im vorigen Kapitel eingehend besprochene Hebung des SE—NW streichenden Streifens (C) mit sich. Dieser mächtige Felsriegel trennte die früher auch morphologisch zusammenhängenden Gebiete von Fanès und Sennes und erstreckte sich bis in den Raum des heutigen Rauhtales. Er dürfte die infolge Aufbiegung der Randpartien der Hl. Kreuzkofelgruppe und der Einfassung des Sennesplateaus (Seekofel, Ricegon) entstandenen Mulden in zwei große Staubecken verwandelt haben.

Die Böden dieser beiden Mulden gehören nun jenem ersten Verflachungssystem in 2100 bis 2300 m Meereshöhe an, das, wie Klebelsberg (36, S. 75) ausführt, mit geringen Abweichungen von der Höhenlage über weite Gebiete der Südtiroler Dolomiten verfolgt werden kann. Dieses System umfaßt die Hochflächen von Fanès einerseits und jene von Fodara Vedla—Sennes—Fosses mit dem Gebiete der Alpe La Rosa andererseits.

Der alte Talboden von Großfanès bricht sowohl gegen St. Cassian als auch gegen das Fanestal als Steilstufe ab. Ein Gegenstück in gleicher Höhe bildet in Kleinfanès das Plateau von Plan di Salines samt den westlich anschließenden Karstböden. Das Einzugsgebiet von Fanès wurde vermutlich zuerst nach S über den Col Lodgia gegen St. Cassian entwässert und erst später durch das Fanestal angezapft (34, S. 300 und 301), wobei das Limojoch wie eine natürliche Schleuse (Überfallwehr) gewirkt zu haben scheint. Für den Abfluß ansehnlicher Wassermengen über das Limojoch spricht folgendes. Durch die Untersuchungen Kobers sind Konglomerate (39) bekannt geworden, deren Verbreitungsgebiet hauptsächlich im Bereiche der Alpe Großfanès gelegen ist. Nach Klebelsberg (36, S. 212) sind es „Reste alter, entsprechend der geringen Transportweite noch nicht besser sortierter und gerollter Haupttalschotter“. Ein solches Vorkommen 300 m südlich vom Limossee wurde in der Karte als „Konglomerierte Schotter“ bezeichnet. Es ist präglazial, weil man an ihm die Schlifffwirkung des Eises deutlich erkennen kann. Erst als sich das vom Sennesbecken gespeiste Rauhtal gegen SE bis über Pederüt hereingenagt hatte, und als der wie eine Staumauer wirkende Felsriegel nicht mehr dicht genug war, erfolgte der Durchbruch in Val di Rudo. Seither gehört der Kleinfanèskessel zum Quellgebiete der Rienz. Das Durchflußprofil Val di Rudo wurde in der Folgezeit durch Erosion erweitert.

Vom Sennesplateau scheinen die Wässer zuerst teils gegen das Rauhtal, teils über die Alpe La Rosa, vielleicht in das Gottrestal, abgeflossen zu sein, denn auch von La Rosa führt Kober (39) verkittete Schuttmassen an. Das Boitetal entstand später.

In dasselbe Niveau ist auch der oberste, im Dachsteindolomit gelegene Abschnitt des Krippestales zu stellen, der mit einer Felsstufe bei P. 2172 oberhalb der Hütten endet. Besonders deutlich wird diese Verflachungszone wieder am Nordrande des Gebietes auf den Höhen der Hochalpe, wo im Schlerndolomit, der hier durch tektonische Vorgänge in diese Höhe gerückt ist, bei 2200 bis 2300 m eine (nach Klebelsberg mitteltertiäre) Abtragungsoberfläche zu erkennen ist.

Man sieht, daß Entstehung und Erhaltung dieser Horizonte nicht selektiv bedingt sind. Auch ist nach Klebelsberg (32, S. 50) „dieses

System der obersten Verflachungen seinem Wesen nach unabhängig von der — erst lange später eingetretenen — Vergletscherung*. Die ausgedehnten Hochflächen bildeten aber vermutlich ergiebige Firnfelder, so der Faneskessel und das Sennesplateau für den Rauhtalgletscher, letzteres auch für den Boitegletscher.

In den minder widerstandsfähigen Gesteinen der unteren und der vulkanisch entwickelten mittleren Trias ist dieses Oberflächensystem weniger deutlich ausgeprägt. Nur die Umgebung der Kreuzspitze (2020 m) oberhalb Wengen deutet eine derartige Verflachung an, die sich mit den Armentaraböden am Fuße des Hl. Kreuzkofels verbinden läßt.

Ein zweites, tieferes, erosives Oberflächensystem liegt in 1700 bis 1800 m Höhe. Es wird durch das oberste Boitetal zwischen La Stuva und Campo Croce, durch den mittleren Abschnitt des Fanestales und durch die Gegend südlich des Riedjoches angezeigt.

In derselben Höhe halten sich die Schuttsohlen von Val di Rudo, weiters jene des mittleren Krippestales und des inneren Grünwaldtales.

Ein noch tieferes, erosives Oberflächensystem liegt in unbekannter Tiefe den Alluvionen der größeren, gleichsam im Schutt ertrunkenen Täler zugrunde. An erster Stelle kommt hier die Aufschüttungssohle des Rauhtales zwischen 1300 und 1500 m in Betracht. Beim äußeren, ebenfalls hochaufgeschütteten Grünwaldtal liegen die Höhen zwischen 1500 und 1700 m. Vielleicht gehört auch die Gegend von Peitlstein (1350 bis 1500 m) diesem System an.

Als Fehlgebiet von Verflachungen größeren Ausmaßes ist die Col Becchei-Gruppe zu nennen, wo sich infolge außergewöhnlicher Störungen weder Hoch- noch Talverflachungen zu bilden vermochten.

C. Glaziale Formgebung.

Gar manche Formen im Relief der St. Vigiler Dolomiten lassen sich auf Gletscherwirkung zurückführen.

Unter den Tälern kommt in erster Linie das trogförmige Fanestäl in Betracht, das in seinem mittleren und oberen Teile verhältnismäßig schuttarm ist und nicht selten den anstehenden Fels vortreten läßt. Es mündet bei Peitlstein mit einem breiten, anscheinend hoch aufgeschütteten Becken (Pian dell'uovo), von dem schon Klebelsberg (36, S. 241) schrieb, daß es „kaum anders als glazial-erosiv gedeutet werden kann“. Die Vorarbeit hat sicherlich das fließende Wasser geleistet. Die endgültige Form des Fanestales dürfte aber im wesentlichen vom Gletscher geprägt worden sein. In geologisch jüngster Zeit haben sich dann der Fanes- und Travenanzesbach bei Ponte alto tief in den Dachsteindolomit genagt. Auch für die Gestaltung der übrigen Täler des Gebietes ist streckenweise Glazialerosion wahrscheinlich, aber nicht mehr nachweisbar.

Viel deutlicher tritt die Gletscherwirkung auf den Hochflächen in Erscheinung, wo vielfach die höher aufragenden Felsformen vom Eis gerundet und abgeschliffen wurden (Sennesalpe, Rundbuckel bei der

Alpe Großfanès). Ebenso lassen die vom Eis überflossenen Wasserscheiden, z. B. das Kreuzjoch, die formausgleichende Wirkung des Eises erkennen.

Andere Formen, die als glazial erodierte Becken gedeutet werden könnten, erweisen sich allerdings bei näherer Untersuchung der Schichtausstriche als flache Synklinale. Für einzelne Fälle ist glaziale Auskolkung sehr wahrscheinlich. So für das Becken des Hochalpensees am Kreuzjoch, das mitten in einem gletschergerundeten Gelände liegt. Das anscheinend tiefe Becken wird ringsum von steilen Felshängen eingefasst. Die E—W gerichtete Längserstreckung läßt sich aber mit keiner Gletscherrichtung in Verbindung bringen. Das Eis strömte vermutlich von N her.

Für die Becken der beiden größeren Fosses-Seen ist glaziale Erosion anzunehmen. Zur Erhaltung dieser Seen haben wasserundurchlässige Kreideschichten wesentlich beigetragen.

Beim Sennesssee scheint eine Kombination von Dolinen- und Gletschersee vorzuliegen. Klebelsberg (34, S. 351) hat eine „Doline mit verstopftem Abzugskanal“ festgestellt. Andererseits deuten südgerichtete Gletscherschliffe und Moränenschutt an, daß der Eisstrom an der Aus-tiefung mitgewirkt hat.

Auch für die vertorften Tümpel südöstlich der vorderen Kleinfaneshütten dürfte Gletscherkolk in Betracht kommen.

D. Karstbildungen.

Für die Oberflächengestaltung erlangt im Bereiche der Liaskalke auch chemische Erosion einige Bedeutung. Die Liaskalke zeigen nämlich stellenweise Karrenfelder und Dolinen. Letztere sind besonders am Sennesplateau ziemlich verbreitet. Meist sind es nur kleine, bald mehr bald weniger mit Humus bedeckte Vertiefungen von 1—2 m Durchmesser, in denen mit Vorliebe die Murmeltiere hausen. Größere Dolinen sind seltener. In einer 4—5 m tiefen Doline verschwindet beispielsweise der Abfluß der beiden Fosses-Seen. Südöstlich vom M. Sella di Senne ist unweit der Val Salata-Linie der Abzugskanal einer Doline im Längsschnitt zu sehen. Er weitet sich nach unten zu einer kleinen Höhle, die noch im Spätsommer Schnee enthält.

Die Verkarstung hat oft zur Folge, daß im Verbreitungsgebiete der Liaskalke wegen Wasserdurchlässigkeit die Vegetation abstirbt.

Bereits im stratigraphischen Teile wurde bemerkt, daß auch der Dachsteindolomit ausnahmsweise (Krippes) Ansätze zur Verkarstung zeigt.

Schließlich sind Beobachtungen über das Verhältnis von Verkarstung und Vergletscherung bemerkenswert, welche darauf deuten, daß die Karstrillen, wenigstens z. T., schon vor der letzten Vereisung bestanden haben. Am Sennesplateau und in Kleinfanès kann man nämlich gelegentlich Kalkbänke sehen, die erkennen lassen, daß die scharfen, kammartigen Gesteinsrippen abgeschliffen und nachträglich wieder aufgerauht worden sind.

Diluvium.

A. Moränen.

Die eiszeitliche Vergletscherung hat, wie schon erwähnt wurde, auch in den St. Vigiler Dolomiten bemerkenswerte Spuren hinterlassen. Weil der Aufnahmsbereich keine in sich geschlossene Gruppe vorstellt, soll versucht werden, die einzelnen Vorkommen nach den mutmaßlichen Einzugsgebieten zu beschreiben.

1. Foscheduratal—Kreuzjoch—Grünwaldtal—Krippes.

Ober den letzten Häusern von St. Vigil mündet das Foscheduratal (Hochalmbach) mit einem großen Schuttkegel in das Haupttal. Hier hat Klebelsberg (35, S. 218) gelegentlich unserer gemeinsamen Begehung Moränenschutt gefunden und auch noch verschiedentlich Uferwälle bis auf 1460 m Höhe verfolgen können.

1928 wurden oberhalb der Brunnenstube (westlich von Punkt 1324) Grabungen für die Trinkwasserleitung vorgenommen, wobei schon in geringer Tiefe Quarzphyllitstücke zum Vorschein kamen. Diese Findlinge¹⁾ müssen glazial übernommen sein. Sie beweisen, daß hier die Moränen einer Großvergletscherung (Würmeiszeit) abgelagert wurden. In der südlich angrenzenden Roa Blanca konnte ich nichts Entsprechendes finden. Hingegen ist Moränenschutt weiter nördlich (außerhalb des Gebietes), wie schon Ampferer (2, S. 249) festgestellt hat, weit verbreitet. — Im Foscheduratal selbst ist in etwa 1500 m Höhe am südlichen Gehänge unweit des Baches lehmiger Schutt mit schön geschliffenen und gekritzten Dolomitgeschieben und Quarzphyllitstücken erschlossen. Der zugehörige Wall mit flacher Ufermulde reicht eine kurze Strecke talabwärts. Auf ihm lag ein Stück bituminösen Kalkes mit Bellerophoniten. — Auf ca. 1750 m fand Klebelsberg eine Ufermoräne.

Von jener Stelle, wo der Weg sich auf die südliche Talseite hinüberzieht, kann man längs des Weges an der Bergseite bis auf ungefähr 1900 m Höhe manchmal kleine, dunkle Gesteinsstücke aus den Bellerophon-Schichten sowie Augitporphyr, ? Melaphyr und Brauneisenoolithen finden. Morphologisch tritt Moränenschutt schon ab 1750 m bis auf die Jochhöhe nicht mehr in Erscheinung.

Das Kreuzjoch (2224 m) liegt in einer glazial überformten Landschaft. Das vom Eis ausgeschürfte Becken des Hochalpen-Sees wird allseitig von anstehendem Fels (Schlerndolomit) umgeben. Unweit des Kreuzes lag ein Kalkgeschiebe mit *Bellerophon*querschnitten. In der kurzen Wegstrecke vom Joch zu den Hochalpenhütten sind Stücke von Quarzphyllit und Glimmerschiefern gar nicht selten zu finden, u. zw. in dem kleinen Tal östlich vom Joch, bei Punkt 2180 und bei den Hütten. An letztgenannter Fundstelle trifft man auch grobkörnigen Grödnere Sandstein.

Das Gebiet östlich vom Kreuzjoch wird durch den Finsterbach entwässert, welcher südlich der Hochalpe das tiefe, schmale Tal in kleinen Schnellen durchreißt. Hier würde wohl am wenigsten Moränenschutt zu erwarten sein. Wasseransätze am Südufer des Baches (dort, wo der Serpentinweg dem Bach am nächsten kommt) verraten aber eine andersartige Gesteinsbeschaffenheit. An geeigneten Stellen kann man aus der schlammigen Grundmasse die schönsten geschrämmten Geschiebe (Schlerndolomit) auflesen. Genau südlich davon liegt am Oberrand der Felsen ein altes Seebecken, heute nur mehr ein sumpfiges Caricetum, das ganz in Fels eingebettet ist.

¹⁾ Die Fundorte von erratischen Geschieben aus den Zentralalpen sind in der Karte mit roten Ringelchen eingetragen.

Weiter talauswärts konnte ich innerhalb des Arbeitsfeldes keine Moränen mehr beobachten. Bei der Grünwaldalpe liegt wohl ein größeres, aber vermutlich durch Schmelzwässer angeschwemmtes Stück Chloritschiefer. Vom Gletscher, der einst das Tal bedeckte, zeugen die mächtigen Schuttmassen nördlich vom Pragser Wildsee (34, S. 306). Reste etwaiger Halte oder Rückzugsstände, wenn solche überhaupt vorhanden waren, sind im Grünwaldtal nicht zu sehen. Das Eis scheint sich demnach ohne nennenswerten Aufenthalt in die innersten Talabschnitte zurückgezogen zu haben. Hier findet sich Moränenschutt östlich der Scharte Caeagnares (Punkt 2313). Ein hübsches Gschnitzstadium mit Seitenmoränen und guterhaltener Stirnmoräne liegt ferner zwischen Punkt 2012 und Punkt 1898 an der Nordseite des Col di Ricegon.

In dem weiten, vom Monte Sella di Vigil (2669 m), Monte Sella di Sennes (2787 m) und Col di Ricegon (2652 m) gegen S geschützten Kar hat sich offenbar längere Zeit ein Gletscher gehalten. Verschiedene Anzeichen sprechen dafür:

Der begrünte Buckel (Punkt 2336) im rückwärtigen Teil des Kares ist zweifellos glazial gerundet (? Moränenstreuauflagerung). Ein Aufschluß an der Westseite zeigt anstehenden Dachsteindolomit. Nördlich schließt ein altes Seebecken an, in das sich ein Schuttstrom vom Monte Sella ergossen hat. Die Einfassung gegen NW ist Fels, gegen N legt sich Moränenschutt über eine vermutete Felsschwelle. Man findet darin ziemlich viel Liaskalk von den Wänden des Monte Sella, einzelne Stücke lassen trotz des kurzen Transportes Schrammen erkennen. Die kalkigen Bestandteile nehmen nach W an Häufigkeit zu und bald gewahrt man einen niedrigen N — S streichenden Wall, wahrscheinlich eine linke Ufermoräne. Es würde demnach sowohl nach N als auch nach NE in das Grünwaldtal Eis abgeflossen sein, besonders der erwähnte Gschnitzgletscher dürfte von hier Eiszufuhr erhalten haben. Ein alter, sumpfiger und teils vertorfte Seeboden (in der Karte als Schutt eingetragen) liegt zwischen Punkt 2401 und Punkt 2334. Er ist nach allen Seiten von Fels eingefasst, durch den sich nach NE hin das Wasser einen Ausweg gesucht hat, was eine teilweise Entsumpfung bewirkte.

Manche morphologische Eigenheiten im oberen Krippestal lassen erkennen, daß dieser Gletscher auch gegen W einen Eisstrom gesandt hat.

Der oberste Abschnitt des Krippestales liegt zwar zur Hauptsache in gewachsenem Fels, doch kann man südöstlich von Punkt 2172 einen ebenen Talboden, der ursprünglich wohl ein kleiner See war, feststellen. Über ihn führt der markierte Steig. Die wellige, hügelige Umgebung dieses Bodens ist z. T. bewachsen und gestattet keinen genaueren Einblick. Man könnte, besonders südlich vom Wege, manche Formen als Ufermoränen mit steiler Außenböschung sowie als Uferfurchen und diesen parallel verlaufende Gliederungen der Oberfläche, andere als Mittelmoränen deuten, in allen Fällen handelt es sich nach meinen Beobachtungen um ein vom Gletscher geschaffenes unruhiges Relief im anstehenden Dachsteindolomit.

Westlich von Punkt 2172 tritt die Felssohle eindeutig hervor, ein älteres Tal-system scheint gleichsam in die Luft auszustreichen.

Der mittlere Talabschnitt ist breiter und anscheinend hoch aufgeschüttet. Glaziale Ablagerungen fehlen hier vollständig. Erst unterhalb der vorderen, verfallenen Krippeshütten ist am nordseitigen Hang, etwa von 1700 m abwärts, eine undeutliche Ufermulde erhalten. Sie ist in ihrem oberen Teile mit Anschwemmungsmaterial aufgefüllt. Der Weg verläuft auf dem flachen First. Weil der Stirnabschluß fehlt, liegt die Vermutung nahe, daß der Gletscher noch weiter, vielleicht bis in das Rauhtal, gereicht hat. Knapp unterhalb dieser Ufermoräne schließt sich das Tal unvermittelt zu einer engen, steilen, mit Bergsturzblöcken erfüllten Mündungsschlucht. Nahe ihrem Ausgang liegt in 1460 m Höhe steilgeböschter, schlammiger Schutt. Darin wurde nach mehrstündigem Suchen ein zentralalpines Gestein (Glimmerschiefer) gefunden.

2. Sennes — Fosses — Fodara Vedla — Campo Croce — Boitetal.

Das Hochplateau der Sennesalpe ist verhältnismäßig arm an Zeugen einer ehemaligen Vergletscherung. Bei seiner ausgesprochenen

Südexposition dürfte sich hier der Gletscher postglazial nicht lange gehalten haben. Schöne Moränenwälle fehlen.

Ein einigermaßen deutlich hervortretender Wall, die linke Seitenmoräne eines in das Rauhtal abfließenden Gletscherarmes, liegt an der Nordseite des Col di Lasta. Die morphologische Mulde „Planpescü“ zwischen dem Col delle Fozzerres und Col di Lasta ist zweifellos vom Eis herausgearbeitet. In ihrem unteren Teil trägt sie etwas sumpfiges Weideland, aus dem nur ab und zu ein paar gerundete, mit Legföhren bewachsene Felshöcker blicken. Vorne, gegen das Rauhtal zu, wird sie durch eine erhöhte Felsschwelle abgeschlossen.

In der Umgebung des Bildstockes bei Punkt 2246 liegt dünne Moränenstreu, die neben Kalkblöcken auch glazial verfrachtete Trias-Lias-Grenzbildungen enthält. Nördlich der Sennes-Hütten weisen die Liaskalke Gletscherschliffe auf. Typischer Moränenschutt (ungewaschen, lehmig, mit geschliffenen und gekritzten Liasgeschieben) auf glattgescheuerten Kalkplatten ist südlich der Hütten in kleinen Aufschlüssen neben dem Fahrweg entblößt und durch die Kriegsstraße südlich von Punkt 2154 angeschnitten.

In Val della Salata fand sich östlich von Punkt 2246 ein Quarzphyllitblock von 40 cm Durchmesser, der nur glazial, etwa von der Südseite des Pustertales, zugeführt sein kann. Dieser Findling beweist, daß an der Ablagerung der Moränen auf dem Sennesplateau Ferneis beteiligt war. Er dürfte vielleicht das aus dem Pustertal am weitesten gegen S vorgeschobene und bis jetzt bekanntgewordene zentralalpine Erraticum aus fast 2200 m Höhe in den Südtiroler Dolomiten sein.

In Sennes—Fosses kann man verschiedentlich gletschergerundete Liaskalke und Crinoidenkalke im Anstehenden beobachten. Schöne, gegen SE zeigende Schrammen und Kritzer sind an der Kriegsstraße Fodara Vedla—La Stuva erschlossen, und zwar linker Hand knapp vor jener Stelle, wo sie in Serpentin zu fallen beginnt.

Südlich der Sennesalpe ist die Verkarstung der grauen Liaskalke älter als die Gletscherschliffe. Die Karstformen bilden hier keine Schneiden, sondern nur stumpfe Wülste, die z. T. in jüngster Zeit wieder aufgerauht worden sind.

Bei der Quelle auf Fodara Vedla liegt ein großer, gerundeter und geschrammter Kalkblock.

Die drei gut beschatteten Kare südlich der Alpe Fodara Vedla boten den schwindenden Gletschern wesentlich günstigere Grundbedingungen als das weite offene Hochland von Sennes.

Das westlichste und zugleich größte Kar zwischen Col Vandsé (2330 m) und Croda de grand Vallon (2612 m) birgt im vorderen Abschnitte begrüntes, höckeriges Gelände. Vom Endmoränenwall sind nur mehr die beiden seitlichen Ansatzstellen erhalten. Am Ausgang des mittleren Kares, genannt Picol Vallon, baut sich ein hoher, stumpfer Moränenwall (Oberrand bei 2180 m) mit steiler Böschung vor. Rückwärts schließen sich noch einige in Kuppen aufgelöste Blockschuttwälle an. Eine mächtige Stirnmoräne mit ungefähr 10 m Rückfälligkeit stammt von einem Gletscher, der in dem kleinen, östlich anschließenden Kar am Fuße der Forcella Camin (2266 m) lag. Das Material dieser Moränen (Dachsteindolomit) und die kurze Transportstrecke machen es verständlich, warum man hier keine gekritzten Geschiebe findet. Die Höhen der Umgebung dürften über die mutmaßliche Schneegrenze zur Daunzeit (2600 m) nicht gereicht haben. Wegen der ausgesprochenen Nordexposition erscheint die Annahme eines späten Gschnitzstadiums gerechtfertigt.

Aus dem Hochplateau von Sennes ist auf tektonisch-morphologisch vorgezeichnetem Wege Eis in das Quellgebiet des Boite abgeflossen. Auch aus den gewaltigen Karen der Hohen Gaisl werden steile Hanggletscher in das Tal bei Campo Croce gereicht und sich mit dem Eisstrom von Sennes vereint haben.

Moränenschutt, voll von prächtig geschrammten, polierten und gekritzten Geschieben (Dolomit, Kalk und Grenzbildungen), habe ich zwischen Campo Croce und La

Stuva mehrfach beobachtet, beispielsweise auf dem Neocomrücken oberhalb der Vereinigungsstelle der beiden Bachläufe und etwas weiter östlich an dem von E kommenden Bächlein. Weitere Vorkommen liegen am Fuße des Lavinores (Wasseraustritte in 1520 m Höhe am rechten Ufer) und besonders deutlich am Wege nach Antruilles, gleich westlich der Brücke. Keines läßt jedoch eine Wallform erkennen. Zur Gschnitzzeit dürfte das Gletscherende bei Peitlstein gelegen sein, wo nach Kober (39) gekritzte Geschiebe zu finden sind. Ich selbst habe moränenverdächtigen Schutt in einer Schottergrube unweit der Dolomitenstraße (nördlich der scharfen Kehre) gesehen.

3. Vallon da Mez—Antruilles—Col Becchei-Gebiet.

Vallon da Mez (Valle di Mezzo) ist die Bezeichnung für jenes Felsental, das im N von den beiden „Vallonen“ und der Forcella Camin, im S von der Croda del Becco (2735 m) und Croda d'Antruilles (2324 m) umrahmt wird. Es ist nur gegen E geöffnet und enthält nach niederschlagsreichen Wintern auch noch im Hochsommer kleine Schneeflecke.¹⁾

Sichere Moränenspurten in Form eines welligen Bodens finden sich bereits von 2350 m abwärts. Etwa in der Mitte des Kares erhebt sich zwischen 2280 und 2100 m ein allseitig mit rezentem Schutt umgebener und teilweise mit Legföhren bewachsener Rücken, der zur Hauptsache von anstehendem Dachsteindolomit und Liaskalk gebildet wird. Dieser Rücken ist in einzelne glazial überformte Kuppen aufgelöst. Die vorderste, unterste Kuppe dacht nach rückwärts zu einem grubig-höckerigen Gelände (Moräne) ab. Die Mulde zwischen dieser Kuppe und den von S herabkommenden Schutthalde wird vorne von einer hübschen Daun-Stirnmoräne mit stumpfem First abgeschlossen.

Vielleicht liegt weiter talauwärts in zirka 2000 m Höhe — am Oberrand der Steilstufe — unter den Bergsturzböcken ein Rückzugsstadium begraben.

In 1750 m Höhe endet der von Antruilles heraufführende Holzweg an einer kleinen, sumpfigen Bergwiese. Ob hier die Quellen durch Moränenschutt oder durch verborgenes Neocom zum Austreten veranlaßt werden, konnte ich nicht ermitteln. Ähnlich verhält es sich mit den Wasseraustritten bei der Wegabzweigung nordwestlich der Antruilles-Hütte. Wenn schon typisch gekritzte Geschiebe bisher nicht gefunden wurden und wenn auch in der Umgebung Neocom ansteht, vermute ich hier doch eine dünne Moränendecke. Die große Wiese scheint auf einem Schuttkegel zu liegen. Nur westlich der Hütte begleiten zwei parallele Wälchen (? Moräne) den Weg.

Der unweit des Boite erschlossene Moränenschutt wurde bereits im Abschnitt 2 erwähnt. Vorläufig ergaben sich keinerlei Anhaltspunkte für die Beurteilung, von welchem Gletscher er abgelagert wurde. Die gute Bearbeitung und geringe Korngröße würde für längeren Transport sprechen. Dann käme in erster Linie der vom Senneseplateau abfließende Gletscher in Betracht.

An der Südseite der Croda del Becco (2735 m) verläuft der Steig stellenweise auf dem schmalen First einer hohen, steil abfallenden, mit Gras bewachsenen Wallform. Es ist anscheinend die linke Seitenmoräne eines von W kommenden Gletschers. Ihre Unterlage erweist sich als steilgestellter Liaskalk, der mit Moränenschutt (vorwiegend Dachsteindolomit, aber auch Trias-Jura-Grenzbildungen und Liaskalk) bedeckt ist. Der Wall geht nach SE in ein sanft geneigtes, hügeliges, von zahlreichen Pingn durchsetztes Moränengelände über.

Nördlich von Punkt 2362 liegt am Fuße der Schuttreißen ein kleiner Firnbaldenwall, der an seiner Außenböschung von Legföhren umsäumt wird. Das Hinterland ist mit Bergsturzböcken aus Liaskalk erfüllt, wodurch die Rückfälligkeit des Walles etwas verwischt wird.

Im S der Croda d'Antruilles verläuft der Steig in etwa 2000 m Höhe zwischen einer verwachsenen Ufermoräne und dem anstehenden Fels. In tieferen Lagen habe ich keine Moräne mehr beobachtet.

¹⁾ Vielleicht deutet die Bezeichnung „Montegeletta“ der österreichischen Karte 1:25.000 auf ein Gletscherchen in späthistorischer Zeit.

4. Limojoch—Großfanes—Fanestal.

Die runden Formen am Limojoch und in der Umgebung von Großfanes lassen sich auf die abhobelnde Tätigkeit des Eises zurückführen. Morphologisch tritt Moränenschutt in dem von mir begangenen Gebiete zwar nicht auf, aber man findet nicht selten glazial verfrachtete Stücke roten Jurakalks, beispielsweise zwischen den Almhütten und Punkt 2046.

An der Aufstauung des Fanessees mit seiner weit gegen W reichenden Aufschüttungssohle war nach meinen Beobachtungen Moräne nicht beteiligt.

Das Fanestal hat größtenteils schluchtartigen Charakter, weshalb Moränen im mittleren Teile nicht zu erwarten sind. Typische Moräne findet sich erst wieder im untersten Talabschnitt an der Vereinigungsstelle mit dem Travenanzesbach. Hier sind zwischen Ponte alto und Pian dell'uovo (Pian de Lo) längs des Weges und besonders im Aushubmaterial der Schützengräben für die österreichischen Stellungen schön geschrammte und gekritzte Geschiebe von Dachsteindolomit und Liaskalk zu finden. Nach Klebelsberg (34, S. 323) sind es die Moränen eines Gschnitzgletschers. Der aus dem Travenanzes-Fanes-Gebiete kommende Gletscher war an der Moränen-aufschüttung bei Peilstein beteiligt.

5. Kleinfanes—Val di Rudo—Rauhtal.

Über die Rückzugsstände in diesem Abschnitte hat bereits Klebelsberg (34, S. 301—304) eingehend berichtet. Es werden deshalb im folgenden nur noch einige Ergänzungen gebracht.

Klebelsberg erwähnte schon (S. 304) einen kleinen Endmoränenwall (Daunstadium) bei Punkt 2273 südöstlich vom Antonijoch. Den Sockel dieses Walles bilden annähernd saigere Liashänke, auf denen eine dünne Moränendecke liegt.

Gleich südlich vom Bach, am Wege zum Limojoch, sind schöne, talauswärts gerichtete Gletscherschliffe und etwas Grundmoräne auf polierten Liaskalken zu sehen.

Der Fahrweg nach Pederü durchschneidet nördlich der vorderen Faneshöfen typischen Moränenschutt mit gut bearbeiteten Lias-, Malm- und Kreidegeschieben. Der stumpfe Wall hat rückwärts einen ebenen Wiesenboden abgedämmt.

Aus dem Gehänge südöstlich vom Lac Fischodel ist eine kleine Stirn- oder Endmoräne bei 2000 m zu erwähnen, die das Ende eines vom Monte Parei herabhängenden Gletscherlappens anzeigt.

Gewaltige Schuttmassen liegen im Val di Rudo, die eine Überhöhung des Talbodens am Lac Fischodel um maximal 60 m bewirken. Die über den tiefsten Einschnitt führende Straße muß noch eine Gegensteigung von 10—15 m überwinden. Der Auffassung Klebelsbergs, daß sich nur Dachsteindolomit und Raibler Material am Aufbau dieser Schuttbildungen beteiligen, kann ich voll zustimmen. Ebenso ist es sehr wahrscheinlich, daß die zu einem Bogen gehäuftten westlichen Schuttpartien die Endmoräne eines von der Eisengabel kommenden Gletschers — Gschnitzgletscher nach Klebelsberg — vorstellen. Wenn man Val di Rudo von einem höher gelegenen Standorte, beispielsweise von den Abhängen des Monte Parei überblickt, kann man auch an den östlich der Straße abgelagerten Schuttmassen eine Bogenform, Mittelstück bei Punkt 1857, erkennen. Es hätten demnach zur Gschnitzzeit die Endmoränen zweier Gletscher Val di Rudo wieder verriegelt. Bezeichnend ist für diese Moränen die reiche Blockführung (Bergsturzmaterial).

Aus dem inneren Rauhtal waren bisher keine Glazialspuren bekannt. Mehrere Funde von zentralalpineren Geschieben beweisen, daß zur Hoch-

eiszeit das Pustertaler Eis auch in das Rauhtal eingedrungen ist. Die Fundstellen lagen an der Straße bei Punkt 1372, Punkt 1436 (Tamers) und außerhalb Pederü. Das südlichste Vorkommen im Rauhtal wurde bei der Brücke, ungefähr 600 m Straße vor dem Unterkunftshaus in Pederü, festgestellt. Einschleppung kommt nicht in Betracht. Das Material der Findlinge ist ein heller Quarzitschiefer und graugrüner Diorit bis Tonalit mit 2—3 mm großen Hornblendeinsprenglingen.

Oberhalb Fodara Masaron (Schäferhütte bei Punkt 1337) traf ich am östlichen Gehänge im St. Vigiler Wald auf 1600 m Höhe, durch einen alten, verfallenden Holzweg erschlossen, kleine Wasseraustritte aus gut bearbeiteter Moräne mit geschrammten und polierten Liaskalkgeschieben.

Im äußeren Rauhtal liegt der prächtige, bereits von Klebelsberg beschriebene Endmoränenwall. Die Aufschlüsse am südlichen Ende, hart am Bache, gewähren guten Einblick in die schlammige Beschaffenheit der Grundmasse und zeigen mitunter gut geschliffene Dolomitgeschiebe. Genauere Betrachtung zeigt, daß der anscheinend einheitliche Wall sich aus zwei Wällen zusammensetzt, wobei der rückwärtige, höhere Hauptwall durch eine flache, aber immerhin ein paar Meter tiefe Mulde von einem zweiten, vorgelagerten und etwas niedrigeren Wall getrennt ist. Der Hauptwall (Bühlstadium) hat den Kreidese e aufgestaut. Am Nordende des vorderen Walles entspringen zahlreiche kleine Quellen vorzüglichen Wassers.

An der Westseite des Rauhtales fand ich einen Quarzphyllitblock unweit der Quelle am Steig zum Riedjoch in 1360 m Höhe.

6. Wengen-Gadertal

Für dieses Gebiet liegen auch glazialgeologische Notizen von Klebelsberg (34, S. 295 und S. 301) vor.

Klebelsberg beschrieb Daunmoränen (Wälle und Schuttkuppen) aus dem innersten Wengental, wo sich auch heute noch bis in den Hochsommer Schneeflecke erhalten. Das Material der Kuppen besteht aus Dachsteindolomit, Trias-Jura-Grenzbildungen und Liaskalk.

Bei 1930 m quert ein kleiner Stirnwall das Tal und staut einen ebenen Boden auf. Ferner fand Klebelsberg ein Wallstück zwischen 1780 und 1800 m sowie die Endmoränen eines Gschnitzgletschers innerhalb Spessa.

Zentralalpine Geschiebe wurden im Wengental bisher auf 1300 m (Häusergruppe Lunz) verfolgt. Meine Fundstellen liegen nur wenig höher. Ein vollkommen gerollter Granitblock von schätzungsweise 1 m Durchmesser war zur Zeit der Auffindung (1929) mitten im Bachbett neben der Brücke östlich von Lunz. Ein anderer, ebenfalls gut gerundeter Granitblock ragt (mit $\frac{1}{2}$ m³) südlich der Säge in Plans (Plangs gesprochen) etwas abseits vom Weg aus dem Boden.

Erratica, u. zw. fast ausschließlich Quarzphyllitstücke, sind im Bereiche des Gadertales nicht selten. Man findet sie nicht nur an Wegen, sondern auch in Wiesen und Wäldern verstreut. Im einzelnen führe ich folgende Fundorte an: Gadertal zwischen Pederöa und Preromang, östlich von Piccolein, Umgebung von Costamajor, Weg von dort nach Campein, Gegend von Rung, am Fuße des Riedberges usw. Selbst am Riedjoch (1863 m, Übergang nach St. Vigil) habe ich Quarzphyllit gefunden.

Diese erratischen Geschiebe bezeugen, daß zentralalpines Eis ins Gadertal reichte und das Riedjoch überschritten hat. Bemerkenswert ist, daß der Rückzug der Gletscher rasch erfolgt sein muß, denn die erratischen Geschiebe waren niemals im Verlande einer Moräne zu finden. Ich kartierte im ganzen Raume zwischen Piccolein und Wengen überhaupt nur ein einziges Vorkommen von typischem Moränenschutt: am Aufstieg zum Riedjoch ist nämlich in 1780 *m* Höhe durch den Weg ein N—S verlaufendes Wallstück angeschnitten, dessen ungewaschener Schutt prächtig geschliffene und gekritzte Geschiebe von Kalk und Dolomit enthält.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß sich auch in den heute nicht mehr vergletscherten St. Vigiler Dolomiten reichlich Anzeichen fanden, welche die schon früher (34) erwiesene hocheiszeitliche Vergletscherung dieses Gebietes bestätigen. Aus den Zentralalpen kommende Gletscher stießen in die nach N geöffneten Täler (Gadertal, Rauhtal, Grünwaldtal) vor, überflossen das Kammstück zwischen St. Vigil und Wengen und auch die ungleich höheren Olinger Dolomiten und bedeckten schließlich auch noch das Sennesplateau. Neben sonstigen Glazialspuren ließ sich in der Regel Moränenschutt feststellen, morphologisch — zu regelrechten Wällen geformt — tritt er hingegen ziemlich selten auf. Die Abschmelzung dürfte demnach in den süd- und westexponierten Lagen ziemlich rasch erfolgt sein, nur in den stärker beschatteten, von hohen Felsen umgebenen Tälern und Karen konnte sich das Eis länger halten und schöne Endmoränen ablagern. Die gefundenen Moränen lassen sich im großen ganzen dem Gschnitzstadium (Foscheduratal, Grünwaldtal, Krippes, Fodara Vedla, Ponte alto, Kleinfanes, Val di Rudo und Spessa) und dem Daunstadium (oberstes Krippetal, Vallon da Mez und innerstes Wengental) einordnen, der Endmoränenwall am Kreidesee hingegen scheint schon eher dem Bühlstadium zu entsprechen.

B. Gehängebreccie.

Östlich von St. Vigil reicht noch der südlichste Zipfel einer alten Gehängebreccie in das Aufnahmegebiet herein. Da ich nur dieses kleine Vorkommen besucht und genauer kartiert habe, gelten die folgenden Angaben auch nur für den in der Karte dargestellten Teil.

Im Foscheduratal ist diese Breccie auf beiden Talseiten gut erschlossen. Sie bildet hier den Felsporn zwischen dem Hochalmbach und der Roa Blanca, hat aber ihre Hauptverbreitung erst nördlich des Baches.

In einer Gesamtmächtigkeit von mindestens 10 *m* sieht man die ein bis ein paar Meter dicken Bänke je nach der Neigung des Hanges bald mäßig steil talaus fallen, bald annähernd söhlig liegen. Senkrecht zur Bankungsfläche kann man öfters Klüfte beobachten. Als Unterlage kommen — soweit überhaupt erschlossen — Grödner Sandstein und Dolomite der unteren Bellerophon-Schichten hervor. Nach Ogilvie Gordon (50, S. 356) tritt weiter nördlich an der Basis auch noch Quarzphyllit zutage.

Das Material zu dieser Breccie ist ausschließlich den Schichten des Ablagerungsbereiches entnommen.

Daher findet man nur Gesteine, die in der nächsten Umgebung anstehen: Bellerophon-Schichten, Seiser und Campiller Schichten, vorwiegend aber helle Dolomite und dolomitische Kalke aus der anisichen und ladinischen Stufe. Richthofen (58, S. 209) erwähnt auch Einschlüsse von Glimmerschiefern und Kalk, die durch ein rotes Bindemittel verfestigt seien. In der Umgebung des Foscheduratales ist das Bindemittel stets weiß und kalkig. Die Größe der Bestandteile wechselt. Die größten hatten einen Durchmesser von 1 m. Die Form der Einschlüsse ist gewöhnlich eckig, nicht selten sind aber auch gerundete bis gerollte Stücke enthalten. Es sei daran erinnert, daß Richthofen, dessen klassisches Werk die erste Beschreibung dieses Vorkommens enthält, niemals von einer Breccie, sondern immer nur von einem „Conglomerat“ spricht. Die konglomeratische Ausbildung habe ich außerhalb des Arbeitsgebietes (am Unterlauf des Talbaches, u. zw. westlich von Punkt 1295) beobachtet, aber nicht näher untersucht.

Wegen der großen Festigkeit bricht die Breccie in Blöcken, sie wird deshalb auch als Baustein verwendet. Kennzeichnend ist das löcherige Aussehen im Handstücke sowie das Vorhandensein zahlreicher kleiner Höhlen und Nischen, die durch Verwitterung der weichen Bestandteile und durch Ausbrechen großer Einschlüsse entstanden sind.

Die Breccie dürfte die Reste eines großen Murschuttkegels — nach Art der Höttinger Breccie bei Innsbruck — vorstellen, der sich in das St. Vigiler Tal herausgebaut hatte. Die Ähnlichkeit mit der „weißen“ Höttinger Breccie ist, was ihr ganzes Auftreten, Bankung, Farbe, Größe und Form der Einschlüsse betrifft, überraschend.

Die Altersfrage dieser Gehängebreccie ist noch nicht völlig geklärt, doch dürfte sich auch in diesem Punkte eine Übereinstimmung mit den interglazialen Breccien der Nördlichen Kalkalpen ergeben. Richthofen (58, S. 208) nahm miozänes Alter an, bemerkte aber gleichzeitig, daß diese Altersdeutung sehr unwahrscheinlich sei. Mojsisovics stellte sie ins Diluvium. Erst Ampferer (2, S. 249 und 250) und Ogilvie Gordon (50, S. 356), die sich zuletzt mit der Gehängebreccie beschäftigten, fanden sie von den mächtigen Grundmoränen der ? Würmvergletscherung bedeckt und deuteten sie als interglaziale Ablagerung. Zur vollständigen Klärung dieser Frage bedarf es noch einer genauen Kartierung des übrigen Verbreitungsgebietes.

C. Terrassensedimente.

Im Bereiche des kartierten Gebietes kommen Terrassensedimente nur bei Rungadutsch und Preromang am rechten Ufer des Gaderbaches vor. Von den analogen Ablagerungen am linken Ufer bei St. Martin hat bereits O. Reithofer (56, S. 307) eine Beschreibung gegeben.

Es handelt sich um größtenteils wohlgerollte Gesteinsstücke, die durch ein kalkiges Bindemittel konglomeratartig verkittet sind. Die Korngröße schwankt von wenigen Millimetern bis gegen $\frac{1}{2}$ m. Größere Blöcke, etwa bis zu 1 m Durchmesser, sind sehr selten.

An der Zusammensetzung beteiligen sich so ziemlich alle Gesteine der benachbarten Gebiete. Im einzelnen wurden beobachtet: Quarzphyllit, Grödnert Sandstein, Gerölle aus den Werfner (Campiller) Schichten, Tuffsandstein, Augitplagioklasporphyr, nicht näher bestimmbar Einschlüsse von grauer bis dunkelgrauer Farbe, hauptsächlich aber helle Dolomitgerölle.

Morphologisch treten die konglomerierten Schotter mehr oder weniger deutlich als Terrasse mit steilen Hängen in Erscheinung.

Die Altersfrage dieser Sedimente ist noch nicht geklärt. Unter- oder Überlagerung durch Moräne konnte nicht beobachtet werden, für interglaziales Alter spricht aber außer dem Vorkommen kristalliner Schiefer (Quarzphyllit) — allerdings nicht zwingend — z. B. ein schön geschrammter und polierter, grauer, dolomitischer Block mit zirka 1 m Durchmesser, im Verbands der Schotter. Eine Bestätigung dieser Ansicht scheint mir der Fund eines Zahnes von *Equus fossilis* aus einer Ablagerung in der Nähe von Piccolein zu bieten, worüber Richthofen (58, S. 107) berichtet. Auch Ampferer (2, S. 248) rechnet diese Terrassenschotter zum „Ablagerungsinventar aus dem Eiszeitalter“.

Alluvium.

A. Talalluvium-Seen.

Alle großen Bachläufe des Gebietes werden von mächtigen Alluvionen begleitet. Man erkennt solche aufgeschüttete Talstrecken an ihrem geringen Gefälle.

Das Gadertal zeigt diese Erscheinung recht deutlich. Während es im Abschnitte von Pederöa bis zur Einmündung des Campillbaches sehr eng ist, stellenweise sogar eine Schlucht bildet, deshalb keine größeren Schuttmassen anhäufen kann, erweitert es sich von Preromang abwärts bis zu den alten Eisenöfen bei Piccolein zu einem breiteren Tal, auf dessen Kies- und Schotterbett der Gaderbach zwischen Erlenauen fließt.

Das beste Beispiel für ein hoch eingeschottertes Tal im Inneren eines Gebirgsstockes bildet das Rauhtal. Auf eine Strecke von 7 km lassen sich die Alluvionen von Pederö bis gegen den Kreidesee hinaus verfolgen. Sie werden beiderseits von großen Schutthalden umsäumt, die sich an manchen Stellen bis in die Talmitte vorgebaut haben, so daß die breiteste Stelle, d. i. außerhalb Pederö, nur mehr etwas über 400 m beträgt. Die Felssohle dürfte mindestens 100 m tiefer liegen. Der Rauhtalbach ist auf weite Strecken hin versiegt, sein beständiger Lauf beginnt erst bei Fodara Masaron (Sorgente Peccei).

Ähnlich verhält es sich auch mit dem Grünwaldtal, doch ist hier das flache Sohlenstück so eingeengt, daß es sich auf der Karte nicht darstellen ließ. Die großen Schuttmassen, welche das Tal zwischen der Grünwaldalpe und dem Pragser Wildsee so flach erscheinen lassen, gehören einem breiten, von S kommenden Schuttkegel an.

Zur Anhäufung kleiner Alluvionen ist es in der Südostecke des Gebietes, an der Vereinigungsstelle von Boite und Fanesbach, gekommen, wo die kleine Alpe Pian dell'uovo liegt.

Um die Seen in der Karte besser hervortreten zu lassen, wurden sie wie das Talalluvium nicht koloriert.

B. Bergsturm Massen.

Bergstürze finden sich fast überall am Fuße von Steilhängen und Wänden. Sie wurden aber nur dort eigens ausgeschieden, wo sie sich durch die Größe ihrer Blöcke — mindestens 1 m³ — vom Gehängeschutt

deutlich abheben oder Abrißstellen erkennen lassen. Sie stammen in erster Linie von den drei Hauptfelsbildnern: Schlierndolomit, Dachsteindolomit und Liaskalk.

Nach der Art ihrer Entstehung kann man im allgemeinen zwei Typen unterscheiden: Bergstürze, die dadurch zustande kommen, daß einzelne Gesteinsblöcke durch Spaltenfrost, Unterwaschung usw. ihre Unterlage verlieren oder im labilen Gleichgewicht schweben und beim nächsten Anlasse polternd in die Tiefe stürzen. Dieser Fall ist besonders gut dort zu beobachten, wo Gesteinsgrenzen durchziehen, beispielsweise an der Trias-Jura-Grenze.

Die zweite Gruppe von Bergstürzen kann man als Schichtflächenbergstürze bezeichnen. Sie sind nach meinen Beobachtungen im begangenen Gebiete mindestens ebenso häufig. Bei geneigter Schichtlage kommen einzelne Platten oder ganze Schichtpakete ins Gleiten, wobei außer Wasser nicht einmal ein besonderes Gleitmittel vorhanden zu sein braucht. Auf diesen Vorgang läßt sich eine Reihe von Bergstürzen zurückführen. Im Rauhtal liegen zwischen Punkt 1293 und Punkt 1337 große Schlierndolomitblöcke, die von der Ostseite (Monte Sadalce, Punkt 1736, und St. Vigiler Wald) stammen und größtenteils baumbewachsen sind. Manche sind scheinbar in Reihen angeordnet, weshalb man sie bei flüchtiger Beurteilung für Moränenwälle halten könnte.

Viel Bergsturzmaterial liegt bei Fontanella in der Gemeinde Wengen. Die Abrißstelle ist in der durch ihre Rotfärbung weithin sichtbaren Kreuzspitzflexur gelegen, wo die mürben Werfner Schichten der Unterlage das Ausbrechen der hangenden, hier südfallenden Dolomitbänke (Muschelkalk, Mendeldolomit) begünstigt haben. Einzelne Blöcke scheinen bis zur Säge in Plans (am Wengenbach) gesprungen zu sein.

Ein typischer Schichtflächenbergsturz ist auf den Plattenschüssen an der Südseite des Seekofels abgegangen. Der Weg zur Egerer Hütte führt zwischen den Blöcken hindurch.

Der bedeutendste Bergsturz ist zweifellos jener im Fanestal. Gewaltige Klötze aus Liaskalken sind vom Col Becchei und vom Monte Vallon Bianco herabgestürzt und haben die Aufstauung des Fanessees bewirkt.

Eine große Ausbruchsnische ist westlich von Punkt 2184 an der Westseite des Monte Cadini zu sehen. Bergsturmassen bedecken ferner die Moränenwälle im Val di Rudo.

Eine hübsche, modellartige Bergsturzlandschaft mit relativ kurzer Sturzbahn liegt auf Wengener Schichten bei der Halterhütte am Paresberg. Die Abrißzone befindet sich in den untersten Dachsteindolomitlagen.

An der Ost- und Südwestseite des Riedberges haben Bergsturzblöcke aus den Buchensteiner Agglomeraten größere Verbreitung.

C. Schuttkegel, Gehängeschutt und Vegetationsbedeckungen.

An der Mündung der meisten Täler und Gräben haben sich Schuttkegel gebildet. Im nordwestlichen Gebietsteil entstanden auf ihnen die Siedlungen. Der größte dieser Schuttkegel, der aus dem Foschedura- und Roa Blanca-Tal kam, hat den Rauhtalbach an die westliche Bergseite gedrängt. Auf ihm liegt das Dorf St. Vigil mit seinen gut bewirtschafteten Äckern und Wiesen. Im Gadertal sind Picolein, St. Martin in Thurn und Pederoa auf Schuttkegeln erbaut. Ausgedehnte Schutthalden bedecken das vordere Grünwaldtal und verkleinern allmählich den Pragser Wildsee von S her.

Zur Bildung von Schuttströmen neigen die wasserspeichernden Tuffe der Wengener Schichten, die sich hauptsächlich an zwei Stellen wie ein zäher Brei talabwärts bewegt haben. Die Abrutschstelle des einen Stromes heißt Tiavazza und liegt in den Bergwiesen genau südlich vom Paresberggipfel. Das hier abgesessene Material läßt sich bis zu den Moränen innerhalb Spessa verfolgen. Der zweite Schuttstrom

hat sein Verbreitungsgebiet im sumpfigen Wiesenland zwischen dem Riedberg und der Häusergruppe Biej. Auch in den Riedwiesen nordöstlich vom Riedjoch hat eine ähnliche Fließbewegung stattgefunden.

Gehängeschutt sammelt sich, besonders in Form von breiten Schuttfächern, am Fuße der Wände und Steilstufen an und verdeckt oft auf weite Strecken das Anstehende. Besonders schuttreich sind das Grünwald-, Foschedura- und Krippestal, das Rauhtal mit dem Val di Rudo und das innerste Wengental.

Die Vegetationsdecke kommt für die Hochgebirgsregion fast gar nicht in Betracht. In tieferen Lagen, vor allem in der Umgebung von St. Vigil und Wengen, erschweren geschlossene Wälder und üppige Wiesen die geologischen Untersuchungen.

Nutzbare Ablagerungen und Mineralquellen.

So reich dieses Gebiet mit allen erdenklichen Naturschönheiten einer Gebirgslandschaft gesegnet ist, so arm ist es an abbauwürdigen Bodenschätzen.

Nach J. Th. Haller (18) fand man „zwischen Pares und Ritt in der Gemeinde St. Vigil Zinn und silberhaltige Stufen“.

„Gute Hornsteine für den Hausbedarf“ sollen in der Sennesalpe gebrochen worden sein.

M. v. Isser (29) berichtet von Alaunschiefern mit Schwefelkiesen in Lagern im dolomitischen Kalk (Fodara Vedla). „Am Fuße der Sennesalpe im Rauhtale bestanden im 16. Jahrhundert nicht unbedeutende Alaunsiedereien, deren Produkte im nahen venetianischen Gebiete Absatz fanden. Ihre bleibende Auflassung datiert vom Jahre 1645.“

Schürfungsversuche auf Kohle in Wengen um das Jahr 1850 verliefen ergebnislos.

Von diesen nur der Vollständigkeit halber erwähnten Vorkommen und von deren Nutzung ist selbst den ältesten Talbewohnern nichts mehr bekannt, auch sind keinerlei Abbauspuren, Halden u. dgl. vorhanden.

Nach dem oben zitierten St. Vigiler Landrichter J. Th. Haller „wurde ein ausgezeichnet schöner, weit und breit verführter Bolus in mehreren Orten, vorzüglich in den Hochalpen Fodara Vedla und Sennes gegraben“. Auch dieses Vorkommen war lange in Vergessenheit geraten, wurde aber vor 2 Jahren nordöstlich vom Col Pira Maura bei Punkt 2103 im Liaskalk in einer Art Strudelloch wieder gefunden. Es handelt sich um eine dunkelrote, im Wasser zerbröckelnde, auf Salzsäure reagierende Erde, die pulverisiert, gewaschen und geknetet als Tierarzneimittel (äußerlich) sehr gesucht, übrigens auch als Anstrichfarbe verwendet wird. Ich traf dieses Verwitterungsprodukt (Terra rossa) auch in der Umgebung jener Fundstelle in Schichtfugen der Liaskalkbänke und nördlich vom Col di Siores, westlich vom Wege, der zur Egerer Hütte führt.

Beim Hofe Pedagà, westlich von St. Vigil, wird der Quarzphyllit für Bauzwecke gebrochen. Weil völlig kalkfrei, wird er für Back- und Stubenöfen bevorzugt. Die ortsübliche Bezeichnung „Bleistein“ verdankt er seinem relativ hohen spezifischen Gewichte im Verein mit Glanz und bleigrauer Farbe.

Der ebenfalls feuerfeste Grödnert Sandstein findet nicht nur Verwendung zur Aufmauerung von Kalköfen, sondern auch zu soliden Hochbauten. So besteht beispielsweise der Turm der St. Barbara-Kirche in Wengen (Punkt 1510) z. T. aus solchen Sandsteinquadern, die vermutlich in harter Fronarbeit von Piccolein heraufgeschafft worden sind. Guter Quarzsand für Bauzwecke wird aus den verwitterten Sandsteinfelsen südlich von Piccolein abgebaut.

Einen Handelsartikel bildete in früheren Zeiten der Gips (aus den unteren Bellerophon-Schichten). Er wurde in größeren Mengen gebrannt und gemahlen zu Stukkaturen und Estrichböden sowie als Kleedünger verwertet.

Zum Kalkbrennen, für Straßenbauten und zur Beschotterung dienen Kalke und Dolomite aus den verschiedensten Formationen.

Die dunklen Lagen des Oberen Muschelkalks im Liegenden der Buchensteiner Schichten zeichnen sich durch hohen, offenbar noch zu wenig bekannten Bitumengehalt aus. Eine wirtschaftliche Ausbeutung läge vielleicht im Bereiche der Möglichkeit.

Für Zementherzeugung käme allenfalls Neocommergel von La Stuva in Betracht, doch bestehen Transportschwierigkeiten.

Der Kreidese, 3 km taleinwärts von St. Vigil, trocknet bei Niederwasser des Rauh-talbaches, mit welchem er zeitweilig in Verbindung steht, fast alljährlich im Herbst auf einige Tage aus. Dieses Ereignis wird von den Ennebergern als willkommene Gelegenheit zur Gewinnung von Seekreide benützt. In letzter Zeit allerdings nur mehr für den Lokalbedarf an Grund- und Malerkreide.

Am linken Ufer der Aqua di Campo Croce (Campo Croce—Alpe La Stuva) sind an einigen Stellen graue, auch braune Sandsteine aus der Kreidezeit dürtig erschlossen. Die ganz feinkörnigen Varietäten werden in kleinen Mengen gebrochen und als Wetzsteine zugerichtet in den Handel gebracht. Sie sind gut und billig.

Im Jahre 1915 stand noch eine Steinsäge bei der genannten Alpe La Stuva im Betriebe zur Verarbeitung der steinbruchmäßig gewonnenen Blöcke aus dem *Ammontico rosso*, einem wegen seiner schönen roten Farbe und ausreichenden Polierfähigkeit bekannten „Marmor“. Auch diese Betriebsstätte liegt heute verödet und wird fast nur mehr von Petrefaktensammlern aufgesucht.

Mit dem Sammeln und dem Handel von Versteinerungen befassen sich auch die Bewohner von Wengen seit vielen Jahrzehnten. Sind auch die klassischen Fundstellen schon ziemlich erschöpft, so kommen doch in Bächen und frischen Abrißstellen zur Zeit der Schneeschmelze und nach Gewitterregen immer wieder Fossilien zum Vorschein, die von alt und jung aufgelesen und verkauft werden, wobei man die Angaben über Herkunft nach Möglichkeit der Nachfrage anzupassen trachtet!

Als Mineralwasser hat nur die zum Bade Cortina bei St. Vigil gehörige Quelle einige Bedeutung.

Sie entspringt wenige Meter ober der Talsohle in den Bellerophon- (nicht Werfner) Schichten und wird mehrere 100 m weit zum Bad geleitet, u. zw. in offenen Rinnen, weil sich hölzerne Brunnenröhren nicht bewährten. Diese wurden nämlich durch Tuffansatz nach kurzer Zeit verstopft, wie ja auch die Böschung unterhalb der Wasseraustrittsstellen mit einem dicken Kalktuffmantel überzogen ist. Weil die offene Zuleitung nicht nur unhygienisch, sondern auch mit großem Verlust an Kohlensäure verbunden ist, hat man 1930 mit dem Legen einer Eisenrohrleitung begonnen.

Die Quelle wird zu den erdigen, geringe Mengen Fe führenden Mineralwässern gerechnet (72).

Hauptbestandteile sind:

Freie Kohlensäure,
Kohlensaurer Kalk,
Kohlensaure Magnesia.

Der Gehalt an Schwefelsaurem Kalk rührt zweifellos von Gipslagen her, welche das Wasser auf seinem Wege durchfließt. Es ist sehr frisch (zirka 6° R), farb- und geruchlos und hat keinen unangenehmen Geschmack.

Zwei schwache Schwefelquellen entspringen beim Gasthause Preromang im Gadertale, eine kleinere derartige Quelle rinnt aus den konglomerierten Schottern knapp an der Straße nördlich von Rungadtsch in der Nähe des Grödner Sandsteins.

Verzeichnis der benützten Literatur.

1. Werke allgemeinen Inhaltes.

1. Ampferer O. Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins. Bd. 46, 1915.
2. — Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 16, 1928.
3. Benecke E. W. Über Trias und Jura in den Südalpen. Geognostisch-Paläontologische Beiträge, Bd. 1, München 1866.
4. — Über einige Muschelkalk-Ablagerungen der Alpen. Geognostisch-Paläontologische Beiträge, Bd. 2, 1868.
5. Bericht über die 7. Generalversammlung des geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1845.
6. Bittner A. Zur Kenntnis der Bellerophonkalke Südtirols. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1892.
7. Blaas J. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.
8. Boehm G. Beiträge zur Kenntnis der Grauen Kalke in Venetien. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 36, 1884.
9. Cornelius H. P. und Furlani-Cornelius M. Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol). Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1924.
10. Cornelius H. P. Ein Bohnerzfund auf dem Latemar (Dolomiten). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1926, Heft 10.
11. Cornelius-Furlani M. Zur Kenntnis der Villnösser Linie. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1924.
— Dal Piaz, siehe Piaz.
12. Diener C. Über den Einfluß der Erosion auf die Struktur der südosttirolischen Dolomitstöcke. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, 1900.
13. Emmrich H. Übersicht über die geognostischen Verhältnisse Südtirols. Zugabe zu A. Schaubach, „Die Deutschen Alpen“, IV. Teil. Jena 1846.
14. Frauenfelder A. Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Eclogae geologicae Helvetiae, vol. 14, Lausanne 1916.
15. Furlani M. Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 97, 1919.
16. Gasser G. Die Mineralien Tirols usw. Innsbruck 1913.
17. Haas H. Über die Lagerungsverhältnisse der Juraformation im Gebiete von Fanis in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887.
18. Haller J. Th. Das k. k. Landgericht Enneberg in Tirol. Ein historisch-statistisch-topographischer Abriß. Zeitschrift für Tirol und Vorarlberg, Bd. VI und VII, Innsbruck 1831/32.
19. Haug E. Die geologischen Verhältnisse der Neocomablagerungen der Puezalpe bei Corvara in Südtirol. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 37, 1887.
20. Hoernes R. Aus den Südtiroler Kalkalpen. Einfluß des geologischen Baues auf die Terraingestaltung in der Umgebung von Ampezzo, Buchenstein, Gröden und Enneberg. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Bd. 6, München 1875.
21. — Aufnahme im oberen Rienzthale (Umgebung von Toblach) und der Gegend von Cortina d'Ampezzo. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875.
22. — Neocomfundorte in der Gegend von Ampezzo und Enneberg in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1876.
23. Horn M. Vorläufige Mitteilung über den ladinischen Knollenkalkkomplex der Südalpen. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1913.
24. — Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau, 1914.
25. Houten L. van. Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 80, 1930.

26. Hubert A. v. Analysen von 24 verschiedenen Kalksteinen aus Südtirol. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 1, 1850.
27. Hummel K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (submarine Gesteinszersetzung). Geologische Rundschau, Bd. 13, Berlin 1922.
28. — Das Problem des Fazieswechsels in der Mitteltrias der Südtiroler Dolomiten. Geologische Rundschau, Bd. 19, Berlin 1928.
29. Isser M. v. Die Montanwerke und Schurftbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Wien 1888.
30. Klebelsberg R. v. Neuere geologische Forschungen, die Südtiroler Dolomiten betreffend. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. 4, 1911.
31. — Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen unter besonderer Berücksichtigung der Ostalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Bd. 44, Wien 1913.
32. — Die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1922.
33. — Probleme der alpinen Quartärgeologie. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 76, 1924.
34. — Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten.
 - I. Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern.
 - II. Die Trias-Jura-Grenze im „Dachsteinkalk“-Gebirge zwischen Gader und Boite. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 79, 1927.
35. — Alte Gletscherstände in den Dolomitentälern (Südtirol, Venetien). Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 16, 1928.
36. — Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. Verlag Borntraeger, Berlin 1928.
37. Klipstein A. v. Beiträge zur geologischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen 1843.
38. — Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen 1871—83.
39. Kober L. Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. Bd. 1, 1908.
40. — Der Bau der Erde. Berlin 1921.
41. — Das Werden der Alpen. Eine erdgeschichtliche Einführung. Karlsruhe 1927.
42. Kronecker W. Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart 1910.
43. Leuchs K. Beiträge zur kalkalpinen Lithogenese. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Bd. 59, Abt. B, Stuttgart 1928.
44. Loretz H. Geognostische Beobachtungen in der alpinen Trias der Gegend von Niederdorf, Sexten und Cortina in Süd-Tirol. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1873.
45. — Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 26, 1874.
46. Mader J. Die Bäder und Heilquellen im Hochtsch. Verlag Vogelweider, Bozen 1929.
47. Mojsisovics E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
48. Nöth L. Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 79, 1929.
49. Ogilvie Gordon M. The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites. Transact. Edinburgh Geol. Soc., Vol. 9, 1910.
50. Ogilvie Gordon M. Das Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 24, 1927, Teil I und II.
51. — Geologisches Wanderbuch der Westlichen Dolomiten. Verlag Freytag und Berndt. Wien 1928.
52. — Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 79, 1929.
53. Penck A. Das Land Berchtesgaden. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Bd. 16, 1885.
54. — und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 3: Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen. Leipzig 1909.

55. Piaz dal. *Geologia dell'Antelao*. Bollettino del R. Comitato Geologico d'Italia, Bd. 42 (1911), 1912.
56. Reithofer O. *Geologie der Puezgruppe (Südtiroler Dolomiten)*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 78, 1928.
57. — *Geologie der Sellagruppe (Südtiroler Dolomiten)*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 78, 1928.
58. Richtofen F. v. *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol*. Gotha 1860.
59. Rosenbusch H. *Elemente der Gesteinslehre*. Stuttgart 1901.
60. — *Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien*. Stuttgart 1905.
61. Sander B. *Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen*. Schlern-Schriften, Heft 16, Innsbruck 1929.
62. Schwinner R. *Zur Tektonik der Ampezzaner Dolomiten*. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. 8, 1915.
63. Srbik R. v. *Bergbau in Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart*. Berichte des Naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines Innsbruck, Bd. 41, 1929.
64. Staub R. *Der Bau der Alpen*. Versuch einer Synthese. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Lieferung 52, Bern 1924.
65. Tornquist A. *Das vicentinische Triasgebirge*. Stuttgart 1901.
66. — *Die „Buchensteiner Schichten“*. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1916.
67. Trautwein S. *Zur Geologie der Geisslergruppe im Villnös. Calw* 1920.
68. Tschurtschenthaler L. *Geognostische Notizen über St. Kassian, und die südtirolische Triasformation*. Programm des Gymnasiums zu Brixen, 1853.
69. Weller O. *Zur Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol*. Calw 1920.
70. Wissmann H. L. *Beiträge zur Geognosie und Petrefacten-Kunde des süd-östlichen Tirols*. Münsters Beiträge zur Petrefacten-Kunde. Bayreuth 1841.
71. Wolff F. v. *Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozener Quarzporphyrs“*. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Beilage-Bd. 27, Stuttgart 1909.
72. Zehenter J. *Die Mineralquellen Tirols mit vorzüglicher Berücksichtigung ihrer chemischen Zusammensetzung auf Grund der vorhandenen Daten*. Zeitschrift des Ferdinandeums, 37. Heft, Innsbruck 1893.

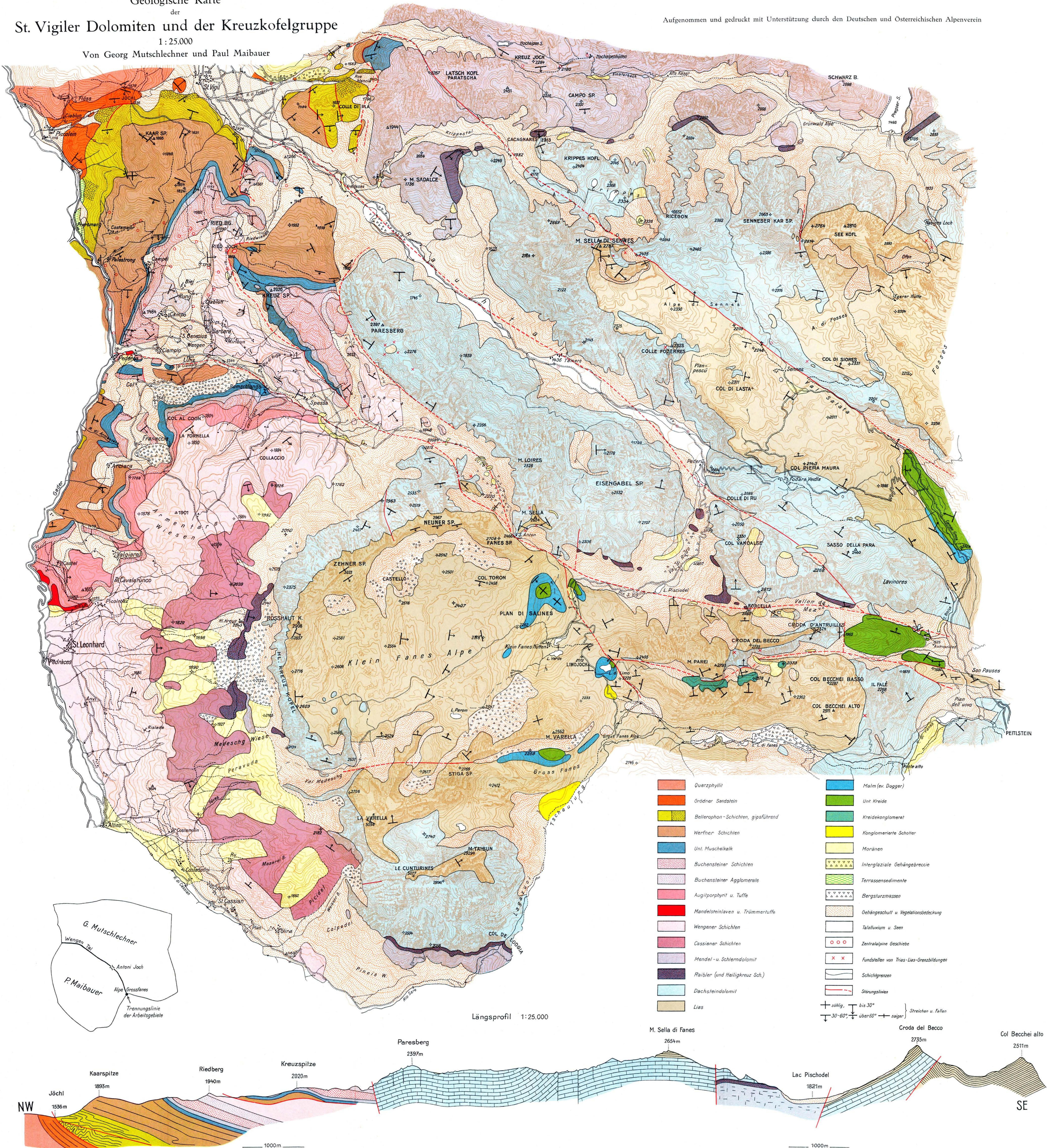
2. Für die paläontologische Bearbeitung benutzte Werke.

73. Bender G. *Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalkes der Heidelberger Gegend*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 73 (1921), 1922.
74. Bittner A. *Brachiopoden der alpinen Trias*. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 14, 1890.
75. — *Zur Kenntnis der Bellerophonkalke Südtirols*. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1892.
76. — *Lamellibranchiaten der alpinen Trias*. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 18, 1895.
77. — *Über Pseudomonotis Telleri und verwandte Arten der unteren Trias*. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 50 (1900), 1901.
78. — *Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonjer-Waldes*. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, Bd. 1, 1. Teil, Budapest 1901.
79. Böse E. *Die mittelliasische Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen*. Paläontographica, Bd. 44, Stuttgart 1897.
80. — und Schlosser M. *Über die mittelliasische Brachiopodenfauna von Südtirol*. Paläontographica, Bd. 46, Stuttgart 1900.
81. Geyer G. *Über die liasischen Brachiopoden des Hierlatz bei Hallstatt*. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 15, 1889.
82. Haas H. *Beiträge zur Kenntnis der liasischen Brachiopodenfauna von Südtirol und Venetien*. Kiel 1884.
83. Haug E. *Beitrag zur Kenntnis der oberneocomen Ammonitenfauna der Puezalpe bei Corvara (Südtirol)*. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. 7, Wien 1889.

84. Hoernes R. Vorlage von Petrefakten des Bellerophonkalkes aus Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1876.
85. — Petrefacte des obersten Jura (Tithon- und Acanthicus-Schichten) vom Monte Lavarelle bei St. Cassian in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1876.
86. Kilian W. *Lethaea geognostica*, Unterkreide. Stuttgart 1907.
87. Kittl E. Die Cephalopoden der oberen Werfener. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 20, 1903.
88. Mojsisovics E. v. Über die triadischen Pelecypoden — Gattungen *Daonella* und *Halobia*. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 7, 1874.
89. — Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Wie oben. Bd. 10, 1882.
90. Neumayr M. Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 5, 1873.
91. Ogilvie Gordon M. Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. III. Teil (Paläontologie). Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 24, 1927.
92. Oppel A. Über die Brachiopoden des unteren Lias. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 13, 1861.
93. d'Orbigny A. *Paléontologie française. Terrains crétacés*. Paris 1840—1847.
94. Peters K. Aptychen der österreichischen Neocomien- und oberen Juraschichten. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 5, 1854.
95. Philipp H. Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 56, 1904.
96. Rothpletz A. Geologisch-paläontologische Monographie der Vilsener Alpen. *Paläontographica*, Bd. 33, Stuttgart 1886.
97. Rößbenstrunk E. Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Mitteilungen der Badener Geologischen Landesanstalt, Bd. 6, Heidelberg 1909.
98. Stache G. Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. 2. Pelecypoden und Brachiopoden. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 28, 1878.
99. Stoliczka F. Über die Gastropoden und Acephalen der Hierlatz-Schichten. Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 43, 1861.
100. Tausch L. v. Zur Kenntnis der Fauna der „grauen Kalke“ der Südalpen. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 15, 1890.
101. Till A. Die fossilen Cephalopodengebisse. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 57, 1907.
102. Tornquist A. Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Umgegend von Recoaro und Schio (im Vicentin). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 50, 1898.
103. Uhlig V. Über die liasische Brachiopodenfauna von Sospirolo bei Belluno. Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. 80, (1879) 1880.
104. — Über neocomie Fossilien vom Gardenzazza in Südtirol usw. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, Bd. 37, 1887.
105. Wittenburg P. v. Beiträge zu Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geologische und Paläontologische Abhandlungen. Neue Folge, Bd. 8, Jena 1908.
106. — Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Werfener Schichten Südtirols, mit besonderer Berücksichtigung der Schichten von Wladivostok. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart 1908.
107. — Einige neue Fossilien aus den Werfener Schichten Südtirols. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart 1908, I.
108. Zittel K. A. Handbuch der Paläontologie, Bd. II und III, München 1887 bis 1890.
109. — Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie), 1. Invertebrata. München und Berlin 1924.

Geologische Karte
der
St. Vigler Dolomiten und der Kreuzkofelgruppe
1:25.000
Von Georg Mutschlechner und Paul Maibauer

Aufgenommen und gedruckt mit Unterstützung durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein



Profile

- zur
geologischen Karte der
St. Vigiler Dolomiten
1 : 25.000.
- Werfner Schichten
 - Muschelkalk
 - Mendeldolomit
 - Buchensteiner Schichten
 - Agglomerate und Tuffe
 - Wengener Schichten
 - Schlerndolomit
 - Raibler Schichten
 - Dachsteindolomit
 - Lias
 - Malm und Kreide
 - Schutt
 - I - VI Störungsflächen
 - A - F Tektonische Einheiten.

